

73171

т. 5

в. 1

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ V

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

Выпуск 1

СИЛИКАТЫ С РАЗОРВАННЫМИ КАРКАСАМИ.
ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

84248



МОСКВА НАУКА
2003

УДК 549
ББК 26.31я2
М 61

Издание выходит с 1960 г.

Главные редакторы:
член-корреспондент РАН **Г.Б. БОКИЙ**,
доктор геолого-минералогических наук **Б.Е. БОРУЦКИЙ**

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук **Н.Н. МОЗГОВА**,
кандидат геолого-минералогических наук **М.Н. СОКОЛОВА**

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук **М.И. НОВГОРОДОВА**,
доктор геолого-минералогических наук **Л.В. БЕРШОВ**

Минералы: Справ. – М.: Наука, 1960 – . –

Т. 5: Каркасные силикаты. Вып. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты / Гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий; Отв. ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. – 2003. – 583 с. – ISBN 5-02-002822-3 (в пер.)

Выпуск содержит характеристику силикатов с разорванными каркасами и наиболее распространенных каркасных силикатов – полевых шпатов и их аналогов, являющихся важнейшими породообразующими минералами. Критически использованы опубликованные в России и за рубежом результаты новейших исследований (рентгеноструктурных, химических, оптических и др.), указаны условия образования минералов и главные их месторождения, приведены термодинамические константы, данные о синтезе и практическом применении. Приведен обширный список использованной литературы.

Для минералогов, петрологов, геохимиков, химиков, геологов.

Minerals: Handbook. – М.: Nauka, 1960. – . –

Vol. 5: Tectosilicates. Pt. 1: Silicates with interrupted framework, feldspar minerals / Editor-in-Chiefs: G.B. Bokiy, B.Ye. Borutzky; Responsible editors: N.N. Mozgova, M.N. Sokolova. – 2003. – p. 583. – ISBN 5-02-002822-3 (pr.)

The part contains descriptions of silicates with interrupted framework and the most widespread tectosilicates – feldspars and their analogies; many of them are the most important rock-forming minerals. The results of recent investigations (X-ray, chemical, optical and others methods) published in Russia and abroad have been critically used; conditions of mineral-formation and the main deposits as well as thermodynamics constants, data on synthesis and practical use and the voluminous literature are given.

For mineralogists, petrologists, geochemists, chemists and geologists dealing with minerals and raw mineral materials.

ТП-2002-1-№ 204

ISBN 5-02-002822-3 © Российская академия наук и Издательство “Наука”,
многотомное издание “Минералы. Справочник”
(разработка, оформление), 1960 (год основания), 2003

Первый выпуск V тома Справочника "Минералы" посвящен описанию каркасных силикатов с разорванными каркасами и части каркасных силикатов со сплошными каркасами – полевым шпатам и их аналогам. Многие из этих минералов являются главными породообразующими минералами магматических, метаморфических, метасоматических и даже осадочных пород, и их характеристика имеет большое значение при геологических, петрологических и геохимических исследованиях.

Описание данных каркасных силикатов проводится в основном в соответствии с классификацией Г.Б. Бокия (1997). Учтены также другие публикации, касающиеся этого подкласса силикатов, изданные в последние годы: Х. Штрунца и Э. Никеля (1997), Новая минералогия Дана (Dana's New Mineralogy. 1997) и др., а также многочисленные специальные монографии, посвященные исследованию полевых шпатов.

Работа подготовлена и опубликована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-14592, 96-05-65431, 99-05-64580 и 01-05-78072).

Авторы тома:

Боруцкий Б.Е. – все полевые шпаты, ромбические (данбурит – совместно с *М.Н. Соколовой*) и гексагональные аналоги полевых шпатов, минералы группы банальсита, уссингит (совместно с *З.В. Шлюковой*).

Забавникова Н.И. – нептунит, манганнептунит.

Мозгова Н.Н. – торнасит.

Смолянинова В.Н. – литосит, роджианит, партеит, марикопант.

Соколова М.Н. – венкит, данбурит, малеевит.

Ходашова Т.С. – структуры силикатов с разорванными каркасами.

Шлюкова З.В. – грумантит, лейфит, телюшенкоит, уссингит.

В подготовке рукописи к печати участвовали Н.С. Кулиш, Н.А. Панкина и В.А. Юдинцева.

Ссылки на следующие справочники и руководства по минералогии, а также на работы общего характера, повторяющиеся в разных статьях, приводятся в скобках:

Бокий Г.Б. Систематика природных силикатов: Итоги науки и техники. Кристаллохимия. М.: ВИНТИ, 1997. Т. 31. 191 с.

Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 207 с.

Марфуни А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962. 275 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 78). Пер.: *Marfunin A.S.* The feldspars – phase relations, optical properties, and geological distribution: Transl. from the 1962 Russ. ed. Jerusalem, 1965. 317 p. (Israel Progr. Sci. Transl.).

Радиоспектроскопия полевых шпатов / И.В. Матяш, А.С. Литовченко, Н.Н. Багмунт, В.Я. Прошко. Киев: Наук. думка, 1981. 112 с.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов: (Слоистые и каркасные силикаты) / Ред. В.А. Франк-Каменецкий. Л.: Недра, 1983. 359 с. (см. с. 245–356).

Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 208 с.

Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. М.: Мир, 1969. 543 с.

Штрунц Х., Никель Э. Каркасные силикаты. Химико-структурная классификация // Зап. ВМО. 1997. Ч. 126, вып. 5. С. 1–14.

T.F.W. Barth's feldspar volume / Ed. O.H.J. Christie // Norsk. geol. tidsskr., 1962. Bd. 42, N 2. S. 1–606.

Barth T.F.W. Feldspats. N.Y. etc.: Wiley, 1969. 261 p.

Clark A.M. Hey's mineral index: Mineral species, varieties and synonyms. L., 1993. 852 p.

Dana E.S. System of mineralogy. 6th ed. N.Y.; L., 1892. 1134 p. App. I. 1914. 75 p.; II. 1914. 114 p. (Copyright, 1920).

Dana's new mineralogy: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana / R.V. Gaines, H.E.W. Skinner, E.E. Foord, B. Mason, A. Rosenzweig. 8th ed.. N.Y. etc.: Wiley, 1997. 1819 p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 4. Framework silicates. L.: Longmans, Green, 1963. 433 p. (см. с. 1–178). Пер.: *Дур У.А., Ха-уи Р.А., Зусман Дж.* Пороодообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с. (см. с. 9–204).

The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. 717 p. (Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars).

Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va.): Miner. Soc. of Amer. Southern print. co, 1975.

Feldspars and feldspathoids: Structures, properties and occurrences / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars and Feldspathoids. Ser. C; № 137).

Fleischer M., Mandarino J.A. Glossary of mineral species. Tucson: Miner. Rec. Inc., 1995. 280 p.

Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen. Heidelberg, 1913–1923. Bd. 1–9.

Papers for the feldspar symposium / Intern. Miner. Assoc. Copenhagen, 1960; Cursillos y Conf. Inst. "Lucas Mallada". 1961. Fasc. 8.

Smith J.V. Feldspar minerals. I. Crystal structure and physical properties. Heidelberg; N.Y.: Springer, 1974. 627 p.

Smith J.V. Feldspar minerals. II. Chemical and textural properties. Heidelberg, N.Y.: Springer, 1974. 690 p.

Smith J.V., Brown W.L. Feldspar minerals. Vol. 1. Crystal structures, chemical and microtextural properties. 2 nd. N.Y.: Springer, 1988. 828 p.

Winchell A.N., Winchell H. Elements of optical mineralogy: An introduction on microscopic petrography. N.Y., 1951. Пер.: *Винчелл А.Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия / Под ред. Д.С. Белянкина. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 561 с.

В тексте в скобках иногда указываются фамилия исследователя и год публикации без подробных библиографических данных в случае старых труднодоступных изданий или в соответствии с традициями данного издания в русской транскрипции для указания авторства открытия новых минералов и их разновидностей.

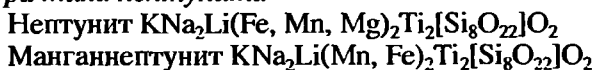
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- a, b, c – кристаллографические оси
 $a : b : c$ – отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)
 a_0, b_0, c_0, a, b, c – параметры элементарной ячейки
 a_{rh} – ребро ромбоэдрической ячейки
 a_h, c_h – параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ – углы между кристаллографическими осями
 C – центр симметрии
 d_{hkl} – межплоскостные расстояния
 Δ, Δ_r – рентгеновская триклинность – $\Delta(d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1})$
 ΔZ – параметр Si/Al-упорядоченности Томпсона – $\Delta(t_1 - t_2)$
 (hkl) – простые формы и грани кристаллов
 $[hkl]$ – ребра кристаллов и зоны
К-п.ш. – калиевый полевой шпат
К,Na-п.ш. – калиево-натриевый полевой шпат
Na-п.ш. – натриевый полевой шпат
 Ng, Nm, Np – оси индикатрисы двусосных минералов
 Ne, No – оси индикатрисы одноосных минералов
 n_g, n_m, n_p – показатели преломления двусосных минералов
 n_e, n_o – показатели преломления одноосных минералов
 P, m – плоскости симметрии в разных обозначениях
 r, v – соответственно красный и синий свет (при дисперсии)
 $T(1), T(2)$ – неэквивалентные тетраэдрические позиции (в том числе в моноклинных щелочных полевых шпатах)
 T_1O, T_1m, T_2O, T_2m – неэквивалентные тетраэдрические позиции в триклинных щелочных полевых шпатах
 $T-O$ – межзатомные расстояния между Si и кислородом в тетраэдре
 $O-T-O$ – углы между кислородными вершинами в тетраэдре
 $T-O-T$ – углы между тетраэдрами в кремнекислородных цепях
 t_1, t_2 и t_1O, t_1m, t_2O, t_2m – относительное содержание Al в тетраэдрических позициях моноклинных и триклинных щелочных полевых шпатов соответственно
 $2V$ – угол оптических осей
 $V(\text{Å}^3)$ – объем элементарной ячейки
 x, y, z – кристаллографические оси
 X, Y, Z – коэффициенты Томпсона
 Z – число формульных единиц в элементарной ячейке
Анал. – аналитик
Бл. – блеск
Вычисл. – вычисленный
Гексаг. с. – гексагональная сингония (система)
Дв.ось – двойниковая ось
Дв.пл. – двойниковая плоскость
Диагн.исп. – диагностические испытания (название раздела)
Диагност. – диагностика (название раздела)
Изл. – излом
Измен. – изменение (название раздела)
ИК – инфракрасный, инфракрасная спектроскопия
Искусств. – искусственный, искусственное получение (название раздела)
ИСУ – индекс структурной упорядоченности Каменцева–Блюмштейна для плагиоклазов –
 $\Delta Al \cdot 100 / (1 - An/100)$
ИУ – индекс упорядоченности Слеммонса – $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$
К.ч. – координационное число

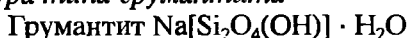
- Кл. – класс симметрии
Конц. – концентрация
Козф. – коэффициент
Куб.с. – кубическая сингония (система)
М-ние – месторождение
Микр. – микроскопическая характеристика (название раздела)
Монокл.с. – моноклиническая сингония (система)
Нахожд. – нахождение (название раздела)
Не обн. – не обнаружено
Н.о. – нерастворимый остаток
О-в – остров
Опт. – оптика, оптический
Отл. – отличие (название раздела)
Отраж. – отражение
ПК – плотность кремнеалюмоокислородного каркаса
Плавл. – плавление
Пл. – плоскость
Пл.опт.осей – плоскость оптических осей
Повед. при нагр. – поведение при нагревании (название раздела)
Полир. – полированный
П-ов – полуостров
П.п.п. – потеря при прокаливании
П.п.тр. – перед паяльной трубкой
Практ.знач. – практическое значение (название раздела)
Преф. – префектура
Пров. – провинция
Пр.гр. – пространственная группа
Прох. – проходящий
Разб. – разбавленный
Разнов. – разновидности (название раздела)
РЛ – рентгенолюминесценция
Ромб.с. – ромбическая сингония (система)
Синон. – синонимы (название раздела)
Сл. – следы
Сп. – спайность
Структ. и морф. крист. – структура и морфология кристаллов (название раздела)
Тв. – твердость
Теор. – теоретический
Тетр.с. – тетрагональная сингония (система)
Триг.с. – тригональная сингония (система)
Трикл.с. – триклинная сингония (система)
Уд.в. – удельный вес (плотность)
УФ – ультрафиолетовый, ультрафиолетовая спектроскопия
Физ. св. – физические свойства (название раздела)
Физ.-хим. конст. – физико-химические константы (название раздела)
ФЛ – фотолуминесценция.
Характ. выдел. – характер выделений (название раздела)
Хим. – химизм, химический состав (название раздела)
Хр. – хребет
Цв. – цвет
Шт. – штат
Эксперим. – экспериментальные исследования (название раздела)
ЭПР – электронный парамагнитный резонанс
ЯМР – ядерный магнитный резонанс

СИЛИКАТЫ С РАЗОРВАННЫМИ КАРКАСАМИ

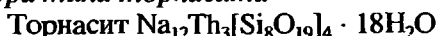
Структура типа нептунита



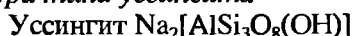
Структура типа грумантита



Структура типа торнасита



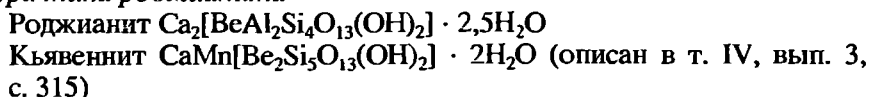
Структура типа уссингита



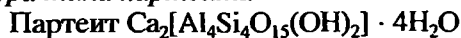
Структура типа литосита



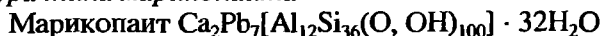
Структура типа роджианита



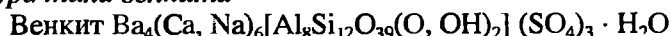
Структура типа партеита



Структура типа марикопайта

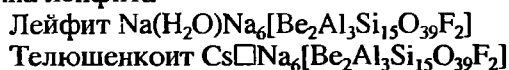


Структура типа венкита



Структура типа лейфита

Группа лейфита



Группа силикатов с *разорванными* каркасами выделена в соответствии с классификацией Г.Б. Бокия (1997) и предваряет описание собственно каркасных силикатов (силикатов со *сплошными* каркасами). В данных минералах часть кислородных вершин $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров, связывающих атомы Si (Al, Be) в единый непрерывный бесконечный каркас, остаются свободными. Отношение O:T в разорванном каркасном анионе больше 2, тогда как в сплошном каркасе оно всегда равно 2. Выделение силикатов с разорванными каркасами отличает классификацию Г.Б. Бокия от других, в частности от известной классификации Х. Штрунца и Э. Никеля (1997), где такая группа не выделяется. Согласно Г.Б. Бокию, целесообразность такого выделения обусловлена характерными отличиями в химическом составе этих минералов, поскольку и в чисто кремниевых, и в алюмосиликатных, и в бериллосиликатных разорванных каркасах атомы кислорода свободных вершин обычно заменены на OH-группы, и из-за необычности таких соединений некоторые из данных минералов вообще выпали из поля зрения составителей справочных изданий по минералогии.

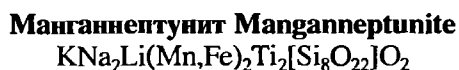
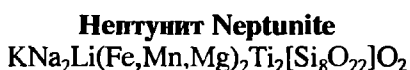
Данная группа объединяет весьма различные соединения, структуры которых описываются разными прост. гр.; по величине отношения $O : T$ они варьируют в широких пределах (2,75–2,05), занимая область между каркасными и остальными типами силикатов, рассмотренных ранее, что определяет логику их описания ранее силикатов со сплошными каркасами.

Структуры минералов с разорванными каркасами отличаются большим разнообразием мотивов основного TO_4 -аниона. Наиболее своеобразно строение каркаса нептунита и его Mn-разновидности. Он представляет собой ажурное пересечение цепочек пироксенового типа, объединенных несколькими общими TO_4 -тетраэдрами в трехмерный каркас. Следовательно, в данном случае можно говорить не столько о разрыве кремнекислородного сплошного каркаса, сколько об его имитации. Нептунит отличается от других минералов данной группы необычно высоким отношением $T : O$ (2,75). В грумантите и особенно в уссингите свободных кислородных вершин меньше, но все же отчетливо выделяются цепочки из TO_4 -тетраэдров как превалирующий структурный элемент. Даже разорванные каркасы приобретают все большее сходство со сплошными. Для них характерны те же типы крупных многогранных полостей и каналов, что и в сплошных каркасах. На этом основании многие исследователи относят данные минералы к группе цеолитов. Однако и по химическому составу, и по деталям кристаллической структуры они отличаются от цеолитов. Замещение части атомов кислорода на OH-группы фактически оставляет соответствующие вершины тетраэдров свободными, связанными только водородными связями, и, как следствие, вызывает искажение формы каналов и полостей в каркасе с уменьшением их эффективных диаметров.

Наиболее важные структурные характеристики силикатов с разорванными каркасами следующие:

	Синг.	Пр. гр.	$O : T$
Нептунит $KNa_2Li(Fe, Mn, Mg)_2Ti_2[Si_8O_{22}]O_2$	Монокл.	$C2/c, Cc$	2,75
Манганиептунит $KNa_2Li(Mn, Fe)_2Ti_2[Si_8O_{22}]O_2$	Монокл.	$C2/c, Cc$	2,75
Грумантит $Na[Si_2O_4(OH)] \cdot H_2O$	Ромб.	$Fdd2$	2,50
Торнасит $Na_{12}Th_3[Si_8O_{19}]_4 \cdot 18 H_2O$	Триг.	$R3m, R32$	2,38
Уссингит $Na_2[AlSi_3O_8(OH)]$	Трикл.	$P\bar{1}$	2,25
Литосит $K_3[Al_2Si_4O_{12}(OH)]$	Монокл.	$P2_1$	2,17
Роджаниит $Ca_2[BeAl_2Si_4O_{13}(OH)_2] \cdot 2,5 H_2O$	Тетраг.	$I4/mcm$	2,14
Кьявеннит $CaMn[Be_2Si_5O_{13}(OH)_2] \cdot 2 H_2O$	Ромб.	$Pnab$ ($Pban$)	2,14
Партеит $Ca_2[Al_4Si_4O_{15}(OH)_2] \cdot 4 H_2O$	Монокл.	$C2/c$	2,12
Марикопайт $Ca_2Pb_7[Al_{12}Si_{36}(O, OH)_{100}] \cdot 32 H_2O$	Ромб.	$Cm2m$ ($Cmm2$)	2,08
Венкит $Ba_4(Ca, Na)_6[Al_8Si_{12}O_{39}(O, OH)_2](SO_4)_3 \cdot H_2O$	Гекс.	$P62m$	2,05
Лейфит $Na(H_2O)Na_6[Be_2Al_3Si_{15}O_{39}F_2]$	Триг.	$P3m1$	2,05
Тельошенкоит $Cs\square[Na_6[Be_2Al_3Si_{15}O_{39}F_2]$	Триг.	$P3m1$	2,05

СТРУКТУРА ТИПА НЕПТУНИТА



Нептунит–манганнептунит – непрерывный изоморфный ряд, характеризующийся замещением Fe^{2+} – Mn^{2+} (Флейшер, 1990). Крайние члены ряда неизвестны. Допускается возможность существования магнезиального нептунита с формулой $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{O}_2$ [1]. В порядке дискуссии предлагалось рассматривать нептунит в качестве крайнего титанового члена ряда твердых растворов эгиринов–нептунит [2–6].

Нептунит впервые найден в Гренландии [7–10]. Назван в честь древнеримского бога моря – Нептуна, по аналогии со встречающимся вместе с нептунитом эгирином (Aegir – древнескандинавский бог моря).

Манганнептунит впервые обнаружен в Хибинском массиве на Кольском п-ове [11, 12]. Назван по химическому составу и близости к нептуниту.

Синон. Нептуни́та: карлозит – karlosite – предварительное название калифорнийского нептунита [13–20]; ферринептунит ferrineptunite – из Таджикистана [21]; **манганнептунита** (по написанию): манган-нептунит [22]; мангано-нептунит [12]; манганонептунит [23–25]; марганцевый нептунит [12, 26, 27]; марганцовый нептунит [27, 28].

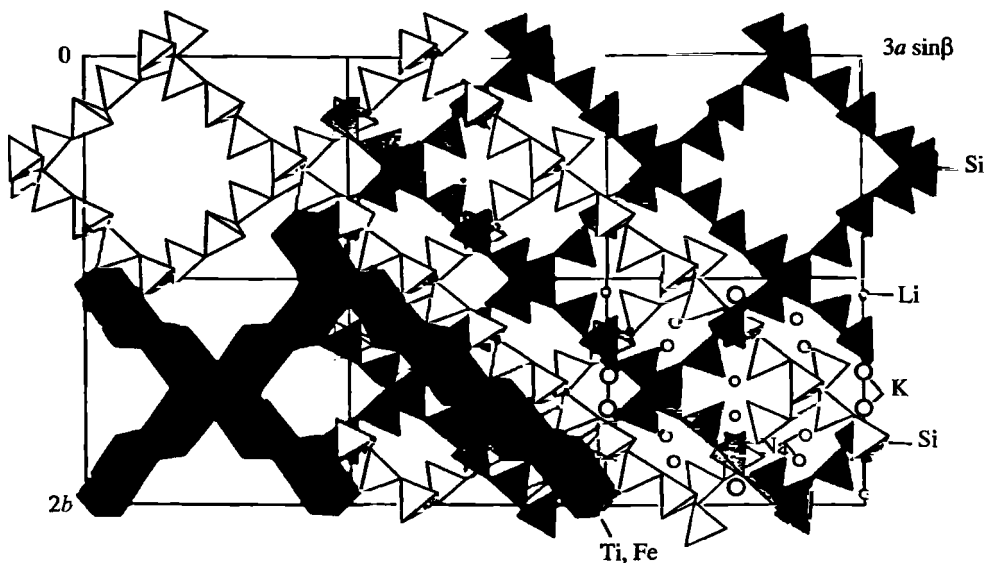
Характ. выдел. Кристаллы (от долей мм до 7–10 см) [21, 23, 28–30], их сростки, иногда ориентированные параллельно [7–9], в пустотах выщелачивания на гранях микроклина [23]; ксеноморфные зерна, агрегаты мелких кристаллов [11, 23, 31–33]; щетки, розетки, тонкие каемки вокруг зерен других минералов, прожилки в них; скрытокристаллические землистые выделения (до 10 см) [1, 23]; налеты, пленки, корочки (на эгириновых почках) [23, 25]; почкообразные скопления на эгирине П или натролите [29]; мелкие скелетообразные зерна [34]. Включения в амфиболе, эгирине, мурманите и др., сростки с эгирином [25]; заполнение промежутков между другими минералами, замещение их [27]; псевдоморфозы по стенструпину, эвдиалиту, ломоносовиту [35].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 – $C2/c$ [36–40]; C_s^4 – Cc [37, 38, 40, 41] более вероятна (объясняет наличие пьезоэффекта и отражает катионную упорядоченность Ti и (Fe, Mn) в октаэдрических положениях). $Z = 4$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Местонахождение	№ анализа	Ссылка
16,48	12,49	10,00	115,4	1,319 : 1 : 0,809	Калифорния	6, 7	[42]
16,46	12,50	10,01	115,43	1,317 : 1 : 0,801	"		[36]
16,46	12,50	10,00	115,57	1,317 : 1 : 0,800	"	9	[39]
16,427*	12,478*	9,975*	115,56*	1,316 : 1 : 0,799	"	18, 19	[41]
16,41	12,55	10,03	115,5	1,308 : 1 : 0,799	Ловозерский массив	14	[37, 38]

* $T = 293 \text{ K}$.

Кремнекислородный каркас нептунита [39, 40] и манганнептунита [37, 38] сложен зигзагообразными цепочками пироксенового типа, протягивающимися вдоль $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$ и пересекающимися под углами 80 и 100° (фиг. 1). Цепочки разных уровней связаны общими атомами кислорода, что приводит к образованию других, почти выпрямленных цепочек, иду-



Фиг. 1. Кристаллическая структура нептунита (по Канилло и др. [40])

Показаны две системы $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров и колонки из Ti- и Fe-октаэдров, вытянутые вдоль $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$, а также позиции щелочных катионов

щих в направлении $[001]$ (фиг. 2). В результате возникает трехмерный ажурный каркас с радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, каждый тетраэдр которого делит только два или три атома кислорода со своими соседями. В структуре имеются два таких независимых каркаса, связанных центром симметрии, пронизывающих друг друга (фиг. 3), но не пересекающихся. Они объединяются колонками Ti- и Fe-октаэдров, также вытянутыми в направлениях $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$, в которых чередуются пары Ti- и (Fe,Mn)-полиэдров, связанных общими ребрами. Распределение Ti и (Fe,Mn) по октаэдрическим позициям упорядоченное [41] при асимметричном расположении Ti внутри октаэдра.

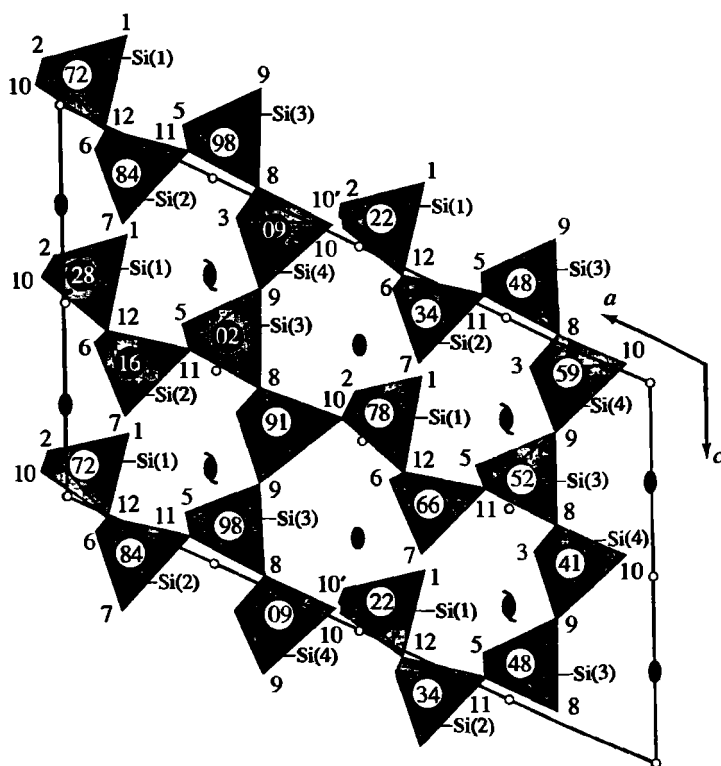
Перекрещиваясь под теми же углами 80° и 100° , колонки составляют ось вытянутости кристаллов с углом, равный углу моноклинной решетки $\beta = 115,5^\circ$ [43, 44]. В местах перекрещивания они связаны друг с другом парой почти правильных Li-октаэдров. Вместе с парами Na-октаэдров (или семивершинников) колонки объединяются в стенки, параллельные плоскостям (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$, определяющие спайность минерала в двух направлениях.

Атомы кислорода, не участвующие в формировании Si,Al-каркаса, связаны лишь с Ti и Li. Каркас нептунита может рассматриваться как полиморфная разновидность ленточных радикалов того же состава $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ [37, 38, 45].

Межатомные расстояния (Å) [40]: Si-O = 1,566–1,678; (Fe, Ti)-O = 1,918–2,218; Na-O = 2,414–2,927; K-O = 2,815–3,214; Li-O = 2,041–2,151.

Углы [40]: O-Si-O = 102,6–117,4; O-(Fe, Ti)-O = 80,9–175,4°. Межатомные расстояния см. также в [37, 38, 41].

Призм.кл. $C_{2h} - 2/m$ (L_2PC). $a : b : c = 1,3164 : 1 : 0,8076$, $\beta = 64^\circ 22'$ [7, 8].

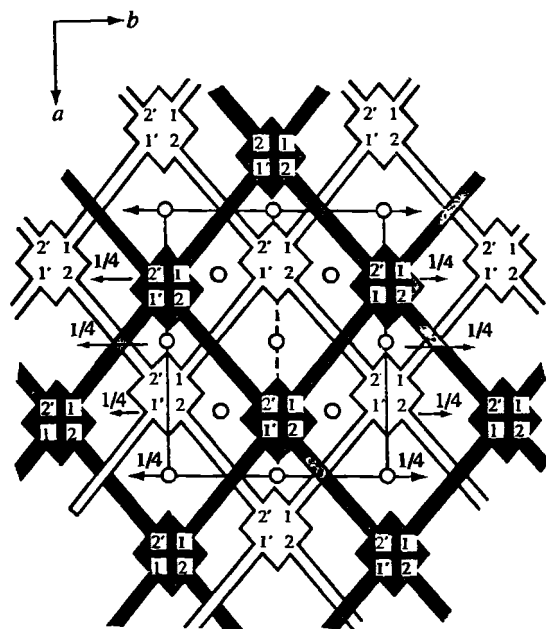


Фиг. 2. Перекрещивающиеся пироксеновые цепочки $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_\infty$ из $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров, вытянутые вдоль осей a и c , образующие трехмерный каркас $[\text{Si}_8\text{O}_{22}]_\infty$ в структуре нептунита (по Борису [37])

Si(1)–Si(4) – позиции атомов кремния; цифры в кружках – высота тетраэдров над плоскостью чертежа; заштрихованными кружками выделено 4-членное звено из тетраэдров, связывающих горизонтальные и вертикальные цепочки; цифры при вершинах тетраэдров – позиции атомов кислорода; показана элементарная ячейка с элементами симметрии (простые и инверсионные двойные оси, кружки – центры симметрии)

Формы [(Гольдшмидт, 1897); 26–28, 46, 47]:

	φ	ρ		φ	ρ		
c	001	90°00'	25°38'	x	311	72°44'	69°19'
b	010	0 00	90 00	w	$\bar{1}15$	–64 51	20 48
a	100	90 00	90 00	i	$\bar{1}12$	–19 05	23 08
m	110	40 07	90 00	o	$\bar{1}11$	–13 57	39 45
n	210	59 19	90 00	g	$\bar{2}11$	–60 40	9 22
t	$\bar{1}02$	–90 00	7 57	r	$\bar{2}21$	–28 37	61 28
f	$\bar{1}01$	–90 00	11 22	p	$\bar{3}11$	–62 39	60 22
e	$\bar{2}01$	–90 00	41 23	k	$\bar{3}12$	–53 16	34 02
d	$\bar{3}01$	–90 00	57 21	u	$\bar{5}12$	–71 42	52 08
s	111	55 10	54 43	γ	$\bar{5}22$	–56 32	55 40
h	887	53 44	57 21	q	$\bar{7}12$	–78 01	62 15
v	221	48 44	67 47				



Фиг. 3. Схематическое изображение двух независимых кремнекислородных каркасов, связанных в структуре нептунита центром симметрии (по Борисову [37])

Ромбы – торцы вертикальных (вдоль оси c) пироксеновых цепочек (см. фиг. 2), соединенных на двух уровнях 1–1' и 2–2' с горизонтальными; показана элементарная ячейка с элементами симметрии ($1/4$ – инверсионные оси, кружки – центры симметрии)

$$mm \quad (110):(\bar{1}\bar{1}0) = 80^{\circ}14'$$

$$mc \quad (110):(001) = 73 \ 49$$

$$da \quad (\bar{3}01):(\bar{1}00) = 32 \ 39$$

$$ea \quad (\bar{2}01):(\bar{1}00) = 48 \ 37$$

$$vm \quad (221):(110) = 23 \ 45$$

$$ss \quad (111):(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 55 \ 36$$

$$sc \quad (111):(001) = 35^{\circ}51'$$

$$oo \quad (\bar{1}\bar{1}1):(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 76 \ 44$$

$$oc \quad (\bar{1}\bar{1}1):(001) = 51 \ 13$$

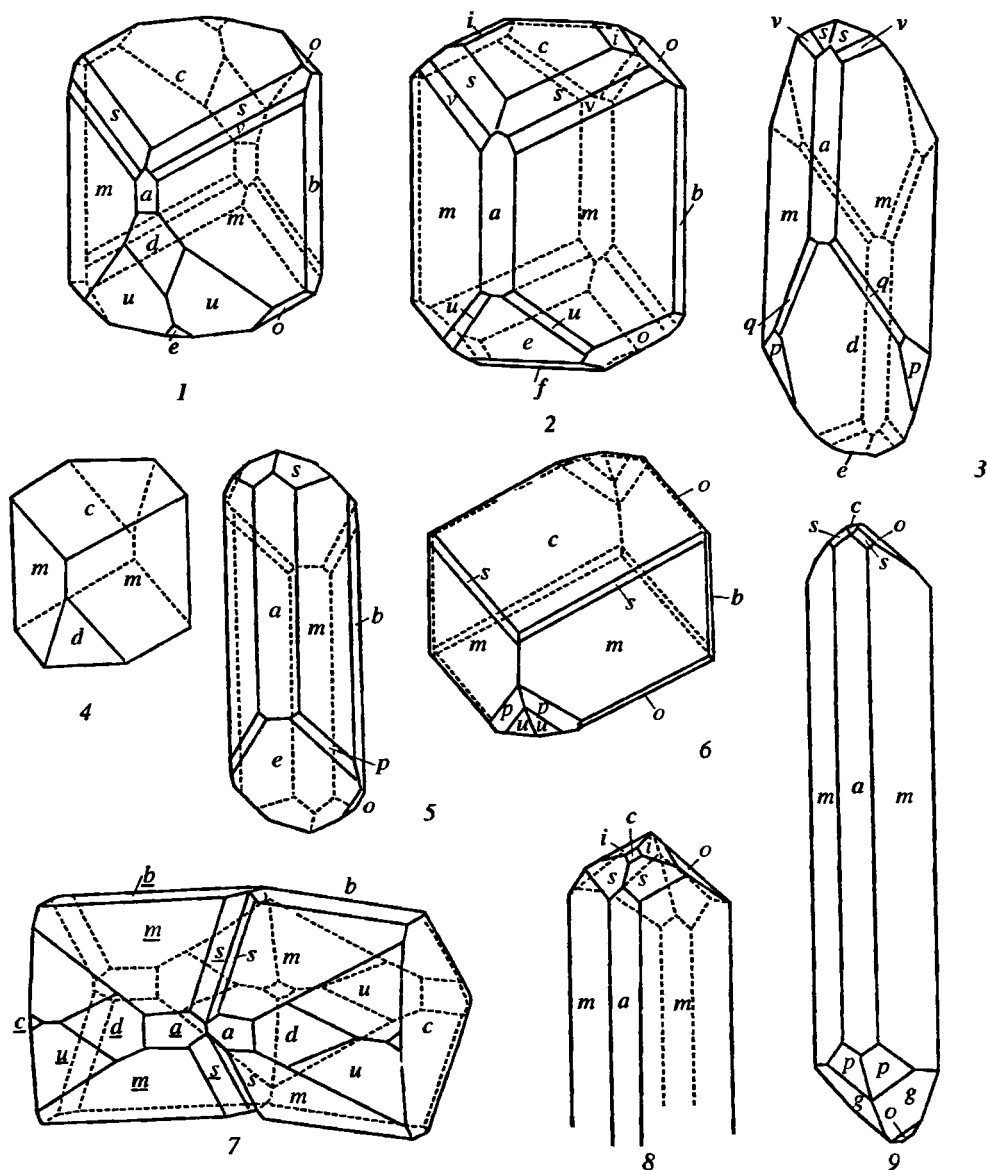
$$шш \quad (\bar{5}12):(\bar{5}\bar{1}2) = 28 \ 42$$

$$uc \quad (\bar{5}\bar{1}2):(001) = 76 \ 45$$

Кроме того, отмечалась грань (121) [48].

Кристаллы (фиг. 4, 5) нептунита и манганнептунита, как правило, призматические, несимметричные, часто двусторонне образованные, вытянутые по оси c – с преобладанием базиса $c(001)$ и узкими гранями пирамид [28, 46] или более богатые гранями с небольшим базопинакоидом и сильно развитыми пирамидами [7–10, 26, 28–46, 49–51]; встречаются уплощенные, короткопризматические, таблитчатые, клиновидные или изометричные [1, 30, 35]. Обычно грани ровные, более или менее блестящие, иногда со слабой поперечной [24] или сильной вертикальной [14, 15, 28] штриховкой. Наблюдаются разъединенные, кавернозные и рыхлые кристаллы [52]. Изредка встречаются двойники, коленчатые с двойниковой плоскостью (001) [10, 26, 28, 51, 52]. Отмечалось морфологическое сходство кристаллов нептунита с такими сфена [7, 8, 10] и эгирина [53].

Физ. св. Сп. совершенная по (110) и в двух направлениях под углом $80^{\circ}18'$, хорошая, ясная, иногда отсутствует. Изл. неровный, неправильно-ступенчатый, иногда раковистый. Хрупок. Тв. 5–6 [10, 15, 21, 23, 25, 26, 28, 30, 32, 46]. Микротвердость $824\text{--}889 \text{ кГ/мм}^2$ [54], $734\text{--}860 \text{ кГ/мм}^2$, в пересче-

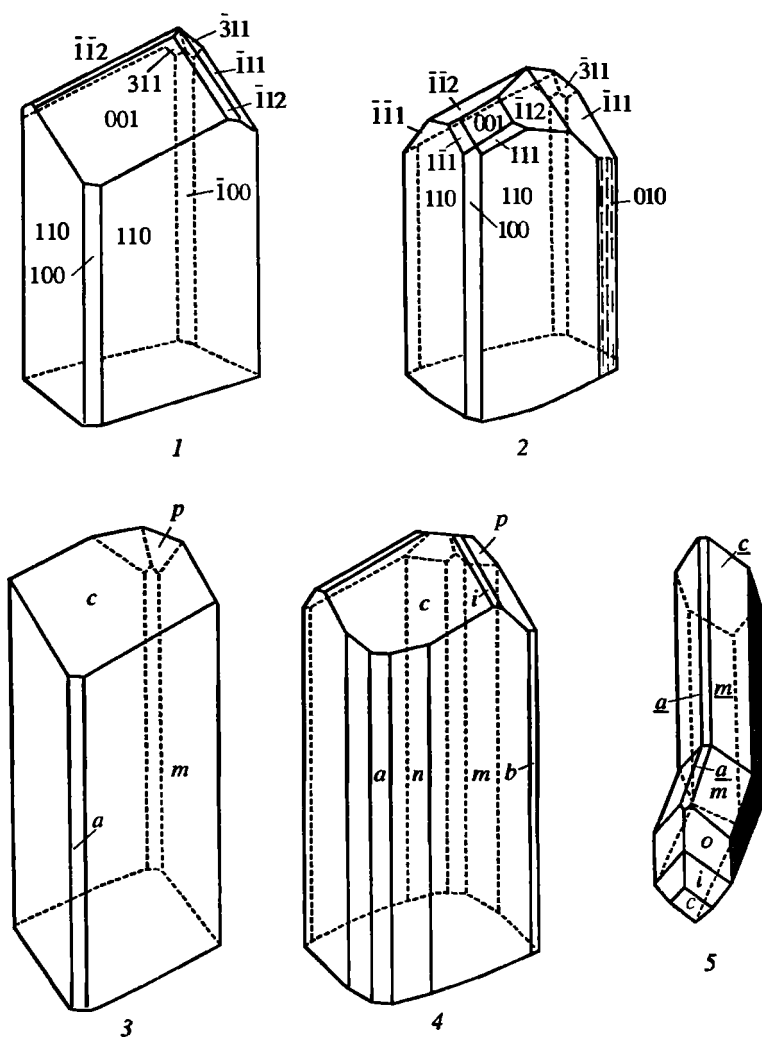


Фиг. 4. Кристаллы нептунита (Гольдшмидт, 1920)

1-7 - Нарсарсук, Гренландия: 1 - по Флинку [7], 2-4 - по Флинку (1899), 5 - по Валленстрему (1905), 6 - по Беггильду (1906), 7 - двойник по Флинку [9]; 8, 9 - из Сан-Бенито, шт. Калифорния, США: 8 - по Форду [49], 9 - по Лаудербеку (1909)

те на тв. по Моосу 6,562 [55]. Уд. в. 3,16-3,4 [1, 7, 10, 11, 14, 15, 21, 23, 25, 26, 28, 32, 51, 56, 57], возрастает с увеличением количества Fe.

Цв. зависит как от состава, так и от размера кристаллов: железистые разности и более крупные кристаллы обычно темные, почти черные, марганцовистые и более мелкие - красные разных оттенков: коричневатые, оранжево-красные [11, 27, 58] (в отдельных случаях наблюдается обратная зависимость [1, 23, 32]). Судя по спектру отражения порошка минерала, окраска вызвана ионами Fe^{3+} и Mn^{3+} [27]. Отмечена неравномерность окраски



Фиг. 5. Кристаллы манганнептунита из Хибинского и Ловозерского массивов
1, 2 – по Кравченко [28]; 3, 4 – по Яковлевской [27]; 5 – двойник по Бонштедт [28]

(пятнистость и зональность) в оттенках красного цвета [32, 48, 52]. На плоскостях даже невооруженным глазом наблюдался сильный плеохроизм: по c – густо-желтый до коричнево-красного, по a – бледно-желтый до красно-желтого в толстых слоях [13, 15]. В порошке бурый, красно-коричневый [46]. Черта оранжево-красная [26–28], кирпичная [23], коричневая [10]. Бл.стеклянный на плоскостях спайности, в изломе менее сильный [23, 26, 28, 30, 32], часто переходит в жирный [46], смоляной или восковой [52], иногда металлоидный [56]. Непрозрачен, просвечивает в тонких сколах [11, 23, 26, 28], до прозрачного в мелких кристаллах [52].

Электр. и магн. свойства. Слабо электромагнитен [21, 25]. Обладает пьезоэффектом [37, 40, 59]. ИК-спектр [60–62] характеризуется тремя основными группами полос: полоса $1115\text{--}1090\text{ см}^{-1}$ (колебания Si–O) расщеплена в связи с наличием двух типов разных по размерам колец Si–O-тетраэдров или с поляризующим действием иона Li, четкий максимум в интервале

870–810 см⁻¹ и полоса в области 600–500 см⁻¹ с тремя максимумами (возможно колебания связей Ti–O в октаэдрах).

Микр. Прозрачные. Нептунит густо-красный, красно-коричневый до черного, манганнептунит – яркий оранжевый, красно-оранжевый, светло-желтый. Мозаично-пятнистое или зональное распределение окраски: краевые части, как правило, окрашены более интенсивно, чем центральные [10, 21, 23, 24, 26, 41]. Газово-жидкие включения приурочены к зонам роста кристалла [63]. Плеохроизм обычно сильный, иногда слабый [33]: у нептунита по *Ng* – красный, красно-коричневый, красно-оранжевый; по *Np* – бледно-желтый, желто-коричневый, золотисто-оранжевый [21, 34, 42, 49, 64, 65]; у манганнептунита по *Ng* – красно-коричневый, ярко-оранжевый, оранжево-красный, по *Nm* – оранжевый, оранжево-красный, оранжево-желтый, по *Np* – светло-желтый, светло-оранжевый, бледно-розовый [24–26, 28, 32, 51]. На спектрах поглощения манганнептунита максимумы пропускания расположены для *Ng* в области 690 мкм, для *Np* – 654 мкм. Сдвиг максимумов и резкое различие в интегральном пропускании четко характеризуют плеохроизм минералов [24, 25]. *Ng* > *Nm* > *Np*. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010) совпадает с пл. симметрии, *Np* = *a*, *Nm* = *b* [28, 64], $\angle cNg$ в тупом углу $\beta = 15\text{--}17^\circ$ [23, 42, 64], 18° [10], $\sim 20^\circ$ [28], 22° [24, 25]. Погасание косое [65]. Удлинение (+) [66].

<i>n_g</i>	<i>n_m</i>	<i>n_p</i>	<i>n_g–n_p</i>	2 <i>V</i>	№ анализа	Местонахождение	Ссылка
Нептунит							
1,744	1,721	1,711	0,033	62	–	Канада	[34]
1,735	1,700	1,691	0,044	~40	–	Ирландия	[65]
1,734	1,702	1,692	0,042	~40	6, 7	Калифорния	[42]
1,731	–	1,690	0,041	48	–	Ловозеро	[1]
1,73	1,70	1,69	0,04	–	–	Австралия	[67]
1,723	–	1,698	0,025	–	1	Таджикистан	[21]
Манганнептунит							
1,728	–	1,692	0,036	–	15	Хибины	[27]
1,725	1,700	1,697	0,028	36	14	Ловозеро	[24, 25]
1,7223	1,6950	1,6927	0,0296	36	13	Хибины	
1,7189	1,6925	1,6907	0,0282	–	–	Ловозеро	[46]
1,7170	1,6907	1,6890	0,0280	–	–	"	
1,716	–	1,694	0,022	–	16	Якутия	[32]
1,713–	1,696–	1,694–	0,020–	31–34	12	Ловозеро	[23]
1,728	1,698	1,696	0,032	–	–		

С увеличением содержания Mn показатели преломления, двупреломления и угол оптических осей 2*V* снижаются [23]. Дисперсия опт. осей сильная [24, 25, 65] или очень сильная [23, 28, 34], *v* > *r*.

Хим. Теор.состав крайних членов ряда (мас.%):

	Li ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂
Нептунит	1,64	6,83	5,18	15,82	0,00	17,60	52,93
Манганнептунит	1,65	6,84	5,20	0,00	15,64	17,63	53,04

Колебания содержаний оксидов (%): K₂O – 3,2–6,3; Na₂O – 5,1–9,6 (наибольшие количества в старых анализах); Li₂O – 1,1–1,6 (в старых анализах не определялся); CaO – 0–1,6; MgO – 0–2,2 (4,5 в ферринептуните [21]); FeO –

1,6–11,9; Fe_2O_3 – 0,1–4,9 (по данным мёссбауэровской спектроскопии в образце из Калифорнии 95% всего железа – Fe^{2+} [68]); MnO – 0,6–12,9; Al_2O_3 < 0,1–2,8; TiO_2 – 15,1–18,2; SiO_2 – 50,2–54,1.

В нептуните с FeO ~ 12% (максимальное в известных природных образцах) $\text{Mn} : \text{Fe} = 1 : 18$, в манганнептуните с MnO ~ 13% это отношение 11 : 1.

В манганнептуните из Ловозерского массива спектральным анализом обнаружены: Be , Mo , Ga , Ba , Zn [23–25], Nb , Sr , Zr , Pb , Cu , La [23], I [1], 0,20% Nb , 0,0038% Ta [69]; $6,5 \cdot 10^{-6}\%$ Hg [70]; 0,47–0,6% Li , 0,03–0,034% Rb [71–73]. В нептуните из щелочных пегматитов Южн. Тянь-Шаня (массив Дара-Пиез) [74] обнаружено 0,0087% маслянистого битумоида МБА предположительно эндогенного происхождения (не исключается возможность заимствования из пород, вмещающих пегматит).

В псевдоморфозах по мурманиту и лампрофиллиту (Кольский п-ов), представляющих тонкокристаллический агрегат низкотемпературных нептуниита, белянкинита-герасимовскита и цеолитов, определено Th – 460, U – 450 $\mu\text{г}$ (в неизмененных мурманите Th – 26, U – 8,9 $\mu\text{г}$, лампрофиллите Th – 175, U – 153 $\mu\text{г}$) [75].

Анализы (расположены по увеличению содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li_2O	1,50	–	1,20	1,32	1,42	–	–	–	1,63
Na_2O	7,44	9,56	6,34	6,33	6,63	7,38	7,51	9,14	6,81
K_2O	4,46	5,08	3,32	4,36	3,19	4,84	4,76	5,39	5,58
Rb_2O	–	–	0,01	0,01	–	–	–	–	–
CaO	0,50	1,56	0,17	0,08	0,62	<0,10	<0,10	0,25	0,62
ZnO	–	–	0,13	0,17	–	–	–	–	–
SrO	–	–	He обн.	0,01	–	–	–	–	–
BaO	–	–	”	0,01	–	0,25	0,18	–	–
MnO	0,60	0,85	0,86	1,23	1,37	1,40	1,65	1,78	2,27
MgO	4,51	1,44	0,24	0,15	0,30	1,73	2,16	1,82	1,55
FeO	9,70	11,69	10,41	11,94	11,07	11,71	10,75	11,23	11,92
Fe_2O_3	1,02	–	4,89	3,72	3,60	–	–	–	–
Al_2O_3	0,58	–	2,80	2,80	0,38	<0,10	<0,10	–	–
TR_2O_3	–	–	0,24	0,04	0,42	–	–	–	–
SiO_2	52,65	52,87	52,25	50,22	52,28	53,96	54,09	53,44	52,29
TiO_2	16,00	17,83	16,86	18,11	15,75	17,74	17,99	17,18	17,35
F	–	–	0,10	0,20	–	–	–	–	–
Сумма	96,06*	100,88	99,82	(100,70)	99,052*	99,01	99,09	100,23	100,02
$-\text{O} = \text{F}_2$			0,04	0,08					
Сумма			99,78	100,62					
Уд.в.	3,35	–	–	–	–	–	3,20	3,18–	–
								3,19	
$(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})/\text{Mn}$	18,5	13,16	17,2	12,5	10,5	8,15	6,5	6,0	5,2

* В том числе P_2O_5 – 0,001, CO_2 – 0,1.

2* В том числе Nb_2O_5 – 1,06, Ta_2O_5 – 0,08, UO_2 – 0,08, п.п.п. – 0,804.

1–9 – нептунит: 1 – Mg -ферринептунит из кварцевых жил в пегматитах среди нефелиновых сиенитов Алайского хр. (Таджикистан), анал. Кабанова [21]; 2 – округ Сан-Бенито (Калифорния) [17]; 3,4 – из пегматитов щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива (Монголия), анал. Матвеева, в оригинале ан.4 сумма 99,70 [58]; 5 – из науяитов массива Илимаусак (Гренландия), возможна примесь Nb -минерала, анал. Катаева [76]; 6–9 – округ Сан-Бенито (Калифорния): 6–8 – из натролитовых жил в серпентинитовом теле (6,7 – микронзондовые анализы: ан.6–12 точек на семи зернах, ан. 7 – 7 точек на четырех зернах), эмиссионным спектроскопическим анализом определено Li_2O 1–2% [42], 8 – анал. Бласдейл [14]; 9 – [40].

	10	11	12	13	14	15	16	17
Li ₂ O	—	—	1,08	—	1,61	1,50	1,20	—
Na ₂ O	9,26	9,63	5,12	9,16	6,32	6,98	6,00	8,78
K ₂ O	4,88	5,71	6,30	4,94	4,98	4,88	6,00	5,36
CaO	—	0,71	0,37	0,43	0,09	He обн.	0,55	0,40
MnO	4,97	5,32	8,87	9,95	11,14	11,73	12,35	12,94
MgO	0,49	—	0,15	0,12	0,04	0,09	1,00	He обн.
FeO	10,91	10,23	5,54	5,16	4,28	1,61	—	2,68
Fe ₂ O ₃	—	—	1,07	—	0,07	1,55	1,19	1,70
Al ₂ O ₃	—	—	0,99	—	0,43	0,15	1,20	—
SiO ₂	51,53	51,93	52,65	52,68	52,54	53,33	51,75	53,58
TiO ₂	18,13	17,45	17,38	18,21	17,22	17,45	18,15	15,07
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,07	0,06	0,014	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,06	—	0,33	He обн.	0,39	0,04
H ₂ O ⁻	—	—	0,10	—	0,22	"	He обн.	0,08
Сумма	(100,17)	100,98	99,68	100,65	99,57*	99,392*	(100,21) ^{3*}	100,63
Уд.в.	3,234	—	3,17	3,16	3,228	3,21	3,17	—
(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)/Mn	2,2	1,9	0,72	0,51	0,40	0,23	0,09	0,32

* В том числе активный кислород O₂ – 0,20; TR – сл.; F₂ – 0,05; –O = F – 0,02.

2* В том числе Rb₂O – 0,054, Cs₂O – 0,007.

3* В том числе SrO – 0,31, BaO – 0,10, ZrO₂ – 0,004.

10, 11 – нептунит из Юлианехааб (Гренландия): 10 – анал. Флинк, в оригинале сумма 100,67 [7–10], 11 – анал. Съёстром [77, 78]; 12–17 – манганнептунит: 12 – из сиенитовых пегматитов горы Карнасурт (Ловозерский массив), корочки на эгирине, анал. Казакова [23], 13 – из контактной зоны массива в Нептунитовой лощине горы Маннепахк (Хибинский массив), анал. Курбатов [11, 66], 14 – из уссингитовой залежи горы Малый Пункаруайв (Ловозерский массив), анал. Успенская [24], 15 – из пегматитовой жилы горы Юмъечорр (Хибинский массив), анал. Царева [27], 16 – из щелочного пегматита Инаглинского массива (Якутия), в оригинале сумма 100,38 [32], 17 – из пегматита долины р. Тюльбнюнауй (Ловозерский массив), анал. Нестерова [31].

Отмечались (микрозонд.) вариации состава в пределах кристалла нептунита мозаичного строения (окр. Сан-Бенито, Калифорния) [41]:

	Li ₂ O*	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	TiO ₂	SiO ₂	Сумма
Темный участок	1,54	7,00	4,98	1,07	1,41	12,73	17,77	53,50	100,00
Светлый участок	1,54	7,21	4,80	2,33	1,88	10,49	17,70	54,05	100,00

* Определено химическим методом.

В зональных кристаллах манганнептунита из Сент-Илера (Канада) [48] во внутренних частях, почти черных, содержится (Mn_{0,87}Fe_{0,10}Zn_{0,03}), во внешних, желтых, – (Mn_{0,84}Zn_{0,15}Fe_{0,01}).

Диагн. исп. Кислотами (за исключением HF) не разлагается (что облегчает отделение нептунита от сопутствующего натролита). П.п.тр. легко сплавляется в черный шарик. С фосфорной солью дает кремниевый скелет и реакцию на Fe и Mn. После сплавления со щелочным карбонатом полностью разлагается [9, 10, 21, 26, 28].

Повед. при нагр. Температура плавления 905–925°, плавится со вспучиванием. До плавления какие-либо эффекты на кривой нагревания отсутствуют [24, 25].

Находж. Связаны со щелочными и щелочно-субсиликатными или метасоматически-измененными осадочными породами в серпентиновых телах.

Известны в богатых натрием щелочных массивах. Являются типоморфными для агпайтовых щелочных пород и нефелин-пироксеновых пород ультраосновных щелочных комплексов [35, 69, 79, 80]. Встречаются в основном в эндо- или экзоконтактных зонах в рекристаллизованных ксенолитах или родственных им пегматитах. Считаются низкотемпературными минералами, кристаллизующимися в условиях низкого парциального давления кислорода, одновременно или близко по времени с анальцимом, натролитом, эгирином II [28, 34, 46]. Являются также продуктами изменения нарсарсукита, сфена, эвдиалита [65, 81, 82].

Собственно *нептунит* впервые обнаружен в коллекционных образцах из массивов Юлианехааб и Нарсарсук (Гренландия) [9, 10, 83]. В щелочной интрузии массива Илимаусак встречается в щелочных породах, пегматитах и гидротермалитах. Наиболее распространен в гидротермалитах науяитов (пойкилитовых содалитовых сиенитов) и содалитовых фойяитов, где совместно с пирохлором и игдлоитом присутствует в тонкозернистых прожилках или в пустотах в анальцимовой породе. В зональных пегматитах в науяите, в их центральных зонах, сложенных анальцимом и натролитом, встречается с полилитоинитом и сфалеритом. Жилы тонкозернистого альбита в науяите и авгитовом сиените также содержат нептунит вместе с натролитом, анальцимом, алланитом, чкаловитом, литиевой слюдой и др. [76, 84–87]. Встречен в кварцевых жилах в гранитах и в эвдиалит-полилитоинит-пирохлоровых пегматитах какортокитов [76]. Упомянут в массивах Игдлунгуак и Игалико [76, 88, 89]. В Сил-Лейк, Лабрадор (Канада) известен в метасоматических сиенитовых Ве-содержащих фенитизированных гнейсах, представляющих собой амфиболиты, измененные щелочными гидротермальными растворами в ореоле интрузивного тела щелочного сиенита. Образует неограниченные, часто скелетные зерна (от 0,1 до 2,0 мм) с включениями других минералов, часто альбита. Ассоциирует с барилитом и пирохлором. Вокруг включений последнего в нептуните образуются плеохроичные ореолы [34].

В шт. Новый Южный Уэльс (Австралия) [67] встречен в серпентинитах – ультрамафических тектонических телах Большого Серпентинитового Пояса на востоке материка, в “лиственном” амфиболите, состоящем из щелочного амфибола и альбита. В лейкократовых слоях, обогащенных альбитом, кристаллы нептунита достигают 7 мм. Концентрация его в породе варьирует от <1 до >10%. Высокое содержание альбита в скоплениях предполагает натриевый метасоматоз.

В округе Сан-Бенито, шт. Калифорния (США) [13–17, 19, 42, 49] встречается в лакколитах в натролитовой зоне Францисканской формации вместе с зеленым амфиболом, натролитом и голубым таблитчатым бенитоитом – характерным спутником нептунита.

На Алайском хр., в массиве Дара-Пиез (Таджикистан) [21], встречен в серии жилообразных выделений кварца, приуроченных к центральным частям линзовидного пегматита среди нефелиновых сиенитов. В пегматите присутствуют эгирин, микроклин, альбит, кальцит, сфен, эвдиалит, галенит, флюорит. Отмечается сходство с калифорнийским нептунитом.

В северных участках Хан-Богдинского массива (Монголия) [58] обнаружен в редкометальных щелочных гранитоидах. Распространен (до 20%) в полосчатых экерит-пегматитовых жильных телах в парагенезисе с кварцем, микроклином, эгирином, арфведсонитом и эльпидитом.

Спорадически в небольших количествах встречается в кварцсодержащих сиенитовых жилах в известняках Калингфорда (Ирландия) [65]. Образова-

ние нептунита (а также эвдиалита) связано с относительным обогащением натрием участков пород, содержащих сфен (и циркон). Развивается по сфену в виде отдельных пятен или прожилков.

Отмечены находки собственно нептунита (с 3,21% MnO) в Ловозерском массиве (Кольский п-ов) на горе Непха в микроклиновых и натролитовых зонах, в ассоциации с манганопатитом и тайниолитом [1] и на горе Аллуайв в нефелин-сиенитовых пегматитах и уссингитовых телах [35].

Встречен в пегматитах нефелиновых сиенитов с акцессорной редкометальной минерализацией в массиве Сангилен (Тува) [90].

Манганнептунит наиболее широко распространен в Ловозерском массиве Кольского п-ова (горы Аллуайв, Карнасурт, Пункаруайв, Куйвчорр, Лепхе-Нельм и др.) [1, 23–25, 28, 31, 33, 35, 69]. Встречается почти во всех породах (до 0,1%) и в большинстве пегматитов. Наибольшее содержание отмечено в содалитовых сиенитах и фойяитах дифференцированного комплекса. Реже встречается в луявритах [91] как поздний первичный минерал, выполняет промежутки между зернами ломоносовита, лампрофиллита, эвдиалита и др. и содержится в виде включений в крупных обособлениях содалита. Вторичный манганнептунит образует каемки и выделения неправильной формы в мурманите, ломоносовите, эвдиалите-эвколите и др., заполняет в них трещинки в тесной ассоциации с натролитом. В пегматитах обычно приурочен к их центральным частям, где образует крупные кристаллы в натролите и уссингите, или к цеолитизированным участкам внешних зон. Тонкозернистый или скрытокристаллический поздний манганнептунит (горы Карнасурт, Непха) образует землистые массы, корки на эгирине II и выполняет пустоты в нем. Наблюдалась псевдоморфозы по эвдиалиту и ломоносовиту [35]. Постоянно присутствуют как поздний минерал в контактных зонах во вмещающих гнейсах и в нефелиновых сиенитах (перевал Тавайока), на горе Вавнбед – среди альбититов [26, 28, 30].

В Хибинском массиве (Кольский п-ов) [26–29, 35] чаще встречается в его западной части, в пегматитах хибинитов на горах Малый Маннепахк, Юмъе-чорр, Хибинпахкчорр и др., обнаружен в осыпях в “Нептунитовой лощине” Маннепахка [11]. В пегматитах, в основном состоящих из нефелина, калиевого полевого шпата, эвдиалита, эгирина I и II, арфведсонита, приурочен к выделениям натролита, эгирина, анальцима и альбита. В арфведсонит-эгириномикроклиновом пегматите горы Часночорр развит между микроклином и эгирином, замещая энигматит. В полевошпат-натролитовой жиле в мельтейгитах горы Кукисвумчорр обнаружен в парагенезисе с лабунцовитом и кальцитом.

Обнаружены скопления в Инаглинском массиве (Южн. Якутия) [32] в щелочных пегматитах лейкофенит-томсонитового подтипа, залегающих в эндоконтактной зоне дунитового штока совместно с натролитом, зеленым игольчатым эгирином, лампрофиллитом, анкилитом, игольчатым рамзаитом, сфалеритом, катаплетом и лейкофенитом. Приурочен к интерстициям крупных кристаллов микроклина.

В пегматитовых жилах (трубках) горы Сент-Илер, Квебек (Канада) [47, 52], – довольно обычный акцессорный минерал поздней стадии образования. Прекрасные призматические кристаллы манганнептунита до 5 см длиной ассоциируют с крупными кристаллами серандита, анальцима и натролита. Изредка в виде более мелких (1–5 мм) остроконечных таблитчатых сдвойникованных кристаллов встречается в брекчии и в содалитовых ксенолитах.

Изм. В Ловозерском массиве в поверхностных условиях переходит в ярко-розовый лейкоксен [25]. В Инаглинском массиве замещается мелкокристалли-

ческим агрегатом белых пластинчатых кристаллов виноградовита [32, 92]; в Хан-Богдинском массиве на поздних стадиях – желтым титаносиликатом [58].

Межплоскостные расстояния нептунита из Сан-Бенито, шт. Калифорния, США [36]

CuK α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	60	9,6	331	10	2,775	152	10	2,099*
$\bar{1}11$	14	7,75	$\bar{5}13$	18	2,734	710	10	2,090
111	6	5,84	$\bar{2}42$	4	2,637	$\bar{6}24$	10	2,079
201; $\bar{2}21$	10	4,83*	333(?)	4	2,590*	$\bar{1}34$	10	2,069
220	12	4,79*	$\bar{1}33$	12	2,554	$\bar{8}02$	12	2,056
$\bar{1}12$	4	4,60	$\bar{6}22$	24	2,493	621; $\bar{6}41$	8	2,043
002	10	4,51	$\bar{6}21$	32	2,480	260	14	2,006
130	6	4,012	$\bar{3}14$	8	2,446	$\bar{5}51$; $\bar{3}53$	14	1,986
$\bar{1}31$	20	3,837	$\bar{4}42$	8	2,407	$\bar{5}52$	8	1,966
200	6	3,708	–	8	2,401*	640	6	1,936
131	45	3,517	440	8	2,390	$\bar{2}62$	14	1,917
$\bar{3}31$	35	3,308	151	6	2,333	–	20	1,912
$\bar{1}32$	100	3,186	712	12	2,308	–	4	1,893
$\bar{5}12$	16	3,093	$\bar{3}51$	6	2,274	–	бш	1,87
$\bar{3}32$	12	3,029	004; $\bar{7}11$	6	2,260	–	6	1,765
$\bar{2}23$	32	2,942	$\bar{1}52$	4	2,229	–	8	1,757
222	30	2,899	$\bar{7}13$	4	2,212	–	8	1,691
510; $\bar{2}41$	30	2,891	$\bar{4}43(?)$	4	2,206*	–	8	1,682
132	32	2,837	$\bar{4}51$; 043	30	2,166			

* Только на одном снимке.

Межплоскостные расстояния манганнептунита с горы Юмгечорр (Хибинский массив) [27]

Fe-излучение. $D = 57,3$ мм

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
3	10,78	9	2,46	8	1,486
5	9,58	3	2,42	2	1,461
2	7,61	2	2,30	4	1,418
2	5,61	6	2,17	6	1,387
3	4,82	4дв.	2,05	6	1,365
3	4,53	4дв.	1,976	5	1,278
4	3,83	6	1,919	1	1,265
8	3,53	1	1,883	6	1,249
4	3,32	3	1,764	2	1,240
10	3,20	2	1,695	1	1,194
1	3,11	4	1,656	1	1,162
4	2,92	2	1,621	7	1,139
4	2,83	3	1,593	8	1,124
6	2,72	2	1,574	2	1,110
2	2,66	1	1,536	3	1,087
3	2,55	9	1,511		

Кроме того, имеются межплоскостные расстояния для монгольского [58], алтайского [21], калифорнийского [34] нептунита и ловозерского манганнептунита [24].

Литература

1. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с. (см. с. 137).
2. Ferguson A.K. // *Miner. Mag.* 1977. Vol. 41, N 320. P. 553–554.
3. Ferguson A.K. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 60, N 3. P. 247–253.
4. Scott P.W. // *Miner. Mag.* 1977. Vol. 41, N 320. P. 554–555.
5. Rossi G. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1978. Vol. 66, N 1. P. 109.
6. Ferguson A.K. // *Ibid.* P. 111.
7. Flink G. // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1893. Bd. 15, h. 4, N 151, S. 195.
8. Flink G. // *Ibid.* H. 6, N 153. S. 467.
9. Flink G. // *Ztschr. Kristallogr.* 1894. Bd. 23. S. 344.
10. Flink G. // *Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol.* 1895. Bd. 1. S. 452.
11. Курбатов С.М. // Докл. РАН. Сер. А. 1923. С. 59.
12. Курбатов С.М. // Тр. Сев. науч.-пром. экспедиции. М.; Пг., 1923. Вып. 16. С. 57.
13. Louderback G.D. // *Publ. Calif. Univ.* 1907. Vol. 5, N 9. P. 149.
14. Louderback G.D., Blasdale W.C. // *Bull. Dep. Geol. Univ. Calif.* 1909. Vol. 5, N 23. P. 331–380.
15. Louderback G.D. // *Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol.* 1910. Bd. 2, S. 16.
16. Louderback G.D. // *Ztschr. Kristallogr.* 1912. Bd. 50, H. 1/6. S. 185.
17. Bradley W.M. // *Ibid.* 1909. Bd. 46, H. 1/6. S. 516.
18. Bradley W.M. // *Amer. J. Sci. Ser.* Vol. 28, N 163. P. 15–16.
19. Hlawatsch C. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1909. Bd. 28. S. 293–296.
20. Hlawatsch C. // *Ztschr. Kristallogr.* 1912. Bd. 50, H. 1/6. S. 619.
21. Дусматов В.Д., Кабанова Л.К. // Докл. АН ТаджССР. 1967. Т. 10, № 6. С. 40–42.
22. Космылева Е.Е., Бонштедт Э.М. // Тр. Сев. науч.-пром. экспедиции. М.; Пг., 1923. Вып. 16. С. 16.
23. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с. (см. с. 379).
24. Буссен И.В., Денисов А.П., Кравченко-Бережной Р.А., Успенская Е.И. // Зап. ВМО. 1965. Ч. 94, вып. 2. С. 204.
25. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с. (см. с. 188).
26. Бонштедт Э.М. // Изв. АН СССР. Сер. 6. 1924. Т. 18. С. 105–116.
27. Космылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. 586 с. (см. с. 260).
28. Бонштедт Э.М. // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 382–387.
29. Лабунцов А.Н. // Тр. НИИ по изуч. Севера. 1928. Т. 2, вып. 39. С. 344–346.
30. Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 25–26.
31. Герасимовский В.И. // Тр. Ломонос. ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР. Сер. минерал. 1936. Вып. 7. С. 5–48.
32. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 16. С. 141–175.
33. Герасимовский В.И. // Тр. Ломонос. ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР. Сер. минерал. 1937. Вып. 10. С. 5–28.
34. Heingich E.W., Quon S.H. // *Canad. Miner.* 1963. Vol. 7, pt 4. P. 650–654.
35. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с. (см. с. 17–20, 56).
36. Berry L.G. // *Canad. Miner.* 1963. Vol. 7, pt 4. P. 679–681.
37. Борисов С.В., Клевцова Р.Ф., Бакакин В.В., Белов Н.В. // Кристаллография. 1965. Т. 10, № 6. С. 815–821.
38. Борисов С.В., Клевцова Р.Ф., Бакакин В.В., Белов Н.В. // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166, № 4. С. 933–936.
39. Cannillo E., Mazzi F., Rossi G. // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1965. Vol. 21. P. 348–349.
40. Cannillo E., Mazzi F., Rossi G. // *Acta crystallogr.* 1966. Vol. 21, pt 2. P. 200–208.
41. Kunz M., Armbruster T., Lager G.A. et al. // *Phys. and Chem. Miner.* 1991. Vol. 18, N 3. P. 199–213.
42. Laird J., Albee A.L. // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57, N 1/2. P. 85–102.
43. Белов Н.В. // Минерал. сб. Львов, 1966. № 20, вып. 2. С. 143.
44. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с. (см. с. 257).
45. Пуцаровский Д.Ю. Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986. 159 с. (см. с. 59).

46. Кравченко Г.Т. // Тр. Ломонос. ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР. Сер. минерал. 1936. Вып. 7. С. 229–240.
47. Gössner B., Mussgnug F. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1928. S. 274–281.
48. Mandarino J.A., Harris D.C., Bradley J. // Canad. Miner. 1965. Vol. 8, pt 3. P. 398.
49. Ford W.E. // Ztschr. Kristallogr. 1909. Bd. 46, H. 1/6. S. 321–325.
50. Ford W.E. // Amer. J. Sci. 1909. Vol. 27, N 159. P. 235.
51. Бошшедт Э.М. // Тр. Сев. науч.-пром. экспедиции. М.; Пг., 1923. Вып. 16. С. 56.
52. Horvath L., Gault R.A. // Miner. Rec. 1990. Vol. 21, N 4. P. 321.
53. Gössner B. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1925. S. 73.
54. Поваренных А.С., Лебедева А.Д. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1970. Вып. 4. С. 121–128.
55. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с. (см. с. 104).
56. Bøggild O.B. // Medd. Grønland. 1905. Bd. 32. S. 502–506.
57. Bøggild O.B. // Ibid. 1953. Bd. 149, N 3. S. 254.
58. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 199 с. (см. с. 145).
59. Микульская Е.К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99–108.
60. Лазарев А.Н., Тенишева Т.Ф. // Журн. структур. химии. 1963. Т. 4, № 5. С. 703.
61. Плюснина И.И., Зайцева Л.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 9. С. 104.
62. Рудницкая Е.С., Власова Е.В. // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 208–221.
63. Шеолова Г.Н., Козарко Л.Н., Романчев Б.П., Кризман Л.Д. // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1985. С. 73.
64. Larsen E.S., Berman H. // US Geol. Surv. Bull. 1934. N 848. P. 127.
65. Nockolds S.R. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 208. P. 27–33.
66. Fersman A.E. // Amer. Miner. 1926. Vol. 11, N 11. P. 289.
67. Slansky E., Glen R.A. // Fortschr. Miner. 1981. Bd. 59, Bh. 1. S. 184–185.
68. Bancroft G.M., Burns R.G., Maddock A.G. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 22, pt 6. P. 934–935.
69. Герасимовский В.И., Волков В.П., Козарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с. (см. с. 183, 246, 373).
70. Айдиньян Н.Х., Шилин Л.Л., Унанова О.Г. // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 14–19.
71. Солодов Н.А., Фабрикова Е.А., Солодова Ю.П. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1968. Вып. 18. С. 123–139.
72. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с. (см. с. 141).
73. Семенов Е.И. // Тр. ИМГРЭ. 1960. Вып. 4. С. 20–23.
74. Дусматов В.Д., Марков А.Б. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 3. С. 231.
75. Поляков А.И. Геохимия Th в щелочных породах Кольского полуострова. М.: Наука, 1970. 166 с. (см. с. 65).
76. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с. (см. с. 43–44).
77. Sjöström O.A. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1893. Bd. 15. S. 393.
78. Sjöström O.A. // Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol. 1895. Bd. 1. S. 457.
79. Герасимовский В.И. Геохимия Илимаусакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969. 174 с. (см. с. 45, 50, 101–105).
80. Золотарев Б.П. // Материалы IV конф. молодых науч. сотрудников ИМГРЭ. М.: ИМГРЭ, 1962. С. 71.
81. Flink G., Bøggild O.B., Winter Chr. // Ztschr. Kristallogr. 1901. Bd. 34. S. 667–671.
82. Bondam J., Sørensen H. // Proc. II Intern. conf. on the peaceful uses of atomic energy. 1959. Vol. 2. P. 555–559.
83. Flink G. // Medd. Grønland. 1898. Bd. 14. S. 232.
84. Semenov E.I., Sørensen H. // Ibid. 1966. Bd. 181. N 2. S. 1–22.
85. Semenov E.I., Sørensen H., Katajeva Z.T. // Ibid. 1968. Bd. 181, N 7. S. 9.
86. Sørensen H. // Ibid. 1962. Bd. 167, N 1. S. 227.
87. Semenov E.I., Gerassimovsky V.I., Maksimova N.V. et al. // Ibid. 1965. Bd. 181, N 1. S. 1–19.
88. Nordenskjöld G. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1894. Bd. 16. S. 336.
89. Nordenskjöld G. // Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol. 1895. Bd. 1. S. 455.
90. Капустин Ю.Л. // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 5. С. 594.
91. Буссен И.В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 2. С. 61–73.
92. Семенов Е.И. // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 517.

СТРУКТУРА ТИПА ГРУМАНТИТА

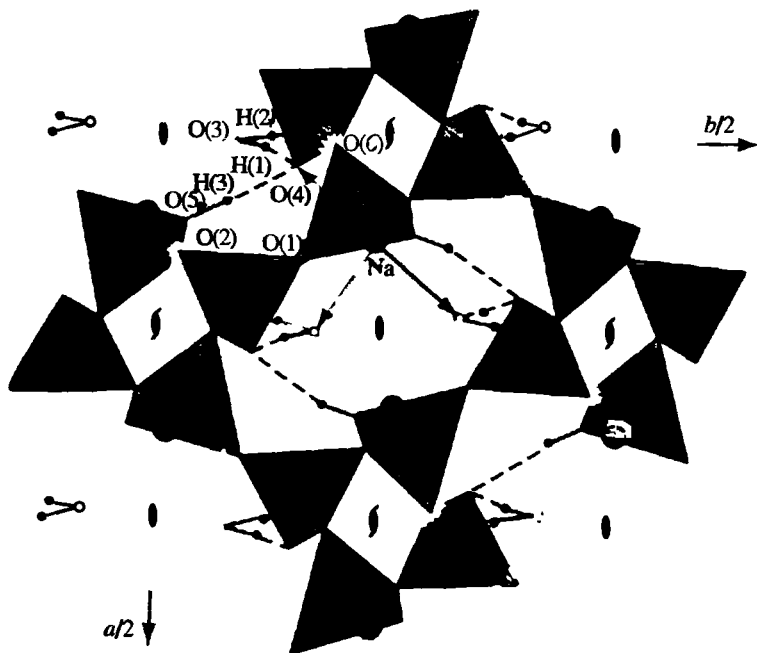
Грумантит Grumantite
 $\text{Na}[\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Назван А.П. Хомяковым (1987) по старому русскому названию архипелага Шпицберген – Грумант [1].

Характ. выдел. Массивные мелкозернистые или рыхлые ячеистые массы, неправильные зерна до 5 мм, псевдоморфозы по макадиту или натросилиту [1], кристаллы до 1 мм в длину [2].

Структ.и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{19} - Fdd2$. $a_0 = 15,797$, $b_0 = 18,25$, $c_0 = 7,169$ Å; $a : b : c = 0,8755 : 1 : 0,3928$; $V = 2090,60$ Å³; $Z = 16$ [3].

Кремнекислородный каркас построен из SiO_4 -тетраэдров, связанных друг с другом только 3/4 кислородных вершин (фиг. 6). Атомы Si находятся в двух позициях: Si(1) и Si(2). Свободная вершина Si(1)-тетраэдра занята атомом кислорода O(5), связанным с атомом водорода H(3), образуя OH-группу. Остальные атомы кислорода участвуют в построении каркаса: O(1) связывает тетраэдры Si(1) и Si(2) в спиральные цепочки вдоль оси c , закручивающиеся вокруг винтовых осей 2_1 ; O(2), O(4) и O(6) связывают цепочки между собой, образуя 8-членные кольца. Последние обрамляют каналы, в которых размещаются катионы Na и молекулы H_2O , образованные атомом кислорода в позиции O(3), связанным с атомами водорода H(1) и H(2), которые, в свою очередь, связаны одновременно с атомами кислорода O(4) и O(6) Si(2)-тетраэдра. 5-вершинники Na спарены по общему ребру, проходящему через атомы O(3) молекул воды ($\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$). Таким образом, в каркасе имеется система водородных связей, в которой участвуют протоны воды и гидроксиль-



Фиг. 6. Кристаллическая структура грумантита в проекции на плоскость (001) (по Ямной и др. [3]); выделены связи Na–O и водородные связи; пунктир – водородная связь OH

ных групп. Связи между ОН-группой и концевым атомом О(4) Si(2)-тетраэдра наиболее сильные.

Средние межатомные расстояния в тетраэдрах: Si(1)–O = 1,623, Si(2)–O = 1,624; Na–O = 2,396; в O–O и O–H-связях: O(3)–H(1) = 0,8, O(4)–H(1) = 1,9, O(3)–O(4) = 2,725, O(3)–H(2) = 0,9, O(6)–H(2) = 0,9, O(3)–O(6) = 2,0, O(5)–H(3) = 0,9, O(4)–H(3) = 1,6, O(4)–O(5) = 2,513(Å); валентные углы: O(3)–H(1)–O(4) = 161, O(3)–H(2)–O(6) = 175, O(4)–H(3)–O(5) = 166° [3].

Физ. св. [1]. Сп. совершенная по (110). Тв. 4–5. Изл. ступенчатый. Уд. в. 2,21 (вычисл. 2,26). Бесцветный, прозрачный или слегка мутноватый, в агрегатах снежно-белый. Бл. стеклянный, в агрегатах шелковистый или матовый. В ультрафиолетовых лучах слабо люминесцирует в беловато-голубых тонах. ИК-спектр характеризуется полосами поглощения (см⁻¹): 440, 470, 550, 620, 635, 755, 970, 1030, 1130, 1255; в области колебаний протонных группировок: 1660, 3140, 3340, 3540.

Микр. [1]. Двусосный (+). $Np = a$, $Nm = c$, $Ng = b$; $n_p = 1,494$, $n_m = 1,507$, $n_g = 1,523$, $2V = 85^\circ$ (вычисл. $84,9^\circ$). Дисперсия слабая, $r > v$.

Хим. Теор.состав: Na₂O – 17,39; SiO₂ – 67,44; H₂O – 15,17. Анализ [1]: Na₂O – 17,20; SiO₂ – 68,17; H₂O – 14,65; сумма – 100,02 (анал. Черепивская). Эмпирическая формула (рассчитана на Si = 2): Na_{0,98}H_{1,02}Si₂O₅ · 0,93 H₂O.

Диагн. исп. [1]. Легко разлагается в подогретой 10%-ной HCl с сохранением кремниевого остова. Водяная суспензия грумантита после выдерживания в течение нескольких дней дает сильнощелочную реакцию (окрашивание фенолфталеином).

Повед. при нагр. [1]. На кривой ДТА фиксируются три четких эндотермических эффекта: при 280° (выделение воды, потеря в весе 15,3%), при 700 и 760°, обусловленные фазовым переходом и плавлением обезвоженного силиката натрия; грумантит, прокаленный при 300 и 600°, рентгеноаморфен. Порошкограмма прокаленного при 600°, а затем обработанного водой минерала идентична таковой канемита NaHSi₂O₅ · 3H₂O.

Нахожд. Редкий. Эпитермальный. Впервые найден в Ловозерском массиве (Кольский п-ов, Россия). Первоначально [1] обнаружен на горе Аллуайв в отвалах пегматоидных пород, в которых слагает прожилки толщиной 2–3 мм и вкрапления неправильной формы до 5 мм в поперечнике, отороченные каемкой уссингита. В обособлениях грумантита встречаются включения кристаллов казаковита, нордита, клейофана и бесцветного водно-прозрачного содалита.

Позже [2] найден на горе Кедыкверпах в пустотках в уссингитовом прожилке, в виде щеточек белых призматических кристаллов длиной до 1 мм в ассоциации с хорошо образованными кристаллами чкаловита [2].

Межплоскостные расстояния грумантита из Ловозерского массива,
Кольский п-ов [1]

Си-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр ДРОН-1

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
020	2	9,11	151	10	3,186	371; 223	24	2,225
111	50	6,20	032; 222	50	3,087	133	7	2,207
220	50	6,05	440	100	3,006	313; 711	6	2,165
040	7	4,57	551	8	2,888	622	2	2,078
131	50	4,46	260	5	2,840	243	2	2,047
311	17	4,17	351; 441	4	2,774	053; 552	8	1,997
400	3	4,00	242	15	2,660	480	13	1,978

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
240	6	3,97	422; 620	8	2,562	750	12	1,937
420; 050	3	3,5	171; 460	6	2,417	513; 830	3	1,902
102; 331	100	3,505	113	3	2,347	163; 472	6	1,866
430; 022	25	3,342	442; 640	7	2,301	533; 760	3	1,826
202	15	3,275	213	14	2,276	004; 453	5	1,792

Литература

1. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Курова Т.А.. Черепивская Г.Е. // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, вып. 2. С. 244–248; Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с. (см. с. 84); Khotyakov A.P. Mineralogy of hyperagpaite alkaline rocks. Oxford: Clarendon press, 1995. 223 p. (см. с. 90).
2. Пеков И.В. // Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы. М.: Твор. объединение "Земля": Ассоц. Экоств, 2001. 464 с. (см. с. 231–232).
3. Ямнова Н.Я., Пуцаровский Д.Ю., Андрианов В.И. и др. // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 4. С. 868–871; Пуцаровский Д.Ю. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 5. С. 71–77. (см. с. 77).

СТРУКТУРА ТИПА ТОРНАСИТА

Торнасит Thornasite Na₁₂Th₃[Si₈O₁₉]₄ · 18H₂O

Назван по составу (Анселл, Чао, 1987) [1].

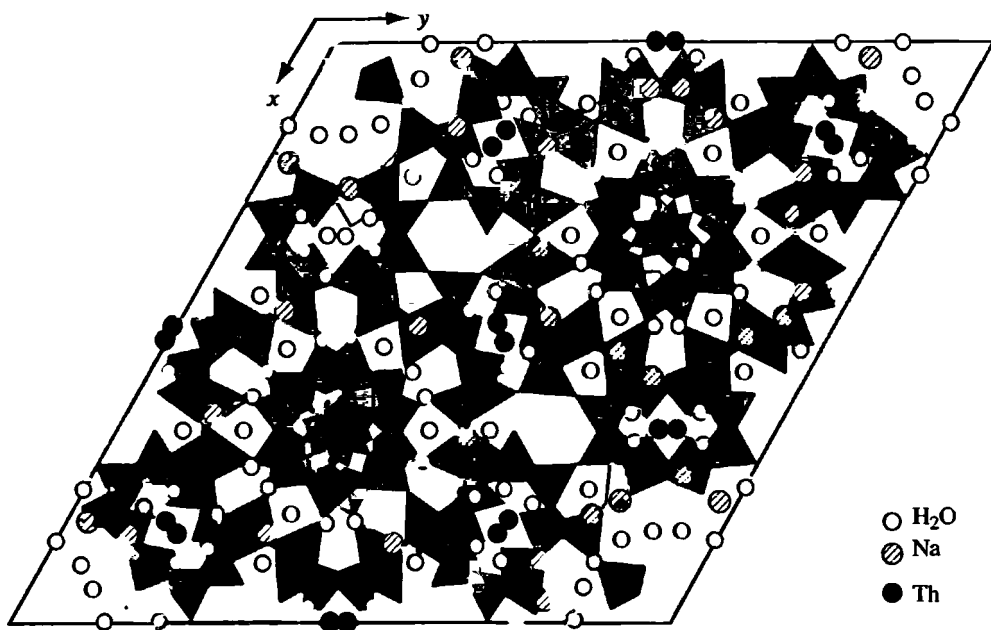
Синон. UK27 (Чао, Бэйкер, 1979) [2] – первоначальное название.

Согласно классификации Г.Б. Бокия, относится к силикатам с разорванными каркасами, хотя на основании плотности каркаса и по наличию трехмерной сети каналов в структуре рассматривался как новый член семейства цеолитов [3].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и неправильные зерна (до 0,7 мм в диаметре), слабо метамиктные. Поверхность зерен обычно покрыта белой пудрой непрозрачного брукита и, по-видимому, протравлена [1].

Структ. и морф. крист. Тригон. с. $C_{3v}^5 - R3c$ или $D_3^7 - R32$, отсутствие центра симметрии согласуется с пирозлектрическими свойствами минерала [1]. Структура расшифрована для пр. гр. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, но указанию центра симметрии противоречит наличие пирозлектрического эффекта и пр. гр., вероятно, $C_{3v}^6 - R3c$ [3]. $a_0 = 29,124(1)$; $c_0 = 17,2602(9)$ Å; $c_0 : a_0 = 0,5926$; $V = 12,6792(9)$ Å³; $Z = 6$ [3]. При иной, эмпирической химической формуле минерала: (Na, K)ThSi₁₁(O, H₂O, F, Cl)₃₃ и тех же параметрах ячейки: $a_0 = 29,08(1)$; $c_0 = 17,30(1)$ Å; $c_0 : a_0 = 0,5949$, указывалось $Z = 18$ [1].

Структура расшифрована на кристалле из карьера Де Микс, гора Сент-Илер, пров. Квебек (Канада) [3]. Представляет новый тип разорванного кремний-кислородного каркаса состава [Si₈O₁₉] с отношением O : T = 2,375 (фиг. 7). Основные строительные единицы каркаса: кубические ячеи и искаженные 6-членные кольца, соединяющиеся через общие ребра. Разрыв каркаса связан с присутствием Th⁴⁺, окруженного восемью атомами кислорода (искаженная тетрагональная антипризма (фиг. 8), подобная наблюдаемым у большинства катионов в додекаэдрических позициях граната). Натрий



Фиг. 7. Кристаллическая структура торнаита в проекции вдоль [110] (по Ли и др. [3])

и H_2O -группы локализованы в каналах структуры. $\text{Na}(1)$ и $\text{Na}(2)$ координированы соответственно шестью и пятью атомами кислорода. Плотность каркаса – 15,4 атома на 1000 \AA^3 , что характерно для микропористых алюмосиликатов.

Межатомные расстояния (Å): $\text{Th}-\text{O} = 2,380-2,494$; $\text{Si}-\text{O} = 1,59-1,66$; $\text{Na}-\text{O} = 2,34-2,87$; $\text{Na}-\text{H}_2\text{O} = 2,45-2,87$. Угол $\text{Si}-\text{O}-\text{Si} = 127,0-180,0^\circ$.

Физ. св. [1]. Сп. нет. Изл. раковистый до неровного. Хрупкий. Микротвердость не измерена из-за мелких размеров зерен. Уд. в. 2,62 (вычисл. 2,627). Цв. бесцветный с очень слабым зеленоватым оттенком. Бл. стеклянный, восковидный. Просвечивающий до прозрачного.

Пирозлектрик. Флюоресцирует ярким яблочно-зеленым цветом в области длинно- и коротковолнового ультрафиолетового света. ИК-спектр простой с полосой абсорбции при 1630 см^{-1} , характерной для $\text{H}-\text{O}-\text{H}$ -связи, свидетельствующей о присутствии воды.

Микр. [1] Бесцветный. Одноосный (+). $n_e = 1,512$, $n_o = 1,510$ (Na); $n_e - n_o = 0,002$. Погасание в скрещенных николях обычно неясное, иногда пятнистое. Фигуры одноосной интерференции диффузные, вероятно, из-за слабой метамиктности минерала.

Хим. [1]. Гидронатриевый силикат тория. По данным пяти рентгеноспектральных микроанализов (Cambridge MK5, $V = 15 \text{ кВ}$, $I = 50 \text{ нА}$, диаметр зонда увеличен до 10 мкм для уменьшения разрушения минерала в связи с высокой летучестью Na под пучком) выявлены такие колебания состава: $\text{Na}_2\text{O} - 1,17-2,06$; $\text{K}_2\text{O} - 0,83-1,40$; $\text{CaO} - 0,17$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,16-1,79$; $\text{ThO}_2 - 21,90-23,49$; $\text{UO}_2 - 0,56-1,37$; $\text{SiO}_2 - 56,99-59,12$; $\text{F} - 0,14-0,75$; $\text{Cl} - 0,01-0,11$; $-(\text{F} + \text{Cl}) = \text{O} - 0,06-0,34$. Среднее (из 5 ан.): $\text{Na}_2\text{O} - 1,55$; $\text{K}_2\text{O} - 1,10$; $\text{CaO} - 0,17$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,42$; $\text{ThO}_2 - 22,45$; $\text{UO}_2 - 0,88$; $\text{SiO}_2 - 57,93$; $\text{F} - 0,40$; $\text{Cl} - 0,05$; $\text{H}_2\text{O} - 8,62$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 5,14$; $-(\text{F} + \text{Cl}) = \text{O} - 0,16$; сумма – 99,53 (H_2O вычислены по ТГ и ЭГ анализам).

Фиг. 8. Координационное окружение атома Th в структуре торнасита (по Ля и др. [3])

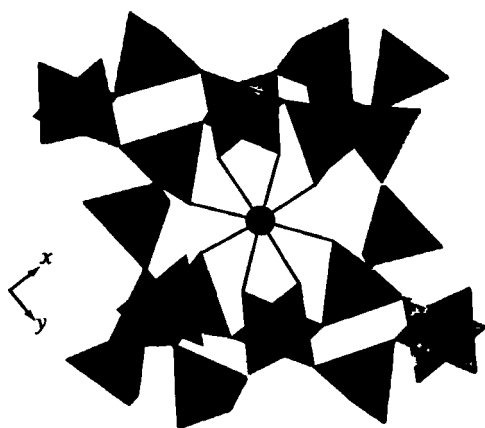
Эмпирическая формула, рассчитанная на базе 11 (Si + Al): $(\text{Na}_{0,56}\text{K}_{0,26}\text{Ca}_{0,03})_{0,85} (\text{Th}_{0,94}\text{U}_{0,06})_{0,98} \times (\text{Si}_{10,69}\text{Al}_{0,31})_{11,00} \text{O}_{24,12} \text{F}_{0,23}\text{Cl}_{0,02} \cdot 8,5\text{H}_2\text{O}$; упрощенная – $(\text{Na}, \text{K}) \times \text{ThSi}_{11}(\text{O}, \text{H}_2\text{O}, \text{F}, \text{Cl})_{33}$ (обе формулы не соответствуют структурному анализу).

Индекс соответствия (показатель Гладстона–Дейла) между химическими и физическими данными плохой (0,096), что объяснялось метамиктностью минерала.

Диагн. исп. Слабо травится HCl (1 : 1) при комнатной температуре; HNO_3 (1 : 1) и H_2SO_4 – не действуют.

Повед. при нагр. Согласно ТГА и ЭГА из 5,16 мг торнасита первоначальная потеря веса составляет 0,445 мг после 3,5 ч выдерживания при высоком вакууме (10^{-6} Тор). Нагрев до 1135° при $10^\circ/\text{мин}$ вызывает постоянную скорость потери веса 0,26 мг. Три пика на кривой ЭГА, соответствующие 105 , 275 и 600° , отвечают трем ступеням потери воды. При более высоких температурах отмечены лишь слабые следы CO_2 . Общая потеря веса – 0,71 мг связывается с присутствием 13,8 мас.% H_2O . Остаток состоит из торанита и хаттонита (рентгенофазовая диагностика). Структурная роль H_2O и отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{OH}$ не определены.

Находж. [1]. Обнаружен в малых количествах (<100 мг) в карьере Де Микс горы Сент-Илер, пров.Квебек, Канада. Представлен мелкими неправильными зернами в гнездах диаметром 4–8 мм белого порошкообразного брукита в ассоциации с йофортьеритом и анальцимом. Как аксессуарные встречены эвдиалит, серандит, полилитионит, лейфит, натролит, микроклин, альбит, манганнептунит, стисиит, катаплеит, эпидидимит и кальцит. Серандит в разной степени превращен в черное вещество, пачкающее остальные минералы. Брукит предположительно может быть продуктом изменения торнасита, или оба они образовались в результате разложения какого-то иного минерала.



Межплоскостные расстояния торнасита из Сент-Илера [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение. Камера Гандольфи, эталон Si

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	20	14,54	713	25	2,890	3.11.1	1	1,968
300	10	8,41	182	15	2,788	5.10.1	<1	1,892
012	30	8,17	280	7	2,748	1.10.6	<1	1,840
220	100	7,27	624	<1	2,716	880	2	1,818
131	10	6,47	372	5	2,687	791	2	1,801
113	<1	5,37	553	5	2,598	387	4	1,780
042	20	5,09	084	7	2,546	6.10.2	7	1,762
232	15	4,81	0.10.2	3	2,419	14.1.1	1	1,726
241	<1	4,57	464	<1	2,399	5.11.3	7	1,698
511	5	4,37	606	4	2,377	14.2.0	3	1,666

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
422	70	4,17	482	<1	2,288	975	1	1,606
152	10	4,01	446	4	2,258	3.14.1	<1	1,596
161	<1	3,745	10.1.3	<1	2,206	13.1.6	<1	1,566
324	15	3,457	10.2.2	7	2,187	0.16.2	2	1,549
523	5	3,303	393	7	2,159	6.12.3	1	1,530
262	30	3,239	12.0.0	2	2,092	1.15.4	1	1,513
244	<1	3,196	770	2	2,076	4.6.10	<1	1,485
315	<1	3,099	4.10.0	7	2,017	16.1.3	1	1,474
802	20	2,959	1.12.1	<1	1,987	15.3.3	2	1,458

Литература

1. Ansell V.E., Chao G.Y. // *Canad. Miner.* 1987. Vol. 25, N 1. P. 181–183.
2. Chao G.Y., Baker J. // *Miner. Rec.* 1979. Vol. 10. P. 99–101.
3. Li Y., Krivovichev S.V., Burns P.C. // *Amer. Miner.* 2000. Vol. 85, N 10. P. 1521–1525.

СТРУКТУРА ТИПА УССИНГИТА

Уссингит Ussingite

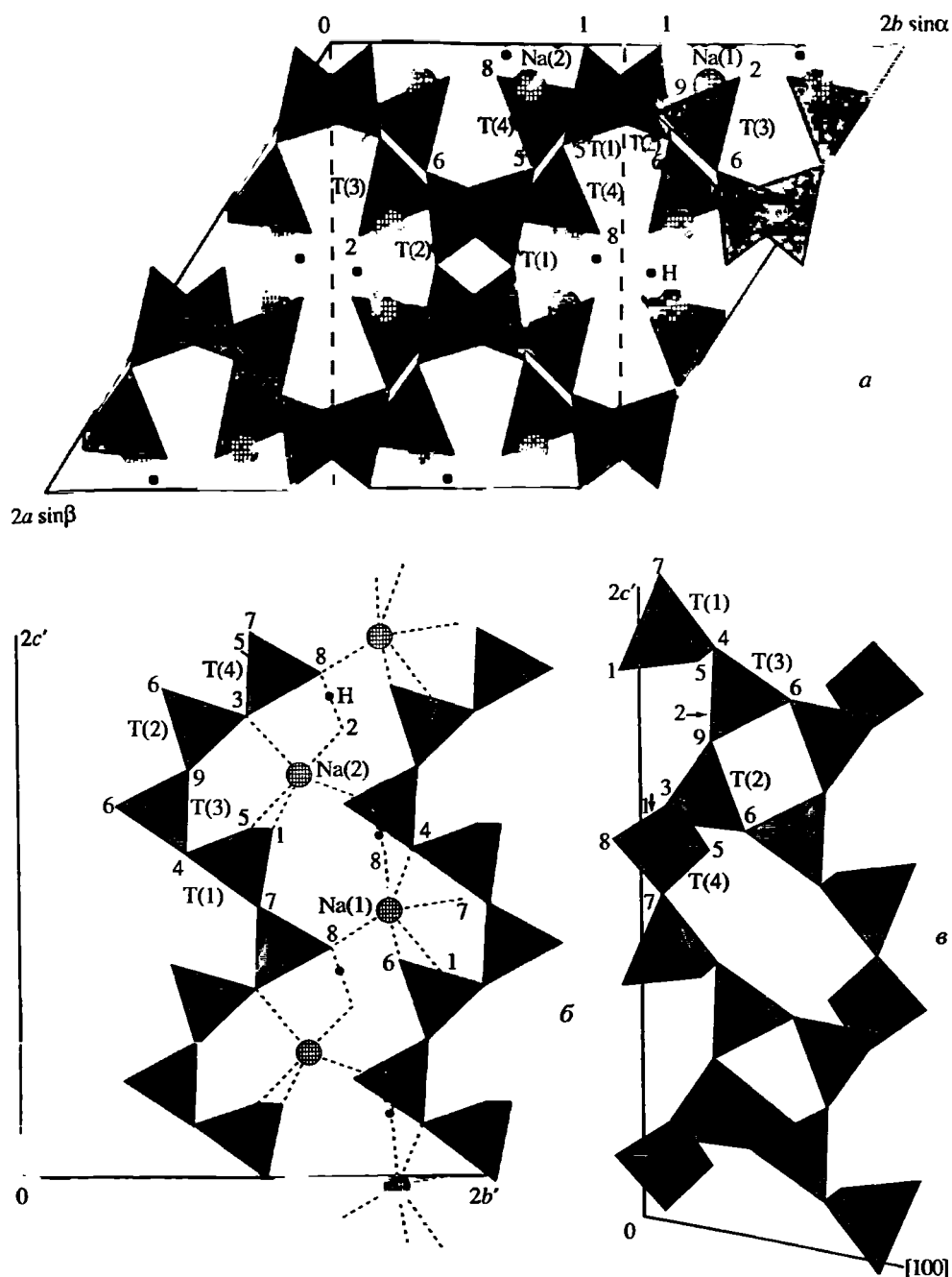


Найден и описан К.Й.В. Стенstrupом (1888) и Н.В. Уссингом (1908). Назван в честь датского геолога, профессора Копенгагенского университета Нильса Вигго Уссинга (1864–1911) (Бёггильд, 1914) [1].

Характ. выдел. Обычно плотные, мелко- и крупнозернистые массы, мономинеральные прожилки. Редко кристаллы (1–5 мм до 1 см) и их агрегаты. Срастания с микроклином, напоминающие гранитную письменную структуру; псевдоморфозы по полевоому шпату, нефелину и содалиту.

Структ. и морф. крист. Трикл.с. $C_i^1 = P\bar{1}$. $a_0 = 7,256$, $b_0 = 7,686$, $c_0 = 8,683$ Å; $\alpha = 90,75$, $\beta = 99,75$, $\gamma = 122,48^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9440 : 1 : 1,127$; $V = 399,43$ Å³. $Z = 2$ [2]. Илюжиным описывалась в иной установке с триклинной ячейкой: $a_0 = 8,72$, $b_0 = 7,67$, $c_0 = 10,01$ Å; $\alpha = 110,50$, $\beta = 135,75$, $\gamma = 91,50^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,13 : 1 : 1,31$; $V = 396,3$ Å³ (для хим. ан. 5) [3]. Формула перехода от установки [3] к установке [2]: 001/010/111. Использовалась также псевдомоноклинная ячейка с α и β , близкими к 90° : $a_0 = 12,243$, $b_0 = 7,686$, $c_0 = 8,683$ Å, $\alpha = 90,75$, $\beta = 102,06$, $\gamma = 90,48^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,5928 : 1 : 1,1297$; $V = 798,7$ Å³. Формула перехода к ней от структурной ячейки 210/010/001 [2].

Структура уссингита расшифрована на материале из Ловозера (образец из Музея истории природы в Милане) [2]. В ней (фиг. 9) выделяются вытянутые вдоль оси *c* зигзагообразные цепочки (Si,Al)₄-тетраэдров с повторяющимся звеном AlSi₃O₈, семь из девяти атомов кислорода в которой являются мостиковыми, а два, O(2) и O(8), не участвуют в образовании каркаса и связаны в смежных цепочках друг с другом через атом водорода, образуя сильную водородную связь O(2)–H–O(8) (см. фиг. 9,а,б). Цепочки объединены в 4-, 6-, и 8-членные кольца (см. фиг. 9,в). Натрий расположен в полостях каркаса; Na-полиэдры с координацией 5 и 6 включают мостиковые и связанные через водород апикальные атомы кислорода (см. фиг. 9,б).



Фиг. 9. Кристаллическая структура уссингита (по Росси и др. [2])

a – проекция на плоскость (001); пунктиром выделена псевдомоноклинная ячейка; *b* – проекция перпендикулярно [210]; *b'* и *c'* – проекции осей *b* и *c* на плоскость, перпендикулярную [210]; *c* – проекция перпендикулярно $[1\bar{1}0]$; *c'* и $[110]'$ – проекции осей *c* и $[110]$ на плоскость, перпендикулярную $[1\bar{1}0]$; цифры – позиция атомов кислорода

Кремний и алюминий в каркасе строго упорядочены: Al занимает тетраэдрическую позицию T(1), Si – в T(2), T(3) и T(4).

Средние межзатомные расстояния (Å): T(1)–O = 1,734, T(2)–O = 1,619, T(3)–O = 1,620, T(4)–O = 1,621, Na(1)–O = 2,539 (6-вершинник), Na(2)–O = 2,435 (5-вершинник), O(8)–H = 0,95, O(2)–H = 1,54, O(2)–O(8) = 2,507; угол O(8)–H–O(2) = 171° [2].

Структура уссингита настолько близка структуре низкого (упорядоченного) альбита, построенного из аналогичных сцепленных всеми вершинами 4-, 6- и 8-членных колец, что все T–O расстояния (Al–O, Si–O, включая Si–(OH)) могут быть рассчитаны с высокой точностью по соответствующему уравнению, выведенному для кислых плагиоклазов [4]. Однако, поскольку T–O в структуре уссингита короче, чем T₁O–O в низком альбите (1,740), можно предполагать неполную занятость позиции T(1) алюминием. Расчет показывает, что около 5% Al в уссингите перераспределяется из T(1) в T(3) [5].

Моноэдрический класс симметрии. C_{1-1} , $a : b : c = 1,13 : 1 : 1,31$ [2].

Формы:

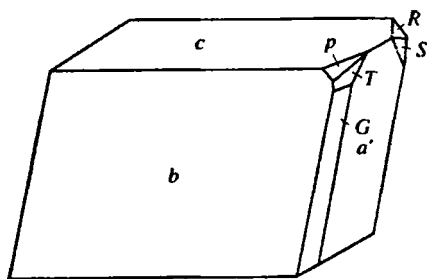
	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	63°08'	–10°54'	<i>d</i> 101	67°32'	55°49'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>D</i> $\bar{1}$ 01	66 38	–61 42
<i>a</i> 100	67 02	90 00	<i>r</i> 111	37 10	66 24
<i>m</i> 110	39 09	90 00	<i>R</i> $\bar{1}\bar{1}$ 1	40 53	–69 00
<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}$ 0	–69 10	90 00	<i>p</i> $\bar{1}$ 11	–73 46	60 37
<i>n</i> 120	26 12	90 00	<i>P</i> $\bar{1}\bar{1}$ 1	–63 47	–56 37
<i>N</i> $\bar{1}\bar{2}$ 0	–40 10	90 00	<i>s</i> 421	50 08	82 40
<i>g</i> 210	50 27	90 00	<i>S</i> $\bar{4}$ 21	50 44	–83 00
<i>G</i> $\bar{2}$ 10	88 45	–90 00	<i>t</i> $\bar{4}$ 21	89 33	80 29
<i>e</i> 011	–8 32	49 12	<i>T</i> $\bar{4}$ 21	88 0 0	–80 59
<i>E</i> $\bar{0}\bar{1}\bar{1}$	7 25	–53 05			

$ab(100) : (010) = 67^\circ 02'$	$ac(100) : (001) = 100^\circ 54'$	$bc(010) : (001) = 94^\circ 54'$
$ar(100) : (111) = 37 23$	$br(010) : (111) = 43 06$	$cr(001) : (111) = 76 16$
$ad(100) : (101) = 34 11$	$be(010) : (011) = 41 32$	$bn(010) : (120) = 26 12$
$nm(120) : (110) = 12 57$	$mg(110) : (210) = 11 18$	$bN(010) : (\bar{1}20) = 40 10$
$NM(\bar{1}20) : (\bar{1}10) = 29 00$	$MG(\bar{1}10) : (\bar{2}10) = 22 05$	$bG(010) : (\bar{2}10) = 91 15$

На кристаллах из Сент-Илера [6] отмечались грани: $b(010)$, $c(001)$, $a'(\bar{1}00)$, $p(\bar{1}11)$, $R(\bar{1}\bar{1}1)$, $G(\bar{2}10)$, $T(\bar{4}21)$ и $S(\bar{4}21)$ (фиг. 10). Хорошо образованные, но не измеренные кристаллы отмечались в Ловозере [7]. В осколках ловозерских кристаллов установлены формы: $c(001)$, $a'(\bar{1}00)$, $d(101)$, $P(\bar{1}\bar{1}1)$, $P(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $e'(0\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{2}\bar{1}\bar{1})$, (324) и $(4\bar{1}\bar{1})$ [3] (приведены к структурной установке). Кристаллы псевдокубического облика до пластинчатых [6, 7]. Грани неровные, часто со штриховкой.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (011) и (111) плохая [2] (данные плоскостей в структурной установке соответствуют плоскостям (001), (110) и (110) Бётгильда [1, 8, 9]). Изл. неровный. Тв. 6–7. Уд. в. 2,46 [8], 2,495 [1] (вычисл. 2,51 [2]). Цвет фиолетовый, различных оттенков, выцветает с

Фиг. 10. Кристалл уссингита из Сент-Илера (Канада) (по Хорваз и др. [6])



поверхности [7, 8]. Кристаллы бесцветные или бледно-розовые [6]. Окраска обусловлена наличием в структуре F-центров и парамагнитных центров SO_4^- [10, 11]. Бл. слабожирный до стекловатого, на плоскостях спайности слабоперламутровый. Черта белая с сиреневым оттенком. Пьезоэффект положительный [3].

ИК-спектр уссингита (жила "Шкатулка" гора Аллуайв, Ловозеро) (см^{-1}): 1750 (широкая), 1267, 1133, 1119, 1075 (плечо), 1047 (валентные колебания T-O), 972, 954, 907, 769, 732, 710, 658, 593 (слаб.), 581, 563, 510, 473, 436, 400 (полужирным шрифтом выделены частоты наиболее интенсивных полос) (данные Н.В. Чуканова). ИК-спектры уссингита из разных месторождений отличаются по степени разрешения полос поглощения в области валентных колебаний Si-O и Al-O, что может указывать на различную Si/Al-упорядоченность в каркасе.

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Двуосный (+). $n_g = 1,532 - 1,545$, $n_m = 1,507 - 1,509$, $n_p = 1,501 - 1,504$; $n_g - n_p = 0,031 - 0,041$; $2V = 31 - 39^\circ$. Данные варьируют для разных месторождений:

	Кангердлуар-сук, Гренландия [1]	Гора Малый Пункаруайв, Ловозеро [8]	Гора Непхе, Ловозеро [3]	Гора Юкспор. Хибинны [12]
n_g	1,5454	1,545	1,543	1,532
n_m	1,5082	1,509	—	1,507
n_p	1,5037	1,504	1,503	1,501 (590 ммк)
$n_g - n_p$	0,0417	0,041	0,040	0,031
$2V$	39,4	35-36	32	31

Дисперсия оптических осей слабая: для двух зерен найдено $2V_{\text{L}} : 2V_{\text{Na}} : 2V_{\text{Tl}} = 37 : 36,5 : 36$ и $36,5 : 36 : 36^\circ$ соответственно [8]. Двойники по (010) с двойниковой осью (010).

Хим. Теор. состав: $\text{SiO}_2 - 59,6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,9$; $\text{Na}_2\text{O} - 20,5$; $\text{H}_2\text{O} - 3,0$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	19,91	20,75	19,66	19,09	15,82	16,70
K_2O	—	0,30	—	0,90	0,46	2,69
MgO	—	0,00	—	—	0,27	0,05
MnO	—	—	—	—	—	0,02
CaO	—	0,00	—	0,33	0,96	0,06
Al_2O_3	17,73	16,70	17,67	17,30	18,62	17,98
Fe_2O_3	—	0,04	—	—	0,26	0,11
SiO_2	58,74	59,14	59,17	59,30	57,94	57,63
H_2O^+	14,19	2,80	13,80	3,40	15,18	3,78
H_2O^-	—	—	—	0,30	—	0,82
Сумма	100,57	99,79	100,30	100,74	99,51	99,84
-O = Cl ₂	—	—	—	0,02	—	—

	1	2	3	4	5	6
-O = S	-	-	-	0,04	-	-
Сумма	-	-	-	100,68	-	-
Уд. в.	2,495	-	-	2,457-2,460	2,46	-
n_g	1,5454	-	-	1,545	1,543	-
n_m	1,5082	-	-	1,509	-	-
n_p	1,5037	-	-	1,504	1,503	-
$n_g - n_p$	0,0417	-	-	0,041	0,040	-
2V	39,4	-	-	35-36	32	-

1, 2 - Илимаусакский массив (Южн. Гренландия): 1 - Кангердлуарсук, анал. Христенсен [1], 2 - район оз.Тазек, анал.Соренсен [13], в сумму входят $TiO_2 - 0,01$; $FeO - 0,01$; $P_2O_5 - 0,04$; 3-5 - Ловозерский массив, Кольский п-ов: 3 - гора Аллуайв, анал. Вревская [14], 4 - гора Малый Пункаруайв, анал. Герасимовский [8], в сумму входят S - 0,08, Cl - 0,04, 5 - гора Непхе (кристаллы), анал. Дорондова [3]; 6 - гора Кукисвумчорр, Хибинский массив, Кольский п-ов, анал. Егоров [15].

Спектральным анализом в образце из Илимаусака установлены (ppm): Ca $\ll 1,000$; Ga ~ 205 ; Mg и Fe - 100; Be, Cu, Zr, Ti < 10 ; Li $\sim 1,5$ [13]. В образцах из Ловозерского массива: Ca - 0,11%; Sr - 0,005; Be $< 2,9 \cdot 10^{-4}$; Ga - $106 \cdot 10^{-4}$; Zr $< 40 \cdot 10^{-4}$; Pb $< 5 \cdot 10^{-4}$; Cr $< 14 \cdot 10^{-4}$ [16], из пегматита горы Малый Пункаруайв (Ловозеро): Ga - 0,031% (анал. Лизунов), Sr, Ba - средние, Ga, Ti, Ca, Mg, Fe, Cu, Mo, P - слабые линии [9]. В образце из Хибинского массива (гора Юкспор): Sr, Ba - средние, Ga, Ti, Ca, Mg, Fe, Cu, Mo, P - слабые линии [17].

Диагн. исп. [8]. Легко растворяется и желатинирует с HCl и HNO_3 , плохо растворяется в H_2SO_4 . П.п.тр. теряет окраску и легко сплавляется в пузыристую массу белого цвета.

Повед. при нагре. На кривой нагревания отмечается небольшая эндотермическая остановка в интервале 570-590°. Тензиметрическая кривая показывает, что при 500-650 °C происходит полное удаление воды, имеющей высокотемпературный, гидроксильный характер. Быстро и полностью обесцвечивается при нагревании до 250 °C [18].

Находж. Малораспространенный минерал, генетически связанный с агпитовыми нефелиновыми сиенитами. Установлен в щелочных массивах Гренландии, Канады и России. Встречается преимущественно в пегматитовых и гидротермальных образованиях, реже в породах. Обычно образуется путем замещения содалита (гакманита), щелочного полевого шпата или нефелина в гидротермальную стадию; иногда первичный.

Впервые найден в Илимаусакском массиве (Южн. Гренландия), в районе фьорда Кангердлуарсук К. Стенструпом (1888 г.) и Н. Уссингом (1908 г.) [1]. Характерный минерал пегматитовых и гидротермальных жил в науяитах, луявритах и куанитах, распространенных в пределах гор Накалак, плато Кванефельд, Игдлунгуак, в районе оз. Тазек и на сев.-вост. берегу фьорда Кангердлуарсук [1, 13, 19, 20]. Ассоциирует с поздними минералами: альбитом, натролитом анальцимом, чкаловитом, ловозеритом, стенструпном. Нередко образует мономинеральные обособления до нескольких десятков см в гидротермальных жилах (гора Накалак). В уссингите из ассоциации с чкаловитом установлены многочисленные мелкие включения углеводородных газов, приуроченных к поздним залеженным трещинам [20].

В массиве Сент-Илер (пров. Квебек, Канада) найден в ксенолитах содалитовых пойкилитовых сиенитов среди фонолитов. Наряду с массивными обособлениями встречаются агрегаты четко параллельных столбчатых кристаллов уссингита совместно с содалитом, стенструпином, тугтупитом, чкаловитом, витуситом, луешитом, натролитом. В пустотах обнаружены хорошо образованные кристаллы [6].

В Ловозерском массиве известен в пегматитах [3, 7–9] и во вмещающих породах [9, 21]. В последних присутствуют мельчайшие выделения, видимые лишь под микроскопом, замещающие содалит, щелочной полевой шпат (до 20–30%) и отчасти нефелин [9]. Уссингитизация наблюдалась в порфириовидных ювитах, фойяитах, уртитах, эгириновых и роговообманковых луявритах и особенно в пойкилитовых содалитовых сиенитах (содержание уссингита в них достигает 10,3%) [21]. Встречается во многих пегматитовых и гидротермальных жилах на горах Пункаруайв, Непхе, Сенгисчорр, Карнасурт, Кедықверпахк, Аллуайв [3, 7–9, 21, 22]. Нередко мономинеральные обособления массивного крупнозернистого уссингита слагают центральную часть пегматитовых жил (горы Малый Пункаруайв и Аллуайв). Самое крупное ядро (мощностью до 2–3 м) уссингита, розового до темно-фиолетового цвета, вскрыто в пегматитовой жиле “Шкатулка” на Умбозерском руднике (гора Аллуайв) [22]. На горе Аллуайв на поверхности наблюдались также мономинеральные прожилки мощностью до 5–10 см и обособления неправильной формы до 50 см. В пустотах встречаются хорошо ограненные кубообразные кристаллы до 1 см [7, 22], иногда друзы изометричных кристаллов (гора Непхе) [3]. Ассоциирует обычно с натролитом, макатитом и другими силикатами натрия. В уссингите из пегматита с горы Малый Пункаруайв установлены твердые, газовые и газовой-жидкие первичные включения размером от 1 до 10 мкм; гомогенизация последних происходит при 165–305 °С [23].

В Хибинском массиве наблюдался в эвколитовой (гора Хибинпахкчорр) и лампрофиллитовой (южный отрог горы Кукисвумчорр) жилах, в осыпях пегматита в ущелье Рамзая, а также в породах Кукисвумчоррского апатитового м-ния [24]. На горе Юкспор найден в виде неправильных и округлых зерен (0,01–0,3 мкм) в маломощной гакманитовой жиле, секущей массивный уртит, а также в апатит-нефелиновой руде в виде ксеноморфных петлеобразных выделений в гакманите [17].

Изм. Экспериментальное изучение взаимоотношений уссингита с водой в ультращелочной части системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при общем давлении 1 кбар показывает, что уссингит неустойчив в поле своего состава и разлагается под действием воды при 400–450° на альбит, анальцит и натросилит (дисиликат натрия) [13].

В поверхностных условиях легко разрушается с выщелачиванием натрия и обесцвечивается. Образуется порошковатый налет анальцита [9].

Искусств. Из гелей состава $\text{Na}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times 6-10 (\text{SiO}_2)$ при 350° и большим избытке NaOH (~300%) синтезировано “соединение-L”, близкое по составу к $\text{Na}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times 6\text{SiO}_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$ (монокл. с. $a_0 = 8,10$, $b_0 = 6,10$, $c_0 = 4,88 \text{ \AA}$; $\beta = 108^\circ 20'$) с показателями преломления, близкими к уссингиту ($n \sim 1,49$) [25]. Однако оно значительно отличается от уссингита.

Отл. От содалита отличается отсутствием люминесценции, оптическими свойствами и межплоскостными расстояниями.

Межплоскостные расстояния уссингита с горы Нешха
(Ловозерский массив) (хим. ав. 5) [3].
FeK α -излучение, $D = 57,9$ мм

hkl^*	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
010	6	6,43	014	4	1,943	141; 153	4	1,325
011	6	4,87	024	2	1,886	532; 234; 534	3	1,291
002	7	4,25	212; 332	2	1,856	245; 5552	3	1,281
012	8	3,78	032	2	1,825	245; 254; 405	2	1,262
211	8	3,51	422	7	1,757	224	2	1,241
012	4	3,34	411	2	1,707	403	2	1,223
221; 021	5	3,12	421	7	1,682	331; 332	2	1,194
200	10	2,98	213	4	1,622	241; 052	2	1,192
022	9	2,74	413; 025; 313	4	1,587	554	2	1,164
230; 212	7	2,51	251	1	1,509	155; 435	2	1,144
155; 435	4	2,43	143; 043	1	1,480	135	2	1,125
321	1	2,38	252; 305; 312	4	1,452	511	6	1,096
211	2	2,32	115; 235; 521	2	1,427	144; 332	4	1,081
212; 321	2	2,20	223	4	1,382	154; 324	3	1,070
114	3	2,07	523	4	1,362	152	2	1,058
300; 114	3	1,998	353	4	1,348			

* Индексировано в структурной ячейке из параметров [2].

Порошкограмма уссингита, приведенная в ASTM (14-426) из неизвестного месторождения, имеет существенные отличия (рассчитанные из нее параметры: $a = 7,26$, $b = 8,72$, $c = 7,15$ Å, $\alpha = 102^\circ 35'$, $\beta = 115^\circ 40'$, $\gamma = 79^\circ 13'$) и индексирована по параметрам Илюхина [3], значения которых, так же как и библиографические данные, приведены в ASTM неправильно.

Литература

1. Bøggild O.B. // Ztschr. Kristallogr. 1914. Bd.54. S. 120-126; Bøggild O.B. // Medd. Grønland. 1953. Bd. 149, N 3. S. 396.
2. Rossi G., Tazzoli V., Ungaretti L. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P.335-340.
3. Илюхин В.В., Семенов Е.И. // Докл. АН СССР. 1959. Т.129, № 6. С. 1386-1388; Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с. (см. с. 220).
4. Phillips M.W., Ribbe P.H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 4. P. 327-339.
5. Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1974. Vol.59, N 3/4. P. 341-344.
6. Horvath L., Gault R.A. // Miner. Rec. 1990. Vol. 20, N 4. P. 343.
7. Хомяков А.П. // Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
8. Герасимовский В.И. // Тр. Ломоносов. ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР. Сер. минерал. 1937. Вып. 10. С. 5-28.
9. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с. (см. с. 274); Vlasov K.A., Kuzmenko M.V., Eskova E.M. The Lovozero alkali massif. Edinburgh; L.: Oliver and Boyd, 1966. 627 p.
10. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 264 с.
11. Тарашан А.Н. Люминесценция минералов. Киев. Наук. думка, 1978. 296 с.
12. Дудкин О.Б. // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1959. № 2. С. 29-35
13. Platt R.G., Rose-Hansen I. // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 6. P. 763-772.
14. Бонштедт Э.М. // Докл. РАН. Сер. А. 1925. С. 17-19.

15. Чирвинский П.Н. Производительные силы Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1940. № 1. С. 27–55.
16. Герасимовский В.И., Волков В.П., Козгарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
17. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 236 с. (см. с. 184).
18. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. 586 с. (см. с. 67).
19. Danø M., Sørensen H. // Medd. Grønland. 1959. Bd. 162, N 5. S. 27–31.
20. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с. (см. с. 125).
21. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с. (см. с. 165).
22. Пеков И.В. Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы. М.: Творч. объедин. «Земля»: Ассоц. Экоств, 2001. 464 с. (см. с. 358–360).
23. Шеголева Г.Н., Козгарко Л.Н., Романчев Б.П., Кригман Л.Д. // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1988. С. 73–79.
24. Чирвинский П.Н. // Природа. 1936. № 8. С. 90; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с. (см. с. 257).
25. Баррер Р., Уайт Е. // Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 156–189.

СТРУКТУРА ТИПА ЛИТОСИТА

Литосит Lithosite

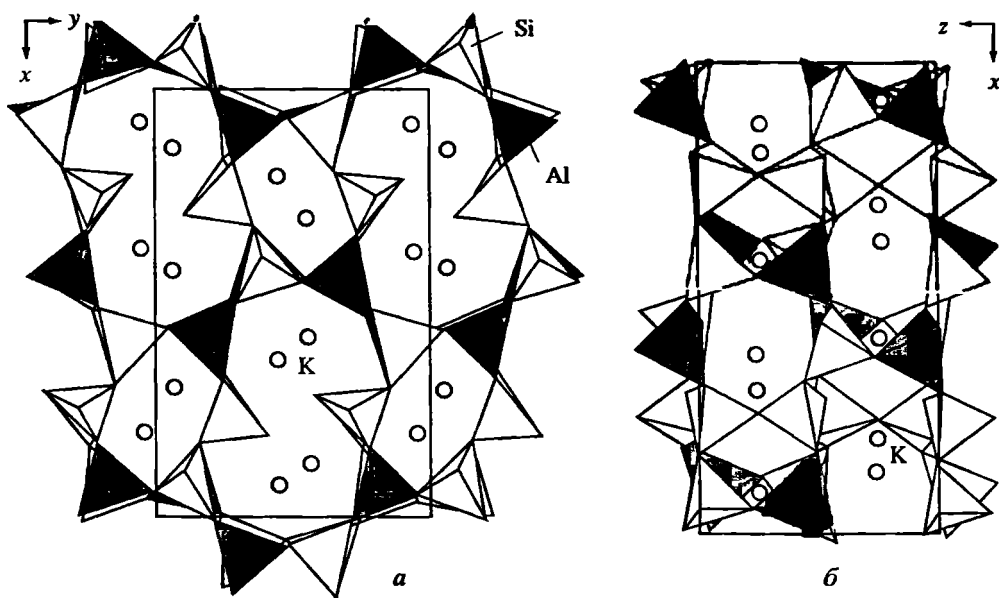


Назван от греч. λίθος – камень, как состоящий из наиболее распространенных компонентов земной коры [1].

Характ. выдел. Отдельные зерна неправильной, обычно округлой формы размером до 1–3 мм; агрегаты зерен [1].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$. $Z = 2$ [2]. $a_0 = 5,197$, $b_0 = 10,233$, $c_0 = 8,435$ Å; $\beta = 90,21^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,485 : 1 : 0,824$ [2,3]. $V = 1311,7$ Å³ [1].

Структура [2] представляет собой трехмерный каркас из соединенных вершинами SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров, в пустотах которого расположены атомы К (фиг. 11). При этом некоторые кислородные вершины тетраэдров остаются неразделенными, т.е. каркас является “разорванным”. Al-тетраэдры взаимно изолированы (нет мостиков Al–O–Al). Мостики Si–O–Si и Si–O–Al находятся в соотношении 3 : 8. Каркас структуры может быть описан как продукт последовательной конденсации тетраэдрических сеток, параллельных плоскости xy (см. фиг. 11, а); при этом разрывы каркаса оказываются также в пределах сеток. Анализ локального баланса валентностей заставляет предполагать существование сильных водородных связей между атомами кислорода неразделенных вершин SiO_4 -тетраэдров, что подтверждается малой величиной расстояний между атомами O(4)–O(20) = 2,47 Å и O(7)–O(17) = 2,48 Å. Сильные водородные связи определяют катионную функцию атомов водорода в структуре литосита и вероятность существования комплексного анионного радикала $[HAl_2Si_4O_{13}]$. Предполагается [2], что присутствие водорода вообще является необходимым условием образования минералов с “разорванными” каркасами. Однако инструментально положение водорода в структуре не локализовано.



Фиг. 11. Кристаллическая структура литосита (по Пудовкиной [2])
 а – в проекции на плоскость (001); б – в проекции на плоскость (010)

Межатомные расстояния (Å) [2]: Si–O = 1,56–1,69 (средн. 1,628), Al–O = 1,66–1,79 (средн. 1,727); для атомов K(1–5) с координационным числом 9 K–O = 2,66–3,68 (средн. 3,01–3,12), для атомов K(6) с координационным числом 11 K–O = 3,00–3,61 (средн. 3,22).

Физ. св. [1]. Бесцветный. Прозрачный. Бл. стеклянный. Изл. раковинистый. Под воздействием рентгеновского излучения (λ Mo, 55 кВ, 16 мА, экспозиция 3 ч) приобретает сохраняющуюся ярко-розовую окраску. Тв. \sim 5,5. Микротвердость (средн.) 559 кгс/мм². Уд. в. 2,51 (вычисл. 2,49 [2]).

Полосы в ИК-спектре (см⁻¹): 384 (основная), 705–442, 1442 и 3414.

Микр. [1]. $Ng = b$, $Nm \sim a$, $Np \sim c$. Двуосный (+). $n_g = 1,527$, $n_m = 1,513$, $n_p = 1,510$; $2V = 47^\circ$. Облученные образцы плеохроируют от почти бесцветного по Np и Nm до ярко-розового по Ng .

Хим. Анализ (микрорзонд.) [1]: K₂O – 28,4; Al₂O₃ – 20,7; SiO₂ – 50,0; п.п.п. (при 900°) – 2,34; сумма – 101,44. Эмпирическая формула (на 25 атомов O): K_{5,86}Al_{3,94}Si_{8,08}O₂₅ · 1,26 H₂O.

Диагн. исп. Легко разлагается на холоду HCl [1].

Нахожд. Найден [1] в долине р. Вуоннемиок в юго-вост. части Хибинского массива (Кольский п-ов) в ультраагпаитовом пегматите в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах). Обнаружен в керне скважины, сложенном крупными зернами зеленоватого адуляровидного ортоклаза и бесцветного содалита, в промежутках между которыми находятся эгирин, пектолит, лампрофиллит, ломоносовит, катаплеит, коашвит, цирсианит, ловозерит, шафрановскит и виллиомит. Литосит приурочен к кавернозным участкам, возникшим при частичном выщелачивании виллиомита, и к скоплениям шафрановскита.

Межплоскостные расстояния литосита
из Хибинского массива [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

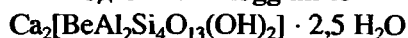
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
020	2	5,05	033	41	2,17	—	25	1,506
310	25	4,55	004	83	2,10	—	21	1,481
002; 121	41	4,16	114	50	2,05	—	21	1,448
400; 221; 112	15	3,77	214; 051; 250	50	1,988	—	25	1,431
320	21	3,61	540; 024	17	1,953	—	21	1,401
212; 401	84	3,46	442; 224	21	1,892	—	21	1,383
411; 022	84	3,26	801; 613; 351	15	1,855	—	15	1,336
112; 031	84	3,16	450; 640	15	1,800	—	8	1,315
312; 420	100	3,07	343; 533	50	1,769	—	35	1,294
330; 402	73	2,82	—	10	1,733	—	8	1,273
412; 013	21	2,72	—	41	1,689	—	8	1,255
520; 132	21	2,61	—	25	1,652	—	29	1,224
040; 430; 600	35	2,54	—	25	1,620	—	12	1,207
422	35	2,49	—	29	1,584	—	7	1,195
313; 611	17	2,38	—	46	1,569	—	21	1,164
323; 413; 341	25	2,21	—	29	1,538	—	—	—

Литература

1. Хомяков А.П., Черницова Н.М., Чистякова Н.И. // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 2. С. 218–222.
2. Пудовкина Э.В., Соловьева Л.П., Пятенко Ю.А. // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1370–1373.
3. Хомяков А.П. Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.

СТРУКТУРА ТИПА РОДЖИАНИТА

Роджианит Roggianite



Назван по имени итальянского минералога-любителя Ф. Роджиани [1, 2].

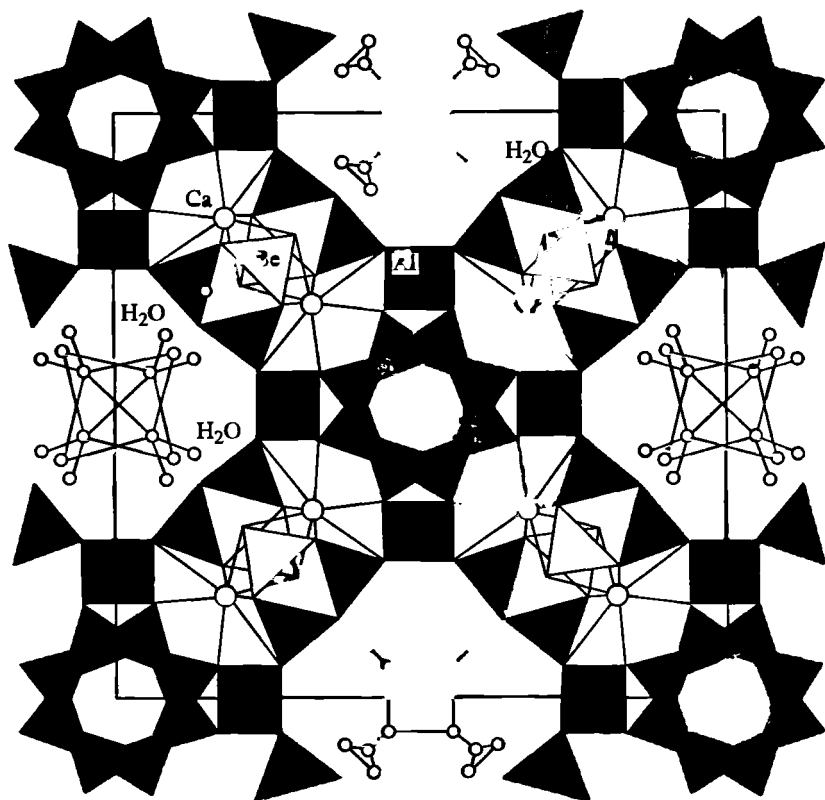
Синон. *Гинзбургит* – *ginzburgite* [3].

Характ. выдел. Волокнистые агрегаты тонких удлинённых кристаллов шириной 70–600 нм и толщиной 40–120 нм; редко отдельные зерна [3–5].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{18} – $I4/mcm$. $Z = 2$.

a_0	c_0	$a_0 : c_0$	V	Ссылка
18,37	9,14	1 : 0,498	3084,4	[1, 2]
18,37	9,14	1 : 0,498	3084,4	[6]
18,332	9,164	1 : 0,500	3079,7	[4]
18,370	9,187	1 : 0,500	3100,2	[7]
18,33	9,16	1 : 0,500	3077,7	[8]
18,366	9,183	1 : 0,500	3097,5	[3]

Структура [4,8] представляет трехмерный каркас Si-, Al- и Be-тетраэдров, имеющих свободные вершины, занятые OH-группами.



Фиг. 12. Кристаллическая структура роджианита в проекции перпендикулярно [001] (по Джузепетти и др. [8])

4-членные кольца Si(2)-тетраэдров и 3-членные кольца, состоящие из двух атомов Si(1) и одного Be, соединяются Al-тетраэдрами, при этом кольца Si-тетраэдров повернуты друг относительно друга на 45° (фиг. 12). Атомы Si и Be расположены на двух высотах: $Z = 0$ и $Z = 1/2$, а атомы Al – на $Z = 1/4$ и $Z = 3/4$. Две вершины Al-тетраэдра связывают 4-членное кольцо Si(1)-тетраэдров и Si(2) 3-членного кольца из слоя $Z = 0$, две другие вершины – аналогичную пару из слоя $Z = 1/2$. Одна вершина Si(1)-тетраэдра и две вершины Be-тетраэдра являются свободными.

В каркасе присутствуют большие, параллельные оси с каналы, ограниченные 12-членными кольцами Si- и Al-тетраэдров. По [4], свободный диаметр их составляет $4,2 \text{ \AA}$. Атомы Ca расположены в пустотах, образованных Si(1)-, Si(2)-, Al- и Be-тетраэдрами: молекулы H_2O статистически распределены вдоль оси [001] в каналах, ограниченных 12-членными кольцами, при этом выделенные три позиции воды не могут быть заняты ею одновременно из-за их близости.

Существует другая интерпретация структуры роджианита [8], при которой Be не участвует в строении каркаса. Остающиеся парные Si(1)-тетраэдры (диортогруппы Si_2O_7) соединяются Al-тетраэдрами, образуя 10-членные каналы, в которых находятся один атом Be, а также два атома Ca. Одна гидроксильная группа при этом оказывается вне каркаса. При таком понимании структуры формула роджианита будет выглядеть так: $\text{Ca}_2\text{Be}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}(\text{OH})](\text{OH}) \cdot < 2,5 \text{ H}_2\text{O}$.

Средние межатомные расстояния (Å): Ca–O = 2,532, Be–O = 1,634, Si(1)–O = 1,618, Si(2)–O = 1,627, Al–O = 1,711, H–O = 0,79. Углы: O–Si(1)–O = 109,9, O–Si(2)–O = 109,9, O–Al–O = 110,4, O–Be–O = 112,2° [8].

Физ. св. Бесцветный. белый, желтовато-белый, черта белая. Бл. стеклянный. Тв. 3–4. Хрупкий. Уд.в. для образца из Альпе Россо (предположительно занижен) 2,02 (изм.), 2,12 (вычисл.) [1], для образца из Пиццо Марчио (вычисл.) – 2,37 [4], 2,36 [9], для “гинзбургита” 2,3 [3].

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,535$, $n_o = 1,527$ [1,9]. Для “гинзбургита” – $n_e = 1,519$, $n_o = 1,526$ [3].

Хим. Анализы (2–4 – микрозонд.):

	1	2	3	4
Na ₂ O	0,94	0,28	0,01	0,34
K ₂ O	0,76	0,63	0,02	0,16
BeO	He опр.	3,19	He опр.	4,60
MgO	0,87	–	–	–
CaO	14,73	19,24	19,97	20,77
BaO	He опр.	–	0,09	–
SrO	–	0,02	0,04	–
Al ₂ O ₃	22,34	18,32	18,54	20,00
Fe ₂ O ₃	0,42	–	0,05	–
SiO ₂	36,58	40,22	44,11	43,77
H ₂ O	21,63	18,10	17,17	9,80
Сумма	98,27	100,00	100,00	99,44

1, 2 – Альпе Россо (Италия): 1 – содержит также SO₃ – 0,32, F – 0,10, Cl – 0,05, H – 0,19, C – 1,43 [1], 2 – BeO определен методом атомной абсорбции, H₂O – термогравиметрически [7]; 3 – Пиццо Марчио (Италия), H₂O определена по разности [5, 9]; 4 – “гинзбургит”, Мурзинский район, Урал (Россия), BeO определен химическим методом из отдельной навески, анал. Л.Ф. Ганнибал; H₂O – термогравиметрически [3].

Эмпирическая формула, рассчитанная по хим. ан. 2 (на основе суммы тетраэдрических катионов (Si + Al + Be) = 48 (Ca_{14,24}Sr_{0,01}Na_{0,37}K_{0,56})_{15,18} × [(Be_{5,29}Al_{14,92}Si_{27,79})₄₈O_{89,96}(OH)₁₆] · 33,68 H₂O; по хим. ан. 3 (условия расчета не известны): Na_{0,02}K_{0,02}Ca_{15,37}Sr_{0,01}Ba_{0,03}[(Al_{15,88}Fe_{0,02}Si_{32,10}O₈₈)(OH)_{31,30}] · 25,99 H₂O; по хим. ан. 4 (при Si + Al = 11) (Ca_{3,63}Na_{0,11}K_{0,03})_{3,77}[Be_{1,81}Al_{3,85}Si_{7,15}O_{23,29}](OH)_{4,60}] × 3 H₂O.

Диагн. исп. Вибрация и нагревание (до 60°) в течение 10 сут порошка роджианита, смешанного с 1 N раствором Na, приводит к замещению 1/5 части Ca на Na [7].

Повед. при нагр. На кривой ДТА (нагревание на воздухе со скоростью 10°/мин) роджианита из Альпе Россо имеются небольшое эндотермическое понижение при 110° (потеря адсорбированной воды), резкий эндотермический пик при 874° (потеря гидроксильной воды), узкий экзотермический пик при 910° (перекристаллизация) и широкий при 350–550° (выделение органической примеси) [1]. С этими результатами в целом совпадают данные [7] для минерала из того же района, у которого основная потеря веса осуществляется при нагревании до 800°, а после 850° происходит потеря гидроксильной воды и разрушение каркаса. На кривой нагревания “гинзбургита” слабо выражены два эндотермических максимума при 100 и 400°. На кривой потери веса фиксируются два периода выделения H₂O – 80–160 и 200–600°, в которые выделяются соответственно 5,6 и 4,2% воды [3].

Наход. Обнаружен в альбитовых дайках, секущих гнейсы, в двух районах долины Вигеццо, пров. Новара (Италия), – Альпе Россо (первая находка) [1, 2] и Пиццо Марчио [5, 9]. В первом случае ассоциирует с бавенитом, алланитом, пренитом, уваровитом, апатитом, во втором – с бертрандитом, шеелитом, молибденитом, хризобериллом. Предположительно продукт позднего гидротермального отложения в альбитите. “Гинзбургит” установлен в зонах гидротермального изменения пегматитов в Мурзинском районе Урала (Россия) [3] в ассоциации с бавенитом, бехоитом, бититом, анальцитом, филлипситом и альбитом.

Межплоскостные расстояния роджиянита из Альпе Россо (Италия) [7]

CuK α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	100	13,040	442	17	2,652	950	2	1,7843
200	49	9,230	323; 631	6	2,623	10.31	5	1,7284
220	5	6,255	532; 710; 550	10	2,5985	714; 554; 772	10	1,7202
211	42	6,150	602; 640	21	2,5481	644; 010.2;	17	1,7069
310	20	5,834	622	10	2,4544	682; 410.0		
002; 400	2	4,589	343	6	2,3530	961	3	1,6698
321	2	4,472	004; 800	13	2,2962	734; 952; 111.0	3	1,6600
112; 330	10	4,339	523; 651	8	2,2790	006; 844; 882	3	1,5314
202; 420	9	4,111	114; 552	5	2,2600	116; 194; 311.2	6	1,520
222	7	3,752	820; 204	9	2,2281	792; 511.0		
312; 510	41	3,605	224; 660	4	2,1660	316; 394	6	1,4806
431	68	3,411	314; 732	6	2,1348	406; 012..2;	13	1,4490
402	12	3,246	404; 802; 840	9	2,0535	412.0; 211.3;		
521	34	3,198	334; 910	7	2,0280	510.3; 611.1		
530; 332	43	3,154	921; 761	7	1,9436	336; 511.2; 990	2	1,4420
620	14	2,905	514; 930	13	1,9375	516; 954;	12	1,4088
611; 213	24	2,869	534; 770	17	1,8546	113.0; 711.0		
512	23	2,833	13; 743; 941	8	1,8253	411.3	1	1,3966
303; 541	3	2,740	624; 1020	7	1,8008	992	7	1,3766

Литература

1. Passaglia E. // Clay Miner. 1969. Vol.8, N 1. P.107–111.
2. Passaglia E. // Rend.Soc.miner.e petrol. 1969. Vol. 25, N 1. P. 105–106.
3. Волошин А.В. // Минерал. журн. 1986. Т. 8, N 4. С. 85–90.
4. Galli E. // Proc. 5th Intern. Conf. Zeolites. Heyden; L., 1980. P. 205–213.
5. Vezzalini G., Mattioli V. // Period. miner. 1979. Vol. 48. P. 15–20.
6. Gard J.A. // Clay Miner. 1969. Vol. 8, N 1. P. 112–113.
7. Passaglia E., Vezzalini G. // Miner. Mag. 1988. Vol. 52, N 2. P. 201–206.
8. Guiseppetti G., Mazzi F., Tadini C., Galli E. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1991. H. 7. S. 307–314.
9. Gottardi G., Galli E. // Minerals and Rocks. 1985. Vol. 18. P. 1–409.

СТРУКТУРА ТИПА ПАРТЕИТА

Партеит Partheite
 $\text{Ca}_2[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{15}(\text{OH})_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Назван в честь профессора Э. Парте Университета Женевы [1].

Характ. выдел. Радиально-волокнистые агрегаты, сферолиты, пучки и почки сноповидного строения [1, 2], реже отдельные кристаллы (0,1–0,3 мм) [1].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$. $Z = 4$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	V	Ссылка
21,59	8,78	9,31	91,47	2,459 : 1 : 1,060	1764,22	[2]
21,555	8,761	9,304	91,55	2,460 : 1 : 1,062	1756,36	[3]

Структура партеита [3] сложена TO_4 -тетраэдрами (T–Si, Al), которые, соединяясь друг с другом вершинами, образуют трехмерный цеолитоподобный каркас (фиг. 13). Из-за присутствия групп OH, связанных с Al, каркас прерван: одна вершина в каждом втором AlO_4 -тетраэдре свободна. Каркас пронизан каналами: крупными (свободный диаметр 6,0 Å) параллельными оси c и меньшими (3,5 Å) параллельными [011]. Они ограничены зигзагообразными цепочками, сложенными 10-членными кольцами TO_4 -тетраэдров, и заполнены ионами Ca^{2+} и молекулами воды. В каркасе также присутствуют 8-членные кольца и 4- и 6-членные кольца двух типов (плоские и изогнутые).

Средние межатомные расстояния (Å): Si–O = 1,620; Al–O(OH) = 1,753; Ca–O = 2,632; Ca–OH = 2,381; Ca– H_2O = 2,391. Углы: O–Si–O = 109,4; O–Al–O = 109,5° [3].

Кристаллы мелкие и плохо образованы. Наблюдаются грани (100), $(\bar{1}00)$, (110), $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(1\bar{2}0)$, $(\bar{1}20)$; реже $(\bar{2}10)$, которая чаще проявляется как двойниковый шов, и еще реже (010). Вместо концевых граней развиты расщепленные окончания [2].

Физ. св. Сп. средняя по (100), (110), (010). Тв. для партеита из гор Таурус (Турция) 2,39 (вычисл. 2,37) [1], для образца с Денежкиного Камня (Россия) 2,44–2,45 (вычисл. по хим. составу, среднему светопреломлению и уравнению средней удельной рефракции минералов земной коры – 2,448, рассчитанная по уравнению Гладстона 2,47) [2]. Бесцветный, светло-голубоватый в тонко- и скрытокристаллических массах, снежно-белый в мелкозернистых. На краях обломки просвечивают. Бл. стеклянный. Положительная магнитная восприимчивость равна нулю. В ИК-спектре [2] наблюдаются максимумы поглощения (см^{-1}): 3585 (OH-группа), 3420, 2970, 1500 (H_2O), ~100, 825, 700.

Микр. Двусный (+). Погасание 23–30°; $cNm = 90^\circ$. Удлинение (–). Дисперсия средняя, $r > v$.

$\lambda(\text{нм})$	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	Ссылка
–	1,559	1,549	1,547	0,012	48	Горы Таурус (Турция)	[1]
486	1,573	1,560	1,558	0,015		Денежкин Камень (Россия)	[2]
589	1,565	1,552	1,550	0,015	45,5		
656	1,562	1,549	1,547	0,015			

Хим. Анализы (1 – микрозонд.):

	1	2		1	2
Na ₂ O	0,32	0,12	Fe ₂ O ₃	–	0,05
K ₂ O	0,23	0,06	SiO ₂	38,83	36,64
MgO	–	0,25	TiO ₂	–	<0,01
CaO	16,31	16,70	H ₂ O ⁺	13,85*	14,14
MnO	–	<0,01	H ₂ O ⁻	–	0,32
FeO	–	0,04	CO ₂	–	0,05
Al ₂ O ₃	30,46	31,76	Сумма	100,00	99,76

* Вычислена по разности.

1 – горы Таурус (Турция) [1]; 2 – массив Денежкин Камень, Урал (Россия) [2].

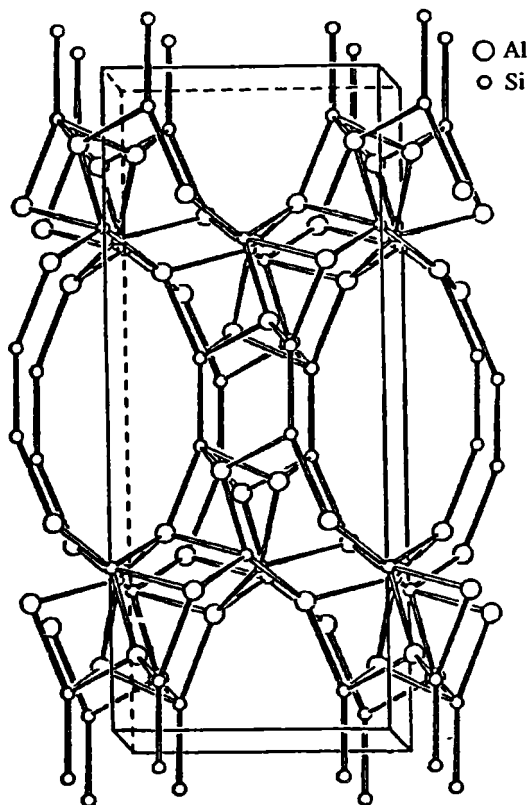
Коэффициенты формулы в пересчете на сумму катионов = 10:

Na	0,012	0,03	Al	2,020	2,1
K	0,004	0,01	Si	1,975	2,2
Mg	0,020	–	H ₂ O	2,543	2,06
Ca	0,964	1,0			

Повед. при нагр. При нагревании до 150° в течение 64 ч и при нормальном давлении никаких изменений не происходит (рентгеновский анализ продуктов нагревания) [1]. Слабые изменения фиксируются при нагревании до 300° в течение 40 ч. Выше 350° (нагревание в течение 40 ч)

образуется соединение (предположительно ромб. с.). Выше 400° (нагревание в течение 60 ч) линии этого соединения на рентгенограмме исчезают, и появляется несколько размытых линий, отвечающих анортиту. На кривой ДТА партеита с Урала [2] присутствуют три эндотермических эффекта (при 230–280, 400–460 и слабый при 540–640°) и один экзотермический (при 960–1000°).

Нахожд. Впервые обнаружен в родингитовых породах офиолитовой зоны в горах Таурус (Юго-Зап. Турция) [1] вместе с пренитом, томсонитом, авгитом; образовался при родингитизации базитовых жил и габб-



Фиг. 13. Схематическое изображение кристаллической структуры партеита в проекции на плоскость (001) (по Энгель и Йовну [3]); выделена элементарная ячейка

роидных кумулятов. В габбро-пегматитах Денежкиного Камня, Урал (Россия) [2], в ассоциации с томсонитом, антофиллитом и тонкочешуйчатым шериданитом; образование партеита связано с внедрением даек иситов в серпентинизированные дуниты и воздействием гидротерм на габбро-пегматиты, иситы и серпентиниты в условиях небольших глубин, низких давлений и температур до 300°.

Изм. В зоне гипергенеза сравнительно устойчив (слабо растворяется). Местами замещается гипергенным халцедоном [2].

Отл. От лавсонита, имеющего похожий состав $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [4], отличается структурой, от жисмондина $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [5] отличается отсутствием гидроксильных групп в силикатном каркасе.

Межплоскостные расстояния партеита из Турции [1]

Дифрактометр

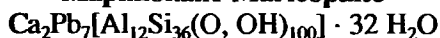
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
200	100	10,79	222	30	3,046	314̄; 532̄	10	2,161
110	80	8,12	512̄	10	3,000	532; 041; 314	5	2,134
111	70	6,10	512	20	2,950	713; 241̄;	5	2,094
400	5	5,39	130; 113	30	2,900	623̄; 912̄; 241		
002	5	4,65	711̄	10	2,790	024; 623; 912;	10	2,051
020	10	4,38	(711	15	2,752	333̄		
202̄	5	4,31	330	10	2,710	514̄; 224	5	2,010
220; 112̄	20	4,051	313; 621̄	5	2,682	604; 10.0.2̄; 514	15	1,974
510	10	3,870	331̄; 331	5	2,600			
221̄	50	3,740	023	10	2,531	242; 732̄; 10.0.2	5	1,940
312̄; 511̄	40	3,600	132; 223;	10	2,454	10.0.2		
312	15	3,532	513̄	5	2,427	533; 10.2.1	5	1,890
420	15	3,400	114; 911	20	2,231			
022	40	3,190	040	5	2,200			

Литература

1. Sarp H., Deferne J., Bizouard H., Lieblich B.W. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1979. Bd. 59, H. 1/2. S. 5–13.
2. Иванов О.К., Мозжерин Ю.В. // Зап. ВМО. 1982. Ч. 111, вып. 2. С. 209–214.
3. Engel N., Ivon K. // Ztschr. Kristallogr. 1984. Bd. 69, H. 1/2. S. 165–175.
4. Baur W.H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 311–315.
5. Fischer K. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 5/6. P. 664–672.

СТРУКТУРА ТИПА МАРИКОПАИТА

Марикопаит Maricopaite



Назван по месту находки в округе Марикопа, шт. Аризона (США) [1].

Характ. выдел. Пучки игольчатых кристаллов диаметром до 1 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{14} - Cm2m$. $a_0 = 19,434$, $b_0 = 19,702$, $c_0 = 7,538 \text{ \AA}$; $V = 2886 \text{ \AA}^3$. $Z = 1$ [2]. $a_0 : b_0 : c_0 = 0,986 : 1 : 0,383$.

По симметрии и параметрам ячейки, а также типу каркаса и его плотности ($16,6 \text{ T}/1000 \text{ \AA}$) структура марикопаита близка к структуре морденита. Однако в отличие от последнего, имеющего сплошной каркас, в каркасе марикопаита из 48 тетраэдров TO_4 элементарной ячейки 17% имеют одну неразделенную вершину, занятую, очевидно, ОН-группой. В структуре марикопаита (фиг. 14) также отсутствуют 4-членные и характерные для морденита 8-членные кольца.

В отличие от морденита, где система каналов двумерная, в марикопаите она одномерная. 12-членные каналы двух типов расположены параллельно оси c ; первые имеют эллипсоидальную форму (свободный размер $5,4 \text{ \AA} - |a$ и $7,2 \text{ \AA} - \parallel b$), вторые – необычную крестовидную форму (свободный размер $2,8 \text{ \AA}$). Помимо этих каналов, в структуре марикопаита имеются 8-членные кольца-окна в рядах, параллельных $[001]$, со свободными размерами $5,0 \text{ \AA} (\parallel a)$ и $5,5 \text{ \AA} (\parallel c)$.

Катионы Pb расположены в центрах крестообразных каналов и в центрах 8-членных колец-окон в виде тетраэдрических группировок $\text{PbO}_4(\text{O}, \text{OH})_4$. Каждый атом Pb связан с 8 атомами О и молекулами H_2O . Положения Са не определены (предполагается беспорядочное распределение его в главном канале).

Межатомные расстояния (Å): Т–О = 1,57–1,66; Т–Т = 3,010–3,209; Pb–О = 2,04–3,24; Pb–Pb = 3,584–3,954. Углы: Т–О–Т = 132–180, Т–О–В = 140–144, О–Т–О = 104,0–115,2° [2].

Физ. св. Сп. несовершенная по (010). Мягкий, рыхлый. Уд.в. 2,94 (вычисл. 2,96). Белый, полупрозрачный. В мелких кристаллах бесцветный, прозрачный. Бл. шелковистый до стеклянного. Не флюоресцирует в ультрафиолетовых лучах и под электронным пучком [1].

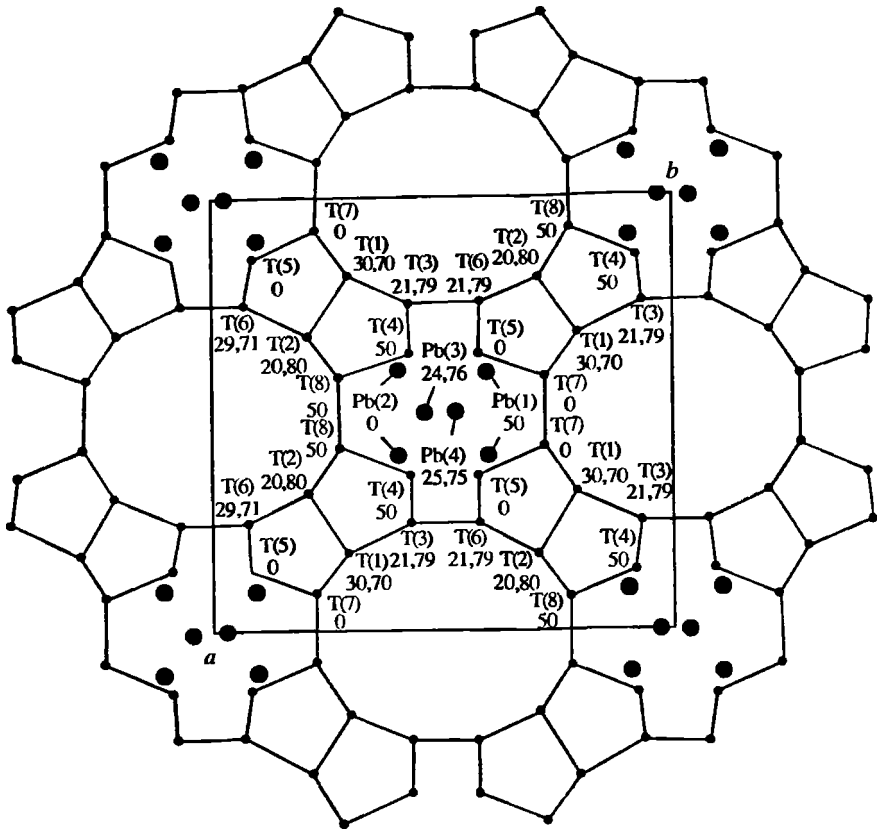
В ИК-спектре отмечаются полосы (см^{-1}): 1637, 3220 и 3435 (H_2O); 900–100 и 443 (внутренние и внешние асимметричные колебания $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров); менее интенсивные пики между последними двумя областями отвечают внешним и внутренним симметричным колебаниям тетраэдров и возможным кольцевым образованиям различного типа [1].

Микр. Двуосный (–). $Np = a$, $Nm = c$, $Ng = b$; $n_g = 1,592$ (вычисл.), $n_m = 1,582$, $n_p = 1,563$; $n_g - n_p = 0,029$; $2V = 70^\circ$. Дисперсия сильная, $r > v$.

Хим. [1]. Анализ (микросонд.): СаО – 2,4; PbО – 30,8; Al_2O_3 – 11,4; SiO_2 – 42,0; H_2O – 11,0 (определена по ТГА); сумма – 98,1.

Эмпирическая формула (рассчитанная с учетом уд. в. и параметров решетки): $\text{Pb}_{7,00}\text{Ca}_{2,17}(\text{Si}_{35,46}\text{Al}_{11,34})_{46,80}\text{O}_{97,10} \cdot 30,96\text{H}_2\text{O}$; упрощенная $(\text{Pb}_7\text{Ca}_2)(\text{Si}, \text{Al})_{48}\text{O}_{100} \cdot 32\text{H}_2\text{O}$ [1]. Однако структурный анализ [2], выполненный позднее, выявил, что неопределенная часть ОН-групп входит в каркас структуры марикопаита, поэтому его формулу правильнее писать как $\text{Pb}_7\text{Ca}_2\text{Al}_{12}\text{Si}_{36}(\text{O}, \text{OH})_{100} \cdot n(\text{H}_2\text{O})$.

Повед. при нагре. При нагревании в течение 15 ч в вакууме при 110° интенсивность полос в ИК-спектре, отвечающих колебаниям воды, уменьша-



Фиг. 14. Кристаллическая структура марикопита в проекции на плоскость (001) (по Роусу и Пикору [2]); цифры – высота атомов над плоскостью чертежа (увел. 100)

ется на 50%; при нагревании до 400° в течение 16 ч на воздухе эти полосы практически исчезают, а полоса, приписываемая двойным кольцам в структуре, замещается несколькими полосами, характерными для однокольцевых структур [1].

Наход. Как вторичный минерал установлен в кальцит-флюоритовой жиле в тесной ассоциации с миметитом на руднике Мун-Ангор, округ Марикопы, шт. Аризона (США) [1].

Межплоскостные расстояния марикопита из Мун-Ангора, шт. Аризона (США) [1]

FeK α -излучение, Мп-фильтр, D = 114,6 мм. Камера Гандольфи

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	100	13,7	312	50	3,216	2	1,949
200	40	9,86	441	2	3,135	5	1,885
220	10	6,90	531	20	3,056	2	1,866
111	5	6,58	402	40	2,978	1	1,846
310	5	6,21	422	40	2,845	2	1,793
201	2	6,01	512	20	2,687	1	1,758
311	20	4,79	641	20	2,552	2	1,694
240	30	4,35	–	20	2,456	2	1,619
401	5	4,12	–	1	2,424	5	1,556

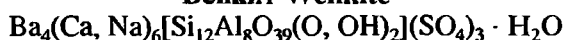
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
112	2	3,626	—	2	2,388	2	1,524
202	10	3,513	—	5	2,223	2	1,470
440	5	3,451	—	2	2,180	2	1,416
530	40	3,359	—	1	2,141	5	1,292
222	10	3,300	—	1	1,976	2	1,272

Литература

1. Peacor D.R., Dunn P.J., Simmons W.B. et al. // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26, pt 2. P. 309–313.
2. Rouse R.C., Peacor D.R. // *Amer. Miner.* 1994. Vol. 79, N 1/2. P. 175–184.

СТРУКТУРА ТИПА ВЕНКИТА

Венкит Wenkite



Назван в честь профессора Базельского университета (Швейцария), минералога и петрографа Е. Венка (Папагеоргакис, 1962) [1]. Ранее относился предположительно к группе канкринита (Флейшер, 1990; Антони и др., 1990; Кларк, 1993; Флейшер, Мандарино, 1995).

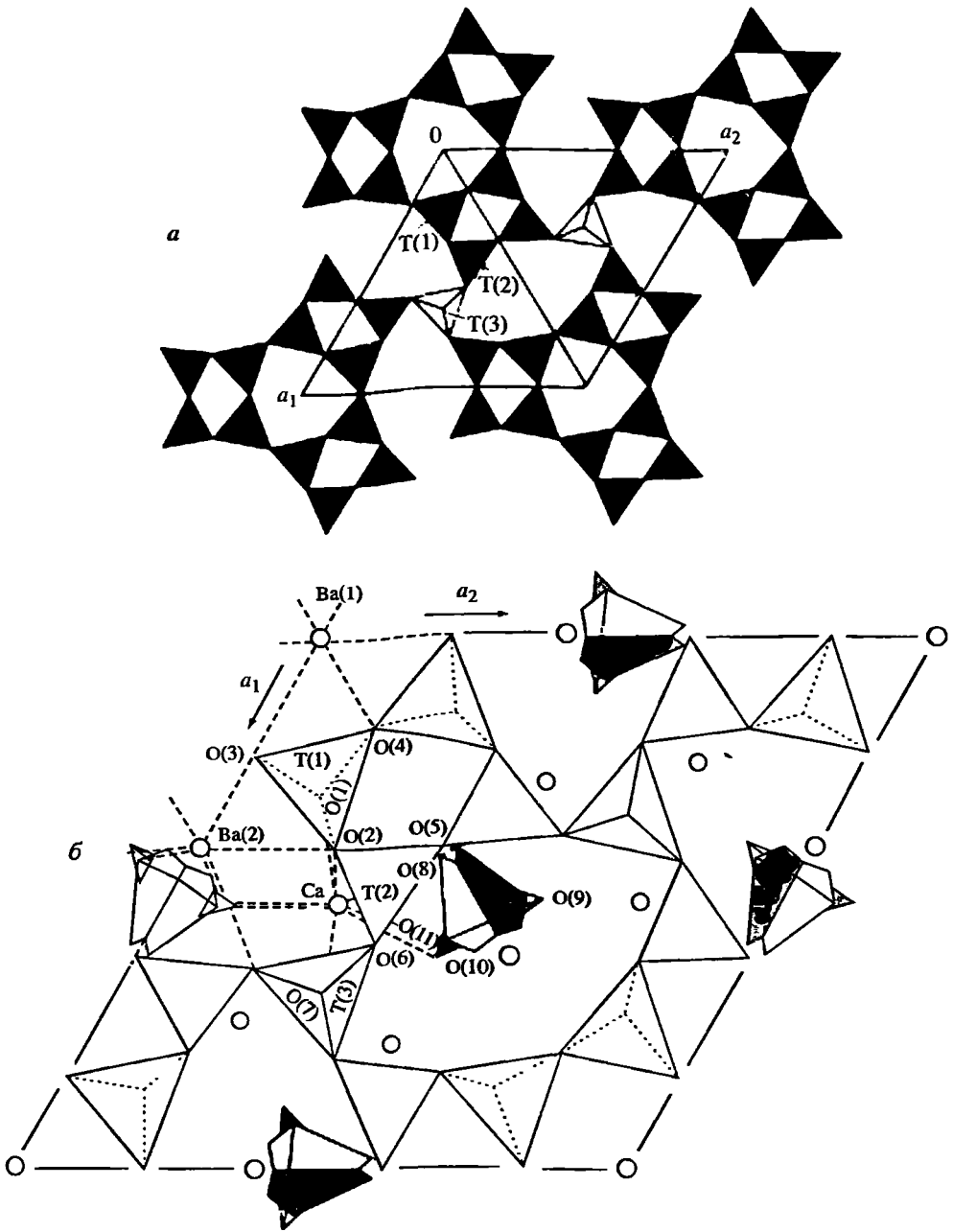
Характ. выдел. Кристаллы: крупные (до 5 × 1 см) – на м-нии Кандолья (Италия) [1, 2], мелкие (до 0,5 × 0,1 × 0,1 см) – на м-нии Карагайлы (Казахстан) [3].

Структ. и морф. крист. Гекс. с. $D_{3h}^3 - P\bar{6}2m$.

a_0	c_0	$c_0 : a_0$	V	№ хим. ан.	Местонахождение	Ссылка
13,528	7,471	0,5523	1184,0	2	Кандолья (Италия)	[1]
13,511	7,461	0,5522	1179,7		Там же	[4]
13,515	7,465	0,5523	1180,7		"	[5]
13,37	7,70	0,576	1192,0	3	Карагайлы (Казахстан)	[3]

Структура расшифрована почти одновременно Венekom [5] и Мерлино [6]. В каркасе TO_4 -тетраэдров атомы Si и Al находятся в трех позициях (фиг. 15, а), и из 41 О-вершин, формирующих 20 (Si, Al)-тетраэдров, 39 являются мостиковыми, а в двух концевых вершинах размещаются группы OH-. Т(3)-тетраэдры (TO_3OH), связанные с каркасом только через три вершины, заселены преимущественно атомами Al [6]. Плотность каркаса ПК = 17,0 Т/1000 Å³ [6].

Основу каркаса составляют колонки из канкринитовых полиэдров, связанных друг с другом гексагональными призмами. Колонки вытянуты вдоль оси *c*, между ними находятся каналы эллипсовидной формы, обрамленные 8-членными кольцами (2,2 × 2,7 Å). В канкринитовых полиэдрах находятся ионы Ва(1) с к.ч. = 12. В каналах расположены ионы Са, Ва(2) в неправильных координационных полиэдрах и SO_4 -группы, координационно разупорядоченные (см. фиг. 15, б). Каркас имеет также дополнительные крупные полости и 10-членные кольца, образующие каналы неправильной изогнутой формы с минимальным размером 2,6 Å. Каркас



Фиг. 15. Кристаллическая структура венкиита в проекции перпендикулярно оси c (по Мерлино [6])

a – позиции тетраэдров в (Si, Al)-каркасе; показана плоскость зеркального отражения; b – размещение внекаркасных катионов и серы; пунктир – связи катионов Ba и Ca с атомами кислорода

цеолитоподобный, структура имеет некоторые черты сходства с оффретином [6].

Кристаллохимическая формула, по Венку [5]: $Ba_4(Ca_{5,9}\square_{0,1})_6[(Al, Si)_{20}O_{39} \times (OH)_2](SO_4)_3 \cdot nH_2O$; по Мерлино [6]: $(Ba_{3,5}K_{0,5})_4(Ca_{5,5}Na_{0,5})_6(Si_{11,0}Al_{9,0})_{20}O_{41} \times (OH)_2(SO_4)_3 \cdot H_2O$.

Средние межатомные расстояния (Å):

	По данным Венка [5]	По данным Мерлино [6]
T(1)*-O	1,682	1,67
T(2)-O	1,674	1,67
T(3)-O	1,688	1,73
T(3)-OH	1,633	-
Ba(1)-O	3,313 и 2,838	2,64-3,30
Ba(2)-O	2,51-3,201	-
Ca-O	2,43-2,72	2,29-3,03
Ca-OH	2,39	-
S-O	1,44	1,35

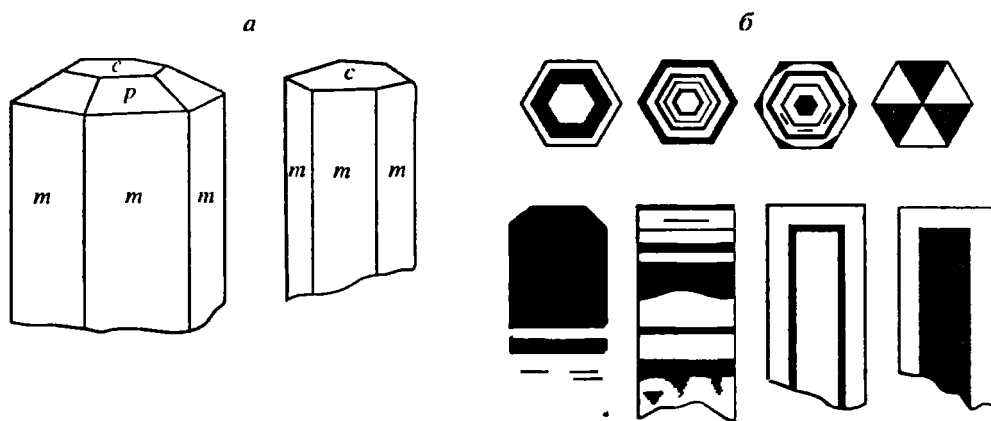
* Принято обозначение тетраэдров по Мерлино.

Средние значения углов [6]: T(1)-O-T = 141; T(2)-O-T = 136; T(3)-O-T = 123°.

Согласно [5, 7], венкит имеет доменную структуру с симметрией доменов $P31m$; наблюдаемое повышение симметрии кристаллов связано с ориентационной разупорядоченностью некоторых атомных группировок или с микродвойникованием по (0001). Установлено [7] существование в венките сверхструктуры с параметрами $2a_0 \times 2b_0 \times 2c_0$ ($a_0 = b_0$).

Кристаллы призматические [1, 2]. На кристаллах из м-ния Карагайлы [3] развиты грани m ($10\bar{1}0$), c (0001) и часто p ($10\bar{1}1$) (фиг. 16, а); на гранях призмы наблюдалась продольная штриховка и скульптура.

Физ. св. Сп. несовершенная по (110) [1-3], иногда также по (001) [3]. Хрупкий [1, 2]. Тв. 6 [1, 2]. Микротвердость при нагрузке 100 Г в поперечных сечениях от 800 до 957 кГ/мм² (20 замеров), в продольных - от 600 до 794 кГ/мм² (13 замеров) [3]. Уд.в. 3,13-3,19. Цв. светло-серый [1, 2], часто бесцветный, иногда дымчатый [3]. Бл. сильный, стеклянный [3]. Прозрачный [3].



Фиг. 16. Кристаллы венкита из месторождения Карагайлы, Казахстан (по Януловой и др. [3])

а - форма кристаллов; б - зональное и секториальное распределение окраски в поперечных и продольных сечениях кристаллов

В поперечных сечениях кристаллов венкита из Казахстана наблюдалось [3] чередование бесцветных и окрашенных зон (обычно 6–8, иногда до 18) и секториальное распределение окраски (см. фиг. 16, б). Смена окраски, наблюдавшаяся и в продольных сечениях кристаллов, предположительно связана с примесью органического вещества.

ИК-спектр показал присутствие ОН-групп.

Микр. Бесцветный. Содержит пойкилитовые включения главных минералов пород – магнетита, кварца, барита, реже граната [3]. Одноосный (–). Иногда аномально двуосный ($2V = 0–10^\circ$) [2]. $n_o = 1,595$, $n_e = 1,589$, $n_o - n_e = 0,006$ [2]; $n_o \sim 1,600$, $n_e = 1,594$, $n_o - n_e = 0,006–0,008$ [3].

Хим. Состав непостоянный, отмечались колебания даже в пределах одного кристалла [5].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	0,6	0,6	0,72	SO ₃	9,9	6,7	10,20
K ₂ O	0,8	0,7	0,00	F	–	–	0,14
CaO	12,0	10,0	13,30	Cl	Сл.	Сл.	0,26
SrO	–	0,8	–	H ₂ O ⁺			1,53
BaO	23,5	27,6	24,40	H ₂ O [–]	2,4	2,3	0,14
MnO	–	–	0,13	П.п.п.	–	–	1,38
Al ₂ O ₃	19,5	19,8	23,00	Сумма	100,2	99,5	100,42
Fe ₂ O ₃	–	–	0,14	–O = F ₂ , Cl ₂			0,09
SiO ₂	31,5	31,0	25,10	Сумма			100,33
TiO ₂	–	–	0,04	Уд. в.	3,13	3,19	3,19*

* Среднее из 8 определений (3,15–3,35).

1, 2 – Кандолья, Сев. Италия, анал. Швандер: 1 – [2], 2 – [1];
3 – Карагайлинское м-ние (Казахстан), анал. Зайцева [3].

Эмпирические формулы (расчет по кислородному методу):

1 – Ba_{4,5}Ca_{4,5}Al₉Si₁₂O₄₂(OH)₅(SO₄)₂;

2 – Ba_{3,7}Ca_{5,5}Na_{0,5}Al_{10,3}Si_{9,6}O_{38,9}(OH,F,Cl)_{4,5}(SO₄)_{2,9}.

Повед. при нагр. [3]. На термограммах фиксируется пологий прогиб в интервале 0–400° с максимумом при 200°. При нагревании до 1000° потеря веса для бесцветной разности 2%, для окрашенной – 4%.

Находж. Найден [1, 2] в мраморах Кандольи (Сев. Италия). Встречается на границе баритовых прослоев с известково-силикатой породой вместе с Ва-полевым шпатом, кварцем, эпидотом и кальцитом. Является продуктом высокой степени метаморфизма.

На Карагайлинском барит-полиметаллическом м-нии (Казахстан) установлен [3] в лежачем боку рудной зоны в маломощных (1–12 мм) прослойках барита среди магнетитовых скарноидов мощностью 3,5 м и в скарноидах на контакте с баритом или вблизи от него. Наблюдался в виде метакристаллов, содержащих реликты замещенных пород. Образовался, по-видимому, метасоматическим путем при взаимодействии растворов, обогащенных выщелоченными из скарнов элементами, с баритом. Распределение в массе барита неравномерное, причем мелкие кристаллики венкита образуют густую вкрапленность, крупные – более бедную.

Межплоскостные расстояния венкита из Кандольи, Сев. Италия [4]*

Cu-излучение. Камера Ягодзинского

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	40	7,471	003	5	2,488	521	5	1,817
110	30	6,752	312	40	2,449	160	5	1,784
101	10	6,289	411	25	2,416	611	10	1,735
200	5	5,847	500	35	2,340	522	25	1,674
111	25	5,007	113	10	2,335	700	20	1,672
201	35	4,604	042	10	2,302	423	10	1,653
210	15	4,423	203	20	2,290	441	5	1,648
211	50	3,807	330	10	2,251	224	25	1,631
002	40	3,734	501	80	2,233	134	5	1,617
102	70	3,541	322	30	2,179	612	10	1,609
301	100	3,458	123	5	2,169	603	30	1,533
220	80	3,380	331	>5	2,156	532; 702	25	1,526
310	75	3,247	421	35	2,120	800	10	1,463
202	60	3,148	303	45	2,098	054	5	1,459
221	40	3,078	223	5	2,003	163	5	1,450
311	45	2,977	502	10	1,982		5	1,447
212	60	2,853	313	15	1,974		5	1,388
401	30	2,724	600	5	1,950		15	1,351
302	65	2,697	403	5	1,895		5	1,330
320	90	2,685	004	25	1,866			
321	5	2,526	431	15	1,863			
222	20	2,505	233	35	1,825			

* Приведены еще 5 линий до 1,095 без указания интенсивностей.

Межплоскостные расстояния венкита из Карагайлинского м-ния (Казахстан) [3]

Fe-излучение, $D = 57,3$ см

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	2	7,42	402	1	2,2860	205	2	1,4735
110	2	6,59	330	9	2,2248	541	1	1,4532
111	4	4,98	322	3	2,1716	424	2	1,4335
201	1	4,47	303	1	2,1127	721	7	1,3884
210	1	4,30	421; 412	1	2,0943	315	1	1,3746
211	4	3,782	511; 223	1	2,0107	810	4	1,3534
102	2	3,555	502	3	1,9670	811	2	1,3312
301	2	3,431	422; 004	4	1,8917	552	4	1,2591
112	2	3,355	601; 520	5	1,8597	116	5	1,2461
310	3	3,221	511	6	1,8243	732	1	1,2309
202	4	3,130	413?	1	1,7785	650; 916	6	1,2128
311	3	2,957	—	2	1,7354	306	1	1,2050
212	3	2,840	223	8	1,6721	435	2	1,1897
401	10	2,675	224	1	1,6507	615	3	1,1519
321; 222	1	2,499	314	5	1,6337	10.0.1	1	1,1422
312	3	2,4380	513	1	1,6095	705; 535	7	1,1184
—	1	2,4089	473	10	1,5270	10.0.2	5	1,1053
203	4	2,3296	523	1	1,4914			

Литература

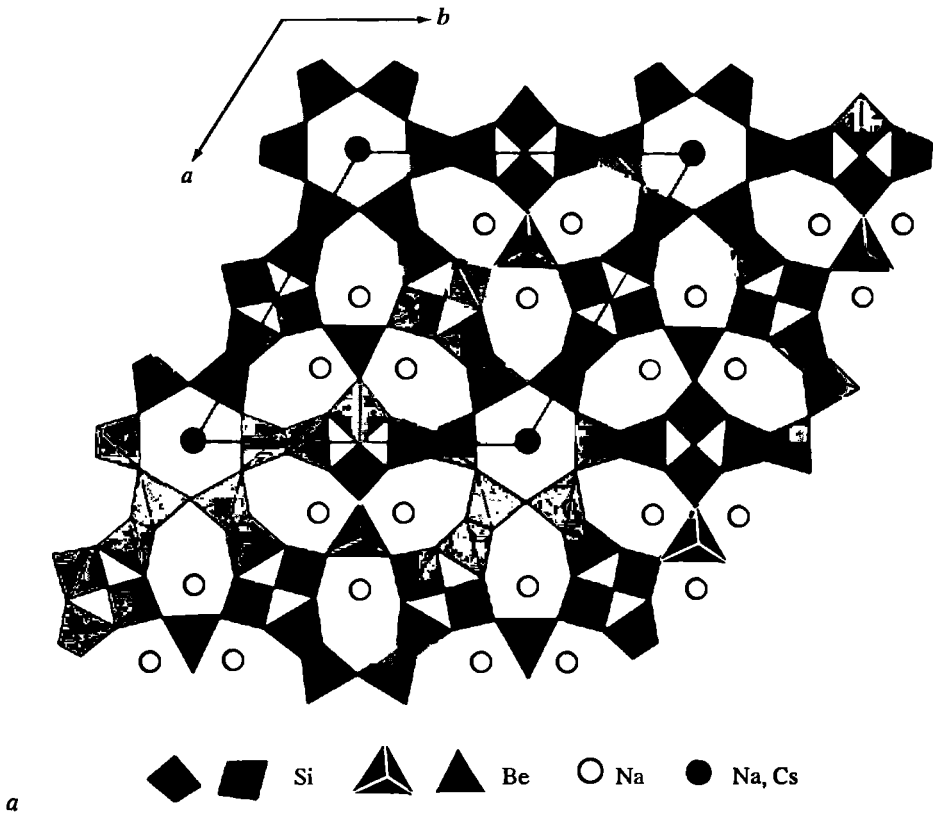
1. *Parageorgakis J.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1962. Bd. 42, H. 1. S. 269–274.
2. *Parageorgakis J.* // Ibid. 1959. Bd. 39, H. 1/2. S. 333–335.
3. *Янулова М.К., Байгулов Е.М., Зайцева Р.П.* // Зап. ВМО. 1971. Ч. 100, вып. 4. С. 492–498.
4. *Wenk H.R.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1966. Bd. 46, H. 1. S. 85–88.
5. *Wenk H.R.* // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, N 2/3. S. 113–126.
6. *Merlino S.* // Acta crystallogr. B. 1974. Vol. B-30. P. 1262–1266.
7. *Ли Ф.* // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 352–361; Пер. с англ.: Electron microscopy in mineralogy. Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer, 1976.

СТРУКТУРА ТИПА ЛЕЙФИТА

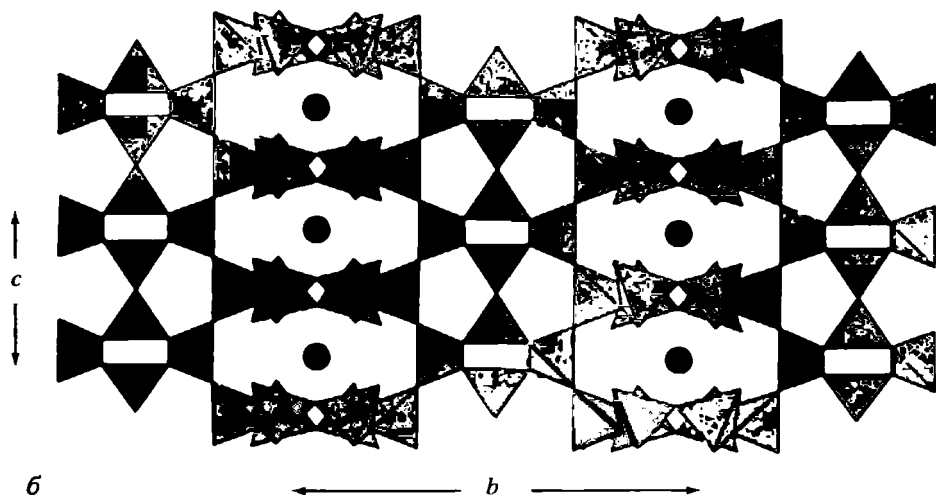
ГРУППА ЛЕЙФИТА

	Пр.гр.	a_0	c_0	V	Уд.в.
Лейфит $\text{Na}(\text{H}_2\text{O})\text{Na}_6[\text{Be}_2\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{39}\text{F}_2]$	$P\bar{3}m1$	14,361	4,857	867,5	2,565– 2,573
Телюшенкоит $\text{Cs}\square\text{Na}_6[\text{Be}_2\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{39}\text{F}_2]$	$P\bar{3}m1$	14,3770	4,8786	873,2	2,734

Лейфит и телюшенкоит изоструктурны [1]. Основу их структуры составляет тетраэдрический алюмокремнекислородный каркас $[\text{Al}_2\text{Si}_{15}\text{O}_{39}]$, построенный из 6-членных колец из (Si,Al)-тетраэдров T(1), связаны

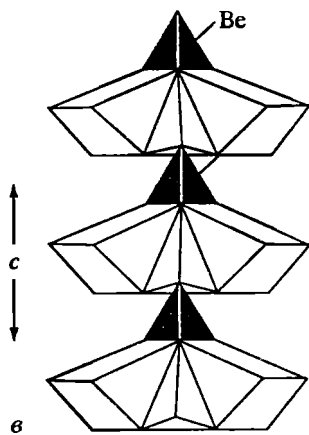
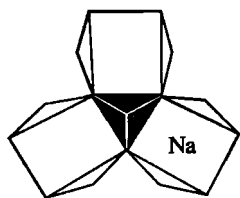


Фиг. 17.



Фиг. 17. Кристаллическая структура минералов группы лейфита (по Соколовой и др. [1])

a – в проекции перпендикулярно оси *c*; *b* – в проекции на плоскость (100); показана связь между 6-членными кольцами из Т(1)-тетраэдров с 4-членными кольцами из Т(2)- и Т(3)-тетраэдров; *в* – кластер $[\text{Na}_3(\text{BeO}_4)\text{O}_{13}\text{F}]$ в проекции перпендикулярно оси *c* и цепочка кластеров, вытянутая вдоль оси *c*

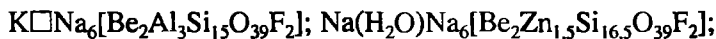


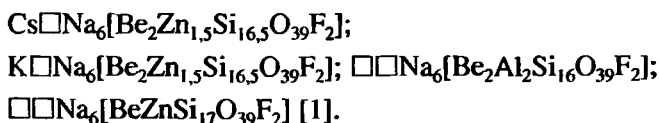
4-членными кольцами из Si-тетраэдров Т(2) и Т(3). Каждые три 4-членных кольца соединяются друг с другом Ве-тетраэдрами Т(4), в формировании которых участвуют три концевые вершины Т(2)- и Т(3)-тетраэдров и одна свободная вершина, занятая (OH_3F) , таким образом, каркас разрывается. Два тетраэдра 6-членных колец и по два тетраэдра 4-членных колец и Ве-тетраэдр образуют 7-членные кольца, внутри которых находится натрий в семерной координации (фиг. 17) [1, 2]. Три Na-полиэдра, окружая Ве-тетраэдр Т(4), образуют кластеры $[\text{Na}_3(\text{BeO}_4)\text{O}_{13}\text{F}]$, расположенные перпендикулярно оси *c*

(см. фиг. 17, б). 6-членные кольца, вытянутые вдоль $[001]$, образуют каналы, параллельные оси *c* (см. фиг. 17, в), в которых находятся позиции: А, занятая щелочными катионами Na, Cs, K, Rb, и В – молекулами H_2O . В лейфите в позиции А преобладает Na, а позиция В частично занята молекулами H_2O , в телушенкоите в позиции А доминирует Cs, а позиция В вакантна [1].

Изоморфизм между этими минералами осуществляется по схеме $\text{Na} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Cs} + \square$.

Кроме этих двух минералов, предполагается возможное существование следующих конечных членов:





Литература

1. Sokolova E.V., Huminicki D.M.C., Hawthorne F.C. et al. // *Canad. Miner.* 2002. Vol. 40, pt 1. P. 183–192.
2. Coda A., Ungaretti L., Giusta A.D. // *Acta crystallogr.* 1974. Vol. B-30, pt 2. P. 396–401.

Лейфит Leifite



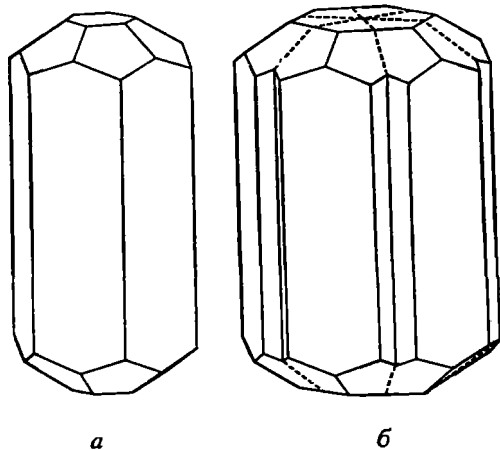
Назван по имени скандинавского мореплавателя Лейфа Счастливого – первооткрывателя восточного побережья Сев. Америки (Бёггильд, 1915) [1]. Изначально в анализе пропущен бериллий, установленный в оригинальном материале Бёггильда лишь в 1970 г. [2], после открытия Л.Л. Шилиным в 1956 г. Ве-содержащего минерала, близкого по составу к лейфиту, названного им карпинскиитом в честь русского геолога академика А.П. Карпинского (1847–1936) [3], со сходным размером элементарных ячеек, что было отмечено в 1957 г. Штрунцем [4].

Синон. *Карпинскиит* – karpinskyite [2]. Не путать с карпинскиитом – karpinkite $(\text{Ni}, \text{Mg})_4(\text{OH})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ [5], что имеет место в ряде работ [6–10].

Характ. выдел. Кристаллы: призматические, столбчатые, игольчатые до волосовидных (до нескольких см в длину) и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$. $Z=1$ [10]. $a_0 = 14,24\text{--}14,401$, $c_0 = 4,83\text{--}4,881 \text{ \AA}$; $V = 865,9\text{--}876,6 \text{ \AA}^3$ [3, 10–15].

Первоначально структура расшифрована на образце из Нарсарсук (Юго-Зап. Гренландия) (оригинал хим. ан. 1) [11] (описание см. во введении к “Группе лейфита”). Уточнение и детализация структуры выполнены на образце из массива Сент-Илер (Канада) (оригинал хим. ан. 7) [14]. По новым данным, шестерные кольца построены из Si, Al-тетраэдров T(1), четверные – из Si-тетраэдров T(2) и T(3); натрий занимает две позиции, одна в пустотах семерных колец, другая – в шестерных. В последних в позиции А размещается “избыточный” натрий [9, 13], а также K, Cs, Rb и в позиции В – молекулы H_2O . Обсуждается возможная позиция групп OH, присутствие которых фиксируется на ИК-спектрах, в шестерных кольцах в том случае, если часть кремния в Si, Al-тетраэдрах T(1) замещается Ве, и тогда состав решетки будет $[\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_{15}\text{O}_{38}(\text{OH})\text{F}_2]$ [14].



Фиг. 18. Кристаллы лейфита (по Петерсону и др. [13])

a – идеализированный кристалл; *б* – идеализированный тройник прорастания с плоскостью двойникования (1010)

Средние межатомные расстояния (Å): T(1)–O(1) = 1,658; T(2)–O(2) = 1,606, T(3)–O(3) = 1,615; T(4)–(O,F) = 1,607; Na–O, F = 2,543; Na–O(1) = 3,157; Na–(H₂O) = 2,429. Углы: T(1)–O(1)–T(1) = 141,4; T(1)–O(2)–T(2) = 138, 32; T(2)–O(3)–T(3) = 132,60; T(3)–O(4)–T(3) = 180,00; T(3)–O(5)–T(4) = 126,8° [14].

Триг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d}-3m$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,338$ (по рентгеновским данным [11]). Формы $10\bar{1}0$, $11\bar{2}1$ и 0001 (фиг. 18). В илимаусакских образцах наблюдаются прорастания трех (см. фиг. 18) или шести индивидов с плоскостью двойникования $[10\bar{1}0]$ [13].

Физ. св. Сп. по призме $10\bar{1}0$ ясная. Изл.поперечный, раковистый. Тв. 6. Уд. в. 2,565–2,578 (вычисл. 2,59) [11]. Бесцветный, белый до шелковисто-белого, иногда со слабым фиолетовым оттенком. Прозрачный или несколько замутненный. Бл. стеклянный до перламутрового.

ИК-спектр образца с горы Карнасурт (Ловозерский массив) (см^{-1}): 3555 – слабая (валентные колебания групп OH), 1173, 1091, 1067, 1045, 1016 (наиболее интенсивная полоса валентных колебаний Si–O), 795, 761 (основная полоса валентных колебаний тетраэдров BeO), 499, 477, 455, 433 (данные Н.В. Чуканова) (полу жирным шрифтом выделены частоты наиболее интенсивных полос). Отсутствие полос поглощения в области 1620–1650 см^{-1} означает отсутствие кристаллизационной воды [15].

Микр. Одноосный (+). $n_o = 1,515$ – $1,5224$, $n_e = 1,511$ – $1,517$; $n_e - n_o = 0,004$ – $0,007$ [1–3, 7, 10, 12, 13, 15].

Хим. Возможны изоморфные замещения (см. введение к “Группе лейфит-та”) [14]:

	1	2*	3	4*	5
Na ₂ O	12,4	15,59	10,50	14,78	15,30
K ₂ O	–	1,49	–	0,71	1,00
Cs ₂ O	He опр.	0,09	–	0,04	He опр.
BeO	3,8	4,01	2,93	3,712*	3,88
Al ₂ O ₃	9,6	8,08	16,53	8,05	6,12
SiO ₂	72,6	68,47	62,00	69,65	71,00
H ₂ O	2,2	0,77	5,50	He опр.	He обн.
F	0,8	2,97	3,75	2,99	3,93
Сумма	101,9	101,63	101,69	100,95	100,23
–O = F ₂	0,3	1,25	1,57	1,26	1,65
Сумма	101,6	100,38	101,12	99,69,	98,58
Уд. в.	–	–	2,56	–	2,50
n_e	1,5177	–	1,519	–	1,515
n_o	1,5224	–	1,513	–	1,510
a_0	14,35	–	14,24	–	–
c_0	4,854	–	4,83	–	–

* 2 и 4 данные микрозондового анализа.

2* BeO – расчетное значение.

1, 2 – из р-на Нарсарсук (повторные анализы оригинала Бёггильда): 1 – BeO определен микрохимическим анализом, анал. Хансен, в сумму входит В₂O₃ – 0,5%, данные спектрографического анализа, анал. Боллингберг; H₂O – п.п.л. [2], 2 – то же, данные атомно-абсорбционного анализа, H₂O – из ан. Бёггильда, F – микрозонд., в сумму входит Rb₂O – 0,14 [15]; 3–5 – из Ловозерского массива: 3 – гора Карнасурт, в сумму входят MnO – 0,41, ZnO – 0,07%, анал. Быкова [7], 4 – то же, в сумму входят Rb₂O – 0,31, ZnO – 0,7 [14], 5 – гора Аллуайв, анал. Быкова [9, 10].

	6	7*	8*	9*	10	11*
Na ₂ O	10,01	14,82	14,17	13,94 (13,75–14,14)	13,77	13,32
K ₂ O	1,64	0,35	2,00	2,18 (1,52–2,55)	3,12	1,48
Cs ₂ O	He опр.	0,48	0,01	0,76 (0,23–1,38)	0,39	0,88
BeO	1,42	3,64 ^{2*}	3,71 ^{2*}	3,89 (3,89)	3,75	3,72
Al ₂ O ₃	18,72	7,29	9,69	10,98 (10,83–11,24)	11,22	10,32
SiO ₂	57,23	68,86	68,32	67,06 (66,70–67,56)	63,49	64,13
H ₂ O	8,21	He опр.	He опр.	He опр.	0,63	He опр.
F	1,15	2,32	2,86	2,04 (2,02–2,06)	2,8	3,77
Сумма	100,12	99,53	101,64	100,85	100,09	99,39
–O = F ₂	0,48	0,99	1,20	0,86	1,18	1,58
Сумма	99,64	98,54	100,43	99,99	98,91	97,81
Уд. в.	2,56	–	–	–	2,59	–
n _e	1,522	–	–	1,5204	1,521	1,522
n _o	1,516	–	–	1,5148	1,517	1,518
a ₀	–	14,361	–	14,401	14,352	14,39
c ₀	–	4,8570	–	4,881	4,873	4,88

* 7–9, 11 – данные микронзондового анализа.

2* BeO – расчетное значение.

6–8 – из массива Сент-Илер: 6 – в сумму входят ZnO – 0,04, MgO – 0,70, CaO – 1,00, анал. Быкова [7], 7 – оригинал структурного анализа, в сумму входят Rb₂O – 0,15, ZnO – 1,02 [14], 8 – в сумму входят Rb₂O – 0,51, ZnO – 0,37 [14]; 9 – из массива Илимаусак (среднее из 4 ан., в скобках – пределы колебаний), BeO определен с помощью оптического эмиссионного спектрографа [13]; 10 – о-в Аре, р-н Лангезундфьорда, в сумму входят Rb₂O – 0,81, MgO – 0,02, CaO – 0,02; данные получены методом атомной абсорбции, F – хроматографии; H₂O – потеря в весе при нагревании в интервале 200–800° [15]; 11 – гора Эвеслогчорр, Хибинский массив, в сумму входит Rb₂O – 1,77; BeO, Cs₂O, Rb₂O и F – определены методом традиционной химии [12].

В лейфите из Нарсарсука содержится 0,5 V₂O₃ (хим. ан. 1) [2], а в минерале из массива Илимаусак (хим. ан. 9) обнаружен Cs₂O в большей части кристаллов – 0,23%, локально – 1,38% (в этих точках отмечается небольшое уменьшение K₂O) [13]. В хибинском образце Rb₂O – 1,77% [12].

Спектрально в образце из Ловозера (карпинскиите) установлены Ga, Ca – десятые, Pb, Cu, Zr, Sr, Mn, Nb – сотые доли % [3].

Диагн. исп. В кислотах не разлагается. В закрытой трубке выделяет воду [3]. Сильно вспучиваясь, легко плавится в бесцветное стекло.

Повед. при нагр. На кривой нагревания лейфита (карпинскиита) отмечаются эндотермические понижения при 90, 540 и 900° [3]. Термическим анализом в образце из Нарсарсука зафиксирована потеря в весе в интервалах 60–120° – 0,9%; 140–275° – 1,9%; 340–440° – 0,3%; 600–870° – 0,8% [2]. На термограммах образца с о-ва Аре потеря в весе регистрируется при 130° (0,32% – абсорбционная вода) и 270° (0,63%), связанная с удалением кристаллизационной воды, и в интервале 800–950° (0,4%) – вероятно, с удалением фтора [15].

Нахожд. Редкий гидротермальный минерал щелочных массивов.

В России известен в Ловозерском и Хибинском массивах (Кольский п-ов). В первом найден в пегматитовых жилах: на горе Карнасурт среди друз альбита и натролита в виде радиально-лучистых выделений, локально замещает альбит (вторая находка в мире, был принят за новый минерал карпинскиит) [3]; на горе Аллуайв в пегматоидных породах среди виллиомита, когаркоита в виде радиально-лучистых и волокнистых обособлений, а в участ-

ках выщелачивания этих минералов – в виде рыхлых спутанно-волокнистых выделений [9, 10] и в пегматитовых телах Шомиакитовое и Настрофитовое. В первом в краевой зоне образует сферолиты до 6 мм в диаметре и пучкообразные обособления из голубовато-белых игольчатых кристаллов в ассоциации с эпидидимитом, альбитом, шортитом, коробицынитом, эльпидитом, тайниолитом, пирротинном, во втором – радиально- и спутанно-волокнистые скопления (2–3 см) вместе с пластинчатым катаплетом в гидротермально-переработанном ядре, а в краевой части – сростки из шестиугольных призмочек до 3 мм в длину совместно с шариками опала [16].

В Хибинском массиве установлен в полевошпатовом пегматите на горе Эвеслогчорр в катаклазированных фойяитах. Ассоциирует с эпидидимитом, розовым альбитом, анальцитом и ненадквичитом [12, 17].

В юго-зап. части Гренландии известен в массивах Игдлерфигссалик и Илимаусак. В Игдлерфигссалик встречен в пегматите в пределах р-на Нарсарссук (отсюда происходит первая находка) [1] в тесной ассоциации с микроклином, местами наблюдаются прорастания, напоминающие письменную структуру. Сопровождается эгирином, циннвальдитом (полилитионитом) и поздним кальцитом [1, 2, 13].

В массиве Илимаусак установлен в поздних альбитовых жилах, секущих науяиты в районе Тугтупагтакорфия [13]. Слагает агрегаты хорошо образованных кристаллов в сростании с кристаллами альбита.

На острове Аре (р-н Лангезундфьорда) найден в нефелин-сиенитовой пегматитовой дайке в гидротермально-измененном участке в ассоциации с лёллингитом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, флюоритом, пироксеном, пирофанитом, бёмитом, кальцитом, монацитом-(Ce), бастнезитом-(Ce), паризитом-(Ce), эгирином, альбитом, цирконом, полилитионитом, хлоритом, анальцитом и натролитом [15].

В пегматитах массива Сент-Илер (Канада) обнаружены компактные сферические агрегаты (шары) до 6 см в диаметре на кристаллах серандита; локально окраска шаров бледно-фиолетовая. Совместно с ними наблюдаются родохрозит, розовый альбит, зеленовато-серый эльпидит. Встречается также в виде волокнистых или игольчатых кристаллов от 1 мм до 7 см в длину, образующих сферические обособления [18].

Минерал, предположительно отнесенный к лейфиту, найден в зоне контакта аплита с гранитным пегматитом в агпаитовом гранитном комплексе Стрейндж-Лейк (на границе пров. Квебек и Лабрадор, Канада) [19].

Межплоскостные расстояния лейфита из Нарсарссука (Гренландия)

(оригинал. хим. ан. 1) [2]*

CuK_α -излучение. Камера Гинье

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	5	12,41	102	3	2,38	422	5	1,689
110	5	7,17	411	5	2,37	701	1	1,669
200	5	6,21	202	1	2,26	710	2	1,669
210	7	4,69	510	1	2,23	621	4	1,625
101	7	4,52	501	7	2,21	103	2	1,605
300	7	4,14	212	4	2,16	602	5	1,576
111	5	4,02	331	5	2,15	203; 630	3	1,566
201	5	3,82	421	5	2,12	800	2	1,555
220	5	3,59	302	5	2,09	522	4	1,540

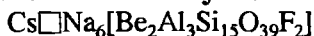
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
310	5	3,45	312	5	1,986	541	4	1,513
211	10	3,38	402	3	1,914	303	2	1,507
301	10	3,15	601	5	1,907	631	5	1,491
400	7	3,11	610	1	1,898	801	2	1,481
221	3	2,89	431	1	1,884	403	5	1,436
320	3	2,85	322	3	1,840	811	3	1,394
311	5	2,81	412	3	1,809	900	4	1,381
410	4	2,71	440	4	1,795	333	5	1,340
401	5	2,62	700	3	1,777	542	3	1,330
321	9	2,46	611	4	1,767			
002	2	2,43	502	7	1,737			
330	7	2,39	332	1	1,704			

* Дополнительно установлено еще 10 линий в интервале от 1,315 до 1,195.

Литература

1. Bøggild O.B. // Medd. Grønland. 1915. Bd. 51. S. 427–433.
2. Micheelsen H., Petersen O.V. // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1970. Vol. 20, pt 2. P. 134–151.
3. Шилин Л.Л. // Докл. АН СССР. 1956. Т. 107, № 5. С. 737–739.
4. Strunz H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1957. H. 5. S. 119–120.
5. Рукавишников И.А. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 124–178; Куплетская Э.М. // Зап. ВМО. 1957. Ч. 86. вып. 1. С. 124; Соловьев Ю.Я., Бесуднова З.А. // Мир камня. 1996. № 11. С. 40–42.
6. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. // Ловозерский массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
7. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
8. Белов Н.В. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29, вып. 4. С. 3–16; Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Наука, 1976. 344 с.
9. Хомяков А.П., Быкова А.В., Капцов В.В. // Новые данные по минералогии щелочных формаций. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 12–15.
10. Хомяков А.П. Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
11. Coda A., Ungaretti L., Giusta A.D. // Acta crystallogr. B. 1974. Vol. 30, pt 2. P. 396–401.
12. Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. // Зап. ВМО. 1999. Ч. 128, вып. 1. С. 3–14.
13. Petersen O.V., Ronsbo J.G., Leonardsen E.S. et al. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1994. H. 2. S. 83–90.
14. Sokolova E.V., Huminicki D.M.C., Hawthorne F.C. et al. // Canad. Miner. 2002. Vol. 40, pt 1. P. 183–192.
15. Larsen A.O., Asheim A. // Norsk. geol. tidsskr. 1995. Bd. 75, N 4. S. 243–246.
16. Пеков И.В. Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы. М.: Творч. объедин. "Земля": Ассоц. Экоств, 2001. 464 с. (см. с. 261–262).
17. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. 586 с. (см. с. 350).
18. Horvath L., Gault R.A. // Miner. Rec. 1990. Vol. 21, N 4. P. 290.
19. Miller R.R. // Canad. Miner. 1996. Vol. 34. pt 2. P. 349–371.

Телюшенкоит Telyushenkoite



Назван в честь петрографа Тамары Матвеевны Телюшенко, внесшей большой вклад в изучение геологии Средней Азии, а также многолетнего руководителя юношеской геологической школы Ашхабада. Утвержден КНМиНМ ММА в 2001 г. Описание минерала приведено по данным А.А. Агаханова, Л.А. Паутова и Д.И. Белаковского.

Характ. выдел. Зерна неправильной формы до 2 см в поперечнике.

Структ. и морф. крист. [1]. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$. $a_0 = 14,3770$, $c_0 = 4,8786$ Å; $V = 873,2$ Å³. $Z = 1$.

Изоструктурен лейфиту (описание структуры см. во введении к "Группе лейфита"). Главное отличие структуры телюшенкоита от таковой лейфита заключается в заселении позиций А и В в шестерных кольцах. В структуре телюшенкоита в позиции А доминирует крупный катион Cs, а позиция В вакантна.

Средние межатомные расстояния (Å): Т(1)-О = 1,667; Т(2)-О = 1,609; Т(3)-О = 1,617; Т(4)(О, F) = 1,611; Na-O, F = 2,548; А-О(1) = 3,158; А-В = 2,439. Углы: Т(1)-О(1)-Т(1) = 140,5; Т(1)-О(2)-Т(2) = 137,6; Т(2)-О(3)-Т(3) = 132,83; Т(3)-О(5)-Т(3) = 180; Т-О-Т = 145,6°.

Кристаллы - гексагональные призмы со штриховкой, параллельной оси с [1].

Физ. св. Сп. неясная. Тв. 6. Уд. в. 2,73 (измерен в жидкости Клериче) (вычисл. 2,734 [1]). Бесцветный, прозрачный. Бл. стеклянный. В ультрафиолетовых лучах - тускло-фиолетовый.

В ИК-спектре фиксируются полосы поглощения (см⁻¹): 405, 417, 436, 457, 480, 500, 515, 710, 764, 790, 1004, 1020, 1060, 1094, 1173. Полосы поглощения групп ОН и молекул Н₂О отсутствуют.

Микр. Одноосный (+). $n_o = 1,526$, $n_e = 1,531$; $n_e - n_o = 0,005$.

Хим. Анализы (микросонд.):

	1	2		1	2
Na ₂ O	13,53	13,53	Al ₂ O ₃	7,26	7,26
K ₂ O	0,47	0,47	SiO ₂	64,32	64,32
Cs ₂ O	7,25	6,76	F	2,84	2,84
Rb ₂ O	0,15	0,15	Сумма	100,99	100,57
ZnO	1,71	1,71	-O = F ₂	1,20	1,20
BeO	3,46*	3,53	Сумма	99,79	99,37

* BeO вычислен.

1, 2 - Дарай-Пиез: 1 - оригинал структурного изучения [1]; 2 - то же (BeO определен колориметрически).

Эмпирические формулы (рассчитаны на 40 атомов О):

1 - (Cs_{0,74}Na_{0,31}K_{0,14}Rb_{0,02})Na₆[Be₂Al_{2,06}Zn_{0,30}Si_{15,46}O₃₉F₂];

2 - (Cs_{0,69}Na_{0,31}K_{0,14}Rb_{0,02})Na₆[Be_{2,04}Al_{2,06}Zn_{0,30}Si_{15,46}O_{38,84}F_{2,16}].

Нахожд. [1]. Редкий. Найден в массиве Дарай-Пиез (Гаджикистан) в ридмерджерит-полевошпатовом пегматите в ассоциации с шибковитом, нордитом-(Се), лейкофаном, микроклином, альбитом, гиалотекитом, кентбрукситом, полилитнионитом, цезийкуплетскитом. Наблюдается в виде обособлений неправильной формы до 2 см в поперечнике.

Межплоскостные расстояния телюшенкоита
FeK_α-излучение. Графитовый монохроматор

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
010	7	12,46	331	6	2,151
020	35	6,226	241	5	2,117
120	21	4,706	032	4	2,104
030	50	4,149	061	8	1,910

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
021	10	3,840	160	2	1,899
220	7	3,598	142	2	1,861
130	40	3,459	440	4	1,796
121	75	3,382	161	3	1,771
031	100	3,162	052	7	1,744
040	36	3,113	332	4	1,708
140	8	2,717	242	4	1,695
231	30	2,465	261	5	1,629
330	25	2,396	062	3	1,581
141	4	2,375	360	2	1,568
112	2	2,309	361	5	1,493
051	15	2,218			

Литература

1. Sokolova E.V., Huminicki D.M.C., Hawthorne F.C. et al. // *Canad. Miner.* 2002. Vol. 40, pt 1. P. 183–192.

СИЛИКАТЫ СО СПЛОШНЫМИ КАРКАСАМИ

Описание каркасных силикатов проводится в соответствии с классификацией Г.Б. Бокия (1997). Согласно этой классификации, каркасные силикаты составляют подкласс класса силикатов. Их кристаллические структуры характеризуются трехмерным сочленением тетраэдров TO_4 , где Т-Si, изоморфно замещаемый на Al, иногда Be, В, упорядоченно или неупорядоченно распределенные по позициям структуры. Число AlO_4 -тетраэдров меньше или равно числу SiO_4 -тетраэдров. В полостях трехмерного каркаса (комплексного TO_4 -аниона) расположены внутрикаркасные катионы, компенсирующие его заряд (обычно крупные ионы щелочных или щелочноземельных металлов), а также (в некоторых группах силикатов, например в минералах группы канкринита и группы содалита) одиночные или комплексные анионы: Cl^- , S^{2-} , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} и др., сопряженные с входением в структуру дополнительных щелочных металлов. В данных силикатах каркас является сплошным, т.е. каждая кислородная вершина любого из тетраэдров одновременно принадлежит соседнему. Отношение O : Т в сплошном трехмерном анионе всегда равно 2.

В трехмерном каркасе выделяются второстепенные структурные элементы, характерные для тех или иных групп минералов: цепи и сдвоенные ленты из тетраэдров, четверные, восьмерные и другие кольца, фрагменты из колец и их комбинации друг с другом или с одиночными тетраэдрами, двумерные плоские сетки из колец разной формы и т.п.; многогранные полости разных конфигураций и размеров, сформированные кольцами тетраэдров в каркасе; каналы, ограниченные кольцами из разного числа тетраэдров.

Важной характеристикой каркаса, согласно Г.Б. Бокию, является *плотность каркаса* (ПК), определяемая числом тетраэдров TO_4 в 1000 \AA^3 . Силикаты со сплошными каркасами без дополнительных анионов и молекул воды – полевые шпаты, их аналоги, минералы группы нефелина – обычно имеют плотные каркасы с ПК > 20. Однако часть из них – минералы группы лейцита – имеют рыхлые каркасы с ПК < 20. Силикаты со сплошными каркасами, с дополнительными анионами и молекулами воды – минералы группы содалита, гельвина, бичулита, канкринита, скаполиты – имеют пониженную, значительно варьирующую плотность каркаса (ПК = 22–15).

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Структура типа ортоклаза

Группа щелочных полевых шпатов

- Натриевый полевой шпат $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Моноальбит $(\text{Na}_{1,0-0,9}\text{K}_{0,0-0,1})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Анальбит (высокий альбит) $(\text{Na}_{1,0-0,9}\text{K}_{0,0-0,1})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Альбит (низкий альбит) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Ридмерджнерит $\text{Na}[\text{BSi}_3\text{O}_8]$
- Калиевый полевой шпат $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- К-санидин $(\text{K}_{1,0-0,7}\text{Na}_{0,0-0,3})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Микроклин $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Адуляр $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Барийсодержащие К-полевые шпаты $(\text{K}_{1,0-0,9}\text{Ba}_{0,0-0,1})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Рубидий- и цезийсодержащие К-полевые шпаты $(\text{K}_{1,0-0,9}\text{Rb}_{0,0-0,1})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Железосодержащие К-полевые шпаты $\text{K}[(\text{Al}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_8]$
- Рубидиевый полевой шпат $\text{Rb}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Цезиевый полевой шпат $\text{Cs}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Баддингтонит $(\text{NH}_4)[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Водородсодержащий полевой шпат $\text{H}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Простые изоморфные ряды щелочных полевых шпатов

- Калиево-натриевые полевые шпаты (собственно щелочные)
 - К,Na-санидины $(\text{K}_{0,7-0,5}\text{Na}_{0,3-0,5})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
 - Na-санидины $(\text{K}_{0,50-0,37}\text{Na}_{0,50-0,63})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
 - Анортоклазы $(\text{K}_{0,37-0,10}\text{Na}_{0,63-0,90})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- Пертиты
- Калиево-рубидиевые полевые шпаты $(\text{K}, \text{Rb})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Тройные изоморфные серии щелочных полевых шпатов

- Калиево-натриево-рубидиевые полевые шпаты (тройные)
 $(\text{K}, \text{Na}, \text{Rb})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Группа щелочноземельных полевых шпатов

- Анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- Стронциевый полевой шпат $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- Цельзиан $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Простые изоморфные ряды щелочноземельных полевых шпатов

- Кальциево-стронциевые полевые шпаты $(\text{Ca}, \text{Sr})[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- Стронциево-бариевые полевые шпаты $(\text{Sr}, \text{Ba})[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- Кальциево-бариевые полевые шпаты $(\text{Ca}, \text{Ba})[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Тройные изоморфные серии щелочноземельных полевых шпатов

- Кальциево-стронциево-бариевые полевые шпаты
 $(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba})[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Смешанные изоморфные ряды и серии полевых шпатов

- Смешанные двойные изоморфные ряды полевых шпатов
- Натриево-кальциевые полевые шпаты (плаггиоклазы)

Олигоклазы ($\text{Na}_{0,95-0,70}\text{Ca}_{0,05-0,30}$) [$\text{Al}_{1,05-1,30}\text{Si}_{2,95-2,70}\text{O}_8$]

Андезины ($\text{Na}_{0,70-0,50}\text{Ca}_{0,30-0,50}$) [$\text{Al}_{1,30-1,50}\text{Si}_{2,70-2,50}\text{O}_8$]

Лабрадоры ($\text{Na}_{0,50-0,30}\text{Ca}_{0,50-0,70}$) [$\text{Al}_{1,50-1,70}\text{Si}_{2,50-2,30}\text{O}_8$]

Битовниты ($\text{Na}_{0,30-0,10}\text{Ca}_{0,70-0,90}$) [$\text{Al}_{1,70-1,90}\text{Si}_{2,30-2,10}\text{O}_8$]

Натриево-стронциевые полевые шпаты (Sr-плагиоклазы)

$(\text{Na},\text{Sr})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Натриево-бариевые полевые шпаты (Ba-плагиоклазы)

$(\text{Na},\text{Ba})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Калиево-стронциевые полевые шпаты (Sr-гиалофаны)

$(\text{K},\text{Sr})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Калиево-бариевые полевые шпаты (гиалофаны) $(\text{K},\text{Ba})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Смешанные тройные изоморфные серии полевых шпатов

Калиево-натриево-кальциевые полевые шпаты (тройные)

$(\text{K},\text{Na},\text{Ca})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Натриево-кальциево-бариевые полевые шпаты (тройные)

$(\text{Na},\text{Ca},\text{Ba})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Калиево-натриево-бариевые полевые шпаты (тройные)

$(\text{K},\text{Na},\text{Ba})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

МИНЕРАЛЫ – АНАЛОГИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Гексагональные аналоги щелочноземельных полевых шпатов

Структура типа гексагонального цельзиана

Группа гексагонального цельзиана

Гексацельзиан $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Стронциевый гексагональный цельзиан $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Дмиштейнбергит (гексагональный анортит) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Ромбические и псевдоромбические аналоги щелочноземельных полевых шпатов

Структура типа парацельзиана

Группа парацельзиана

Парацельзиан $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Слаусонит $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Святославит (ромбический анортит) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Данбурит $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Малеевит $\text{Ba}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Прочие аналоги полевых шпатов

Структура типа банальсита

Группа банальсита

Банальсит $\text{BaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$

Стрональсит $\text{SrNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$

Лисетит $\text{CaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

История происхождения названия специально исследована Зензенем [1] и Спенсером [2]. Термин впервые введен Тиласом в 1740 г. [3] – *feldtspat*, от швед. *feldt* или *fält* (поле, пашня) и нем. *spath* (пластина, брусок) [1]. В “Минералогии” Валлериуса [4] предложен другой термин – *feltspat*, от швед. *felt* (моренное поле, ледниковая долина) и *spat* (табличка, выколоток по спайности). В немецком переводе “Минералогии” Валлериуса (1750) термин видоизменен как *feldspath* (“полевой шпат”), а в английском (1772) как *feldspar*. В результате их смешения появился современный термин – *feldspar*. Кроме того, во 2-м издании “Минералогии” Кирвана (1794) [5] использован термин *felspar*, от нем. *fels* (скала, горная порода), т.е. “породообразующий” шпат.

Реже используются термины: *felspar* (англ.), *feldspath* (франц.).

Полевые шпаты – главные породообразующие минералы многих магматических, метаморфических и осадочных пород с химическим составом $M[T_4O_8]$, где M – щелочные, $M^+ = (H, Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, [NH_4])^+$ или щелочноземельные, $M^{2+} = (Ca, Sr, Ba, Pb, Eu)^{2+}$ катионы, а $T - Si^{4+}$ или заменяющие его в бесконечном кремнекислородном каркасе $(Al, B, Fe, Ga)^{3+}$, $(Ge)^{4+}$, осуществляющие анионную функцию в $[TO]_4$ -тетраэдрах, компенсирующие заряд M -катионов. Огромная литература по полевым шпатам, естественно, не могла быть использована в Справочнике полностью. Систематизированные данные и детальное освещение многочисленных полевошпатовых проблем рассмотрены в ряде специализированных монографий и тематических сборников, главные из которых приведены в общем списке во Введении (ссылки на них приводятся в тексте в скобках) и в конце данного вводного раздела.

Полевые шпаты классифицируются по химическому составу, кристаллической структуре и структурному состоянию (Si/Al -упорядоченности), чем исчерпываются все их “структурно-химические разновидности”. Целесообразно выделять “минеральные виды”, их “разновидности” (по химическому составу, структурным модификациям, по морфологическим особенностям, физическим свойствам) и типы “блок-кристаллов” [6, 7].

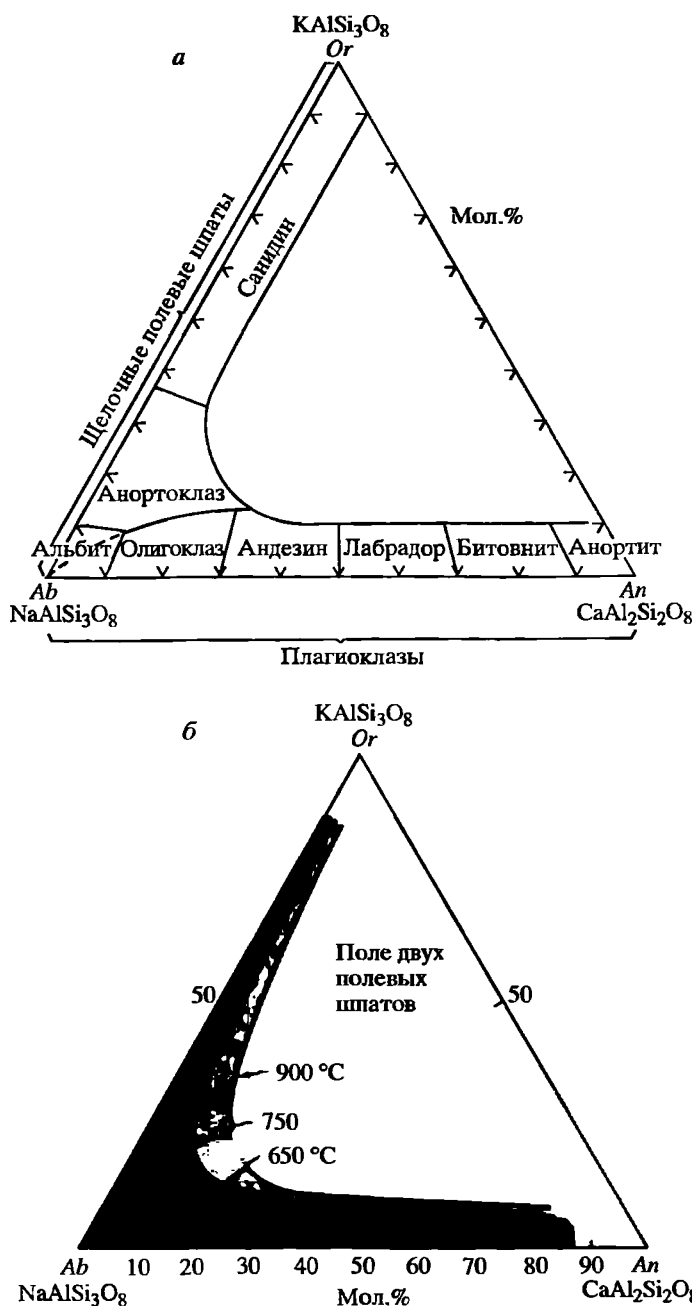
Полный состав полевых шпатов описывается формулой $(M_x^+, M_{1-x}^{2+}) \times (T_{2-x}^{3+}, T_{2+x}^{4+})O_8$, где $0 < x < 1$. Природные и синтетические соединения образуют две группы: *щелочных полевых шпатов* с отношением $T^{3+}/T^{4+} = 1:3$ и *щелочноземельных полевых шпатов* с отношением $T^{3+}/T^{4+} = 2:2$ [8]. Данные соединения представляют собой конечные члены изоморфных полевошпатовых рядов (двойных) и серий (тройных). Особенностью природных полевых шпатов является кристаллизация их в виде как практически чистых конечных членов, так и изоморфных смесей, в том числе и между представителями разных групп (щелочными и щелочноземельными). При этом изоморфные смеси характеризуются как постепенными закономерными изменениями химического состава, параметров ячейки, оптических и других свойств, так и разрывами смесимости, скачкообразными изменениями симметрии, степени упорядоченности Si и Al в структуре, меняющимися в зависимости от условий (температура, давление) и скорости кристаллизации, а

также посткристаллизационных твердофазовых превращений. Деление полевых шпатов на виды и разновидности в одних случаях обоснованно опирается на определенные “критические” точки внутри изоморфных рядов и серий, а в других (при постепенном изменении свойств) проведено условно в соответствии с рекомендациями КНМиНМ ММА или традициями в описании данной группы минералов, отражающими значимость данных понятий и терминов в геологических науках.

Большинство полевых шпатов с химической точки зрения входят в тройную систему $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, причем содержание анортитового (*An*) компонента в щелочных полевых шпатах (*K,Na*-п.ш.) и ортоклазового (*Or*) компонента в плагиоклазах (*Na,Ca*-п.ш.) обычно не превышает 5–10 мол.%. Только в существенно натриевых полевых шпатах (анортотклазах и олигоклазах) оно бывает выше. Данная номенклатура (фиг. 19, а) широко используется в литературе (хотя она в известной мере является формальной), поскольку отражает естественное изменение химического состава и особенностей структуры полевых шпатов в зависимости от изменения параметров минералообразующей среды, геологической обстановки и геологической истории регионов. За минеральные виды принимаются крайние члены диаграммы; все промежуточные члены рассматриваются как их разновидности или структурные модификации. Область санидина дополнительно подразделяется на *K-санидин* (*Or*_{100–70}), *K,Na-санидин* (*Or*_{70–50}), *Na-санидин* (*Or*_{50–37}) и *анортотклав* (*Or*_{37–10}). Экспериментальные исследования показывают, однако, что данная номенклатура применима только к высокотемпературным сериям полевых шпатов, устойчивым при 900°, так как область гомогенности с понижением температуры существенно сокращается (см. фиг. 19, б).

Современное состояние полевошпатовой проблемы учитывается в номенклатуре Смита и Брауна (Smith, Brown, 1988). При этом предлагается несколько иное выделение разновидностей. Для закаленных при высокой температуре серий (фиг. 20, а) правее линии *rs* выделяется поле *санидина*, подразделяемое на *K-санидин* (*Or*_{100–70}) и *Na-санидин* (*Or*_{70–38}), а также на *Ca,K-санидин* и *Ca,Na-санидин* для наиболее высокотемпературных *Ca*-содержащих полевых шпатов, кристаллизующихся при низком давлении в чистой (относительно примесей) системе; в этом поле полевые шпаты моноклинные при всех температурах. Граница поля при этом перемещается от *Or*₃₈*Ab*₆₂*An*₀ до *Or*₄₅*Ab*₄₃*An*₁₂, т.е. в кальциевых разновидностях инверсия имеет место при более высоком содержании калия. Выше линии *pq* выделяется поле высоких *плагиотклавов*, подразделяемых на *анортит* (*An*_{100–90}) (*примитивный* или *объемноцентрированный* – выше температуры инверсии), *высокий битовнит* (*An*_{90–70}), *высокий лабрадор* (*An*_{70–50}), *высокий андезин* (*An*_{50–30}) и *высокий олигоклав* (*An*_{30–10}); в этом поле полевые шпаты триклинны при всех температурах. Инверсия триклинного высокого олигоклаза в моноклинный происходит при составе *Ab*₁₅*An*₈₅*Or*₀ и при увеличении содержания калия смещается в направлении состава *Ab*₆₀*An*₃₀*Or*₁₀ (к границе поля высокого андезина). В промежуточном поле *qp–Ab–rs* выделяются *высокий альбит* (*An*_{90–70}), *высокий олигоклав*, а также *высокий K-олигоклав*, с одной стороны, и *высокий K-альбит*¹ и *высокий Ca,K-альбит* – с другой; граница между ними (т.е. между плагиотклазами и щелочными полевыми шпатами) проходит при со-

¹ Для геолога термины *высокий K-альбит* и тем более *высокий Ca,K-альбит* представляются труднопонимаемыми. Целесообразно использовать для них проверенное понятие *анортотклав*.



Фиг. 19. Номенклатура полевых шпатов

a – деление плагиоклазов и щелочных полевых шпатов (высокотемпературная неупорядоченная серия) по Диру и др. (Deer et al., 1963); *б* – гомогенность и распад твердых растворов в системе $Or-Ab-An$ при давлении паров $H_2O = 1$ кбар по Рыббе [93]

отношении $An : Or = 1 : 1$. В сухой системе при низком давлении эти полевые шпаты триклинны при комнатной температуре, но становятся моноклинными выше температуры инверсии, которая достигает солидуса при pq . Так, триклинный высокий альбит переходит в моноклинный мональбит. Поскольку температура кристаллизации полевых шпатов от вулканитов к маг-



Фиг. 20. Номенклатура полевых шпатов по Смигу и Брауну (Smith, Brown, 1988)

a – закаленных при высокой температуре; *б* – при медленном отжиге; *в* – после продолжительного отжига в природных условиях

матическим и постмагматическим образованиям снижается, поле триклинных плаггиоклазов перемещается в сторону менее кальциевых составов и достигает границы с щелочными полевыми шпатами.

В случае умеренного отжига, как, например, в гипабиссальных интрузиях, поля гомогенных полевых шпатов сокращаются (см. фиг. 20, б). Плаггиоклазы еще образуют непрерывный гомогенный ряд от “примитивного” анортита до *низкого альбита* с различными структурами промежуточного структурного состояния (Si/Al-упорядоченности), но в ряду щелочных полевых шпатов наблюдается разрыв между низким альбитом и К-санидином

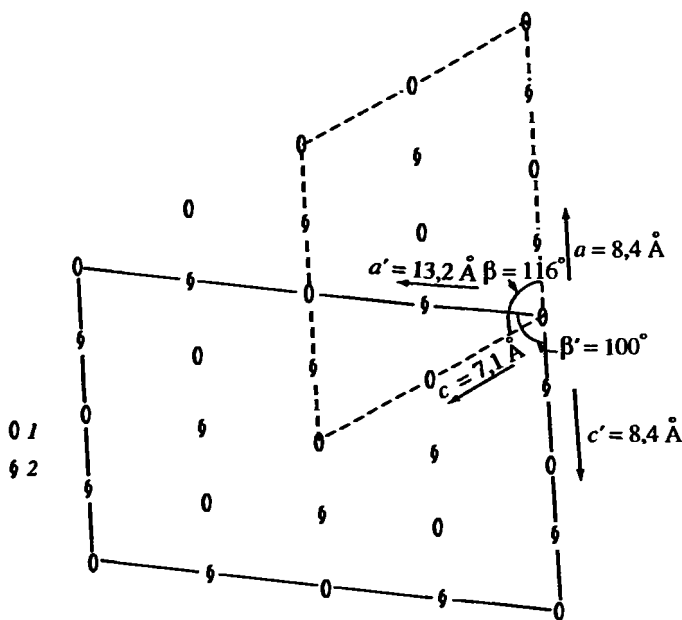


Фиг. 20 (окончание)

(ортоклазом). Во всей остальной области составов образуются пертитовые прорастания: *пертиты* (в случае преобладания К-п.ш. над Na-п.ш.), *антипертиты* (преобладание плаггиоклаза над К-п.ш.) или промежуточные *мезопертиты*. Переход гомогенного полевого шпата в пертит постепенный. При спинодальном распаде продукты распада различаются только по составу при одинаковых параметрах ячейки (т.е. не имеют фазовых границ). При укрупнении продуктов распада образуются когерентные пертитовые сростания, в которых решетки различаются по величине параметра a , но имеют одинаковые параметры b и c и искаженные углы ячейки. В этих случаях кристаллические структуры и свойства полевых шпатов являются аддитивными (суммарными). По размерам пластинок различают “*субрентгеновские*” пертиты (не выявляемые при рентгеновском анализе), “*рентгеновские*” пертиты (проявляющиеся на рентгенограммах, но неразличимые под микроскопом), *криптопертиты* и *микропертиты* с размером частиц от $< 15 \text{ \AA}$ до 100 мкм и *пертиты* – более 100 мкм.

В случае медленного продолжительного отжига (см. фиг. 20, в), характерного для большинства плутонических и метаморфических пород, сохраняются только еще более ограниченные гомогенные поля *низкого альбита*, *низкого (максимального) микроклина* и *примитивного и переходного анортита*. В ряду плаггиоклазов с упорядоченным структурным состоянием и доменным строением, характеризующимся сочетанием доменов с альбитовой и анортитовой структурами (“*e*”-плаггиоклазы), наблюдаются три области фазового распада: *перистеритовые сростания* (в области альбита–олигоклаза), *сростания Бёггильда* (в области андезина–лабрадора) и *сростания Гуттенлошера* (в области битовнита).

Полевые шпаты кристаллизуются с моноклинной или триклинной симметрией. Для лучшего их сопоставления между собой используется *кристаллографическая моноклинная базоцентрированная элементарная C $\bar{1}$ -ячейка* санидина (ортоклаза): $a_0 = 8,4$, $b_0 = 12,9$, $c_0 = 7,1 \text{ \AA}$; $\beta = 116^\circ$ [9, 10], хотя для триклинных разностей формально может быть выбрана ячейка мень-



Фиг. 21. Сопоставление кристаллографической моноклинной базоцентрированной элементарной ячейки санидина ($4\text{KAlSi}_3\text{O}_8$) (выделена пунктирными линиями с параметрами a, c, β) с большой гранецентрированной моноклинной, псевдотетрагональной ячейкой (альтернативной) ($8\text{KAlSi}_3\text{O}_8$) (выделена сплошными линиями с параметрами a', c', β') [10]

Элементы симметрии: 1 – простая ось вращения $[010]$ с центрами симметрии на высоте 0,00, 6,45 и 12,9 Å; 2 – винтовая ось вращения $[010]$ с центрами симметрии на высоте 3,22 и 9,67 Å. Плоскости симметрии (010) находятся на высоте 0,00, 6,45 и 12,9 Å, плоскости зеркального отражения (010) – на высоте 3,22 и 9,67 Å

шего объема. Для описания структуры Шибольд [9], полагая, что ось a $[100]$ является псевдотетрагональной, предлагал *объемноцентрированную псевдотетрагональную* ячейку с $a'_0 = [1\bar{1}2]$, $b'_0 = [112]$, $c'_0 = [\bar{1}00]$, $Z = 4$, а Тэйлор [10] считал, что лучшее соответствие с кристаллографической ячейкой получается при использовании *большой гранецентрированной* (по всем граням) моноклинной ячейки с $a''_0 = [102]$, $b''_0 = [010]$, $c''_0 = [\bar{1}00]$, $\alpha'' = \gamma'' = 90^\circ$, $\beta'' = 100^\circ$, $Z = 8$. Названная *альтернативной*, эта ячейка Тэйлора широко используется при сравнении структур полевых шпатов, их аналогов (см. “Полевошпатовые аналоги”) и цеолитов. Метрически она псевдотетрагональна вокруг оси c (кристаллографической оси a $[100]$) (фиг. 21).

К,Na-полевые шпаты кристаллизуются в моноклинной симметрии (пр. гр. $C_{2h}^3 - C2/m$) – санидин, ортоклаз, адуляр, мональбит или в триклинной (пр. гр. $C_i^1 - P\bar{1}$) (условная пр. гр. $C\bar{1}$) – микроклин, анортоклаз, альбит, анальбит; Ва,К-полевые шпаты – в моноклинной симметрии: цельзиан (пр. гр. $C_{2h}^5 - I2/c$), гиалофан (пр. гр. $C_{2h}^3 - C2/m$); Са,Na-полевые шпаты – в триклинной симметрии: пр. гр. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условная пр. гр. $C\bar{1}$) – альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, ридмерджнерит, пр. гр. $C_i^1 - P\bar{1}$ – битовнит, P -анортит или $C_i^1 - P\bar{1}$ (условная пр. гр. $\bar{1}$) – I -анортит.

Параметры ячейки природных и синтетических соединений с полевошпатовой структурой [8] (Smith, Brown, 1988) приведены в табл. 1, 2.

Синтез щелочных полевых шпатов состава $(\text{Na}, \text{K}, \text{Rb}, \text{NH}_4)[(\text{Al}, \text{Ga}, \text{Fe}, \text{B})(\text{Si}, \text{Ge})_2\text{O}_8]$ осуществляется обычно из стекол стехиометричного состава сухим (при температуре $700\text{--}1000^\circ$) или гидротермальным (например, 550° , 1 кбар, 140 ч) путем [15]. Впервые искусственные аналоги полевых шпатов составов $\text{NaGaSi}_3\text{O}_8$, $\text{NaAlGe}_3\text{O}_8$, $\text{NaGaGe}_3\text{O}_8$ (триклинные) и KGaSi_3O_8 , KAlGe_3O_8 , KGaGe_3O_8 (моноклинные) получены в [32], моноклинный $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$ – в [33]. Синтезу этих соединений посвящены работы [8,14,15,17] и др. Полевой шпат состава $\text{NaFeGe}_3\text{O}_8$ не удалось синтезировать (вместо него в гидротермальных условиях кристаллизовался пироксен состава $\text{NaFe}[\text{Ge}_2\text{O}_6]$, а вместо $\text{CsAlSi}_3\text{O}_8$ – поллцит [15]. Предполагалось, что Cs-полевые шпаты не могут существовать из-за слишком большого размера атома Cs, так же как и Li-полевые шпаты, но, наоборот, из-за слишком маленького размера атома Li (Smith, Brown, 1988). Однако моноклинный $\text{CsAlSi}_3\text{O}_8$ все же удалось получить ионным обменом между альбитом или санидином и расплавом соли CsCl [34]. Аналогичным путем были синтезированы полевые шпаты лития, водорода и серебра: $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$, HAlSi_3O_8 и $\text{AgAlSi}_3\text{O}_8$ [35,36].

Изучению синтетических щелочноземельных полевых шпатов ряда $(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Pb})[(\text{Al}, \text{Ga})_2(\text{Si}, \text{Ge})_2\text{O}_8]$ посвящены работы [37–46].

Синтезированы нестехиометричные щелочноземельные полевые шпаты с дефектной M-позицией: $\text{Ca}_{1-x}\square_x[\text{Al}_{2-2x}\text{Si}_{2+2x}\text{O}_8]$ [47] и $\text{Sr}_{1-x}\square_x \times [\text{Al}_{2-2x}\text{Si}_{2+2x}\text{O}_8]$ [48].

Синтезированы также полевые шпаты состава $\text{K}[\text{Al}_2\text{PSiO}_8]$ [49].

Параметры ячейки щелочных полевых шпатов увеличиваются в зависимости от размеров ионных радиусов, для M^+ -катионов – $\text{Na} \rightarrow \text{K} \rightarrow \text{Rb} \rightarrow \text{Cs}$, для T^{3+} -катионов – $\text{B} \rightarrow \text{Al} \rightarrow \text{Ga} \rightarrow \text{Fe}$ и для T^{4+} -катионов: $\text{Ge} \rightarrow \text{Si}$, что можно использовать для количественного определения содержания микропримесей этих элементов в полевых шпатах. Исключением из этой последовательности являются NH_4 и Tl [8]. Параметры ячейки меняются также в зависимости от изменения структурного состояния полевых шпатов (см. ниже). Вместе с тем для некоторых образцов их значения отличаются от тех величин, какие можно было бы ожидать при данном составе и структурном состоянии [50].

Координаты атомов в полевошпатовой структуре были теоретически вычислены Шибольдом [9] на основании принципа баланса электростатических валентных связей Паулинга, но впоследствии раскритикованы Брэггом [51–52]. Экспериментально принципиальная кристаллическая структура полевых шпатов впервые расшифрована Тэйлором [10] с использованием альтернативной ячейки на примере санидина с Везувия (Италия). Затем были определены структуры адуляра из Циллерталя, Тироль (Австрия), микроклина из Иттерби (Швеция), амазонита из Пайк-Пик, шт. Колорадо (США), микроклин-микропертита из Дэрби, пров. Квебек (Канада), Na-ортоклаза из Кос-Родос (Греция), альбита из Альп-Ришуна, кантон Валлис (Швейцария), двух андезинов из Болориса и Груде-Барбара-майн, Боденмайс, Бавария (Германия), лабрадора с о-ва Мадагаскар, анортита с Монте-Соммы, Везувий (Италия), трех гиалофанов из Бинненталя, кантон Валлис (Швейцария), и цельзиана из Якобсберга (Швеция) [53], для которых были уточнены параметры ячейки и межатомные расстояния (Si,Al)–O и O–O в четырех структурно различа-

Параметры ячейки, симметрия и структурное состояние природных и искусственных щелочных полевых шпатов

№ п/п	Формула	Структурная форма*	a_0	b_0	c_0 (Å)	α	β	γ	$V(\text{Å}^3)$
1	Na[BSi ₃ O ₈]	BA	7,930(1)	12,341(1)	6,826(1)	93,41(1)	116,08(1)	90,33(1)	598,5(2)
2	Na[BSi ₃ O ₈]	HA	7,839(2)	12,360(1)	6,803(2)	93,32(1)	116,36(1)	92,01(1)	588,3(3)
3	Na[AlSi ₃ O ₈]	BC	8,297(5)	12,994(5)	7,144(5)	90,03(4)	116,01(4)	89,99(4)	692,2(6)
4	Na[AlSi ₃ O ₈]	BA	8,160	12,873	7,110	93,52	116,43	90,27	667,11
5	Na[AlSi ₃ O ₈]	HA	8,138	12,785	7,158	94,26	116,60	87,68	664,06
6	Na[GaSi ₃ O ₈]	BA	8,209(2)	12,965(1)	7,142(1)	93,55(1)	116,33(1)	90,19(1)	679,6(3)
7	Na[GaSi ₃ O ₈]	HA	8,166(2)	12,856(2)	7,203(1)	94,37(1)	116,54(1)	87,18(1)	674,4(3)
8	Na[AlGe ₃ O ₈]	BA	8,418(2)	13,290(2)	7,343(2)	94,35(2)	116,24(2)	90,93(2)	733,5(4)
9	Na[GaGe ₃ O ₈]	BA	8,453(1)	13,373(1)	7,370(1)	94,43(1)	116,20(1)	90,83(1)	744,2
10	NH ₄ [AlSi ₃ O ₈]	BC	8,828(3)	13,059(2)	7,192(2)	90,0	116,05(1)	90,0	744,9(5)
11	K[AlSi ₃ O ₈]	BC	8,604	13,029	7,176	90,0	116,03	90,0	722,9
12	K[AlSi ₃ O ₈]	HM	8,590	12,966	7,223	90,65	115,96	87,65	722,6
13	K[GaSi ₃ O ₈]	BC	8,661(1)	13,105(1)	7,226(1)	90,0	116,06	90,0	736,8(2)
14	K[GaSi ₃ O ₈]	HM	8,659(1)	13,047(1)	7,273(1)	91,10(1)	116,01(1)	87,16(1)	737,6(2)
15	K[FeSi ₃ O ₈]	HC	8,689(2)	13,160(2)	7,293(2)	90,0	116,07(1)	90,0	749,0(4)
16	K[FeSi ₃ O ₈]	M	8,679(2)	13,114(3)	7,343(2)	90,75(2)	116,01(2)	86,39(2)	749,5(6)
17	K[AlGe ₃ O ₈]	BC	8,819(1)	13,559(1)	7,453(1)	90,0	115,95(1)	90,0	801,4(3)
18	K[GaGe ₃ O ₈]	BC	8,868(1)	13,636(1)	7,490(1)	90,0	115,94(1)	90,0	814,2
19	K[FeGe ₃ O ₈]	BC	8,891(2)	13,703(1)	7,542(2)	90,0	115,86(2)	90,0	826,9(3)
20	Rb[AlSi ₃ O ₈]	BC	8,844(1)	13,046(1)	7,192(1)	90,0	116,30(1)	90,0	744,0(2)
21	Rb[AlSi ₃ O ₈]	HM	8,844(2)	12,964(2)	7,250(2)	90,51(5)	116,14(5)	88,05(5)	745,8(5)
22	Rb[GaSi ₃ O ₈]	BC	8,916(1)	13,089(1)	7,251(1)	90,0	116,43(1)	90,0	757,7(1)
23	Rb[GaSi ₃ O ₈]	HM	8,933(1)	13,029(1)	7,304(1)	90,70(1)	116,57(1)	87,67(1)	759,7(3)
24	Rb[FeSi ₃ O ₈]	M	8,952(4)	13,127(5)	7,359(2)	90,05	116,47	89,35	774(1)
25	Rb[AlGe ₃ O ₈]	BC	9,1297(1)	13,5705(14)	7,4654(10)	90,0	116,740(7)	90,0	826,00(22)
26	Rb[GaGe ₃ O ₈]	BC	9,1989(8)	13,6277(8)	7,5107(8)	90,0	117,147(5)	90,0	837,83(17)
27	Rb[FeGe ₃ O ₈]	BC	9,1980(14)	13,7037(15)	7,5597(12)	90,0	116,67(1)	90,0	851,5(3)
28	Cs[AlSi ₃ O ₈]	BC	9,053(14)	12,951(18)	7,207(7)	90,0	116,69(6)	90,0	755,07

* BC – высокий санидин, HC – низкий санидин, M – микроклин, HM – низкий микроклин.

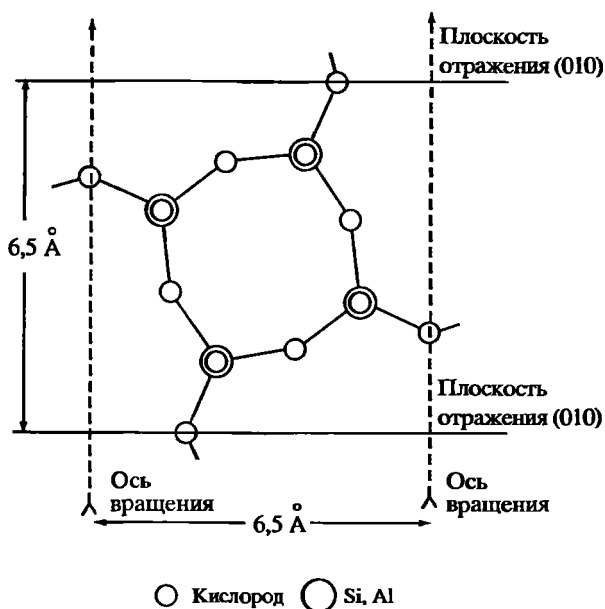
1,2 – данные Остертага (Smith, Brown, 1988), для сравнения см. также: 1 – [8,11], 2 – [12]; 3 – [13]; 4, 5 – данные Кроля (Smith, Brown, 1988); 6–8 – [8, 11, 14, 15]; 9 – данные Хаббе (уточненные данные [15]) (Smith, Brown, 1988); 10 – данные Альтхауса и Пентингхауса (Smith, Brown, 1988); 11, 12 – данные Кроля (Smith, Brown, 1988); 13, 14 – [8] (уточненные данные [15]); 15, 16 – данные Пентингхауса и Дора (Smith, 1974; Smith, Brown, 1988); 17–19 – [15], см. также данные Лонга [16] в работе (Smith, 1974); 20 – [17] (уточненные данные [15, 18, 19]); 21 – [20], см. также [19]; 22 – [8] (уточненные данные [15]); 23 – данные Пентингхауса (Smith, 1974); 24 – [21]; 25–27 – [15]; 28 – [19].

Таблица 2

Параметры ячейки и симметрия природных и искусственных щелочноземельных полевых шпатов

№ п/п	Формула	Пр. гр.	a_0	b_0	c_0 (Å)	α	β	γ	$V(\text{Å}^3)$
1	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$P\bar{1}$	8,185(1)	12,874(2)	14,176(2)	93,30(1)	115,73(1)	91,06(1)	1341,8(6)
2	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$P\bar{1}$	8,173(1)	12,869(1)	14,165(1)	93,12(1)	115,91(1)	91,26(1)	1336,3
3	Ca[Ga ₂ Si ₂ O ₈]	–	8,263(1)	13,022(1)	7,170(1)	92,99(1)	115,73(1)	91,01(1)	693,3(1)
4	Ca[Al ₂ Ge ₂ O ₈]	–	8,353(1)	13,160(1)	14,471(2)	93,34(1)	115,39(1)	91,63(1)	1432,1(5)
5	Ca[Ga ₂ Ge ₂ O ₈]	–	8,418(4)	13,331(3)	7,329(3)	93,04(2)	115,31(2)	91,96(3)	741(1)
6	Sr[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,389(2)	12,971(2)	14,262(2)	90	115,43(1)	90	1402(3)
7	Sr[Al ₂ Ge ₂ O ₈]	–	8,566(2)	13,281(2)	14,576(3)	90,76(1)	115,22(1)	91,26(1)	1499(1)
8	Sr[Ga ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,486(1)	13,141(1)	14,446(2)	90	115,46(1)	90	1454(1)
9	Ba[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,635(1)	13,050(1)	7,202(1)	90	115,11(1)	90	734,9(2)
10	Ba[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,635(2)	13,046(2)	14,406(2)	90	115,10(1)	90	1470(3)
11	Ba[Al ₂ Ge ₂ O ₈]	$I2/c$	8,801(1)	13,368(1)	7,370(1)	90	114,96(1)	90	786,0(1)
12	Ba[Al ₂ Ge ₂ O ₈]	$I2/c$	8,799(2)	13,364(2)	14,732(2)	90	114,92(1)	90	1571(3)
13	Ba[Ga ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,7262(6)	13,2117(7)	14,600(1)	90	115,059(4)	90	1524,8(2)
14	Ba[Ga ₂ Ge ₂ O ₈]	$I2/c$	8,8931(1)	13,525(1)	14,908(2)	90	114,808(9)	90	1627,7(5)
15	Pb[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,434(1)	13,066(1)	7,178(1)	90	115,34(1)	90	715,9(2)
16	Pb[Al ₂ Si ₂ O ₈]	$I2/c$	8,406(1)	13,065(2)	14,329(3)	90	115,28(1)	90	1423(1)
17	Eu[Al ₂ Si ₂ O ₈]	–	8,341(2)	12,972(2)	7,112(2)	90	115,50(2)	90	694,5(2)

1 – высокий *P*-анортит, синтез при 1703 К [22] (см. также [23, 24]); 2 – низкий *P*-анортит, природный [25]; 3 – синтез при 1198 К, данные Тембуша (Smith, Brown, 1988); 4 – [8] (см. также [26]); 5 – данные Пентингхауса (Smith, Brown, 1988); 6 – [24]; 7 – [27], (см. также [26]); 8 – [27], (см. также [28]); 9 – высокий цельзман, разупорядоченная форма, 1623 К [29]; 10 – [24], см. также данные Рудерта (Smith, Brown, 1988); 11 – закален при 1768 К (Smith, Brown, 1988); 12 – [26]; 13, 14 – [27]; 15, 16 – данные Пентингхауса (Smith, Brown, 1988), (см. также [30]); 17 – [31].

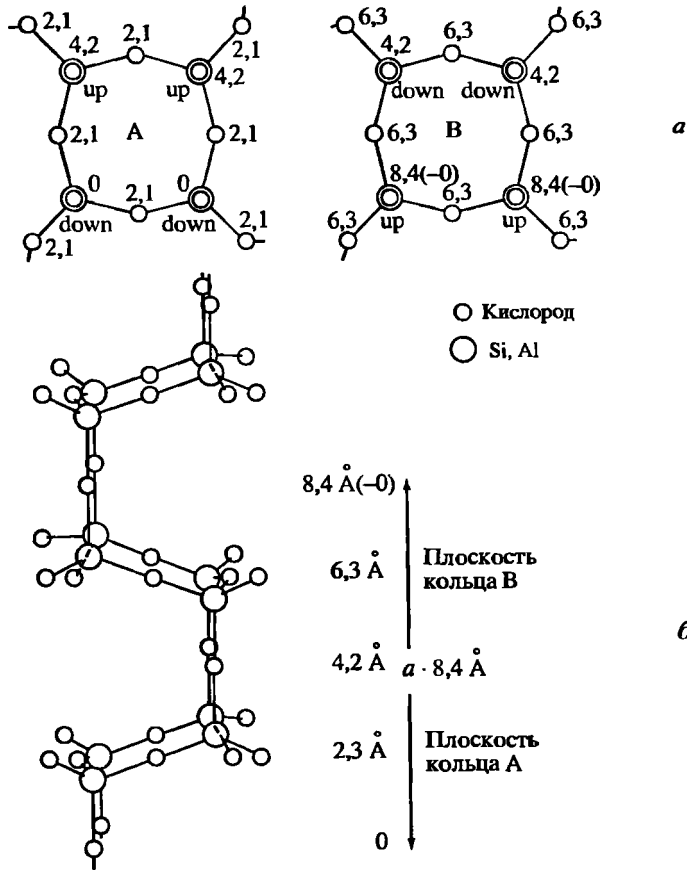


Фиг. 22. Четверное кольцо из связанных $[(\text{Si,Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров как основной элемент строения полевошпатовой структуры (по Тэйлору [10])

Каждое такое кольцо занимает прямоугольный кластер между плоскостями симметрии (010) и простыми осями вращения, лежащими в плоскости чертежа и на высоте $4,2 \text{ \AA}$. Основания тетраэдров лежат в плоскости чертежа; отстоящие по вертикали атомы кислорода попарно подняты или опущены на $\pm 2,1 \text{ \AA}$. В альтернативной ячейке 8 таких кластеров

ющихся тетраэдрах, образующих четверное кольцо – основной элемент полевошпатовой структуры (см. фиг. 22), и координация щелочного катиона. Подтверждено также удвоение периода вдоль кристаллографической оси c в анортите и лабрадоре.

Четверные кольца (фиг. 22) различаются ориентировкой тетраэдров: вверх–вниз (фиг. 23, а), благодаря чему объединяются со сдвигом в двойные цепи, вытянутые вдоль кристаллографической оси a , – так называемые “карданные валы” (см. фиг. 23, б). Размножаясь плоскостями отражения, в проекции на плоскость (100) они выглядят как сетка из согласованных изометричных четверных и вытянутых восьмерных колец, обнаруживающих псевдотетрагональную симметрию (фиг. 24), а в проекции на (001) видны крупные полости, вмещающие щелочной катион (фиг. 25). В структуре моноклинного санидина (фиг. 26, а) крупный катион калия имеет 6 коротких расстояний $\text{K}-\text{O} = 2,85 \text{ \AA}$ (с двумя $\text{O}(\text{A}1)$, двумя $\text{O}(\text{C})$ и двумя $\text{O}(\text{D})$) и 4 более удаленных расстояния $\approx 3,1 \text{ \AA}$ (с двумя $\text{O}(\text{A}2)$ и двумя $\text{O}(\text{B})$), а углы окружающих его связей $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ и $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}$ меняются от 120 до 160° [10]. В структуре триклинного альбита (см. фиг. 26, б) позиция атома натрия смещается с плоскости симметрии санидина, при этом одни атомы кислорода ($\text{O}(\text{B}1)$, $\text{O}(\text{C}1)$) приближаются к щелочному катиону, а другие ($\text{O}(\text{B}2)$, $\text{O}(\text{C}2)$) отдаляются от него; однако в целом соотношения межатомных расстояний сохраняются. Расстояния $\text{Na}-\text{O}$: 2,50, 2,55, 2,60, 2,65, 2,65 и 2,70 до $\text{O}(\text{A}2)$, $\text{O}(\text{A}1)$, $\text{O}(\text{D}1)$, $\text{O}(\text{A}1)$, $\text{O}(\text{D}2)$ и $\text{O}(\text{C}1)$ и 2,9, 3,4, 3,4 и 3,8 до $\text{O}(\text{C}2)$, $\text{O}(\text{B}1)$, $\text{O}(\text{B}2)$ и $\text{O}(\text{A}2)$ соответственно [53].

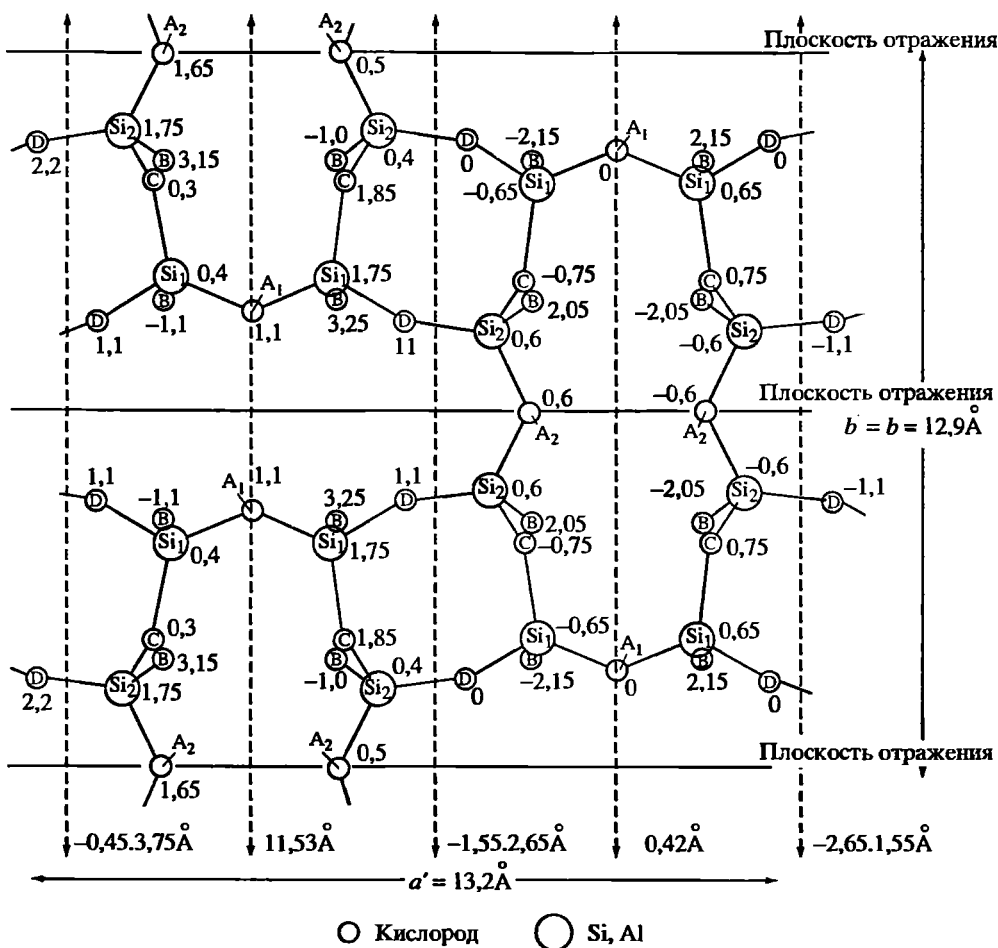


Фиг. 23. Сочленение четверных колец из $[(\text{Si,Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров в ленты, вытянутые вдоль кристаллографической оси a в структуре санидина (по Тэйлору [10])

a – четверные кольца А и В в проекции перпендикулярно оси a ; цифры – высота атомов кислорода над плоскостью кольца (Å); up, down – положение кислорода: вверх или вниз; кольца наклонены в разные стороны и кольцо В расположено над кольцом А; пары атомов кислорода на высоте 4,2 Å в каждом из колец являются общими, так что в результате возникают новые четверные кольца, параллельные оси a ; б – лента из сочлененных четверных колец, вытянутая вдоль оси a , в проекции на плоскость (001); справа показано положение плоскостей колец А и В

Мероу [54] изменена система координат ($x, y = \pm 0,5, z$ – без изменения). Положение атомов Si(1), Si(2), щелочного атома и атомов кислорода: O(A1), O(A2), O(B1), O(C1) и O(D1) определялось прототипом (0000), а остальных атомов Si(1'), Si(2'), O(B2), O(C2) и O(D2) – прототипом ($m000$), а не ($m0i0$), как ранее. Переход от старых обозначений к новым: Si(1) \rightarrow Si₁(0), Si(1') \rightarrow Si₁(m), Si(2) \rightarrow Si₂(0), Si(2') \rightarrow Si₂(m), O(A1) \rightarrow OA(1), O(A2) \rightarrow OA(2), O(B1) \rightarrow OB(0), O(C1) \rightarrow OC(0), O(D1) \rightarrow OD(0), O(B2) \rightarrow OB(m), O(C2) \rightarrow OC(m), O(D2) \rightarrow OD(m).

После расшифровки структуры ортоклаза Тэйлором [10] Барт [55] выдвинул гипотезу о Si/Al-упорядочении в структуре полевого шпата как главной причине существования полиморфных модификаций К-п.ш. Коул с соавт. [56] действительно обнаружили, что расстояния T₁-O в ортоклазе длиннее, чем T₂-O, что подтверждает преимущественную концентрацию Al в позиции T₁ относительно T₂. Смит [57] впервые предложил использо-



Фиг. 24. Слой $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров, образующие в структуре санидина сочлененные четверные и восьмерные кольца в плоскости, перпендикулярной кристаллографической оси $[100]$ (проеция на плоскость (001) альтернативной ячейки) (по Тэйлору [10])

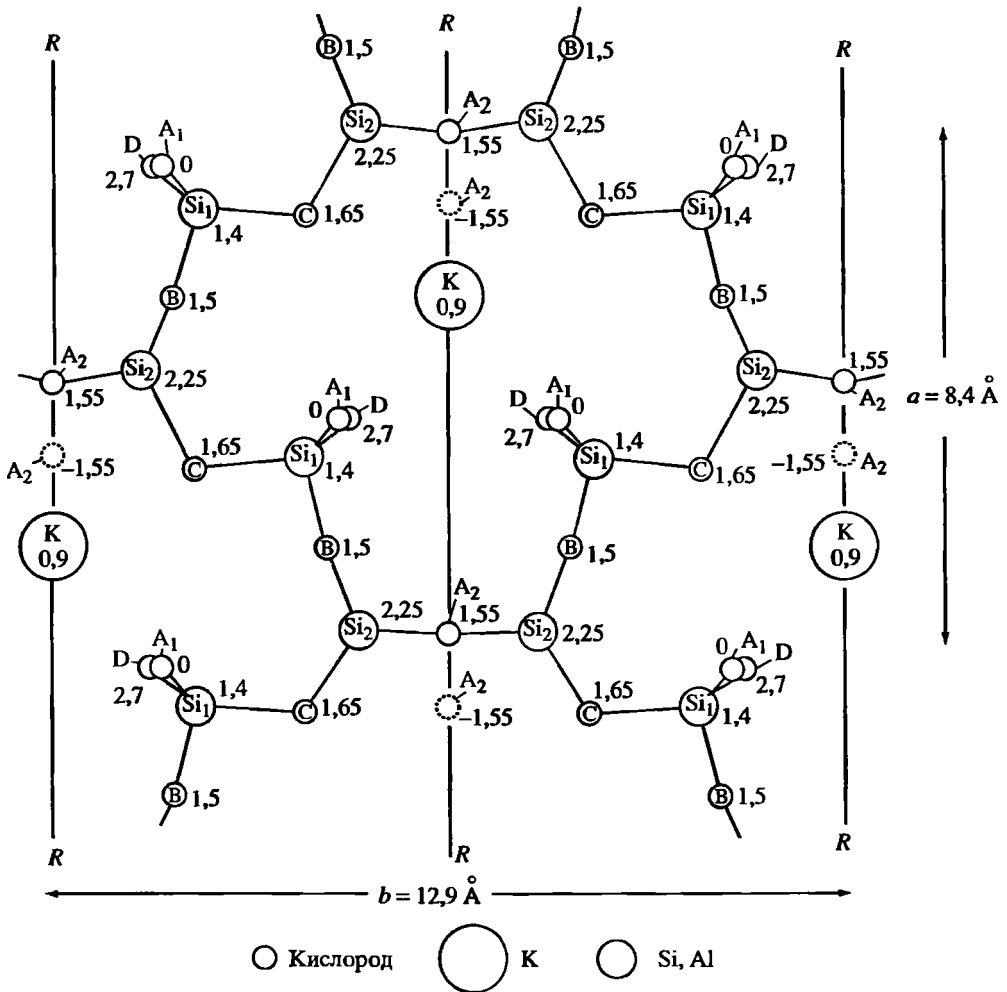
Si_1 и Si_2 – независимые позиции кремния (алюминия), $\text{A}_1, \text{A}_2, \text{B}, \text{C}, \text{D}$ – кислорода; цифры – их высота (Å) над плоскостью чертежа; сплошные линии – плоскости отражения, пунктирные – оси вращения и их положение относительно плоскости чертежа

вать величину T-O для оценки содержания Al в тетраэдрах. Найденные им значения $\text{Al-O} = 1,78$, $\text{Si-O} = 1,60$ Å [57] уточнялись Смитом и Бэйли [58] ($\text{Al-O} = 1,75$, $\text{Si-O} = 1,61$ Å), Джонсоном [59] и Риббе и Гиббсом [60, 61] ($\text{Al-O} = 1,757(5)$, $\text{Si-O} = 1,605(1)$ Å). Эти величины лучше удовлетворяют суммарному содержанию Al в химических анализах и не дают нереальных значений ($1 < \text{Al} < 0$) по сравнению с данными [62] ($\text{Al-O} = 1,777(3)$, $\text{Si-O} = 1,602(2)$ Å), хотя последние учитывают также и баланс электростатических зарядов в структуре.

Содержание Al и Si в каждом из T-тетраэдров в первом приближении связано линейной зависимостью со средним расстоянием $\langle \text{T-O} \rangle$ в них. Однако широко известное уравнение Риббе и Гиббса [61]:

$$\text{Al}/(\text{Al} + \text{Si}) = 6,58 [\langle \text{T-O} \rangle - 1,605],$$

где $\langle \text{T-O} \rangle$ – среднее расстояние T-O в тетраэдре, справедливо только в ин-



Фиг. 25. Проекция кристаллической структуры санидина на плоскость (001) кристаллографической базоцентрированной ячейки (по Тэйлору [10]). Показано ближайшее окружение крупного катиона калия и реальное искажение цепей [(Si,Al)O₄]-тетраэдров

R – плоскости отражения; Si₁ и Si₂ – позиции атомов кремния (алюминия), K – калия, A₁, A₂, B, C, D – кислорода; цифры – их положение (Å) выше плоскости чертежа (кроме атома кислорода A₂, показанного пунктиром, который лежит ниже плоскости чертежа)

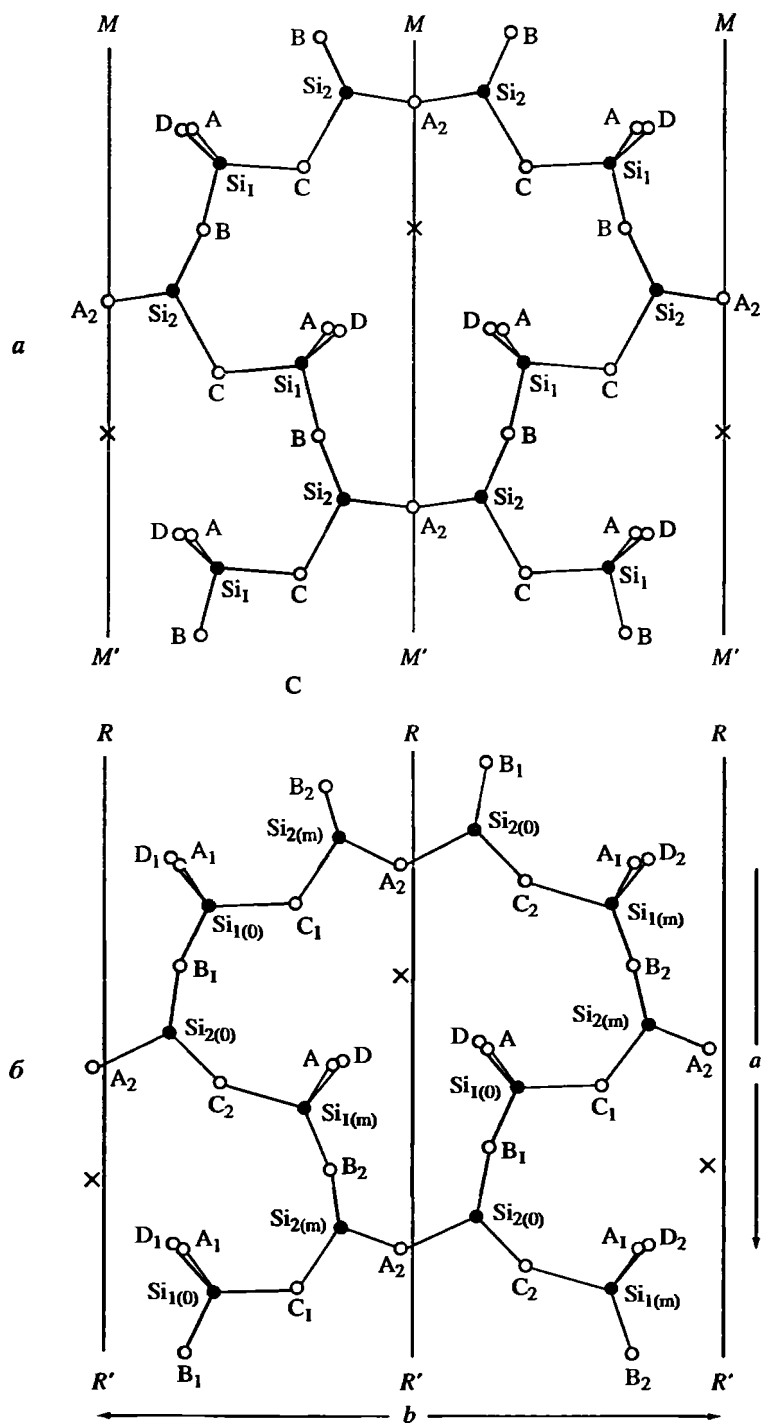
тервале относительных содержаний Al = 0,25–0,50 и неприменимо для оценки Al-содержания в микроклинах и низком альбите. Смитом [57], исходя из крайних значений Al–O = 1,745, Si–O = 1,612 и (Al,Si)–O = 1,676 Å для содержания Al = 0,5 в T, оно было скорректировано для всех возможных содержаний Al:

$$Al/(Al + Si) = 7,81 [(T-O) - 1,612] \text{ при } 0 < Al/(Al + Si) < 0,5;$$

$$Al/(Al + Si) = 7,25 [(T-O) - 1,676] + 0,5 \text{ при } 0,5 < Al/(Al + Si) < 1,0.$$

По данным уравнениям уточнено Si/Al-распределение в большинстве кристаллических структур полевых шпатов.

Последующее уточнение полевошпатовых структур показало, что расстояние T–O зависит не только от содержания Al в тетраэдре, но и от ряда



Фиг. 26. Проекция кристаллических структур санидина (а) и альбита (б) на плоскость (001) кристаллографической базоцентрированной ячейки (по Тэйлору и др. [53])

MM' и RR' – плоскости отражения в санидине и в альбите; Si_1 и Si_2 (в санидине) и $Si_{1(0)}$, $Si_{1(m)}$, $Si_{2(0)}$ и $Si_{2(m)}$ (в альбите) – позиции атомов кремния (алюминия), А, A_1 , A_2 , В, С, D – кислорода; крестик – положение на плоскости MM' или смещенного с плоскости RR' крупного катиона (К или Na)

других структурных факторов: 1) искажения тетраэдров ($[AlO_4]$ -тетраэдр деформируется сильнее, чем $[SiO_4]$ -тетраэдр), 2) искажения цепочек из тетраэдров, так как связи $Si-O \rightarrow Al$ на 0,03 Å короче, чем $Si-O \rightarrow Si$, 3) типа щелочного или щелочноземельного М-катиона, влияющего на координацию и угол $T-O-T$ катионного окружения, так как количество связей и их усилие по направлению к М-катиону вызывают увеличение $T-O$ -расстояний, а увеличение угла $T-O-T$ их уменьшает [63–65]. Согласно Смитсу с соавт. [66], геометрия T -тетраэдров и величина $T-O$ расстояний зависит от шести факторов: 1) концентрации Al в T -позиции (главный фактор), 2) координационного числа мостикового кислорода (кислород, не связанный с Na или водородом, имеет более короткое $Si-O$ расстояние, чем связанный), 3) типа соседнего с T -позицией атома (более длинные связи у Si , имеющего соседями 2 Si и 2 Al , и более короткие – у Si , окруженного 1 Al и 3 Si), 4) типа вне-решеточных атомов и их расстояний от атомов кислорода, 5) колебаний величин мостиковых углов $T-O-T$ (слабая отрицательная корреляция); 6) колебаний величин углов $O-T-O$ в тетраэдре. Отсюда точность определения $Al/(Al + Si)$ -заселенности тетраэдрических позиций не превышает 5% (Smith, Brown, 1988).

Для плагиоклазов распределение Al по тетраэдрам оценивается по значению $\Delta\langle T-O \rangle$, определяемому по уравнению Кроля и Риббе:

$$\Delta\langle T-O \rangle = \langle T_1O-O \rangle - 1/3[\langle T_{1,m}O \rangle + \langle T_2O-O \rangle + \langle T_{2,m}O \rangle],$$

полагая, что в полностью упорядоченных плагиоклазах $t_{10} - t_{1m} = 1$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$ и $\langle T-O \rangle = 0,132 \text{ \AA}$ [67].

Уточнение кристаллических структур низкого санидина из Лаахер-Зее (Айфель, Германия) [68], ортоклаза из шахты "Гималайя", пройденной через тело пегматита Меза Гранде (шт. Калифорния, США) [69] и низкого альбита из Амелии (шт. Виргиния, США) [70] методом дифракции нейтронов показало хорошую сходимость с рентгеновскими данными. Однако более точные результаты по распределению алюминия получены Харлоу и Брауном [70] с использованием вместо линейной зависимости полинома третьего порядка:

$$Al(Al+Si) = \sum_{i=0}^n a_i \langle T-O \rangle^i,$$

коэффициенты a_0, a_1, a_2, a_3 для которого приведены в их работе для двух моделей низкого альбита – максимально упорядоченного и с неполной упорядоченностью. Использование полинома третьего порядка позволило уточнить данные для расшифрованных к тому времени 28 структур с наименьшими расхождениями между экспериментальными и расчетными величинами $\langle T-O \rangle$ и показало, что в разупорядоченных щелочных полевых шпатах $\langle T-O \rangle$ укорочено на 0,001–0,003 Å по сравнению с упорядоченными.

Прямыми методами определения Si/Al -упорядоченности в полевых шпатах являются ядерный магнитный резонанс (NMR) и ядерный электрический квадрупольный резонанс (NQR), поскольку ядра ^{23}Na и ^{27}Al дают достаточно сильные для детального изучения полевых шпатов сигналы и квадрупольное расщепление в магнитном поле, так как их ядерные спины больше 1/2 ($I = 3/2$ и $I = 5/2$ соответственно) с электрическими квадрупольными моментами $eQ = 0,14$ и $eQ = 0,15$ барн (10^{-28} м^2) [71–75]. Такие данные получены для санидина, микроклина, низкого альбита [71] и анортита [73–75] (см. соответ-

вующие разделы). Для ^{29}Si , спин которого $1/2$, метод NQR не может быть использован и применяется методика вращения вокруг оси под магическим углом $54,7^\circ$ к вектору магнитного поля H_0 (MAS-NMR) [76–80]. Этим методом исследованы спектры ^{29}Si в микроклине, низком альбите и анортите (см. соответствующие разделы), в щелочных полевых шпатах [81, 82] и плагиоклазах [82, 85]. Согласно (Smith, Brown, 1988), для полевых шпатов перспективно также исследование ядер: ^{39}K ($I = 3/2$, $eQ = 0,1$ барн), ^{57}Fe ($1/2$), ^{85}Rb ($5/2$, $0,27$), ^{87}Sr ($3/2$, $2,7$), ^{135}Ba ($3/2$, $0,83$), ^{137}Ba ($3/2$, $0,93$), ^{153}Eu ($5/2$, $1,5$), ^{31}P ($1/2$) и ^{17}O ($5/2$, $-0,0026$ барн).

Метод ядерного магнитного резонанса дает хорошие результаты для конечных членов полевошпатовых рядов и серий. Однако спектры NMR трудны для интерпретации в случае ортоклаза из-за его сложной доменной текстуры (хотя по данным [86, 87] спектры ортоклаза и адуляра в целом отражают промежуточную степень их упорядоченности). Сигналы от двойников расщепляются на несколько позиций. Пертиты обнаруживают механическое наложение сигналов от K- и Na-фаз. Fe-санидин с Мадагаскара дает слабые сигналы из-за быстрой релаксации, вызванной неспаренными электронными спинами атомов железа.

Стекла ортоклазового и альбитового состава дают в спектре ^{29}Si пики с химическим сдвигом $-99,0$ и $-98,0$ ppm [88], а стекла щелочнополевошпатового состава – спектр ^{27}Al , соответствующий тетраэдрической (не октаэдрической) координации [89]. Однако в стекле альбитового состава, закаленном из расплава, находящегося под большим давлением (6 ГПа), зарегистрирован пик ^{27}Al с химическим сдвигом -16 ppm [90].

Симметрия и параметры ячейки полевых шпатов тесно связаны с химическим составом, распределением Si и Al по структурным позициям, а также условиями существования минерала (температурой, давлением, скоростью охлаждения и т.п.).

Вхождение крупных катионов K, Rb, Ba в M-позицию полевошпатовой структуры стабилизирует моноклинную симметрию; вхождение менее крупных катионов Na, Ca, Sr в общем случае вызывает сжатие M-полиэдра и триклинизацию решетки. Эти изменения являются *концентрационными* и вызывают *сдвиговые* превращения в структуре [91], объясняя изменение симметрии при изоморфизме в полевошпатовых твердых растворах. Поскольку в природе минерал существует в определенном поле температур и составов, он неизбежно испытывает *температурные* изменения. В полевых шпатах они бывают как *сдвиговыми* (I и II порядка), так и *реконструктивными* (всегда I порядка – с разрывом кривой зависимости объема ячейки от состава и температуры) [91]. Тепловые колебания при высокой температуре препятствуют сжатию M-полиэдра. Поэтому высокотемпературные щелочные полевые шпаты: K-санидин и Na-мональбит – моноклинны; однако при охлаждении симметрия их снижается: $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, и углы α и γ в той или иной степени отличаются от 90° – незначительно в микроклине и высоком альбите (анальбите) и заметно в низком альбите. Данное фазовое превращение является сдвиговым и не закаливается. Аналогичным образом при замещении калия натрием в щелочных полевых шпатах при некотором предельном содержании натрия (около 40% Ab-составляющей при комнатной температуре и близком к 100% при 980°) моноклинный K-санидин в результате сдвигового фазового перехода превращается в триклинный анортоклаз [92]. То же происходит в Ca, Sr, Ba-полевых шпатах: цельзиан (и гиалофаны) всегда моноклинны, анортит (и плагиоклазы) всегда триклинны, а в Sr, Ca-полевых

шпатах при определенном содержании стронция (меняющемся с температурой) моноклинная симметрия сменяется триклинной.

Кроме сдвиговых фазовых превращений, зависящих от состава и температуры, в полевых шпатах наблюдаются диффузионные, закаливающиеся превращения, обусловленные перераспределением крупных катионов в М-позициях и Si и Al в Т-позициях структуры, т.е. катионным или Si/Al-упорядочением. Поскольку эффективные радиусы М-катионов, Si и Al и их соотношения меняются с температурой, процессы упорядочения активизируются при охлаждении, могут идти в твердом состоянии после кристаллизации и приводят к серьезным структурным изменениям – распаду на фазы, последующему росту фазовых обособлений, перегруппировке их внутри полевошпатового блок-кристалла, фазовым превращениям с изменением симметрии возникающих низкотемпературных модификаций полевого шпата.

Структурное объяснение Si/Al-упорядочения дано Риббе [93] на основе дисбаланса электростатических зарядов в Т-позициях (см. “Калиевый полевой шпат”). Процесс Si/Al-упорядочения может идти в сухой системе, но значительно активизируется при каталитическом воздействии воды, так как связан с воздействием на $[(Si,Al)O_4]$ -тетраэдры протонов, образующихся при диффузии воды с поверхности зерен полевого шпата [94–96]. Воздействуя на мостиковый кислород, H^+ разрывает цепь тетраэдров в каркасе, образуя пары тетраэдров SiO_3OH и $SiO_3\Box$ (с пустой кислородной вершиной); последняя сразу же притягивает OH^- диссоциирующей воды с образованием второго тетраэдра SiO_3OH . Взаимодействие тетраэдров $SiO_3OH + SiO_3OH \rightarrow SiO_3-O-SiO_3 + H_2O$, т.е. приводит к восстановлению цепи тетраэдров и появлению воды с атомом кислорода, заимствованным из структуры. Согласно [96], несмотря на то, что в полевой шпат входит всего 0,1 мас.% H_2O , до 20% кислорода, входящего в структуру, оказывается замещенным на кислород воды.

Соотношения между Si/Al-упорядочением, фазовыми переходами, микродвойникованием и геометрией решетки, а также их отражением в номенклатуре полевых шпатов рассмотрены Лавесом [97–103], Мероу [54, 104–113], Мак-Кензи [114–119], Марфуниным [120].

Формы и морфология кристаллов полевых шпатов рассмотрены в соответствующих разделах.

Для всех полевых шпатов характерны двойники роста (срастания, прорастания), а также двойники превращения, возникающие в результате фазовых превращений в полевошпатовых блок-кристаллах.

Законы двойникования, характеристика и распространенность двойников (Дир и др., 1966; Винчелл, Винчелл, 1953):

Закон двойникования	Двойниковая ось	Плоскость срастания	Примечание
1. Нормальные двойники (по законам грани)			
Альбитовый	$\perp(010)$	(010)	Обычны полисинтетические двойники. Наиболее распространен. Только в триклинных полевых шпатах
Манебахский	$\perp(001)$	(001)	Простые. Обычен для К-п.ш.
Бавенский (правый)	$\perp(021)$	(021)	Простые. Обычен для К-п.ш., в плагиоклазах редок
Бавенский (левый)	$\perp(0\bar{2}1)$	($0\bar{2}1$)	То же
Х-двойник	$\perp(100)$	(100)	Очень редок

Закон двойникования	Двойниковая ось	Плоскость срastания	Примечание
Призматический (правый)	$\perp(110)$	(110)	Редок
Призматический (левый)	$\perp(1\bar{1}0)$	($\bar{1}\bar{1}0$)	"
2 Параллельные двойники (по закону оси)			
Карлсбадский	[001]	(hk0) обычно (010)	Простые двойники. Часто ассоциируют с альбитовыми. Обычен
Периклиновый	[010]	(h0l), "ромбическое сечение" оси Y	Простые и полисинтетические двойники. Часто ассоциируют с альбитовыми. Только в триклинных полевых шпатах
Аклиновый-А	[010]	(001)	Полисинтетические. Только в триклинных полевых шпатах. Редок
Аклиновый-В	[010]	(100)	То же
Эстерельский	[100]	(0kl), "ромбическое сечение" оси X, обычно (010)	Простые двойники, реже полисинтетические. Часто совместно с двойниками по другим законам
Ала-А	[100]	(001)	То же
Ала-В	[100]	(010)	"
3. Сложные двойники			
Альбит-карлсбадский (Рок-Турнэ)	$\perp[001] \parallel (010)$	(010)	То же. Широко распространен
Альбит-Ала В*	$\perp[100] \parallel$	(010)	То же. Редок
Манебахско-аклиновый А (Скопи) ^{2*}	$\perp[010] \parallel (001)$	(001)	То же. Наблюдался в лабрадорах
Манебахско-Ала А ^{3*}	$\perp[100] \parallel (001)$	(001)	То же. Редок
Х-Карлсбадский	$\perp[001] \parallel (100)$	(100)	То же
Х-Аклиновый В ^{4*}	$\perp[010] \parallel (010)$	(100)	"

* Альбит-эстерельский (А.Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

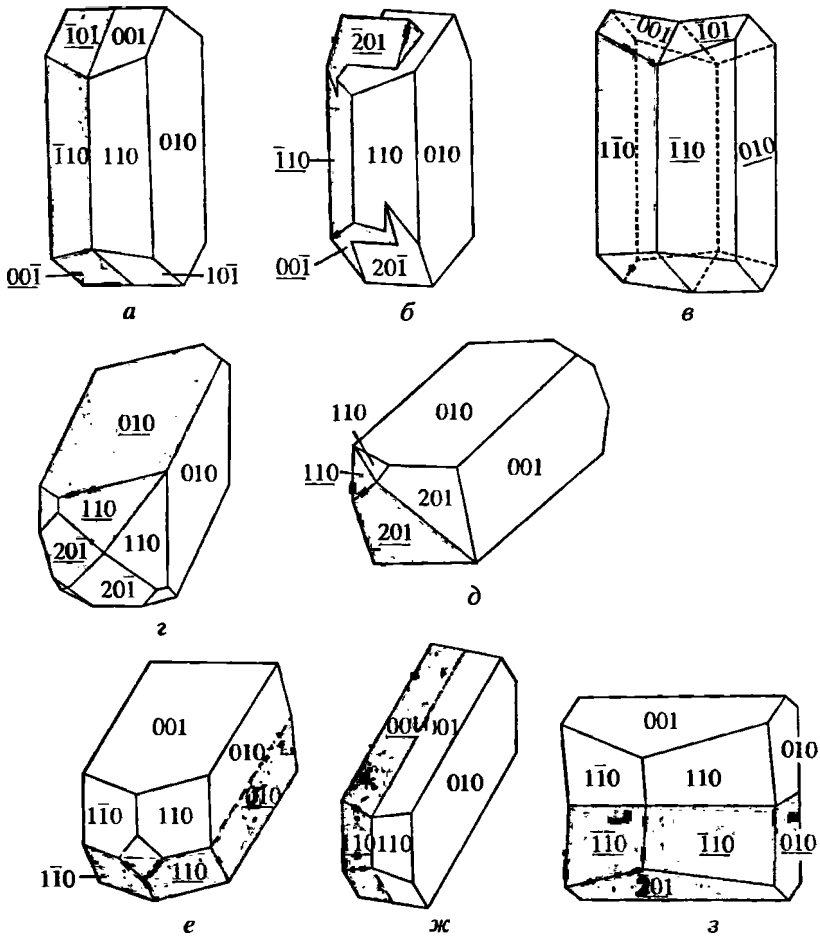
^{2*} Манебах-периклиновый (А.Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

^{3*} Манебах-эстерельский.

^{4*} Х-периклиновый (А.Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

В нормальных двойниках (закон грани) двойниковая ось перпендикулярна плоскости срastания, которая одновременно является двойниковой плоскостью и плоскостью симметрии двойника (обычно это наиболее распространенная грань). В параллельных двойниках (закон оси) двойниковая ось лежит в плоскости срastания двойника, которой может быть любая грань, лежащая в зоне, ребром которой служит данная двойниковая ось. В сложных двойниках (сложные законы) двойниковая ось перпендикулярна одному из ребер и лежит в какой-либо важной кристаллографической плоскости, которая является плоскостью срastания двойников.

Иногда различают карлсбадский-А (плоскость срastания – (010)) и карлсбадский-В (плоскость срastания – (100)) двойники [121]. Аклиновый-А закон рассматривается как частный случай периклинового закона с плоскостью срastания (001), а Ала-А и Ала-В законы – как частный случай эсте-



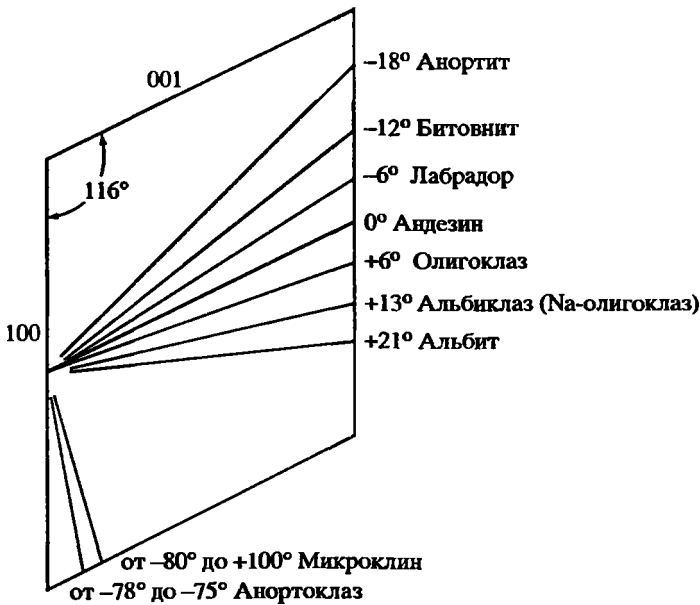
Фиг. 27. Двойники полевых шпатов (по Диру и др., 1966; А.Н. и Г. Винчеллам, 1953)

a, б – карлсбадские двойники срастания и прорастания ортоклаза, *в* – карлсбадский двойник срастания альбита, *з, д* – бавенские двойники ортоклаза, *е* – манебахский двойник ортоклаза, *ж* – альбитовый двойник альбита, *з* – периклиновый двойник плагиоклаза

рельского закона с плоскостями срастания (001) и (010). Описаны двойники микроклина с двойниковой осью [010] и плоскостью срастания $(15.0\bar{2})$ [122].

Наиболее часто встречаются двойники с плоскостью срастания (010). Для моноклинных К-п.ш. наиболее характерны карлсбадские, манебахские и бавенские двойники, для триклинных (К-п.ш., На-п.ш., плагиоклазы) – альбитовые, а также периклиновые и карлсбадские (фиг. 27, *a–з*). Альбитовые и периклиновые двойники в моноклинных полевых шпатах вследствие их симметрии невозможны (хороший диагностический признак). Наоборот, в триклинных полевых шпатах они обычны.

Положение “ромбического сечения” зависит от химического состава полевого шпата (фиг. 28). По этой причине различается ориентировка альбит-периклиновых двойников в микроклине и в существенно натриевом щелочном полево шпате – анортоклазе: под микроскопом в микроклине в разрезах по (010) наблюдаются только периклиновые двойники (под углом 83° к трещинам сп. по (001)), в разрезе по (100) – только аль-

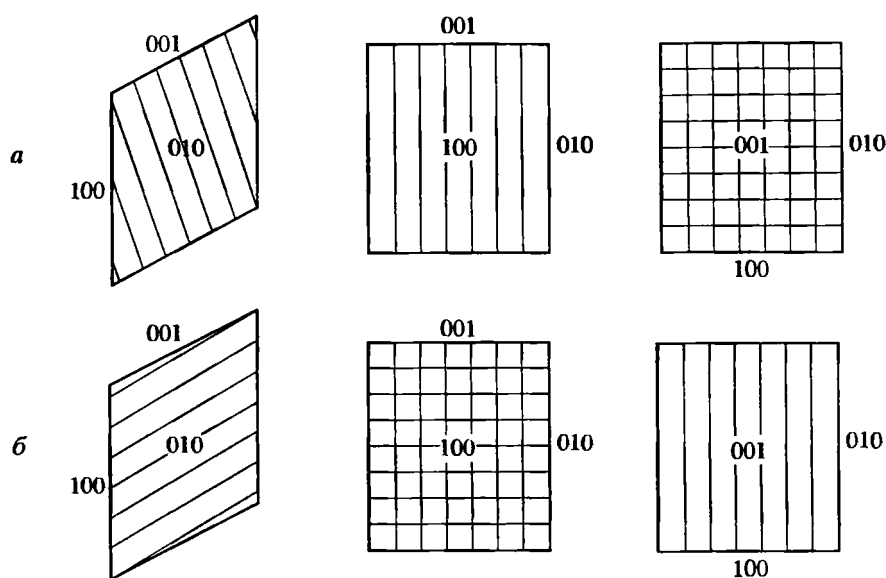


Фиг. 28. Положение "ромбического сечения" в плагиоклазах и кальцевых полевых шпатах (по А.Н. и Г. Винчеллам, 1953)

битовые двойники (параллельно трещинам сп. по (010)), а в разрезе по (001) – решетка из альбитовых и периклиновых двойников под углом 90° (микрклиновая решетка); в анортоклазе в разрезах по (010) также наблюдаются только периклиновые двойники, но они почти параллельны (под углом всего $2-5^\circ$) трещинам сп. по (001), в разрезе по (100) – решетка из альбитовых и периклиновых двойников под углом 90° , а в разрезе по (001) – только альбитовые двойники, параллельные трещинам сп. по (010) [116] (фиг. 29, а, б).

В полевых шпатах широко распространены комплексные двойники, для изучения которых Варданянцем разработана специальная теория "двойниковых триад" [123–127].

Структурное объяснение двойникованию дано Тэйлором с соавт. [53] на примере ортоклаза. Двойники связываются через общие для обоих сдвойникованных индивидов атомы кислорода, и благодаря тому, что они находятся на общих элементах симметрии, как бы продолжается рост единого монокристалла (в ориентировке каждого из сдвойникованных индивидов). При этом не происходит разрыва или существенного искажения четверных колец из $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров в каркасе структуры (фиг. 30). В манебахских двойниках (см. фиг. 30, 1) плоскости симметрии (010) в обоих индивидах совпадают, а общие атомы кислорода $\text{O}(\text{A}1)$ лежат на общих осях вращения $[010]$. В бавенских двойниках (см. фиг. 30, 2) общие атомы кислорода $\text{O}(\text{A}2)$ находятся на плоскостях симметрии (010) или отклоняются от них всего на $0,2 \text{ \AA}$, а сами плоскости симметрии в двойниковых индивидах ориентированы под углом 90° . В карлсбадских двойниках (см. фиг. 30, 3) два общих атома кислорода $\text{O}(\text{A}1)$ и $\text{O}(\text{A}2)$ лежат соответственно на оси вращения $[010]$ и плоскости симметрии (010) одного из индивидов, а другая пара общих атомов $\text{O}(\text{A}1)$ и $\text{O}(\text{A}2)$ – на оси $[010]$ и плоскости

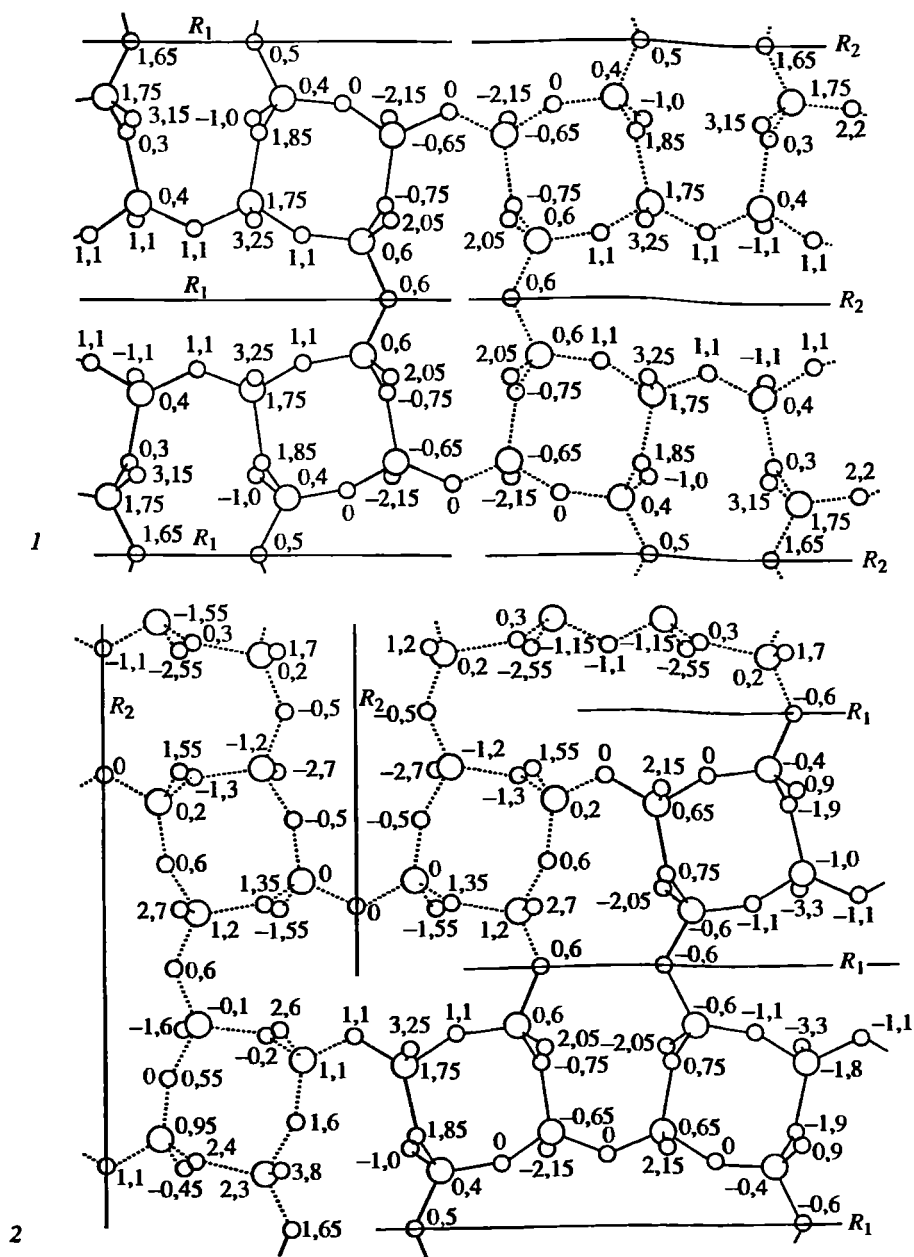


Фиг. 29. Различия в ориентировке альбит-периклиновых двойников в микроклине (а) и анортклазе (б) (по Диру и др., 1966)

(010) второго индивида. Поскольку атом $O(A1)$ на высоте $4,7 \text{ \AA}$ в двойнике (см. фиг. 30, 3б) и в монокристалле (см. фиг. 30, 3а) находится в одной и той же позиции (цепи $Si-O-Si-O$ в двойнике отличаются от конфигурации в монокристалле только незначительным разворотом атомов кислорода вокруг атомов кремния в $[Si(1)O_4]$ - и $[Si(2)O_4]$ -тетраэдрах на высотах $4,1$ и $5,05 \text{ \AA}$), образуются двойники срastания (“контактные двойники”) по плоскости (010). Однако так как она одновременно является и плоскостью симметрии, то возможны “правые” и “левые” двойники. А поскольку ту же позицию занимают атомы $O(A1)$ на высоте $1,8 \text{ \AA}$ в цепи $Si-O-Si-O$ второго двойникового индивида, в данном случае возможны также и двойники “прорастания”.

Альбитовые и периклиновые двойники в триклинных полевых шпатах, согласно Тэйлору с соавт., получают соответственно отражением в плоскости (010) или вращением вокруг оси $[010]$, которая близка к $\perp(010)$. Поэтому (особенно при полисинтетическом двойниковании или при одновременном альбит-периклиновом двойниковании) двойник повышает свою симметрию до моноклиной. Для альбит-периклиновых двойников в микроклине (“М”-двойники, “микроклиновая” решетка) это является доказательством образования его из первично-моноклиного полевого шпата в результате твердофазовых превращений [97, 100, 101]. В моноклиных полевых шпатах альбитовые и периклиновые двойники невозможны, так как $[010] = \perp(010)$.

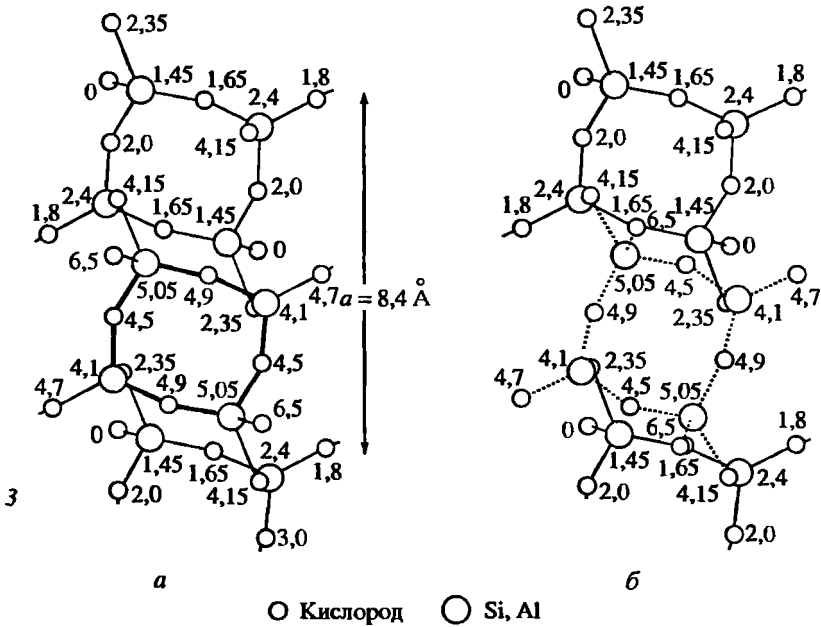
Все полевые шпаты имеют спайность в двух направлениях – под углом 90° или незначительно отличающемся от прямого ($20'$ – в микроклине, $3,5-4^\circ$ – в плагиоклазах), как правило, совершенную по (001) и совершенную или хорошую по (010). Структурное объяснение совершенной спайности по (001) и (010) дано Тэйлором с соавт. [53]. В этих направлениях разрывается наименьшее число тетраэдрических связей на единицу площади; при этом



Фиг. 30. Структурное объяснение двойникования в ортоклазе (по Тэйлору и др. [53])

Сплошные линии – Si–O связи в I из двойникованных индивидов, пунктирные – во II; R_1 и R_2 – плоскости симметрии; цифры – высота атомов над плоскостью чертежа (Å)

1 – манебахские двойники в проекции на (100) (дв. ось $\perp(001)$, пл. срастания (001)); общие атомы O(A1) лежат на оси [010] в плоскости чертежа; кристаллографические оси c [001] ориентированы: в I индивиде вниз справа налево, во II – вверх справа налево; 2 – бавенские двойники в проекции на (100) (дв. ось $\perp(021)$, пл. срастания (021)); общие атомы O(A2) лежат на плоскости симметрии (010), в плоскости чертежа и на высоте 0,6, -0,6, 1,1, 1,65 Å; кристаллографические оси c [001] ориентированы: в I индивиде вниз справа налево, во II – снизу вверх; 3 – карлсбадские двойники в проекции на (010) (дв. ось [010], пл. срастания (010)); а – цепи Si–O–Si–O в монокристалле ортоклаза, жирные линии – верхнее четверное кольцо из $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров, тонкие – нижнее; атомы O(A1) лежат на оси [010] на высоте 1,8 и 4,7 Å, атомы O(A2) – в плоскости симметрии (010) на высоте 0 и 6,5 Å; б – цепи Si–O–Si–O в двойнике; общие атомы O(A1) и O(A2) лежат на оси [010] и в плоскости (010), в I двойниковом индивиде на высоте 0 и 1,8 Å, во II – на высоте 4,7 и 6,5 Å соответственно



Фиг. 30 (окончание)

рвутся только связи между цепочками тетраэдров, но сохраняются четверные кольца.

Тв. 6–6,5. Уд.в. 2,54–2,57 для К-п.ш., 2,62–2,65 для альбита, 2,74–2,76 для анортита, до 3,4 для цельзиана. Промежуточные значения – для К,Na- и Са,Na-полевых шпатов.

Определение скоростей прохождения упругих волн при атмосферном давлении и уточнение упругих констант выполнено в [128–131]. Скорости упругих волн (км · с⁻¹) вдоль направлений:

	[100]*	[010] ^{2*}	[001] ^{3*}	[110] ^{4*}
Ортоклаз	4,90–5,06	7,60–7,81	6,30–6,86	6,58–6,68
Микроклин	4,96–5,15	7,84–8,20	6,30–7,01	6,76–7,17
Альбит	5,33–5,42	7,05–7,26	7,09–7,12	6,29–6,38
Олигоклаз	5,62–5,70	7,41–7,87	6,88–7,18	6,55–6,81
Лабрадор	6,06–6,10	7,71–8,00	7,30–7,53	6,98–7,10
Анортит	6,80	8,61	7,58	7,63
Гналофан	5,18	7,80	6,91	6,75

* Наблюдается смещение волн примерно на 0,7 этой величины в направлении [010] и на 0,6 – в направлении [001].

^{2*} Смещение волн на 0,3 в направлении [001] и 0,5 в направлении [100].

^{3*} Смещение волн на 0,4 в направлении [100] и 0,3 в направлении [010].

^{4*} Смещение волн на 0,5 в направлении [110] и 0,4 в направлении [001].

Для 18 образцов различных полевых шпатов вычислены по 13 значений независимых компонент тензоров упругости $c_{ik} = 10^{11}$ дин · см⁻² и $s_{ik} = 10^{-13}$ см² · дин⁻¹, максимально согласованных с измеренными скоростями волн. Значения усредненных параметров E, G, K, λ и μ (10⁵ кг · см⁻²) и скоростей упругих волн v_p и v_s (км · с⁻¹):

№ п/п	Минерал	Средние значения по Фойгту–Реуссу–Хиллу			Постоянные Ламе		Скорость упругих волн	
		<i>E</i>	<i>G</i>	<i>K</i>	λ	μ	v_p	v_s
1	Ортоклаз	6,12	2,38	4,79	3,23	2,37	5,60	3,06
2	"	6,66	2,64	4,65	2,88	2,64	5,64	3,21
3	Микроклин	6,41	2,47	5,29	3,66	2,47	5,78	3,10
4	"	6,51	2,53	5,10	3,44	2,52	5,75	3,13
5	"	7,06	2,77	5,23	3,43	2,76	5,91	3,28
6	"	7,22	2,82	5,54	3,64	2,82	6,02	3,32
7	Амазонит	6,28	2,46	4,71	3,09	2,45	5,61	3,11
8	Альбит	7,34	2,86	5,69	3,84	2,84	6,05	3,29
9	"	7,37	2,93	5,09	3,15	2,92	5,87	3,35
10	Олигоклаз	7,89	3,06	6,20	4,18	3,06	6,25	3,40
11	"	8,08	3,14	6,30	4,10	3,14	6,26	3,45
12	"	7,59	2,93	6,20	2,29	2,92	6,19	3,33
13	Лабрадор	8,70	3,36	7,08	4,90	3,35	6,58	3,54
14	"	8,79	3,37	7,46	5,16	3,38	6,67	3,56
15	"	8,92	3,45	7,19	4,85	3,46	6,62	3,58
16	Анортит	10,32	3,99	8,42	5,83	3,97	7,06	3,79
17	Гиалофан	6,97	2,68	5,84	4,04	2,68	5,96	3,18

1 – Мурзинка, Урал; 2, 3 – Чехия; 4–6 – Черная Салма, Сев. Карелия; 7 – Амазонитовая копь, Ильменские горы, Урал; 8 – м-ние не известно; 9 – Хета-Ламбина, Карелия; 10 – Чупа, Карелия; 11, 12 – п-ов Медведок, Чупа, Карелия; 13, 14 – Головино, Украина; 15 – п-ов Лабрадор, Канада; 16 – м-ние не известно; 17 – Слюдянка, Прибайкалье.

Окраска полевых шпатов разнообразная, как правило, светлая: белая, желтоватая, зеленоватая, красноватая, коричневатая. Зеленые и голубовато-зеленые разности носят название амазонита. Описаны янтарно-желтые железистые полевые шпаты. Часто прозрачные, водяно-прозрачные (см. "Адуляр").

Некоторые полевые шпаты обладают способностью опалесценции (адулярисценции), авантюрисценции или лабрадорисценции, которые в отечественной литературе обобщенно принято называть иризацией [132]. Опалесценция дает мерцание в голубоватых, зеленоватых, жемчужно-белых и бледно-желтых тонах в К,Na-п.ш. (криптопертитах) (лунные камни) и олигоклазах (беломориты) или переливчатую игру света в голубовато-сиреневых или серо-синих тонах, напоминающую отлив перьев на шее голубя (олигоклазы–перистериты), и вызвана пертитовым строением щелочных полевых шпатов или аналогичным явлением фазового распада в олигоклазах. Лабрадорисценция – аналогичное явление в лабрадорах (один из синонимов лабрадора – тавусит, от персидского "тавуси" – павлин). Авантюрисценция – яркое свечение минерала точечными бликами в оранжево-красных, ярко-желтых и малиновых тонах (солнечные камни), вызванное отражением света от мелких рассеянных пластинок гематита (в К-п.ш., альбите или олигоклазе), ильменита или самородной меди (в лабрадорах).

В спектрах фотолюминесценции при возбуждении ртутно-кварцевой лампой или азотным лазером ($\lambda_{\text{возб}} = 337,1$ нм) проявлены центры Eu^{2+} , Fe^{3+} и Sr^{3+} [133, 134], в спектрах рентгенолюминесценции зафиксированы восемь основных типов излучающих центров, образовавшихся в результате внедрения примесных ионов-люминогенов – Pb^+ , Tl^+ , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Ce^{3+} , Eu^{2+} , и

центры, связанные со стабилизацией дырки на одном из атомов кислорода алюмокремнекислородных тетраэдров – $[\text{SiO}_4]^{3-}$ и $[\text{AlO}_4]^{4-}$ [134–141]. В спектрах катодолюминесценции плагиоклазов найдены полосы Dy^{3+} , Sm^{3+} и Nd^{3+} [142].

Кислородные центры в спектрах РЛ полевых шпатов проявляются в области 400–500 нм. Полосы ультрафиолетового возбуждения (поглощения) и излучения обусловлены переходами $^1\text{S}_0 \rightarrow ^1\text{P}_1$ и $^3\text{P}_1 \rightarrow ^1\text{S}_0$ соответственно. Энергия переходов определяется локальным кристаллическим полем, в котором находятся поглощающий и излучающий ионы, и зависит от энергии связи O-центров с окружающими ионами; дефектные центры могут быть стабилизированы вакансиями ($\text{Al-O}^- \dots \text{V}_0^{2+}$, $\text{Al-O}^- \text{-V}_0$, $\text{Al-O}^- \text{-Si} \dots \text{V}_\text{K}$, SiO_3^{3-}), изоморфными ($\text{Al-O}^- \text{-Al}$, $\text{Al-O}^- \dots \text{M}_\text{K}^{2+}$, $\text{Si-O}^- \dots \text{M}_\text{K}^{2+}$) или интерстиционными ($\text{SiO}_3^{3-} \text{-Na}$) примесями [137].

Центр Fe^{3+} , замещающего Al в тетраэдрах, обуславливает красную РЛ. В случае центров Fe–O–Al или Fe–O–Si излучение при рентгеновском возбуждении происходит при внутрицентровых $d-d$ переходах в ионах Fe. Спектры возбуждения люминесценции ионов Fe^{3+} в полевых шпатах состоят из ряда полос, соответствующих спин-запрещенным электронным переходам из основного состояния $^6\text{A}_1(^6\text{S})$ на уровни вышележащих квартетных состояний ^4D и ^4G . Спектроскопические параметры и идентификация полос УФ-возбуждения (поглощения) и излучения ионов Fe^{3+} в ортоклазе, микроклине и альбите:

Ортоклаз [136,141]		Микроклин* [137]		Альбит* [137]		Электронный переход
λ , нм	ν , см^{-1}	λ , нм	ν , см^{-1}	λ , нм	ν , см^{-1}	
Спектры УФ-возбуждения						
346	28902	–	–	–	–	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_1(\text{P})$
378	26455	371	26950	373	26800	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{E}(\text{D})$
–	–	380	26320	379	26390	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{E}(\text{D})$
418	23923	410	24390	413	24210	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{D})$
–	–	417	23980	421	23750	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{D})$
438	22831	435	22990	436	22940	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{A}_1(\text{G})$
438	22831	445	22470	449	22270	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow 4\text{E}(\text{G})$
–	–	455	21980	456	21930	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow 4\text{E}(\text{G})$
505	19802	481	20790	490	20410	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{G})$
–	–	506	19760	507	19720	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{G})$
–	–	530	18870	536	18660	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{G})$
595	16807	558	17920	567	17640	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_1(\text{G})$
–	–	608	16450	614	16290	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_1(\text{G})$
–	–	635	15750	652	15340	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_1(\text{G})$
Спектры УФ-излучения						
~700	~14300	700	14286	740	13514	$^6\text{A}_1(\text{S}) \rightarrow ^4\text{T}_1(\text{D})$

* Расщепление полос обусловлено более низкой симметрией кристаллического поля в микроклине и альбите.

Положение полос возбуждения и излучения иона Fe^{3+} практически не зависит от структурного состояния полевого шпата, т.е. концентрации Fe в тетраэдрах T_1O , T_1m , T_2O и T_2m (полоса возбуждения смещается всего на 1–2 нм, а люминесценции – на ~10 нм), но зависит от химического состава полевого шпата – полоса излучения в альбите смещается в длинноволновую область на ~40 нм по сравнению с микроклином, что объясняется меньшим размером элементарной ячейки альбита, приводящим к увеличению кристаллического поля Dq в позиции Fe^{3+} . В пертитах полоса Fe^{3+} занимает промежуточное положение между микроклиновым и альбитовым, что можно использовать для фазового анализа [137].

Примесные ионы Fe^{3+} вызывают тушение Si- и Al–O*-центров. В мало-железистых полевых шпатах эти полосы доминируют в области 350–500 нм, но с ростом концентрации Fe они полностью перекрываются полосами поглощения Fe^{3+} из-за конкуренции за захват свободных носителей заряда в рекомбинационных процессах между центрами FeO_4^{4-} и центрами SiO_4^{3-} и AlO_4^{4-} или из-за передачи энергии возбуждения от последних к центрам Fe вследствие индуктивного резонанса [137].

Центр Tl^+ установлен в спектрах РЛ К-п.ш. и плагиоклазов в области 235–290 нм. То, что элементом-активатором данного УФ-излучения действительно является Tl, а не (как считалось ранее) Pb^+ , подтверждено методом твердофазной диффузной активации [137]. Спектры возбуждения ФЛ в К-п.ш. (температура жидкого азота) обнаруживают две полосы: $\lambda_{\text{max}} = 228$ нм ($^1\text{S}_0 \rightarrow ^3\text{E}(^3\text{P}_1)$) и $\lambda_{\text{max}} = 240$ нм ($^1\text{S}_0 \rightarrow ^3\text{A}(^3\text{P}_1)$), соответствующие полосе излучения 287 нм ($^1\text{S}_0 \rightarrow ^3\text{P}_1$). Иногда данная полоса излучения расщепляется на две: $\lambda_{\text{изл}} = 280$ и $\lambda_{\text{изл}} = 295$ нм. Концентрация центров Tl^+ линейно связана с концентрацией Rb в полевых шпатах, отражая их общую геохимическую судьбу в пегматитовом процессе [137].

Центр Ce^{3+} наблюдается в ближней УФ-области в спектрах РЛ альбита и плагиоклазов в виде характерной двухпиковой полосы: $\lambda_{\text{изл}} = 321$ нм ($^2\text{F}_{7/2} \rightarrow ^2\text{D}_{5/2}$) и $\lambda_{\text{изл}} = 347$ нм ($^2\text{F}_{5/2} \rightarrow ^2\text{D}_{3/2}$). Ион Ce^{3+} замещает как Na, так и Ca. Исследование спектров ФЛ показало наличие также двойной полосы возбуждения с максимумами: $\lambda_{\text{возб}} = 276$ и $\lambda_{\text{возб}} = 298$ нм [137].

Центр Eu^{2+} представлен интенсивной полосой излучения $\lambda_{\text{max}} \sim 400$ нм с полушириной порядка 20 нм (электронный переход $4f5d \rightarrow ^8\text{S}_{7/2}$); наиболее интенсивные полосы возбуждения 320 и 370 нм проявляются в плагиоклазах, но маскируются широкополосным фоном центров Si- [137].

Mn^{2+} является активатором зеленой люминесценции. В спектрах ФЛ и РЛ λ_{max} излучения наблюдается при ~570 нм с шириной 10–15 нм, а полосы поглощения – при 344, 363 и 402 нм, соответствующие электронным переходам $^6\text{A}_1 \rightarrow ^4\text{E}(\text{D})$, $^6\text{A}_1 \rightarrow ^4\text{T}_2(\text{D})$ и $^6\text{A}_1 \rightarrow ^4\text{A}_1^4\text{E}(\text{G})$. Эти центры в альбите характеризуются изменением яркости, что указывает на различную их природу. Скорее всего, они обусловлены замещением Na^+ на Mn^{2+} с катионной вакансией, способной захватить дырку на ближайшем ионе кислорода. Падение яркости связано с преобразованием Mn^{2+} центров: $\text{Mn}^{2+} + e^- \rightarrow \text{Mn}^+$ [137].

Для центра Pb^+ характерна полоса излучения с $\lambda_{\text{max}} = 860$ нм в ИК-области. ИК-люминесценция характерна только для К-п.ш. с повышенным содержанием свинца (максимальна в амзонитах). Она проявляется как в ФЛ-, так и в РЛ-спектрах. При фотовозбуждении она обусловлена внутрицентровыми переходами в ионах Pb^+ и проявляется в спектрах возбуждения как две

полосы с максимумами 380 нм ($6^2P_{1/2} \rightarrow 7^2P_{1/2}$) и 550 нм ($6^2P_{1/2} \rightarrow 7^2S_{1/2}$) [137]. После отжига выше 650° ИК-люминесценция исчезает, а РЛ – увеличивается (даже при кратковременном рентгеновском облучении). Она обусловлена захватом электронов на Pb^{2+} -центрах с образованием возбужденных центров Pb^+ , возвращение которых в основное положение приводит к излучению квантов с $\lambda = 860$ нм: $Pb^{2+} + e^0 \rightarrow (Pb^+)^* + e^+ \dots O_{Al}^- + h\nu_{860}$. Падение яркости РЛ связано с преобразованием: $Pb^{2+} - e^- \rightarrow Pb^+$.

AlO_4^- центр дает широкую полосу в сине-голубой области спектра, максимум которой смещается в зависимости от состава полевого шпата в пределах 450–490 нм. Дефектные Al-тетраэдры возникают при изоморфном замещении $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ в соседних Т-позициях, в результате чего при рентгеновском облучении образуется дырочный центр $Al-O-Al$, стабильный при комнатной и более высоких температурах. РЛ возникает при рекомбинации свободного электрона с дыркой на ионе кислорода: $O_{Al}^- + e^- \rightarrow (O_{Al}^{2-})^* + h\nu_{470}$. Возбужденный ион $(O_{Al}^{2-})^*$ релаксирует в основное положение с испусканием фотона. В микроклине $\lambda_{max} = 460-470$ нм. Полоса с $\lambda_{max} = 390-400$ нм в плагиоклазах сопоставляется с SiO_4^{3-} центром, обусловленным рекомбинацией: $O_{Si}^- + e^- \rightarrow (O_{Si}^{2-})^* \rightarrow O_{Si}^{2-} + h\nu_{390}$. В К-п.ш. эта полоса не фиксируется [137]. В целом для К-п.ш. характерны центры люминесценции: Ti, Al, Fe и Pb (Pb – только в них), для альбита – Si, Mn и Fe, для плагиоклазов – дополнительно центры Ce и Eu [137].

Методом РЛ в плагиоклазах (альбит, олигоклаз, андезин) установлены центры Pb^{2+} , Ce^{3+} , O^+ (Eu^{2+}), Dy^{3+} , Tb^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} [134].

Согласно [134], наблюдается отчетливая тенденция смены ведущих люминогенов в полевых шпатах из геологических образований разной глубинности: при переходе от гранулитов к породам амфиболитовой фации метаморфизма и от ультраметаморфогенных гранитоидов и мигматитов к мезо- и гипабиссальным гранитоидам в спектрах РЛ исчезают полосы Ce^{3+} (в плагиоклазах), а в спектрах ФЛ – полосы Eu^{2+} (в плагиоклазах и К-п.ш.) и усиливаются полосы Fe^{3+} и особенно Mn^{2+} и Pb^{2+} , что объясняется в основном сменой восстановительной обстановки на окислительную. В полевых шпатах малоглубинных редкометальных Li,F-гранитов преобладают полосы Mn^{2+} в сочетании с линиями Dy^{3+} и Tb^{3+} , а в амазонитовых редкометальных гранитах – полосы Fe^{3+} и Pb^{2+} . В полевых шпатах альбитизированных и грейзенизированных редкометальных гранитов и самих грейзенов в спектрах РЛ преобладают полосы Mn^{2+} , Dy^{3+} , Tb^{3+} , иногда Pb^{2+} .

Изучение термолюминесценции полевых шпатов широко использовалось в петрологии для расчленения гранитоидов [143–148] и др.

Сводки по ИК-спектрам полевых шпатов даны в работах [149–151 и др.]. ИК- и рамановские спектры полевых шпатов обусловлены вибрационными свойствами кристаллической решетки, проявляющимися при воздействии на нее тепловой энергии. Они отражают валентные колебания связей Т–О, Т–О–Т и М–О, деформационные колебания связей Т–О–Т и О–Т–О и их взаимодействие, регистрируемые в области $1000-10$ см⁻¹ (10–200 мкм), и чувствительны к локальным изменениям структуры.

Спектры моноклинных $C2/m$ полевых шпатов с 13 атомами в структуре (MT_4O_8) имеют $6 \times 13 = 78$ нормальных вибрационных мод, из которых 36 являются ИК-модами (17 A_g и 19 B_g), 39 – рамановскими (20 A_g и 19 B_g) и 3 – акустическими. Для триклинных полевых шпатов с пр. гр. $P\bar{1}$ – 153 ИК-моды,

156 рамановских и 3 акустические моды. Для полевых шпатов с симметрией $C\bar{1}$ – 36 ИК-мод, $I\bar{1}$ – 75 ИК-мод (Smith, Brown, 1988). Все возможные полосы поглощения в ИК-спектрах полевых шпатов были рассчитаны по аналогии со спектром К-п.ш. Ииши с соавт. [152] на основе силового поля Юри–Брэдли. В ближней (1200–400) и дальней (400–100 см^{-1}) инфракрасных областях были сняты и рассчитаны спектры высокого альбита и его Ge-аналога, низкого альбита и его Ga-аналога, санидина и его Ge-аналога, микроклина, Fe-микроклина, цельзиана, Sr-цельзиана, Pb-п.ш., анортита и плагиоклазов состава $Ab_{80}An_{20}$, $Ab_{60}An_{40}$, $Ab_{40}An_{60}$ и $Ab_{20}An_{80}$ [153]. Полосы поглощения более высокой энергии ($\sim 1000 \text{ см}^{-1}$, $\sim 10 \text{ мкм}$) обусловлены колебаниями Т–О-связей, более низкой энергии ($\sim 100 \text{ см}^{-1}$, $\sim 100 \text{ мкм}$) – колебаниями М–О-связей. Данная модель позднее улучшена при расчете на основе гармонических колебаний в простом поле валентных усилий [154]; при этом для неупорядоченных полевых шпатов введены пять силовых параметров, для упорядоченных – семь. Для альбита и микроклина они соответственно равны ($\text{мдин}/\text{Å}$):

	Al–O	Si–O	O–Al–O	O–Si–O	T–O–T	M–O	T–O, T–O
Альбит	3,2 (2)	3,9 (1)	0,95 (10)	1,34 (6)	0,46 (10)	0,18 (2)	–0,8 (1)
Микроклин	3,2 (1)	3,8 (1)	0,94 (6)	1,44 (3)	0,35 (5)	0,14 (1)	–0,92 (6)

Рассчитанные на их основе частоты в спектрах оказались результатом сложного взаимодействия: в области 1000–1160 см^{-1} они определяются в основном (от 1/4 до 3/4) связями Si–O со значительной долей участия связей Т–О, Т–О (до 1/7), O–Si–O (до 1/14) и Al–O (от 1 до 27%); частоты в области 250–800 см^{-1} определяются в основном связями O–Si–O (от 1/3 до 3/4), а частоты в области менее 180 см^{-1} сильно зависят от связей К–О. Из-за наложения или малой интенсивности частот не все они проявляются в спектрах полевых шпатов, особенно в рамановских.

Типовым является ИК-спектр санидина; спектры остальных полевых шпатов отличаются лишь в деталях. ИК-спектры К-п.ш. характеризуются наличием сложной по структуре, интенсивной полосы в области 800–1200 см^{-1} (валентные колебания, ν , Si–O) [155], а в низкочастотной части спектра 400–800 см^{-1} – полос 500–650 см^{-1} (с тремя максимумами) и 450–500 см^{-1} (деформационные колебания, δ , Si–O); раздвоенная полоса в области 700–800 см^{-1} (720–730 и 760–780 см^{-1}) предположительно связана с колебаниями связи Si–O–Al. Спектры упорядоченных полевых шпатов являются более четкими и сложными. В полевых шпатах с неупорядоченным Si/Al-распределением наблюдается уширение полос поглощения в спектре, что впервые было обнаружено Лавесом и Хафнером [72, 156] для отожденного при 1323 К микроклина.

Связь ИК-спектроскопии с Si/Al-упорядочением в щелочных полевых шпатах показана в [72, 156–160] и практически использовалась в работах [158–163]. Структурно-чувствительными являются смещающиеся максимумы полос поглощения в области 500–550 и 600–650 см^{-1} (ν_2 и ν_1), отражающие изменение силовой постоянной между атомами кислорода и Si и Al в тетраэдрах Т(1) и Т(2) соответственно и изменение соотношения интенсивности полос в области 700–800 см^{-1} , стабильных по положению. Расстояние между максимумами ν_2 и ν_1 меняется от 90 см^{-1} в санидине до 110 см^{-1} в микроклинe. Степень ИК-упорядоченности $\theta = 0,05(\Delta\nu - 90)$, где $\Delta\nu = \nu_1 - \nu_2$. Мак-

симумы полос поглощения ν_1 и ν_2 в щелочных полевых шпатах меняются следующим образом:

	$\nu_1, \text{см}^{-1}$	$\nu_2, \text{см}^{-1}$	$\Delta\nu = \nu_1 - \nu_2, \text{см}^{-1}$	θ
Альбит	649	534	115	1,25
Санидин	641	552	89	0,00
Ортоклаз	648	541	107	0,85
Микроклин	650	540	110	1,00

Возможности использования ИК-спектров поглощения для определения структурного состояния щелочных полевых шпатов обсуждались в работах [162, 163].

В области 2800–3800 см^{-1} в полевых шпатах обнаруживаются полосы поглощения, обусловленные присутствием абсорбционной (3400–3600 см^{-1}) или связанной в структуре (3420, 3480 и 3550 см^{-1}) воды. Согласно [164], в поляризованном ИК-спектре поглощения лабрадора с 0,013 мас. % H_2O , снятом в области 2500–4000 см^{-1} , были установлены три полосы поглощения 3100, 3300 и 3600 см^{-1} , соответствующие структурно-связанным ОН-группам. В неполяризованном ИК-спектре лабрадора Al_{59} с 0,030 мас. % H_2O , снятом в области 2600–3900 см^{-1} с пластинки $\parallel (010)$, установлена широкая полоса поглощения с максимумом при 3230 см^{-1} и слабым плечом при 3550 см^{-1} [165]. Поляризованные спектры показали сильный плеохроизм на пл. (010) с максимумом абсорбции под углом 36° к [001], что указывает на замещение в структуре наиболее валентно-дефицитного атома кислорода O_{cm} на ОН-группу.

ИК-спектры отражения, получаемые от естественных (плоскости спайности, грани) или искусственных (сколы) поверхностей кристалла, исследованы для К-п.ш. из пегматитов Сев. Карелии и Мамско-Чуйского р-на [166]. Отличия в ИК-спектрах отражения для К-п.ш. разного структурного состояния, снятых в разной ориентировке, см. в разделе “Калиевый полевой шпат”.

Спектральные особенности баддингтонита в ближней инфракрасной области исследованы в работе [167], и показано, что сильная полоса поглощения при 2,1 мкм (4760 см^{-1}) соответствует NH_4 -иону.

Серия плагиоклазов разного состава исследована методом высокочастотной ИК-спектроскопии (HMIS (Hard mode infrared spectroscopy) в области 50–2000 см^{-1} с использованием преобразования Фурье [168]. Автокорреляция позволила уточнить положение и ширину полос поглощения в ИК-спектре. Данный метод дал возможность исследовать локальную степень порядка в минерале в сопоставлении с макроскопическими его свойствами и уточнить состав, симметрию и Si/Al-упорядоченность несоизмеримых фаз в плагиоклазах и характер фазовых переходов $\text{C}\bar{1} \leftrightarrow \bar{1}\bar{1}$, $\text{C}\bar{1} \leftrightarrow e_2$ и $\text{C}\bar{1} \leftrightarrow e_1$ (см. “Плагиоклазы”).

Фононные спектры ИК-колебаний, активных в области 50–2000 см^{-1} , исследованы при 20–900 К с использованием преобразования Фурье для неупорядоченной и упорядоченной серий гомогенных щелочных полевых шпатов, полученных ионным обменом и детально изученных рентгенографически [169]. Профили линий ИК-абсорбции и их частоты зависят от степени Si/Al-упорядоченности и нелинейно – от химического состава полевых шпатов, что указывает на неидеальную смешимость твердых растворов. Изменение спектров при разной температуре с очевидностью свидетельствует о фазо-

вом переходе $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ в Si/Al-разупорядоченных высоконатриевых членах ряда (см. "Калиево-натриевые полевые шпаты").

Исследованы рамановские спектры альбита [154, 170], санидина [154, 170, 171] и анортита [154, 171, 172]. Поляризованные рамановские спектры стекол альбитового, ортоклазового и анортитового состава изучены в [171–173]. Установлено, что стекла содержат коротко-координированные связи, аналогичные связям в кристаллах с полностью полимеризованными тетраэдрами. В рамановских спектрах доминируют частоты в области $450\text{--}520\text{ см}^{-1}$ (506 см^{-1} в альбите [173], $513\text{--}514\text{ см}^{-1}$ в санидине [171, 173], 503 см^{-1} в анортите [171–173]), отражающие симметричные колебания мостиковых атомов кислорода в каркасе, $\nu_s(T-O-T)$, что указывает на наличие в структуре стекла колец из связанных тетраэдров. В структуре анортитового стекла преобладают 4-членные кольца из TO_4 -тетраэдров, в структуре закаленного альбитового и ортоклазового стекол обнаруживаются лейцитоподобные домены из 6-членных колец из TO_4 -тетраэдров.

Радиоспектроскопическому изучению электронно-дырочных центров в полевых шпатах посвящены работы [174–176 и др.]. Наиболее важное значение имеет дырочный центр $Al-O-Al$ (AlO_4^{5-}), вызванный вхождением в Al,Si,O-каркас избыточного алюминия. По данным Таращана [136], с ним связана основная полоса, определяющая свечение полевых шпатов в области $400\text{--}550\text{ нм}$ в спектрах РЛ с максимумом $\sim 470\text{ нм}$. Дырочные центры O-, являющиеся обычными центрами рекомбинации в полевых шпатах, связаны с центрами излучения AlO_4^{5-} 470 нм и обуславливают ТЛ с максимумом при $180\text{--}200^\circ$ [148]. Пик ТЛ $\sim 200^\circ$ коррелирует с центром AlO_4^{5-} также по данным ЭПР [175]. Предполагается, что электронными центрами захвата, образующимися параллельно с центрами O-, стабилизирующими центры AlO_4^{5-} , являются ионы Na, находящиеся в междоузельном пространстве, компенсирующие заряд дополнительных ионов Al^{3+} [145, 177]. Описаны также электронные центры Pb^+ (распространенные в амазонитах) и Ti^{3+} , возникающие при изоморфном замещении $Ti^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ с последующим захватом электрона при облучении кристалла: $Ti^{4+} + e^- \rightarrow Ti^{3+}$, с которым коррелирует максимум ТЛ при 290° [136].

Исследования электронного парамагнитного резонанса за последние 30–40 лет привели к открытию 20 парамагнитных центров в полевых шпатах. Наиболее достоверными из них являются следующие [178]:

Парамагнитные центры	Позиция	Степень Si/Al-порядка	T_{max} , К	T_a , К	t_a , ч	Ссылка
Термально-стабильные центры; катионы с d^5 -электронными оболочками						
Fe^{3+}	T_1O	Упорядоч.	295	>1123	>200	[179–184]
Fe^{3+}	$T(1) + T(2)$	Неупорядоч.	295	>1323	>3300	[185]
$Fe^{3+}O_3(OH)$	$T(1)$	Неупорядоч.	295	>1323	>1300	[185]
$Fe^{3+}O_2(OH)_2$	$T(1)$	Неупорядоч.	15	>1273	>113	[186]
$^{55}Mn^{2+}$	M	Упорядоч. + + неупорядоч.	295	>1323	>3300	[180, 184, 187, 188]
Оксиды Fe	–	Упорядоч. + + неупорядоч.	295	>1323	>1	[184,185]

Парамагнитные центры	Позиция	Степень Si/Al-порядка	T_{\max} , К	T_a , К	t_a , ч	Ссылка
Термально-метастабильные центры и свободные радикалы						
1. Катионы с необычной валентностью: d^1 - и p^1 -электронные оболочки						
Ti^{3+}	T_1O	Упорядоч. + + неупорядоч.	77(?)	593	<2	[189, 190]
$[Pb-Pb]^{3+}$	M-M	Упорядоч.	40	723	<2	[186]
2. Анионы с необычной валентностью: p^5 -электронные оболочки $O^{1-} / \Sigma M_i$ и $O^{1-} / \Sigma Y_i \times \Sigma Z_i$						
$M = Si, M^{2+}, n = 2$	$h(b_m)^*$, $h(c_m), h(d_m)$	Упорядоч. + + неупорядоч.	5,115	623	<3	[186, 187, 190-192]
$Y = ^{27}Al, n = 1$	a'_i	Упорядоч.	110	493	<3	[190-193]
$Y = ^{27}Al, n = 2$	a'_i, c_0, d_0^* , c_m, d_m	Упорядоч. + + неупорядоч.	60	493	<3	[177, 189- 193,]
$Y = ^{23}Na, n = 1$	$a_1(?) / M$	Упорядоч.	77(?)	493	<2	[189]
$Y = ^{27}Al, n = 1,$ $Z = ^{23}Na, m = 2$	$a'_i / T_{1m} / M$	Упорядоч.	60	553	<3	[192]
$Y = ^{107,109}Ag^+, n = 1$	$a'_i(?) / M$	Упорядоч.	77(?)	553	1,5	[189]
$Y = ^{207}Pb^{2+}, n = 1$	c_m / M	Упорядоч.	77(?)	533	<2	[189-191]
3. VO_m^n -радикалы						
SiO_3^{3-}	$e(m)$	Упорядоч. + + неупорядоч.	77(?)	598	<3	[186]
$SiO_3^{3-} / ^{27}Al$	$e(b_0)$	Упорядоч.	295	653	0,3	[187, 193]
$PO_3^{2-} 2^*$	$T(2) ?$	Упорядоч.	77(?)	623(?)	<3	[194]
NO_2^{3*}	M	Упорядоч. + + неупорядоч.	70	873	0,3	[186, 187, 193]
4. Органические радикалы						
$C_2H_5^{4*}$	M	Упорядоч. + + неупорядоч.	295	573	0,3	[186, 187, 193]
CH_3	M	Упорядоч. + + неупорядоч.	295	573	0,3	[186, 187, 193]

* Позиции интерпретированы авторами [190, 191] как $h(b_0)$ и b_0 соответственно.

2* Сигнал PO_3^{2-} интерпретирован авторами [164] как неизвестный.

3* Сигнал интерпретирован авторами [187, 193] как N^{2-} .

4* Сигнал интерпретирован авторами [187, 193] как NH_3^+ .

Примечание. Упорядоч. – упорядоченный, неупорядоч. – неупорядоченный; T_{\max} – температура максимальной интенсивности сигналов; T_a – температура аннигиляции при нагревании; t_a – время аннигиляции.

Наиболее полная последняя сводка по идентификации спектров ЭПР в полевых шпатах и использованию их в минералогии, петрологии и геологии составлена Петровым [178]. Широко распространенным центром ЭПР в полевых шпатах является центр Fe^{3+} , локализующийся в алюмокремнекислородных тетраэдрах. Он исследован в альбите [181-184], К-санидине, ортоклазе и адуляре [185], микроклине [181, 182], микроклин-пертите [182], кислых [181, 182], средних [182, 195-196] и основных [182, 195] плагиоклазах. Fe^{3+} локализуется предпочтительно в позиции T_1O . В пертитах оно обогащает позицию T_1O в более упорядоченной фазе. В неупорядоченных полевых

шпатах входит и в Т(1), и в Т(2), но предпочтительно в Т(1) [192]. Наиболее сильные сигналы (и наивысшее содержание Fe) установлено в ортоклазе с Мадагаскара и адуляре из Хибин, наименьшее – в К-санидине Айфеля. Данные о вхождении Fe^{3+} в плагиоклазы вместо Са недоверены; скорее всего, оно входит в интерстиционное пространство.

В К-п.ш. наблюдались ЭПР спектры “гематитоподобных” и “магнетитоподобных” окислов Fe, рассеянных в виде тонких (< 10 нм) частиц в решетке [184, 185].

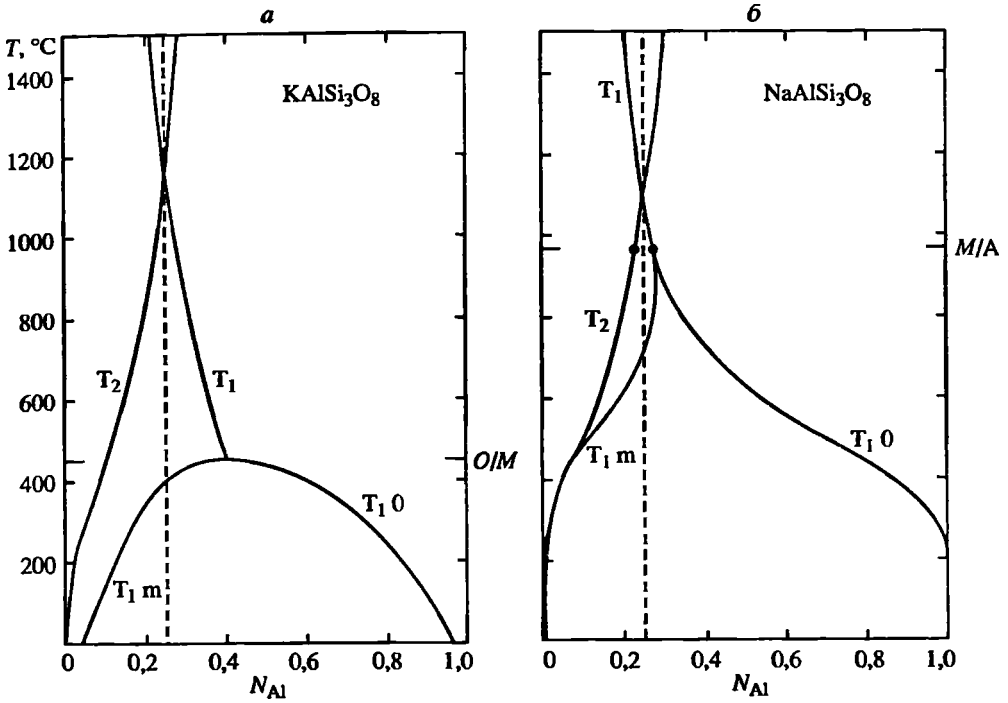
С помощью изучения центров ЭПР выяснена природа сине-зеленой окраски амазонита [186, 189, 194], обусловленная центром Pb. Предполагается, что этот центр отражает взаимодействие неспаренного электрона с парой неэквивалентных атомов свинца Pb_A^0 и Pb_B^{2+} с электронными оболочками $6s^2 6p^2$ и $6s^2$, которые соответственно диамагнитны. Однако в химических соединениях с Pb^{2+} при захвате одного из электронов может возникнуть парамагнитный центр Pb^+ с электронной оболочкой $6s^2 6p^1$. При локализации этого электрона при двух ионах Pb^{2+} возникает центр $[Pb_A-Pb_B]^+$. Большинство полос в ЭПР-спектре обусловлены взаимодействием электрона $6p^1$ с четными изотопами Pb_A и Pb_B , но два слабых дуплета отражают его взаимодействие с ^{207}Pb . Их вклад в общую электронную плотность составляет: $^{208}Pb-^{208}Pb = 59,9\%$, $^{207}Pb-^{208}Pb = (8,75 \times 2)\%$, $^{208}Pb-^{207}Pb = (8,75 \times 2)\%$ и $^{207}Pb-^{207}Pb = (1,3 \times 4)\%$ [178, 186]. Данные ЭПР показывают, что образование центра Pb^{2+} является результатом направленного метасоматического процесса: $Pb^{2+} + Al^{3+} \rightarrow K^+ + Si^{4+}$ [178, 186].

В полевых шпатах наблюдались ЭПР центры от свободных радикалов. Центр NO_2 впервые был установлен в микроклинах из гранитов и пегматитов Украинского щита, но идентифицирован как N^{2-} [187, 193]. Позже он наблюдался в микроклинах и гиалофанах Хагендорфа [178]. Устойчив до 573 К. Метастабильные центры CH_3 (метил-радикал) и C_2H_5 (этил-радикал), наведенные искусственной радиацией, также впервые наблюдались в микроклинах Украинского щита, но были идентифицированы как NH_3 [187, 193] и затем были реинтерпретированы после изучения микроклинов и гиалофанов Хагендорфа [178]. Они менее устойчивые, короткоживущие (всего несколько мин при 77 К после γ -облучения) и разрушаются при нагревания до 530 К. Данные исследования должны быть обсуждены в связи с проблемой обнаружения баддингтонита на Украине.

Исследование рентгеновских AlK_{β} - и SiK_{β} -спектров эмиссии и AlK - и SiK -спектров квантового выхода [197] показало, что на формирование электронной структуры оксианионов Al и Si влияет не только тип кремнекислородного радикала, но и характер катионного окружения. Энергия поглощения ΔE SiK равна 15,6 эВ в альбите, 16,0 эВ в микроклине, 15,1 эВ в анортите, для Al: 14,6 эВ в альбите, 14,2 эВ в микроклине и 14,2 эВ в анортите.

Полевые шпаты кислотоупорны, не растворяются в кислотах, кроме HF (К-п.ш. и альбит), или легко (анортит) или с трудом (основные плагиоклазы) разлагаются в конц. HCl с выделением студенистого осадка кремнезема. Легко (альбит) или с трудом плавятся п.п.тр. в пузыристое стекло.

Физико-химические константы полевых шпатов рассчитывались исходя из калориметрических измерений теплот растворения [198–207 и др.] и на основании изучения фазовых равновесий [208–210]. Последние уточненные данные приведены в работах Роби и Хемингуэя [207] и Холланда и Пауэлла



Фиг. 31. Зависимости равновесного распределения алюминия по тетраэдрическим позициям в калиевом (а) и натриевом (б) полевых шпатах от температуры, рассчитанные по коэффициентам Y и Z Томпсона (по Ховису [200])

T_1 , T_2 , T_{10} , T_{1m} – различаемые структурные позиции Si, Al; N_{Al} – мольная доля алюминия в T-позициях, O/M – температура фазового перехода санидин \rightarrow микроклин, M/A – то же для перехода мональбит \rightarrow аналбит

[210] (см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”, “Санидин”, “Микроклин”, “Натриевый полевой шпат”, “Аналбит”, “Альбит”, “Анортит”).

Термодинамические аспекты Si/Al-упорядочения и фазовых превращений в щелочных полевых шпатах и плагиоклазах детально рассмотрены в работах Ховиса, Томпсона и Вальдбаума и др. [200, 211]. Термодинамические расчеты объясняют различия в путях Si/Al-упорядочения в полевых шпатах – одноступенчатом в Na-п.ш. и двухступенчатом в K-п.ш. (фиг. 31).

Термодинамике твердых растворов посвящены работы Ховиса, Хазелтона, Хемингуэя, Роби, Вальдбаума, Томпсона и др. [199, 212–221]. Кинетика Si/Al-упорядочения и фазового распада в полевых шпатах рассмотрена в работах [220–222].

Эксперименты по определению закономерностей парционирования микропримесей Li, Na, K, Rb, Cs, Ca, Sr и Ba между полевыми шпатами разного состава и хлоридным гидротермальным раствором выполнены многими исследователями, но главным образом сотрудниками школы акад. Виара [94–96]. Описывающие их термодинамические модели основаны на предположении, что при низком содержании микропримесей твердые полевошпатовые растворы и гидротермальные растворы хлоридов щелочей [217, 223, 224] и щелочноземельных элементов [225–227] являются разбавленными идеальными растворами. Ионообменные свойства – см. “К-санидин”, “Альбит”, “Анортит”, “Калиево-натриевые полевые шпаты”.

Полевые шпаты являются главными породообразующими минералами магматических, метаморфических, ряда осадочных пород, пегматитов, метасоматитов и гидротермальных жил.

Санидины характерны для кислых и щелочных вулканических пород: риолитов, трахитов, фонолитов и интрузий неглубокого залегания. Считается, что они гомогенны, но современные методы исследования показывают, что в большинстве они являются санидин-криптопертитами. В ультракремнекислых породах, таких как обсидианы и риолиты, могут образовывать сферолиты в сростании с кристобалитом и пучки игольчатых кристаллов. В метаморфических породах образуются в условиях санидиновой фации метаморфизма при высокой температуре и низком давлении. Иногда устанавливаются как аутигенные образования в осадочных породах.

Ортоклазы характерны для кислых и щелочных плутонических и вулканических пород, а также пегматитов в этих породах. Они типичны для метаморфических пород высокой степени метаморфизма, контактово-метасоматических образований. В случае высокого содержания натриевого компонента обычно представляют собой крипто- или микропертиты. Образуются в гидротермальных альпийских жилах (адуляр). Характерны для осадочных пород в зонах материкового сноса (аркозовые песчаники) и аутигенных новообразований в осадках разного состава (в том числе карбонатных).

Микроклин является обычным минералом плутонических фельзитовых (без вкрапленников) пород: гранитов, гранодиоритов, сиенитов и простых и сложных пегматитов в этих породах в ассоциации с кварцем, кислым плагиоклазом, мусковитом, биотитом и роговой обманкой. Характерен для метаморфических пород амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Так же как и ортоклаз, является обычным обломочным минералом в детритовых осадочных породах, но может возникать и как аутигенное образование.

Высоконатриевые K, Na -п.ш. (анортоклазы) типичны для вулканических и гипабиссальных пород, сформировавшихся в условиях подъема температуры. Часто образуется в периферических каемках порфирировых вкрапленников олигоклаза в щелочных сиенитах (ларвикиты и др.) или выделяется в виде гомогенного K, Ca, Na -п.ш. (тройного). Обычно является криптопертитом. Ассоциирует с Ti -авгитом, апатитом, ильменитом.

Плагиоклазы широко распространены почти во всех типах изверженных и метаморфических пород и некоторых осадочных отложениях. Альбит и олигоклаз характерны для кислых пород: гранитов, гранодиоритов, риолитов, сиенитов, гранитных и сиенитовых пегматитов. Андезин типичен для пород средней кремнекислотности. Лабрадор и битовнит обычны в основных породах: – габброидах и базальтах – и являются главным минералом анортозитов. Анортит менее распространен и появляется в аномальных основных и ультраосновных породах. В метаморфических породах распространены обычно кислые и промежуточные плагиоклазы с содержанием An -компонента менее 50%, но содержание Ca растет в породах более высокой степени метаморфизма. Анортит присутствует в скарнах и других контактово-метаморфизованных карбонатных породах. В осадочных породах плагиоклазы обычно присутствуют в виде обломочных зерен, но альбит часто возникает в них как аутигенное новообразование при диагенезе осадков.

Цельзиан характерен для метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма, богатых Mn и Ba , где обычно постепенно переходит в гиалофан. В парагенезисе с ними типичны спессартин, родонит, Mn -эпидот, санборнит, джиллеспит и др. Бадингтонит – редкий минерал, образующийся

из NH_4 -содержащих грунтовых вод. Установлен в ртутных киноварных рудах, породах фосфорной формации, в горючих сланцах. Образует псевдоморфозы по кислому плагиоклазу. Ридмерджерит – редкий минерал, образующийся при обогащении пород бором. Установлен как аутигенный минерал в черных горючих сланцах и бурых доломитах, а также в щелочных породах осадочной формации Грин Ривер в США и щелочных пегматитах Дарай-Пиеза в Таджикистане.

Межплоскостные расстояния полевых шпатов приводятся только для минеральных видов и главных их разновидностей, в основном по фундаментальным данным Борга и Смита [228, 229]. Учитывая важность порошковых данных для диагностики полевых шпатов, кроме межплоскостных расстояний приводятся также угловые значения $2\theta^\circ$ для $\text{Cu K}\alpha_1$.

Диагностика полевого шпата может быть проведена по восьми наиболее сильным рефлексам на порошкограммах, показанных в табл. 3.

K,Na -п.ш. отличаются от плагиоклазов по величине параметра a , поэтому диагностическим является рефлекс $\bar{2}01$ и другие рефлексы, зависящие от a . В плагиоклазах $\bar{2}01$ мало меняется в зависимости от содержания Ca ($2\theta_{\text{Cu K}\alpha} \cong 22^\circ$). В K,Na -п.ш. положение рефлекса $\bar{2}01$ зависит от содержания Na и смещается от $2\theta_{\text{Cu K}\alpha} \cong 21^\circ$ в K -п.ш. до $2\theta_{\text{Cu K}\alpha} \cong 22^\circ$ в Na -п.ш. Присутствие кварца ($100 \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha} \cong 20,86^\circ$) в пробе затрудняет рентгеновскую диагностику K -п.ш., но может быть установлено по наличию сильного рефлекса кварца $2\theta_{\text{Cu K}\alpha} \cong 26,64^\circ$. Триклинная симметрия K -п.ш., возникающая при их Si/Al -упорядочении, устанавливается по расщеплению рефлексов 131 на 131 и $\bar{1}\bar{3}1$ (до $0,7^\circ \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha}$) и 130 на 130 и $\bar{1}30$ (до $0,8^\circ \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha}$). Триклинная симметрия характерна также для неупорядоченных K,Na -п.ш. с содержанием Na -компонента более 60% (анортоклазы) – величина расщепления рефлекса 131 достигает в анортоклазах $0,8\text{--}1,4^\circ \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha}$, а $130\text{--}0,2\text{--}0,6^\circ \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha}$ (см. также 111 , $\bar{1}32$ и др.) и возрастает с увеличением содержания Na , достигая в высоком альбите $1,43\text{--}1,65^\circ \quad 2\theta_{\text{Cu K}\alpha}$. В этом случае на рефлекс 131 накладывается отражение $\bar{2}02$, искажая соотношение их интенсивностей. Изменение положения рефлексов на порошкограммах плагиоклазов (так же как и параметров их ячейки) зависит от изменения как их состава, так и степени Si/Al -упорядоченности, поэтому для их диагностики более надежны химические и оптические методы [230, 231].

Полевые шпаты имеют важное практическое значение. Полевошпатовое сырье используется в разных отраслях промышленности в качестве флюсующего, глиноземистого, щелочного или глиноземисто-щелочного компонентов, а также инертных наполнителей. Предпочтительны полевошпатовые породы с содержанием $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ более 7 мас.%, $\text{CaO} + \text{MgO}$ не более 2, Al_2O_3 более 11 и SiO_2 63–80%. Поэтому в качестве сырья используются в основном кислые (реже средние, щелочные) алюмосиликатные магматические, метаморфические или осадочные породы полевошпатового, кварц-полевошпатового, каолинит-полевошпат-кварцевого или нефелин-

Таблица 3

**Положение диагностических линий на порошкограммах
полевых шпатов по [230]**

<i>hkl</i>	Санидин (до 10% <i>Ab</i>)		Промежуточный микроклин		Максимальный микроклин	
	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$
$\bar{2}01$	35	20,87–21,13	45	21,00–21,05	35	20,96–21,04
130	65	23,54–23,64	30	23,44–23,51	25	23,18–23,24
$\bar{1}30$	15	24,58–24,69	30	23,67–23,73	30	23,97–24,02
040; 020	100	27,51–27,74	100	27,50–27,59	100	27,44–27,52
$\bar{1}\bar{3}1$	–	–	35	29,92–30,01	30	30,12–30,24
131	50	29,82–29,97	40	29,72–29,82	30	29,42–29,55
060	30	41,60–42,00	30	41,72–41,79	30	41,78–41,85
$\bar{2}04$	30	50,50–51,10	30	50,58–50,78	25	50,51–50,66

<i>hkl</i>	Анортоклаз (от 60 до 95% <i>Ab</i>)		Альбит низкий–высокий (до 5% <i>An</i>)		Плагиоклаз (от 5 до 100% <i>An</i>)	
	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$	<i>I</i> _{отн}	$2\theta_{CuK\alpha}$
$\bar{2}01$	65	21,65–21,88	40	22,04–22,23	58	21,97–21,99
130	40	23,90–24,30	–	–	28	24,32–24,57
$\bar{1}30$	45	23,66	30	24,26–24,31	40	23,50–23,87
040; 020	100	27,48–27,98	100	27,92–27,95	100	28,00–28,04
$\bar{1}\bar{3}1$	25	29,64–29,91	25	29,59–30,11	23	29,34–29,74
131	25	30,50–31,28	15	31,24–31,54	20	31,40–31,62
060	15	41,74–42,03	25	42,48–42,54	25	42,19–42,25
$\bar{2}04$	25	51,02–51,31	30	51,12–51,18	10	51,36–51,64

полевошпатового состава. Основные и ультраосновные породы практически не используются [232].

Общемировые запасы и ресурсы полевошпатового сырья не оценены. В России в настоящее время они составляют 115 млн т (52% запасов стран СНГ); из них 88 млн т (76%) приходится на гранитные пегматиты. Мировая добыча полевошпатового сырья составляет 5 млн т/год: Италия – 1500, США – 700, Франция – 400, Германия – 330, Таиланд – 330, Южн. Корея – 240, Мексика – 200 тыс. т. В мировой добыче стран СНГ – 10–15%, из которых доля России около 48%, Казахстана – 30, Украины – 15, Узбекистана – 7%. Основной объем добычи в России приходится на Карелию и Мурманскую обл. [232].

По содержанию кварца сырье подразделяется на *собственно полевошпатовое* (кварца меньше 10%) и *кварц-полевошпатовое* (кварца больше 10%); по соотношению щелочей – на *высококалиевое* (“калиевый модуль” = $K_2O/Na_2O > 3$ мас. %), используемое в электротехнической и абразивной промышленности, а также для производства сварочных электродов, *калиевое* (“модуль” не менее 2), применяемое в электротехнической и фарфоро-фаянсовой промышленности, *калиево-натриево* (“модуль” не менее 0,9),

используемое для производства строительной керамики, и *натриевое* (“модуль” менее 0,9 или не нормирован), применяемое в стекольной промышленности и для производства эмалей типа “стекловидного фарфора” [233]. Если присутствует нефелин, выделяют *нефелин-полевошпатовое* сырье.

Высококальциевые полевошпатовые материалы (с высоким “калиевым модулем” – выше 4, низким содержанием CaO и MgO – не более 1,5% и FeO и Fe₂O₃ – не выше 0,15–0,30%) используются в электрокерамическом производстве для изготовления высоковольтных фарфоровых изоляторов, в качестве плавня и сцепляющей массы для производства шлифовальных и точильных абразивных изделий, для керамической обмазки (шлакообразующих изделий, стабилизирующих дугу) в производстве сварочных электродов, в фарфоро-фаянсовом производстве для получения прозрачных глазурных покрытий (“модуль” не менее 3). Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы с высоким “калиевым модулем” (2–3 и выше 3 для изделий высших марок) применяют в керамической промышленности в качестве плавня (флюса) для производства тонкой керамики (хозяйственный и художественный фарфор, электротехнический фарфор), калиево-натриевые кварц-полевошпатовые материалы (с низким “модулем” до 0,9) – для производства строительной керамики (санитарно-керамические изделия, облицовочные и отделочные плитки), а натриевые полевые шпаты (с ненормируемым “модулем”) – для производства низкотемпературного фарфора. Кварц-полевошпатовые и нефелин-полевошпатовые материалы используют также в качестве шихты для производства электровакуумного и высококачественного технического стекла, листового технического и оконного стекла и изделий из темно-зеленого и тарного стекла. Натриевые полевошпатовые материалы применяются для эмалевых покрытий чугуновых и железных изделий, для увеличения их вязкости и химической стойкости [232].

Полевые шпаты используются в качестве наполнителя в лакокрасочной промышленности (получаемые краски более стойки, чем с карбонатным наполнителем, к воздействию кислотных дождей и солнечному свету и применяются для наружных работ), в резиновом производстве, при изготовлении опалесцирующего стекла, изразцов, черепицы, бетона, цемента, в стоматологии для производства искусственных зубов и др. [232, 234, 235].

Новыми областями применения полевых шпатов (главным образом из низкокачественных и некондиционных полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых материалов, что важно при решении экологических проблем и комплексного освоения месторождений) являются производство стеклокристаллических материалов (ситаллы и шлакоситаллы, используемые в строительстве, химической, горнодобывающей и электротехнической промышленности), теплоизоляционных материалов (пеностекло, применяемое в строительстве для изоляции стен и полов, холодильников и др.), а также вяжущих материалов (пуццол и другие новые цементы), получаемых из сиштофа (стеклоподобной массы с примесью микроклина, эгирина и других сопутствующих минералов) и сульфатно-щелочных удобрений, получаемых из фосфогипса, – промышленных отходов, образующихся при кислотной (с H₂SO₄) переработке хибинских апатит-нефелиновых руд в ходе получения фосфорных удобрений. Нефелин-полевошпатовые материалы используются для получения ангоба – керамической массы, припекаемой в виде глазурей к изделиям из легкого бетона (стеновым панелям и др.) [232].

Месторождениями полевошпатового сырья являются в основном гигантозернистые дифференцированные гранитные пегматиты (керамические,

мусковитовые, редкометалльные, хрусталеносные и др.), откуда полевой шпат извлекается вручную, а также граниты (в том числе редкометалльные), кислые вулканыты, сиениты и нефелиновые сиениты, полевошпатовые метасоматиты, аркозовые пески и песчаники, обычно требующие обогащения [233, 236–239]. Новым типом комплексного каолин-полевошпатового сырья являются фарфоровые камни (м-ния элювиального каолина).

Крупными считаются м-ния с запасами 8–12 млн т., очень крупными – более 12, средними – 4–8, мелкими – до 4, очень мелкими – менее 4 млн т. Последние обычно непромышленные за исключением пегматитов и кислых эффузивов [232, 233].

Промышленные м-ния [232–234, 236–240] подразделяются на следующие типы.

Собственно полевошпатовые, высококалийевые (“калийевый модуль” более 3). Высококачественное полевошпатовое сырье слабо обеспечено разведанными запасами [233]. Наибольшее значение имеют керамические пегматиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (район Чупы, Сев. Карелия) и Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье, Иркутская обл.). Это относительно мелкие м-ния с содержанием 50–60% К-п.ш. и до 40% олигоклаза, извлекаемых ручной рудоразборкой. Разрабатываются также мусковитовые пегматиты Малиновой Вараки и Тэдино (Сев. Карелия), Мамско-Чуйской слюдоносной группы (Вост. Сибирь) (средние м-ния); редкометалльно-мусковитовые пегматиты Слюдяного Бора (вблизи Беломорска, Карелия), Бихарской пегматитовой провинции (Индия) (мелкие и средние м-ния); хрусталеносные пегматиты Акжайляу (хр. Тарбагатай, Вост. Казахстан) с микроклином, Катбар и др. (Казахстан) (мелкие и очень мелкие м-ния); псевдолейцитовые сиениты и сынныриты Калюмного, Трехглавого и Голевского м-ний (Россия) с кальсилитом и нефелином (очень крупные и крупные м-ния).

Полевошпатовые, калиевые (“калийевый модуль” не менее 2): редкометалльные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Малышевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния).

Полевошпатовые, натриевые (“калийевый модуль” менее 0,9): редкометалльные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Малышевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния); альбититы Шалтасского и Аксоранского м-ний (Казахстан) (мелкие м-ния).

Кварц-полевошпатовые (кварца больше 10%), *высококалийевые*: керамические пегматиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (Карелия), Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье) (мелкие м-ния); мусковитовые пегматиты Малиновой Вараки и Тэдино (Сев. Карелия), Мамско-Чуйской слюдоносной группы (Вост. Сибирь) (средние м-ния); редкометалльно-мусковитовые пегматиты Слюдяного Бора (Карелия), Бихарской пегматитовой провинции (Индия) (мелкие и средние м-ния).

Кварц-полевошпатовые, калиевые. Ведущее значение имеют недифференцированные керамические пегматиты Люпикко (Питкяранта, Сев. Приладожье, Карелия) и Балки Большого Лагеря (Украина) – очень крупные и крупные м-ния, содержащие 10–50% микроклин-пергита и 30–60% олигоклаза, обогащаемых флотационными, магнитно-флотационными и магнитно-электрическими методами. Разрабатываются также керамические пег-

матиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (Карелия), Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье) (мелкие м-ния); редкометалльные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Малышевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булака и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния); хрусталеносные пегматиты Акжайляу (хр. Тарбагатай, Вост. Казахстан) с микроклином, Катбар и др. (Казахстан) (мелкие и очень мелкие м-ния); лейкократовые граниты Каричсайского и Водораздельного м-ний (Узбекистан) (очень крупные и крупные м-ния); редкометалльные апограниты Орловского и Этыкинского м-ний (Вост. Забайкалье) (очень крупные м-ния); редкометалльные щелочные граниты и граносиениты Катугинского м-ния (Каларский хр., Сев.-Вост. Забайкалье) и Пержанского м-ния (Украина) (очень крупные м-ния).

Кварц-полевошпатовые, калиево-натриевые. Ведущее значение имеют крупные и очень крупные м-ния лейкократовых гранитов Каричсайское (Узбекистан) и аляскитовых гранитов Режик (р-н Алапаевского м-ния, Средн. Урал), содержащие 25–45% микроклин-пертита и 35–65% альбит-олигоклаза, обогащаемых флотационными и магнитно-электрическими методами. Разрабатываются также лейкократовые граниты Водораздельного м-ния (Узбекистан); крупные и очень крупные м-ния аляскитовых гранитов и гранит-аплитов Такобское (Варзоб, Гиссарский хр., вблизи Душанбе, Таджикистан), Спрус-Пайн (хр. Блу-Ридж, округ Митчелл, шт. Сев. Каролина, США); граниты рапакиви Уксу Ала-Носкуа (Россия) (очень крупное м-ние); редкометалльные апограниты Орловского и Этыкинского м-ний (Вост. Забайкалье) (очень крупные м-ния); редкометалльные щелочные граниты и граносиениты Катугинского м-ния (Каларский хр., Сев.-Вост. Забайкалье) и Пержанского м-ния (Украина) (очень крупные м-ния); керамические пегматиты Люпикко (Питкьяранта, Сев. Приладожье, Карелия) и Балки Большого Лагеря (Украина) (очень крупные и крупные м-ния), редкометалльные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния).

Кварц-полевошпатовые, натриевые: риолиты, риодациты, альбитизированные риолиты Артеинского и Арагацкого м-ний (Армения), Нежданковского м-ния (Карелия) и плагиопорфиры, альбитофиры-кератофиры Костомукшского м-ния (Карелия) (крупные, средние и мелкие м-ния); фонолиты Айфеля (Эйфеля) (Германия), лейцитовые фонолиты Шонкин-Сага (США) (крупные, средние и мелкие м-ния); трахиты Зибенгебирге и Айфеля (Германия) и Седлеца (Польша) (средние и мелкие м-ния).

Нефелин-полевошпатовые, натриевые и калиево-натриевые. Ведущее значение имеют щелочные пегматиты в миаскитовых нефелиновых сиенитах Вишневогорского м-ния (Свердловская обл., Южн. Урал) (очень крупное м-ние), агпаитовые нефелиновые сиениты Хибинского и Ловозерского щелочных комплексов (Кольский п-ов) (очень крупные м-ния), нефелиновые сиениты Блю-Маунтин (район Торонто, пров. Онтарио, Канада) и Стьерней (вблизи г. Хаммерфест, Норвегия) (очень крупные и крупные м-ния), с 50–65% микроклин-пертита и до 30–40% нефелина, обогащаемых электромагнитной сепарацией (см. также раздел “Практ. исп.”, “Калиевый полевоый шпат”).

Относительно новым видом полевошпатового сырья являются *фарфоровые камни* – тонкозернистые полиминеральные продукты гидротермаль-

но-измененных кислых (реже средних) вулканических пород, состоящих из кварца – источника кремнезема, полевого шпата или мусковита (серицита) – носителя щелочей, выполняющих функцию плавня при образовании стекловидной фазы, и каолинита (диккита, галлуазита) или пиррофиллита – источника глинозема, необходимого для получения муллита – основы фарфоровых изделий. Фарфоровые камни без обогащения применяются в производстве широкого ассортимента керамических изделий от высокохудожественного бытового фарфора и электрофарфора до санитарно-технических изделий вместо традиционного фарфорового мономинерального сырья – каолина, кварцевого песка и полевых шпатов [241, 242]. Фарфоровые камни кварц-полевошпатового типа содержат 35–65% полевого шпата, 30–45% кварца и 15–20% каолинита и подразделяются на высококалиевые (“калиевый модуль” 5–70), калиево-натриевые и натриевые (“модуль” 0,03–1,6) [232]. Основные м-ния фарфоровых камней этих типов: *высококалиевые* – слабо аргиллизированные вулканиды Большого Безенги (Сев. Кавказ), содержащие 35–40% К-п.ш. и 3–5% плагиоклаза; *калиево-натриевые* – слабо аргиллизированные вулканиды Сергеевского м-ния (Приморье) с 24–45% Na-санидина и 15–20% плагиоклаза; *натриевые* – полевошпатовые метасоматиты Сан-Бернардино (США) с 60% альбита и Тайсю (Япония) с 50–60% альбита, м-ния Бектакари (Грузия) с 15% К-п.ш. и 30% плагиоклаза и Чи-Мынь (КНР) с 2% К-п.ш. и 21% плагиоклаза [241]. Также пропициты с альбитом Гусевского м-ния (Приморье), измененные породы Самурского гранитного массива на Бикинском м-нии (Хабаровский край, Приморье), околорудные метасоматиты с адуляром Кишкитского сурьмяно-ртутного м-ния (Грузия) [232].

Гипергенно-измененные гранитоиды и другие кислые породы (каоилинизированные и серицитизированные) содержат до 20–50% К-п.ш. и 20–45% плагиоклаза. Ведущими м-ниями являются Елтайское (Казахстан), а также Тиршенройт, Хиршау и Биркенфельд (Германия). Каолинит-полевошпатовым сырьем являются также коры выветривания гранитов Бисембаевского и Юбилейного м-ний (Калбинский хр., Вост. Казахстан), Просьяновского (Украина), коры выветривания монцонитов Караоткельского м-ния (Казахстан), каоилинизированные аркозовые песчаники Оберпфальца и Хиршау (Германия) и Десиза (Франция) [232].

Используются также полевошпатовые пески континентальных, морских и донных отложений, содержащие 12–50% К-п.ш. Ведущими являются высококалиевые пески Кермининского м-ния (Узбекистан) и металлоносные россыпи Караоткельского м-ния (Казахстан). Используются высококалиевые пески Чалганского м-ния (Россия), пески м-ний Латина (Италия), Океансайд (США), Дель-Монте (США), пески и аркозовые песчаники Джездинского (Центр. Казахстан), Баба-Дурмазского (вблизи Ашхабада, Туркмения) м-ний, россыпи Лукояновского м-ния (Россия) [232].

Иризирующие лунные и солнечные камни, лабрадор, а также амазонит являются камнесамоцветным сырьем.

Лунными камнями называют полевые шпаты с молочно-белой, бледно-голубой иризацией, как К,Na-п.ш. – криптопертиты, так и олигоклазы с перистеритовым фазовым распадом (см. “Пертиты”, “Лунный камень”). Месторождения криптопертитовых лунных камней известны на Шри-Ланке (Цейлон) и в Бирме [243], в Нью-Мексико, США. Месторождения олигоклазовых лунных камней известны в пров. Онтарио и Квебек, Канада, шт. Виргиния, США, по берегу Белого моря – Хетолампина, Длинная Лампина и др. (беломорит). Классификация иризирующих камней дана в работе [244].

Лабрадоры, обладающие голубой, синей, реже зеленой и золотисто-желтой иризацией, используются как декоративно-облицовочные и ювелирно-поделочные камни. Разрабатываются в основном лабрадориты – разновидность анортозита, содержащая от 60 до 95–100% лабрадора, развитые на древних кристаллических щитах: Канадском, Украинском, Анабарском и др. Крупнейшие м-ния известны на западе п-ова Лабрадор и в пров. Онтарио и Квебек (Канада), в горах Адирондак (к северу от Нью-Йорка) в США, в Коростеньском массиве (Головинское м-ние) на Волыни и Корсунь-Новомиргородском массиве в Приднепровье (Киевская обл.) на Украине.

Солнечными камнями или авантюриновыми полевыми шпатами называют калиевые полевые шпаты и олигоклазы с ярким солнечно-желтым или оранжево-красным отсветом от мельчайших включений чешуек гематита или гётита, а также лабрадоры, золотистый отлив в которых вызван включениями ильменита, магнетита или самородной меди [245]. Ювелирный солнечный камень (авантюриновый олигоклаз) добывается в Южн. Норвегии (м-ния в районах Бамбле, Бьёрдаммена, Хавредала, Тведестранна, Хитерё и Эдегордена), в Индии. Месторождения олигоклазовых солнечных камней известны в Сев. Карелии по берегу Белого моря (совместно с беломоритом), в Прибайкалье – Падь дер. Уточкино (вблизи Улан-Удэ) (К-п.ш), на Урале.

Амазониты в настоящее время в России добываются в основном в Кейвах, Кольский п-ов (Плоскогорское м-ние, Краснощелье), на Урале жилы практически выработаны или находятся на территории Ильменского заповедника, где добыча его запрещена. В Прибайкалье известно Улан-Нурское м-ние. Амазонитовые граниты как облицовочный камень добываются на Майкульском и Турангинском м-ниях в Казахстане. Отдельные пегматитовые проявления с амазонитом известны в Вост. Сибири и Средней Азии, а за рубежом на Мадагаскаре, в Зимбабве, в Бразилии. Известными м-ниями являются Вудкоккс, Ренфу и Перии-Саунд в пров. Онтарио, Бушет-Халл, Вильнев, Ледюк в пров. Квебек (Канада), Амелия, Резерфорд, Морфилд в шт. Виргиния, Пайкс-Пик, Кристал-Пик, Флориссант и Камерон-Коун в шт. Колорадо, Роупорт в шт. Массачусетс и др. (США). Граниты с амазонитом широко развиты в Вост. Сибири, Средней Азии и Казахстане, а также в Монголии [246].

В последние годы к полевым шпатам привлечено внимание в связи с проблемой захоронения радиоактивных отходов. Вместо распространенной технологии остекловывания предложена фиксация радиоизотопов ^{90}Sr , ^{134}Cs и ^{137}Cs в полиминеральных матричных материалах, состоящих из Sr-содержащего полевого шпата с кварцевой оболочкой или поллуцита с оболочкой из K,Na-полевого шпата; эти материалы более устойчивы к выщелачиванию, чем стекла [247, 248].

Полевым шпатам посвящено огромное число печатных работ (несколько тысяч). Вопреки традициям нашего издания все они не могли быть учтены при подготовке статей данного раздела Справочника и должным образом прокомментированы. Полевые шпаты детальнейшим образом изучаются с позиций структурного анализа, электронной микроскопии, физики минералов, использования современных достижений спектроскопии, изотопии, физико-химического анализа. Они служат моделями для реконструкции процессов породообразования, изучения явлений посткристаллизационных фазовых превращений, химической и структурной упорядоченности; обширная “полевошпатовая” литература ежегодно пополняется несколькими десятками работ первостепенной важности. Под эгидой НАТО неоднократно создавались международные институты по изучению полевошпатовых про-

блем с участием крупнейших ученых разных стран. Ниже в хронологическом порядке приведен ряд прекрасных сводок и монографий, освещающих различные аспекты полевошпатовой проблемы по мере поступления научных данных и результатов экспериментальных исследований:

Papers for the feldspar symposium / Intern. Miner. Assoc. Copenhagen, 1960. (Cursillos y Conferencias del Instituto "Lucas Mallada", 1961; Fasc. 8).

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962. 275 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 78). Пер.: *Marfunin A.S.* The feldspars – phase relations, optical properties, and geological distribution: Transl. from the 1962 Russ. ed. Jerusalem, 1965. 317 p. (Israel Progr. Sci. Transl.).

T.F.W. Barth's feldspar volume / Ed. O.H.J. Christie // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N. 2. S. 1–606.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 4. Framework silicates. L.: Longmans, Green, 1963. 433 p. (см. с. 1–178). Пер.: *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с. (см. с. 9–204).

Barth T.F.W. Feldspats. N.Y. ets.: Wiley, 1969. 261 p.

The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. 717 p. (Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars).

Smith J.V. Feldspar minerals. I. Crystal structure and physical properties. Heidelberg; N.Y.: Springer, 1974. 627 p.

Smith J.V. Feldspar minerals. II. Chemical and textural properties. Heidelberg; N.Y.: Springer, 1974. 690 p.

Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va). Miner. Soc. of Amer. Southern print. co, 1975.

Радиоспектроскопия полевых шпатов / И.В. Матяш, А.С. Литовченко, Н.Н. Багмунт, В.Я. Прошко. Киев: Наук. думка, 1981. 112 с.

Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 207 с.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов: (Слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с. (см. с. 245–356).

Feldspars and feldspathoids: Structures, properties and occurrences / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars and Feldspathoids. Ser. C; № 137).

Smith J.V., Brown W.L. Feldspar minerals. Vol. 1. Crystal structures, chemical and microtextural properties. 2nd ed. N.Y.: Springer, 1988. 828 p.

Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 208 с.

Литература

1. *Zenzén N.* // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1925. Bd. 47. S. 390–405.
2. *Spencer L.J.* // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 5. P. 682–685.
3. *Tilas D.* // Akad. Handl. Stockholm. 1740. Bd. 1. S. 199.
4. *Wallerius J.G.* Mineralogia eller mineralriket. Stockholm, 1747.
5. *Kirwan R.* Elements of mineralogy. 2nd ed. L., 1794. 510 p.
6. *Марфунин А.С.* // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118, № 6. С. 1183–1186.
7. *Марфунин А.С.* // Там же. 1960. Т. 133, № 4. С. 939–942.
8. *Bruno E., Pentlinghaus H.* // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 574–609.
9. *Schiebold E.* // Cbl. Miner. Abt. A. 1929. S. 378–386.
10. *Taylor W.H.* // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 85, H. 5/6. S. 425–442.

- 11 *Pentlinghaus H.* Der Einbau von Al(III), Ga(III), Fe(III) und Si(IV), Ge(IV) in synthetische Alkalifeldspäte. Inaug.-Diss. der Westfälischen Wilhelms Universität. Münster, 1970.
- 12 *Appleman D.E., Clark J.R.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 11/12. P. 1827–1850.
- 13 *Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S.* // Ibid. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
- 14 *Pentlinghaus H., Bambauer H.U.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. H. 2. S. 94–96.
- 15 *Pentlinghaus H., Bambauer H.U.* // Ibid. H. 9. S. 416–418.
- 16 *Long R.S.* The stability of feldspar structures containing Ga, Fe and Ge under conditions of high pressure: PhD. thesis. Chicago, 1966. 113 p.
- 17 *Pentlinghaus H., Henderson C.M.B.* // Fortschr. Miner. 1979. Bd. 57. S. 119–120.
- 18 *Ghélis M., Gasperin M.* // C. r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 22. P. 1928–1929.
- 19 *Боруцкий Б.Е., Иванов В.П., Боруцкая В.Л.* // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1170–1173.
- 20 *Weitze R., Viswanathan K.* // Fortschr. Miner. Kristallogr. und Petrogr. 1971. Bd. 49. S. 63–64.
- 21 *Brunton G.D., Harris L.A., Kopp O.C.* // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 11/12. P. 1720–1728.
- 22 *Kroll H., Müller W.F.* // Phys. and Chem. Miner. 1980. Vol. 5, N 3. P. 255–277.
- 23 *Stewart D.B.* // Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47. S. 35–59.
- 24 *Bambauer H.U., Nager H.E.* // Neues Jb. Miner., Abh. 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
- 25 *Wainwright J.E., Starkey J.* // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 133: Fritz-Laves-Festband, H. 1/2. S. 75–84.
- 26 *Nager H.E., Bambauer H.U.* // Neues Jb. Miner., Abh. 1984. Bd. 149. S. 113–128.
- 27 *Kroll H., Phillips M.W., Pentlinghaus H.* // Acta crystallogr. B. 1978. Vol. B-34. P. 359–365.
- 28 *Gazzoni G.* // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, H. 1. S. 24–34.
- 29 *Oehlschlegel G., Kockel A., Biedl A.* // Glastechn. Ber. 1974. Bd. 47. S. 31–41.
- 30 *Bruno E., Facchinelli A.* // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 136, H. 3/4. S. 296–304.
- 31 *Iwasaki B., Kimizuka N.* // Geochem. J. 1978. Vol. 12. P. 1–6.
- 32 *Goldsmith J.R.* // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 518–536.
- 33 *Barrer R.M., McCallum N.* // J. Chem. Soc. 1953. P. 4029–4035.
- 34 *Боруцкая В.Л.* // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 924–927.
- 35 *Müller G.* // Nature. 1988. Vol. 332, N 6163. P. 435–436.
- 36 *Deubener J., Sternitzke M., Müller G.* // Amer. Miner. 1991. Vol. 76, N 9/10. P. 1620–1627.
- 37 *Bruno E., Gazzoni G.* // Atti Accad. sci. Torino. Cl. sci. fis. mat. natur. 1968. Vol. 102. P. 881–893.
- 38 *Bruno E., Gazzoni G.* // Ibid. 1969. Vol. 103. P. 673–687.
- 39 *Bruno E., Gazzoni G.* // Period. miner. 1970. Vol. 39, N 2. P. 245–253.
- 40 *Bruno E., Gazzoni G.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 2. P. 144–152.
- 41 *Bruno E., Gazzoni G.* // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132, H. 4/6. S. 322–331.
- 42 *Calleri M., Gazzoni G.* // Ibid. 1975. Bd. 141, H. 3/4. S. 293–311.
- 43 *Calleri M., Gazzoni G.* // Acta crystallogr. B. 1975. Vol. B-31, pt. 2. P. 560–568.
- 44 *Calleri M., Gazzoni G.* // Ibid. 1976. Vol. B-32, pt. 10. P. 2733–2740.
- 45 *Calleri M., Gazzoni G.* // Ibid. 1977. Vol. B-33, pt. 11. P. 3275–3282.
- 46 *Calleri M., Gazzoni G.* // Ztschr. Kristallogr. 1979. Bd. 149. S. 279–290.
- 47 *Bruno E., Facchinelli A.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97, N 3. P. 422–432.
- 48 *Grundy H.D., Ito I.* // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1319–1326.
- 49 *Simpson D.R.* // Ibid. 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 351–355.
- 50 *Blasi A., De Pol Blasi C.* // Feldspars and their reactions / Ed. I. Parsons. 1994. P. 51–102. (NATO Adv. Study Inst. Ser. C; N 421).
- 51 *Bragg W.L.* // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74, H. 3/4. S. 237–305.
- 52 *Bragg W.L.* Atomic structure of minerals. Ithaca (N.Y.): Cornell Univ. press, 1937. 292 p. (см. с. 230–250).
- 53 *Taylor W.H., Darbyshire J.A., Strunz H.* // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 87, H. 6. S. 464–498.
- 54 *Megaw H.D.* // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt 1. P. 56–60.
- 55 *Barth T.F.W.* // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1934. Vol. 27. P. 273–286.
- 56 *Cole W.F., Sörum H., Kennard O.* // Acta crystallogr. 1949. Vol. 2, pt 1. P. 280–287. Пер.: Коул В.Ф., Серум Х., Кеннард О. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. I. С. 43–63.
- 57 *Smith J.V.* // Acta crystallogr. 1954. Vol. 7, pt 6. P. 479–483.
- 58 *Smith J.V., Bailey S.W.* // Ibid. 1963. Vol. 16, pt 8. P. 801–811.
- 59 *Jones J.B.* // Acta crystallogr. B. 1968. Vol. B-24, pt 3. P. 355–358.
- 60 *Ribbe P.H., Gibbs G.V.* // Trans. Amer. Geophys. Union. 1967. N 48. P. 229–230.
- 61 *Ribbe P.H., Gibbs G.V.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
- 62 *Gait R.I., Ferguson R.B., Coish H.R.* // Acta crystallogr. B. 1970. Vol. B-26, pt 1. P. 68–76.
- 63 *Brown G.E., Gibbs G.V., Ribbe P.H.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 7/8. P. 1044–1061.

64. Phillips M.W., Ribbe P.H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 4. P. 327–339.
65. Ribbe P.H., Phillips M.W., Gibbs G.V. // The feldspars / Ed.W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 25–48.
66. Smith J.V., Artioli G., Kvick A. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 727–733.
67. Kroll H., Ribbe P.H. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 449–457.
68. Brown G.E., Hamilton W.C., Prewitt C.T., Sueno S. // The feldspars / Ed.W.S. MacKenzie and J.Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 68–80.
69. Prince E., Donnay G., Martin R.F. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 500–507.
70. Harlow G.E., Brown G.E., jr. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 9/10. P. 986–995.
71. Brun E., Hafner St., Hartman P. et al. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113: M. Laue-Festschrift. S. 65–76. Пер.: Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П. и др. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 257–268.
72. Laves F., Hafner S. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 57–71.
73. Brinkmann D., Staehli J.L. // Helv. phys. acta. 1968. Vol. 41. P. 274–281.
74. Staehli J.L., Brinkmann D. // Ztschr. Kristallogr. 1974. Bd. 140. S. 360–373.
75. Staehli J.L., Brinkmann D. // Ibid. 1974. Bd. 140. S. 374–392.
76. Lippmaa E., Mägi M., Samoson A. et al. // J. Amer. Chem. Soc. 1980. Vol. 102. P. 4889–4893.
77. Murdoch J.B., Stebbins J.F., Carmichael I.S.E. et al. // Eos. 1983. Vol. 64. P. 353.
78. Smith K.A., Kirkpatrick R.J., Oldfield E., Henderson D.M. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 11/12. P. 1206–1215.
79. Williams B.L., Hartmann J.S. // Geol. Assoc. of Canada Meeting, 1983: (Abstracts).
80. Smith J.V., Blackwell C.S., Hovis G.L. // Nature. 1984. Vol. 309. P. 140–142.
81. Phillips B.L., Kirkpatrick R.J. // Eos. 1987. Vol. 68. P. 460.
82. Yang W.-H., Kirkpatrick R.J., Henderson D.M. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 712–716.
83. Kirkpatrick R.J., Kinsey R.A., Smith K.A. et al. // Ibid. 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 106–123.
84. Kirkpatrick R.J., Carpenter M.A., Yang W.-H., Montez B. // Nature. 1987. Vol. 325, N 6101. P. 236–238.
85. Sherriff B.L., Hartmann J.S. // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, N 2. P. 205–212.
86. Hafner S., Hartmann P., Laves F. // Schweiz. miner.und petrogr. Mitt. 1962. Bd. 42. S. 277–294.
87. Hafner S., Laves F. // Ibid. 1963. Bd. 43, H. 1. S. 65–69.
88. Murdoch J.B., Stebbins J.F., Carmichael I.S.E. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N. 3/4. P. 332–343.
89. De Jong B.H.W.S., Schramm C.M., Parziale V.E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 47. P. 1223–1236.
90. Ohtani E., Taulelle F., Angell C.A. // Nature. 1985. Vol. 314. P. 78–81.
91. Donnay G., Wyart J., Sabatier G. // Ztschr. Kristallogr. 1959. Bd. 112, H. 1/2. S. 161–168. Пер.: Донней Г., Вуар Ж., Сабатье Г. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 31–38.
92. Donnay G., Donnay J.D.H. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 115–132.
93. Ribbe P.H. // Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Amer. Miner. Soc. Southern print. co., 1975. Vol. 2. P. R1–R52.
94. Wyart J., Sabatier G. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1956. Vol. 79. P. 444–448.
95. Wyart J., Sabatier G. // Ibid. P. 574–581.
96. Wyart J., Sabatier G. // Ibid. 1958. Vol. 81. P. 223–226.
97. Laves F. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 548–571. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 77–113.
98. Laves F. // Ibid. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 152–172.
99. Laves F. // Ibid. 1952. Vol. 60, N 6. P. 549–574. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 173–203.
100. Laves F. // Naturwissenschaften. 1952. Bd. 39, H. 23. S. 546.
101. Laves F. // Ibid. S. 546–547.
102. Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113. S. 265–296.
103. Laves F. // Estratto Rend. Soc. miner. ital. 1960. An. 16. P. 37–70.
104. Megaw H.D. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 246. P. 226–241. Пер.: Мегу Э.Д. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 39–56.
105. Megaw H.D. // Acta crystallogr. 1960. Vol. 13, pt 5/6. P. 564–565.
106. Megaw H.D. // Proc. Roy Soc. London A. 1960. N 259. P. 59–78.
107. Megaw H.D. // Ibid. P. 159–183.
108. Megaw H.D. // Ibid. P. 184–202.
109. Megaw H.D. // Cursillos y Conf. Inst. "Lucas Mallada". 1961. Fasc. 8. P. 143–148.
110. Megaw H.D. // Ibid. P. 149–153.
111. Megaw H.D. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 104–137.

112. *Megaw H.D.* // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 1–24.
113. *Megaw H.D.* // Ibid. P. 87–113.
114. *MacKenzie W.S.* // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 319–342.
115. *MacKenzie W.S.* // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 225. P. 543–366.
116. *MacKenzie W.S.* // Ibid. 1956. Vol. 31, N 232. P. 41–46.
117. *MacKenzie W.S.* // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 7. P. 481–516.
118. *MacKenzie W.S., Smith J.V.* // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 1. P. 73–74.
119. *MacKenzie W.S., Smith J.V.* // Cursillos y Conf. Inst. “Lucas Mallada”. 1961. Fasc. 8. P. 53–69.
120. *Марфунин А.С.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 65–74.
121. *Duparc L., Reinhard M.* // Mem. Soc. phys. hist. natur. Genève. 1924. Vol. 40, fasc. 1.
122. *Dolar-Mantuani L.* // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 5/6. P. 492–530.
123. *Варданянц Л.А.* // Изв. АН АрмССР. Естеств. науки. 1947. № 8. С. 83–89.
124. *Варданянц Л.А.* Триадная теория двойниковых образований минералов. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1950.
125. *Варданянц Л.А.* Триадный метод исследования двойников плагиоклаза. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1951. 84 с.
126. *Варданянц Л.А.* Комплексные двойники плагиоклаза. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1952. 83 с.
127. *Варданянц Л.А.* // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88, вып. 1. С. 3–12.
128. *Александров К.С., Альчиков В.В., Беликов Б.П.* и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 10. С. 15–24.
129. *Рыжова Т.В.* // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 7. С. 52–56.
130. *Рыжова Т.В., Александров К.С.* // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 1. С. 98–102.
131. *Александров К.С., Рыжова Т.В.* // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 2. С. 186–189.
132. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 18. Ирризирующие полевые шпаты. М.: Мингео СССР, 1978. 73 с.
133. *Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 87–91.
134. *Морошкин В.В., Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Кривошеков Н.Н.* // Зап. ВМО. 2001. Вып. 3. С. 87–94.
135. *Бушев А.Н., Жукова В.А., Гафт М.Л.* // Лаб. и технол. исслед. и обогащение минерал. сырья: Экспресс-информ. М.: ВИЭМС, 1987. № 4. С. 1–5.
136. *Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
137. *Кузнецов Г.В., Таращан А.Н.* Люминесценция минералов гранитных пегматитов. Киев: Наук. думка, 1988. 178 с.
138. *Борозновская Н.Н.* // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 1. С. 110–119.
139. *Рокачук Т.А., Щербаков И.Б., Стешин В.А.* // Минерал. журн. 1989. № 6. С. 60–67.
140. *Борозновская Н.Н., Небера Т.С., Батурина Т.П.* // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 4. С. 534–535.
141. *Горобец Б.С., Рогожин А.А.* Спектры люминесценции минералов: Справочник. М.: РИЦ ВИМС, 2001. 312 с. (Минеральное сырье, 2001; № 11).
142. *Krbetschek M.R., Götz J., Habermann D.* et al. // Intern. Conf. on catodo-luminescence and related techniques in geosciences and geomaterials. Nancy, 1996. N 2/4. P. 107–108.
143. *Старов В.И.* // Материалы. Респ. науч.-теорет. конф. молодых геологов КазССР. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 18–24.
144. *Платонов А.Н., Рокачук Т.А., Таращан А.Н., Щербаков И.Б.* // Геол. журн. 1971. Т. 31, № 2. С. 92–95.
145. *Платонов А.Н., Таращан А.Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 97–110.
146. *Рокачук Т.А., Брынцев В.В.* // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 1. С. 75–79.
147. *Горобец Б.С., Литвинцев Э.Г., Луговской Г.П., Рябцев В.В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 118–121.
148. *Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К.* и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1980. 196 с.
149. The infrared spectra of minerals / Ed. V.C. Farmer. L.: Miner. Soc., 1974. 539 p.
150. Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals / Ed. C. Karr, Jr. N.Y.: Acad. press. 1975.
151. *McMillan P.* // Rev. Miner. 1985. Vol. 14. P. 9–63.
152. *Iishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y.* // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, N. 3/4. S. 213–229.

153. Iiishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y. // Neues. Jb. Miner., Abh. 1971. Bd. 115. S. 98–119.
154. Von Stengel M.O. // Ztschr. Kristallogr. 1977. Bd. 146, H. 1/2. S. 1–18.
155. Moenke H. Mineralspectren. В.: Akad.-Verl., 1962.
156. Laves F., Hafner S. // Ztschr. Kristallogr. 1956. Bd. 108, H. 1/2. S. 56–63.
157. Hafner S., Laves F. // Ibid. 1957. Bd. 109, H. 2/3. S. 204–225.
158. Laves F., Viswanathan K. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 1. S. 147–162.
159. Кузнецова Л.Г. // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1972. № 25, вып. 1. С. 18–26.
160. Соседко Т.А., Кузнецова Л.Г. // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105, вып. 3. С. 377–384.
161. Кузнецова Л.Г., Хорева Б.Я. // Там же. 1972. Ч. 101, вып. 4. С. 486–489.
162. Гордиенко В.В., Жукова И.А., Заикина Л.И. и др. // Там же. 1982. Ч. 111, вып. 6. С. 734–740.
163. Зорина М.Л. // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. Вып. 3. С. 52–60.
164. Hofmeister A.M., Rossman G.R. // Phys. and Chem. Miner. 1985. Vol. 12, N 6. P. 324–332.
165. Bergan A. // Ibid. 1987. Vol. 14, N 5. P. 441–445.
166. Остроумов М.Н. // Зап. ВМО. 1991. Ч. 120, вып. 5. С. 94–99.
167. Krohn M.D., Bethke P.M. // Geol. Soc. Amer. Abstr. and Progr. 1984. Vol. 16. P. 566.
168. Atkinson A.J., Carpenter M.A., Salje E.K.H. // Europ. J. Miner. 1999. Vol. 11, N 1. P. 7–21.
169. Zhang M., Wruck B., Graeme Barber A. et al. // Amer. Miner. 1995. Vol. 81, N 1. P. 92–104.
170. White W.B. // Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial materials / Ed. C. Karr, Jr. N.Y.: Acad. press, 1975. P. 325–358.
171. Matson D.W., Sharma S.K., Philpotts J.A. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 694–704.
172. Sharma S.K., Simons B., Yoder H.S., Jr. // Ibid. 1983. Vol. 68, N 11/12. P. 1113–1125.
173. Taylor M., Brown G.E., Jr. // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43, N 1. P. 61–75.
174. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975. 327 с.
175. Марфунин А.С., Бершов Л.В. // Идеи Е.С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. М.: Наука, 1970. С. 186–206.
176. Марфунин А.С., Бершов Л.В. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 2. С. 412–414.
177. Иоффе В.А., Янчевская И.С. // Физика твердого тела. 1968. Т. 10, № 2. С. 47–51.
178. Petrov I. // Trends Miner. 1992. N 1. P. 193–267.
179. Servant R., Charru A. // Proceeding of the XII Colloque Ampère. Bordeaux, 1963. P. 191–197 (данные U. Höchli).
180. Marfunin A.S., Michoulier J. // С.г. Acad. sci. 1966. Vol. 262, N 24. P. 1543–1546.
181. Marfunin A.S., Beshov L.M., Meilman M.L., Michoulier J. // Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 1. S. 13–20.
182. Gaite J.M., Michoulier J. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1970. Vol. 93. P. 341–356.
183. Michoulier J., Gaite J.M. // J. Chem. Phys. 1972. Vol. 56, N 11. P. 5205–5213.
184. Petrov I., Yude F., Bershov L.V. et al. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, N 5/6. P. 604–609.
185. Petrov I., Hafner S.S. // Ibid. 1988. Vol. 73, N 1/2. P. 97–104.
186. Минеева Р.М., Бершов Л.В., Марфунин А.С. и др. // Геохимия. 1992. № 8. С. 1149–1159.
187. Матиаши В.И., Багмут Н.Н., Литовченко С.А., Прошко В.Я. // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 76–80.
188. Niebuhr H.H., Zeira S., Hafner S.S. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 1. P. 971–982.
189. Марфунин А.С., Бершов Л.В. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, N 2. С. 412–414.
190. Speit B., Lehmann G. // Phys. status. Solidi A. 1976. Vol. 36. P. 471–481.
191. Speit B., Lehmann G. // Phys. and Chem. Miner. 1982. Vol. 8, N 1. P. 77–82.
192. Petrov I., Agel A., Hafner S.S. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74. P. 1130–1141.
193. Matyash I.V., Bagmut N.N., Litovchenko A.S., Proshko V.Ya. // Phys. and Chem. Miner. 1982. Vol. 8. P. 149–152.
194. Hofmeister A.M., Rossman G.R. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 7/8. P. 794–804.
195. Scala C.M., Hutton D.R., McLaren A.C. // Phys. and Chem. Miner. 1978. Vol. 3, N 1. P. 33–44.
196. Леснов Ф.П., Щербаклова М.Я., Истомина В.Е. // Геохимия. 1973. № 2. С. 293–297.
197. Брытов И.А., Конашенков К.И., Ромащенко Ю.Н. // Там же. 1979. № 2. С. 261–273.
198. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
199. Waldbaum D.R., Thompson J.B., Jr. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 2000–2017.
200. Hovis G.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
201. Hovis G.L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 672–679; Hovis G.L., Waldbaum D.R. // Ibid. P. 680–686.

202. *Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K.* Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278-A).
203. *Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A.* // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
204. *Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K (25 °C) and one atmosphere (1,013 bar) pressure and higher temperatures (US Geol. Surv. Bull. 1968; N 1259). 256 p.
205. *Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10⁵ Pascals) pressure and at higher temperatures (US Geol. Surv. Bull. 1978; N 1452). 456 p.
206. *Berman R.G.* // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
207. *Robie R.A., Hemingway B.S.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10⁵ Pascals) pressure and at higher temperatures (US Geol. Surv. Bull. 1995; N 2132).
208. *Holland T.J.B., Powell R.* // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3, N 4. P. 343–370.
209. *Holland T.J.B., Powell R.* // Ibid. 1990. Vol. 8, N 1. P. 89–124.
210. *Holland T.J.B., Powell R.* // Ibid. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
211. *Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R., Hovis G.L.* // The feldspar / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 218–248.
212. *Haselton H.T., Jr., Hovis G.L., Hemingway B.S., Robie R.A.* // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 3/4. P. 398–413.
213. *Hovis G.L.* // J. Petrol. 1988. Vol. 29, N 4. P. 731–763.
214. *Hovis G.L., Delbove F., Bose M.R.* // Amer. Miner. 1991. Vol. 76, N 5/6. P. 913–927.
215. *Waldbaum D.R., Robie R.A.* // Zschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, H. 5/6. S. 381–420.
216. *Waldbaum D.R., Thompson J.B., Jr.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 9/10. P. 1274–1298.
217. *Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R.* // Ibid. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 1965–1999.
218. *Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R.* // Ibid. 1969. Vol. 54, N 5/6. P. 810–838.
219. *Waldbaum D.R.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 1. P. 71–77.
220. *Сендеров Э.Э.* Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 208 с.
221. *Хисина Н.П.* Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. М.: Наука, 1987. 205 с.
222. *Yund R.A.* // Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Southern print. co, 1975. Vol. 2. Y1–Y57.
223. *Orville P.M.* // Amer. J. Sci., 1963. Vol. 261, № 3. P. 201–237.
224. *Iiyama J.T.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1964. Vol. 87. P. 532–541.
225. *Orville P.M.* // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272, N 2. P. 234–272.
226. *Iiyama J.T.* // Proc. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Sec. 10: Geochemistry, P. 122–130.
227. *Iiyama J.T.* // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 552–573.
228. *Borg J.I., Smith D.K.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.
229. *Borg J.I., Smith D.K.* // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.
230. *Wright T.L., Stewart D.B.* // Ibid. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 38–87.
231. Рентгенография основных типов породообразующих минералов: (Слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.
232. *Тохташев В.С.* Минеральное сырье. Сырье полевошпатовое: Справочник. М.: ЗАО “Госинформмарк”, 1998. 46 с.
233. *Козырев В.В.* // Тр. Ин-та ГИПРОНИНЕМЕТАЛЛУРУД. 1973. Вып. 6. С. 126–140.
234. *Козырев В.В.* // Проблемы производства и использования полевошпатового сырья. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 10–27.
235. *Энглунд А.Э., Холодок Н.И.* // Там же. С. 59–65.
236. *Магидович В.И.* Полевошпатовое сырье, его генетические типы и принципы оценки. М.: Наука, 1964. 144 с.
237. *Козырев В.В.* Геолого-экономическая оценка месторождений полевошпатового сырья. Л.: Стройиздат, 1970. 254 с. (Тр. Ин-та ГИПРОНИНЕМЕТАЛЛУРУД; Вып. 4).
238. *Козырев В.В.* // Проблемы производства и использования полевошпатового сырья. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 51–59.
239. *Разоренова В.И.* // Там же. С. 29–35.
240. *Тихонова Ф.И.* Баланс запасов полезных ископаемых СССР. Вып. 51. Полевошпатовое сырье. М.: Мингео СССР, 1971. 69 с.

241. *Васянов Г.П.* Минеральное сырье. Фарфоровые камни: Справочник. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998. 21 с.
242. *Горбачев Б.Ф., Финько В.И., Васянов Г.П.* и др. Фарфоровые камни СССР. М.: Недра, 1988. 140 с.
243. *Spencer E.* // *Miner. Mag.* 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
244. *Кочетова Н.Л., Курицина А.С., Фришман Н.И.* // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2000. № 5. С. 34–40.
245. *Куликов Б.Ф.* Словарь камней-самоцветов. Л.: Недра, 1982. 159 с.
246. *Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н., Марин Ю.Б.* и др. Амазонит. М.: Недра, 1989. 192 с.
247. *Kotel'nikov A.R., Vyckov A.M., Akhmedzhanova G.M.* et al. // *Exp. Geosci.* 1999. Vol. 8, N 2. P. 100–101.
248. *Koval'skii A.M., Kotel'nikov A.R., Akhmedzhanova G.M.* et al. // *Ibid.* 1997. Vol. 6, № 2. P. 97–99.

СТРУКТУРА ТИПА ОРТОКЛАЗА

Структура "типа ортоклаза", расшифрованная Тэйлором [1] на примере санидина с Везувия, как одна из первых структур, расшифрованных для минералов вообще (см. "Полевые шпаты"), характерна для всех полевых шпатов. Однако из-за различного соотношения между кремнием и алюминием в щелочных и щелочноземельных полевых шпатах, а также в промежуточных разностях полевошпатовых изоморфных рядов и серий, различного статистического распределения Si и Al в тетраэдрах алюмокремнекислородного каркаса и различающихся размеров щелочных и щелочноземельных М-катионов полевошпатовые структуры различаются в деталях. Поэтому при характеристике структур индивидуальных полевых шпатов говорят не об их расшифровке, а об уточнении.

Фундаментальными характеристиками полевошпатовых структур, указываемыми в таблицах при описании полевошпатовых минералов и их разновидностей (см. соответствующие разделы), являются: число независимых тетраэдрических Т-позиций (разное, в зависимости от симметрии минерала), расстояния Т–О в каждом из тетраэдров, по которым определяется Si/Al-заселенность тетраэдров, характеризующая степень Si/Al-упорядоченности в полевошпатовой структуре (*структурное состояние* полевого шпата), расстояния О–О в тетраэдрах, углы О–Si(Al)–О и Si(Al)–О–Si(Al) в тетраэдрах и между тетраэдрами в Al,Si,O-каркасе, координация и расстояния М–О для позиции щелочного, щелочноземельного или "смешанного" катиона. Относительное содержание Al в Т-позициях (Al:(Al + Si)) указывается как величина "t" (например, t_1 – для позиции T(1) или t_{10} – для позиции T₁₀). Из-за фундаментальной важности этих данных, непосредственно характеризующих природу полевого шпата, они приводятся полностью (в отличие от предыдущих томов Справочника, где указывались только средние значения) и с указанием точности (в скобках, после цифры). Угол Si–O–Si в каркасных силикатах варьирует от 140 до 160°, возрастая, согласно Такеучи, до 180° при высокой температуре; тот же эффект достигается при замещении половины Si в тетраэдрах на Al [2].

Симметрия полевых шпатов не является определяющей. Она меняется по разным причинам и не может служить классификационным признаком, как это принято в некоторых классификациях (Бокий, 1997). Триклинная симметрия альбита и анортоклазов, например, обусловлена сжатием Al,Si,O-каркаса вокруг Na – менее крупного М-катиона, чем К в ортоклазе, в результате сдвигового концентрационного или термического превраще-

ния, в то время как триклинная симметрия микроклина вызвана реконструктивным термическим превращением К-п.ш. в результате перераспределения Si и Al в Т-позициях [2]. Таким образом, изменение симметрии является всего лишь следствием посткристаллизационных фазовых превращений в полевых шпатах.

Указание точности необходимо для оценки достоверности выводов о структурном состоянии и симметрии полевых шпатов. Например, в работе [3] приводятся данные о “триклинном санидине” (пр. гр. $C\bar{1}$) с углами ячейки $\alpha = 89,99(5)^\circ$ и $\gamma = 89,98(7)^\circ$ (см. “Адуляр”). Очевидно, что при указанной точности отклонение этих углов от 90° не может считаться достоверным, а вывод о триклинной симметрии практически чисто калиевого санидина – убедительным. С другой стороны, невозможно оценить и достоверность “триклинного”, по мнению авторов работы, Si/Al-распределения в данном санидине ($t_1,0 = 0,37$, $t_1,m = 0,31$, $t_2,0 = 0,15$, $t_2,m = 0,18$), так как в работе не приводятся индивидуальные Т–О расстояния и не указывается точность их средних значений.

Необходимо отметить недостаточность фундаментальных структурных данных для суждения о природе полевых шпатов, поскольку происходящие в них фазовые превращения вовлекают не только первую координационную сферу, но и связи дальнего порядка, т.е. происходят в некотором объеме минерального вещества и имеют статистический характер. К числу таких явлений относятся Si/Al-упорядочение, блоковое строение, фазовый распад, микродвойникование.

В каждой отдельно взятой элементарной ячейке щелочного полевого шпата (при $Z = 4$) Al может занимать любые четыре позиции из 16, и Si/Al-распределение в соседних ячейках может существенно различаться. Однако статистически прослеживаются тенденции к одноступенчатому упорядочению Al в альбите (из всех позиций \rightarrow в $T_1,0$) или двухступенчатому – в К-п.ш. (сначала из $T(2)$ в $T(1)$, а затем из T_1,m в $T_1,0$) [4].

Элементарные ячейки с разной степенью упорядоченности и даже разного химического состава, а также отдельные обособленные их группы (субъячейки) могут образовывать самостоятельные блоки внутри полевошпатовой структуры. Особенно это характерно для плагиоклазов промежуточного состава (примерно $Ab_{25}An_{75}$ – $Ab_{75}An_{25}$), в которых альбитовые блоки с Al:Si = 1:3 и параметром $c = 7 \text{ \AA}$ сосуществуют с анортитовыми блоками, где Al:Si = 2:2, а параметр c удвоен до 14 \AA . В таких плагиоклазах устанавливаются так называемые переходные структуры, на рентгенограммах которых, кроме отражений альбита и анортита, фиксируются дополнительные сателлитовые рефлексы [5–9]. Построенные из чередующихся блоков разного состава и упорядоченности кристаллические структуры этих плагиоклазов являются модулированными и, естественно, суммарными, поскольку структуры отдельных блоков в силу их малых размеров не могут быть разрешены рентгеновскими методами.

Аналогичное явление наблюдается в ортоклазах, в которых химический состав не меняется, но существуют блоки с различной Si/Al-упорядоченностью, возрастающей при охлаждении минерала вплоть до максимально упорядоченного микроклина. Однако в результате микродвойникования таких блоков симметрия ортоклаза остается моноклинной, точнее псевдомоноклинной. На рентгенограммах и электронно-микроскопических снимках таких ортоклазов часто наблюдаются так называемые *твидовые* структуры – размытые решетчатые рефлексы, направленные от положения моноклинного полевого шпата к положениям сдвойникового по альбитовому и пе-

риклинному закону микроклина. Поскольку в разных участках зерна ортоклаза число и степень упорядоченности таких блоков варьируют, структура ортоклаза также является модулированной [10, 11].

Фазовый распад в полешпатовых твердых растворах на ранних его стадиях часто происходит по спинодальному механизму. В результате в зернах щелочных полевых шпатов и плагиоклазов образуются модулированные структуры, в пределах которых химический состав минерала волнообразно меняется от некоторого исходного суммарного вплоть до состава крайних членов данного изоморфного ряда. Единая структура полевого шпата при этом сохраняется, и он является одновременно и двухфазным и однофазным, так как поверхности раздела между фазами не возникают. При дальнейшей эволюции спинодальных структур распада образуются так называемые когерентные структуры, в которых осуществляется раздел между фазами в направлении оси a (из-за различия в размерах М-катионов), но нет раздела в направлении осей b и c . Геометрия элементарных ячеек фаз распада при этом приспособливается друг к другу внутри единого блок-кристалла, и параметры обнаруживают аномальность, не соответствующую параметрам фаз данного состава. Возникающие при этом криптопертитовые структуры фиксируются рентгеновскими методами, но химический состав и структурное состояние продуктов распада не могут быть детально изучены из-за этой аномальности. В то же время фазовый распад проявляется в других свойствах минерала, например в иризации, известной в лунных и солнечных камнях, беломорите и лабрадоре. Существование подобных "недоразвитых" структур распада заставляет рассматривать подобные полевые шпаты как условно гомогенные. Однако микропертиты представляют собой две фазы, описание которых целесообразно в соответствующих разделах.

Более существенная перестройка полевошпатовой структуры происходит в гексагональных и ромбических аналогах полевых шпатов. При этом образуются новые структурные типы гексацельзиана и парацельзиана, хотя могут быть показаны связи между этими структурами и способы перехода из одной структуры в другую, а также их соотношения со структурами цеолитов [12–15].

Литература

1. Taylor W.H. // *Ztschr. Kristallogr.* 1933. Bd. 85, H. 5/6. S. 425–442.
2. Donnay G., Wyart J., Sabatier G. // *Ibid.* 1959. Bd. 112. S. 161–168. Пер.: Донней Г., Вьяр Ж., Сабатье Г. // *Физика минералов.* М.: Мир, 1964. С. 31–38.
3. Ямнова Н.А., Хомяков А.П., Злыхенская И.В. // *Кристаллография.* 2000. Т. 45, № 5. С. 824–829.
4. Laves F. // *Ztschr. Kristallogr.* 1960. Bd. 113. S. 265–296.
5. Megaw H.D. // *Miner. Mag.* 1959. Vol. 246. P. 226–241. Пер.: Мегу Э.Д. // *Физика минералов.* М.: Мир, 1964. С. 39–56.
6. Megaw H.D. // *Acta crystallogr.* 1960. Vol. 13. P. 564–565.
7. Megaw H.D. // *Proc. Roy Soc. London A.* 1960. Vol. 259. P. 159–183.
8. Megaw H.D. // *Ibid.* P. 184–202.
9. Megaw H.D. // *Cursillos y Conf. Inst. "Lucas Mallada".* 1961. Fasc. 8. P. 143–148.
10. McConnell J.D.C. // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 38. P. 1–20.
11. Putnis A., McConnell J.D.C. *Principles of mineral behaviour.* Oxford etc.: Blackwell, 1980. Пер.: Патнис А., Мак-Коннелл Дж. *Основные черты поведения минералов.* М.: Мир, 1983. 304 с.
12. Smith W.C., Bannister F.A., Hey M.H. // *Miner. Mag.* 1944. Vol. 27, N 186. P. 33–45.
13. Haga N. // *Miner. J. Jap.* 1976. Vol. 7, N 3. P. 262–281.
14. Ito T. *X-ray studies on polymorphism.* Tokyo: Maruzen, 1950. 231 p. (см. с. 19–29).
15. Hansen S., Andersson S., Fälth L. // *Ztschr. Kristallogr.* 1982. Bd. 160. S. 9–17.

ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

	a_0	b_0	c_0	α_0	β_0	γ_0	Уд.в.
Натриевый полевой шпат							
$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$							
Мональбит	8,30	12,99	7,14	90	116,1	90	(2,52)*
Анальбит	8,16	12,87	7,11	93,5	116,4	90,3	2,62
Альбит	8,14	12,79	7,16	94,3	116,6	87,7	2,63
Ридмерджерит $\text{Na}[\text{BSi}_3\text{O}_8]$	7,83	12,36	6,80	93,3	116,4	92,1	2,78
Калиевый полевой шпат $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$							
К-санидин	8,60	13,03	7,18	90	116,0	90	2,56
Микроклин	8,59	12,97	7,22	90,6	115,9	87,7	2,55
Рубидиевый полевой шпат							
$\text{Rb}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$							
Rb-санидин	8,84	13,05	7,19	90	116,3	90	(2,90)
Rb-микроклин	8,84	12,96	7,25	90,5	116,1	88,1	(2,89)
Цезиевый полевой шпат $\text{Cs}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$							
Cs-санидин	9,05	12,95	7,21	90	116,7	90	(3,27)
Бадингтонит $\text{NH}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	8,80	13,02	7,18	90	116,1	90	2,30
Водородсодержащий полевой шпат $\text{H}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	8,00	13,13	7,19	90	116,5	90	(2,36)

* В скобках – вычисленные данные.

Натриевый полевой шпат Sodium feldspar $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Натриевый крайний член полевошпатовых рядов. К натриевому полевому шпату (Na-п.ш.) условно относятся разности с содержанием натриевой составляющей более 95 мол.%. Разности с большим содержанием калиевого минала должны быть отнесены к анортоклазам (см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”). Нередко к Na-п.ш. относят все полевые шпаты состава $Ab_{100}Ab_{65}Or_{35}$, поскольку они непосредственно кристаллизуются или переходят при охлаждении в триклинную форму (структура альбита) вследствие сжатия алюмокремнекислородного каркаса вокруг малых по размеру атомов натрия (незакаливающееся “сдвиговое” превращение $C/2m \rightarrow C\bar{1}$).

Синон. *Natropshpat* – sodaclase; *альбит* – albite (Ган, Берцелиус, 1815) (в общем смысле, без учета структурных модификаций).

Разнов. Выделяют четыре структурные модификации натриевого полевого шпата: *мональбит* – monalbite, моноклинный, $C/2m$, с максимальным Si/Al-разупорядочением в кристаллической структуре, *анальбит* – analbite, триклинный $C\bar{1}$, с максимальным Si/Al-разупорядочением в кристаллической структуре, *высокий альбит* – high albite, часто его также называют анальбитом, триклинный $C\bar{1}$, с неупорядоченным Si/Al-распределением в структуре, *низкий альбит (собственно альбит)* – albite, триклинный, $C\bar{1}$, с полностью упорядоченным Si/Al-распределением. Различия между модификациями в механизмах их возникновения: полностью разупорядоченное структурное состояние достигается в результате “сдвигового” (displacive) превращения альбита с изменением симметрии $C\bar{1} \rightarrow C2/m$ (мональбит –

топохимически моноклинное состояние) или в результате внутрискруктурного Si/Al-разупорядочения без изменения симметрии $C\bar{1}$ (анальбит – топохимически триклинное состояние). Первое описывается макроскопическим параметром порядка Q , а второе – микроскопическим параметром порядка q (или $Q_{одC\bar{1}}$) [1, 2].

Равновесная температура перехода в мональбит – 980° (1250 К). Присутствие в альбите К понижает температуру сдвигового превращения, содержание Са не должно превышать 5%. Переход в анальбит возможен в отсутствие сдвигового превращения; вхождение Са быстро понижает величину $Q_{одC\bar{1}}$ пропорционально его содержанию. Температура перехода высокий ↔ низкий альбит 680° (953 К). Температуры данных превращений зависят также от кинетики процесса, скорости нагревания (охлаждения), присутствия катализаторов, внутреннего строения образцов (например, наличия полисинтетического двойникования).

Структ. и морф. крист. Альбит, анальбит: трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$); $a_0 = 8,1-8,2$, $b_0 = 12,8-12,9$, $c_0 = 7,2-7,1$ Å; $\alpha = 94,3-93,5$, $\beta = 116,6-116,4$, $\gamma = 87,7-90,3^\circ$. Мональбит: монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 8,3$, $b_0 = 13,0$, $c_0 = 7,1$ Å; $\alpha = 90$, $\beta = 116,1$, $\gamma = 90^\circ$.

В качестве реперных значений для низкого альбита и высокого альбита (анальбита), используемых при выводе корреляционных уравнений для диагностики Na-п.ш., Кролем и Риббе [3] даны следующие параметры: альбит – $a_0 = 8,135$, $b_0 = 12,785$, $c_0 = 7,158$ Å, $c_0^* = 0,156552$ Å⁻¹; $\alpha = 94,27$, $\alpha^* = 86,39$, $\beta = 116,60$, $\gamma = 87,68$, $\gamma^* = 90,46^\circ$; $V = 663,81$ Å³; анальбит – $a_0 = 8,156$, $b_0 = 12,871$, $c_0 = 7,108$ Å, $c_0^* = 0,157516$ Å⁻¹; $\alpha = 93,52$, $\alpha^* = 85,94$, $\beta = 116,44$, $\gamma = 90,26$, $\gamma^* = 87,96^\circ$; $V = 666,44$ Å³.

Изменение параметров ячейки при нагревании исследовано на образце альбита Тибурон, Марин-Каунти, шт. Калифорния (США), $Ab_{99,75}Or_{0,25}$, отожженного в платиновой капсуле при 1080° в течение 60 сут и после закалки нагретого до указанных температур [4]:

T	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
25	8,161(1)	12,875(2)	7,110(1)	93,53(1)	116,46(1)	90,24(1)	669,8(2)
500	8,208(2)	12,934(4)	7,134(2)	92,65(2)	116,25(2)	90,12(2)	678,4(3)
750	8,234(1)	12,955(4)	7,143(2)	92,00(2)	116,17(2)	90,06(2)	683,3(3)
980	8,259(1)	12,975(3)	7,151(2)	90,81(2)	116,08(2)	89,99(2)	688,2(3)
1000	8,263(2)	12,976(4)	7,152(2)	90,58(2)	116,08(2)	89,98(2)	688,8(3)
1020	8,266(2)	12,975(4)	7,153(2)	90,37(2)	116,07(2)	89,96(2)	689,1(3)
1040	8,270(2)	12,978(4)	7,154(2)	90,22(2)	116,05(2)	89,96(2)	689,9(3)
1062	8,272(2)	12,981(4)	7,155(2)	90,17(2)	116,04(2)	89,96(2)	690,4(4)
1080	8,276(2)	12,982(4)	7,154(2)	90,15(2)	116,02(2)	89,96(2)	690,7(3)

Уточнение кристаллических структур образцов при 25, 500, 750, 980 и 1040° показало, что модификация анальбита в данном случае сохранялась до 1050–1075°, после чего происходило изменение симметрии $C\bar{1} \rightarrow C/2m$, и он переходил в мональбит. Для образца альбита из Амелии, шт. Виргиния (США), $Ab_{99,3}Or_{0,6}An_{0,1}$, отожженного при 1110° и после закалки изученного при 980 и 1060°, переход в мональбит наблюдался уже при 980° [4]:

T	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
980	8,274(5)	12,991(6)	7,144(4)	90,06(4)	116,13(4)	90,05(4)	689,4(6)
1060	8,297(5)	12,994(5)	7,144(5)	90,03(4)	116,01(4)	89,99(4)	692,2(6)

Физ. св. Сп. совершенная по (010) и (001), несовершенная по (100). Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,60–2,62. Цв. белый, серый, светло-желтый, реже светло-красный, зеленый, бурый, нередко бесцветные кристаллы. Прозрачен или полупрозрачен. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на пл. спайности часто перламутровый.

Диэлектрик. Диэлектрическая проницаемость 6,0–7,2 Ф/м. Диамагнитный. Удельная магнитная восприимчивость до $-0,12 \cdot 10^{-3}$ м³/кг [5].

Физ.-хим. конст. Температура плавл. На-п.ш. $1118 \pm 3^\circ$ [6–8]. Из-за высокой вязкости расплава непосредственная кристаллизация На-п.ш. происходит при сильном переохлаждении (почти на 100° ниже). Присутствие в расплаве воды снижает точку плавления На-п.ш. при $P_{H_2O} = 1000$ бар до 900° , при $P_{H_2O} = 2000$ бар до 840° [9].

По данным Бермана [10], для высокого (анальбит, мональбит) и низкого альбитов при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta_r G^{P,T} = -3703,293$ и $-3711,715$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_r H^{P,T} = -3921,618$ и $-3935,100$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 224,412$ и $207,443$ кДж · град. К⁻¹/моль и молярные объемы $V^{P,T} = 10,083$ и $10,043$ Дж/бар соответственно. Отличие термодинамических данных [10] от предыдущих данных, например [11], обусловлено тем, что они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов в стандартных условиях. Теплоемкость (Дж · град. К⁻¹/моль) рассчитывается уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0.5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 393,64$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -24,155$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -78,928$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 107,064$ в интервалах $250\text{--}370^\circ$ [12], $339\text{--}997^\circ$ [13], $472\text{--}1250^\circ$ [14] и $373\text{--}1373^\circ$ [15]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V_r T / V^{Pr,Tr} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6$ бар⁻¹ = $-1,945$; $V_2 \cdot 10^{12}$ бар⁻² = $4,861$ при максимальном давлении до 10 кбар; $V_3 \cdot 10^6$ град. К⁻¹ = $26,307$; $V_4 \cdot 10^{10}$ град. К⁻² = $32,407$ при максимальной температуре до 1100° [16] (все по Берману [10]).

Энтальпия образования из элементов по данным [17], уточняющим данные работы [18], основанные на калориметрических измерениях, для высокого альбита (анальбит, мональбит): $-3923,6$ и для низкого альбита: $-3935,0$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов по данным [19], уточняющим данные [10, 11, 20–23], основанные на результатах изучения фазовых равновесий, для высокого альбита: $-3924,84$ и для низкого альбита: $-3934,60$ кДж/моль. Рассчитанные на их основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для высокого альбита (мональбита): свободная энергия образования Гиббса $\Delta_r G = -3706,12$ кДж/моль, энтропия $S = 223,40$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,109$ Дж · бар⁻¹; для низкого альбита: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_r G = -3711,91$ кДж/моль, энтропия $S = 210,10$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,006$ Дж · бар⁻¹. Коэффициенты для расчета теплоемкости На-п.ш. (высокого и низкого альбитов) из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$:

$a = 0,4520$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,3364$ кДж · град. К⁻², $c = -1275,9$ кДж · град. К, $d = -3,9536$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $a = 4,56$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 593$ кбар. Константы, полученные разными способами, практически одинаковы. Параметры Ландау для вычисления зависимости температуры превращения порядок–беспорядок от давления для низкого альбита: критическая температура при 1 бар $T_c = 950$ град. К, максимальная (избыточная) энтропия разупорядочения $S_{\max} = 16,00$ Дж · град. К⁻¹ и максимальный (избыточный) объем разупорядочения $V_{\max} = 0,1240$ Дж · бар⁻¹. Энтропия S_{\max} для высокого альбита в модели Ландау может быть получена добавлением 2 Дж/моль [19].

Термодинамические свойства Na-п.ш. исследовались в связи с явлениями Si/Al-перераспределения и фазовыми переходами на основе структурных и калориметрических данных, а также экспериментального определения равновесий при высокой температуре.

Процессы Si/Al-перераспределения в полевошпатовой структуре имеют высокую энергию активации и малую скорость достижения равновесия, и поэтому являются закаливающимися. Si и Al в структуре триклинного полевого шпата распределяются по четырем независимым тетраэдрическим позициям, и для их описания достаточно трех степеней свободы – трех “параметров порядка”. Томпсоном [24, 25] предложены параметры порядка X, Y и Z:

$$X = N_{Al}(T_2 0) - N_{Al}(T_2 m),$$

$$Y = N_{Al}(T_1 0) - N_{Al}(T_1 m),$$

$$Z = [N_{Al}(T_1 0) + N_{Al}(T_1 m)] - [N_{Al}(T_2 0) + N_{Al}(T_2 m)],$$

где N_{Al} – мольная доля, т.е. относительное содержание Al в соответствующей позиции. В моноклинных полевых шпатах (в которых позиции “0” и “m” неразличимы) $X = Y = 0$, а $Z = 2[N_{Al}(T_1) - N_{Al}(T_2)]$.

В Na-п.ш., кроме Si/Al-упорядочения, в тетраэдрических позициях наблюдается незакаливающееся “сдвиговое” превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ [26–31], обусловленное пока неизвестной, иной причиной, возможно “расщеплением” позиции Na [32–34] или появлением вакансий в позициях щелочного атома или кислорода [25]. Мегроу [35] характеризовала описывающий их параметр как “параметр беспорядка”. Томпсоном [25] он обозначен как дополнительный “незакаливающийся” параметр U, меняющийся от $U = 0$ в неупорядоченных моноклинных полевых шпатах до $U = \pm 1$ в полностью упорядоченных триклинных.

Связь параметра Z с параметрами ячейки b и c для триклинных полевых шпатов более сложная, чем для моноклинных (см. “Калиевый полевой шпат”), так как имеется больше степеней свободы и вторым “закаливающимся” параметром является Y:

$$Z_{\text{трикл}} = a_0 + a_1 b + a_2 c + a_3 N_{O_1},$$

где a_i – эмпирические “равносимметричные” (см. далее) величины. Из структурно изученных полевых шпатов и их NaCl-замещенных эквивалентов найдено [25]

для чисто Na-п.ш.:

$$Z_{\text{трикл}} = -12,523 - 3,4065b + 7,549c;$$

для обогащенных калием ($N_{Or} < 0,45$) триклинных К,Na-п.ш. (анортоклазов):

$$Z_{\text{трикля}} = -12,523 - 3,4065b + 7,549c + 0,2335N_{Or}$$

$$Y = -0,96480 \cos \alpha + 19,890 \cos \gamma$$

или

$$Y = -0,016839(90^\circ - \alpha) + 0,34715(90^\circ - \gamma).$$

Параметр порядка Y зависит от величины $\cos \gamma$ ($\cos \gamma^*$) и в меньшей степени от величины $\cos \alpha$ ($\cos \alpha^*$), что согласуется с тем, что ромбическое сечение в анальбите (и анортоклазах) близко к (001) [36]. Точно так же разность $[d_{(110)} - d_{(1\bar{1}0)}]$ в большей степени зависит от Y , чем от U [37].

Незакаливающийся параметр U также зависит от величин $\cos \gamma$ ($\cos \gamma^*$) и $\cos \alpha$ ($\cos \alpha^*$) и описывается аналогичным уравнением, но с другими коэффициентами и является функцией Y : $U = f(Y) = U_0 + \psi Y$ (по крайней мере в интервале $25-600^\circ$). Выше 600° необходима коррекция. Для Na-п.ш. $U_0(\text{Na})$ и $\psi(\text{Na})$ зависят от температуры и давления [25].

Томпсоном [24, 25] на основе параметров порядка для Na-п.ш. с симметрией $C2/m$ и $C\bar{1}$ рассчитаны (на полную молярную формулу – $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$) термодинамические их свойства: молярный объем \bar{V} , молярная внутренняя энергия \bar{E} , молярная энтропия \bar{S} , молярная энтальпия $\bar{H} (= \bar{E} + P\bar{V})$ и молярная энергия Гиббса $\bar{G} (= \bar{E} + P\bar{V} - T\bar{S})$. Для стандартных условий (298,15 К, 1 атм):

$$\bar{V}/R = 2,4151 - 0,0090 Z \text{ (кал/бар} \cdot \text{ моль)}.$$

Рассчитанные таким образом молярные объемы \bar{V} : для анальбита (отожженный альбит из Амелии, шт. Виргиния, США) 4,7953 ($\pm 0,022$), для высоких альбитов ($Y = 0$) (Na-замещенный ортоклаз из Ампандрандавы, Мадагаскар, и адуляра с Сен-Готарда, Швейцария) 4,7961 ($\pm 0,020$) и 4,7870 ($\pm 0,017$), для низкого альбита из Амелии 4,7711 ($\pm 0,017$) кал/бар \cdot моль. Соответственно молярные теплоты растворения \bar{H} : для анальбита ($Z = 0,133$) $-308,88$ ($\pm 0,50$), для Na-замещенных низкого санидина из Лаахер-Зее, Германия ($Z = 0,218$), ортоклаза из Ампандрандавы ($Z = 0,388$) и адуляра с Сен-Готарда ($Z = 0,563$) соответственно $-306,86$ ($\pm 0,06$), $-305,98$ ($\pm 0,22$) и $-304,88$ ($\pm 0,24$), для низкого альбита из Амелии $-303,62$ ($\pm 0,20$) ккал/моль. Различия в теплотах образования ΔH (кал/моль) альбита и анальбита, следовательно, 5260 (± 800) кал/моль (при $49,7^\circ$) [25], что согласуется с данными [38]: 5200 (± 600) при $49,7^\circ$ и [39]: 5200 (± 700) при 25° и 6800 (± 700) при 698° .

Из-за того, что триклинизация полевого шпата может идти как с увеличением угла α ($\alpha > 90^\circ$, стандартная ориентировка), так и с его уменьшением ($\alpha < 90^\circ$, нестандартная ориентировка) [40], зависимости ряда физических и термодинамических свойств ϑ от U (или Y) при постоянных T , P и Z могут быть трех типов: 1) “равносимметричными” (even) (свойство ϑ не меняет ни знака, ни амплитуды при изменении знака U (или Y)) таковы Z , \bar{E} , \bar{V} , \bar{S} , \bar{H} , \bar{G} , a , b , c , угол β ячейки, a^* , b^* , c^* , угол β^* , $d(\bar{2}01)$; 2) “неравносимметричными” (odd) (меняет знак, но не меняет амплитуды), таковы $\cos \alpha$, $\cos \gamma$, $(90 - \alpha)$, $(90 - \gamma)$, $\cos \alpha^*$, $\cos \gamma^*$, $(90 - \alpha^*)$, $(90 - \gamma^*)$, $[d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)}]$, $[d_{(110)} - d_{(1\bar{1}0)}]$, $[d_{(hkl)} - d_{(h\bar{k}l)}]$; 3) “несимметричными” – может меняться как знак, так и амплитуда.

С учетом этих данных рассмотрены условия *полного* внутреннего равновесия и выведены уравнения, связывающие молярную энергию Гиббса \bar{G} с T , P и коэффициентами Томпсона Z , Y и U .

При полном внутреннем равновесии при данных P и T молярная энергия Гиббса \bar{G} (или $\Gamma = \bar{G}/RT$) $\rightarrow 0$. $\Gamma = \Gamma^c + \Gamma^* = 0$:

$$\Gamma_{(U^2)}^c = -\Gamma_{(U^2)}^* = -g_{uu} - g_{uy} Y/2U,$$

$$\Gamma_{(Y^2)}^c = -\Gamma_{(Y^2)}^* = -g_{yy} - g_{uy} U/2Y,$$

$$\Gamma_Z^c = -\Gamma_Z^* = -g_z - g_{zz} Z,$$

где $\Gamma^c \equiv -\bar{S}^c/R$ [24], \bar{S}^c – доля мольной энтропии ($\bar{S} = \bar{S}^c + \bar{S}^*$), учитывающей беспорядочное распределение атомов в кристаллографически различных позициях в структуре, описываемое с помощью U -параметра Томпсона (\bar{S}^* – доля мольной энтропии, учитывающей энергетический вклад остальных источников, например колебания атомов в решетке, упорядочение ближнего порядка, доменное строение и т.п., не описываемые U -параметром); $\Gamma^* \equiv -\bar{G}^*/RT$; коэффициенты g есть коэффициенты совместного (coupling) действия параметров порядка U и Y . В отличие от К-п.ш., где $U = 0$, в Na-п.ш. должны учитываться эффекты Y -упорядочения и U -упорядочения, а также совместного их действия.

Экспериментальное определение равновесий для Na-п.ш. проведено в [41–44]. На основании экспериментов [41–44] Томпсоном с соавт. [25] рассчитаны равновесные значения Y , Z , $\Gamma_{(Y^2)}^c$ и Γ_Z^c для разных температур:

T	$1/T \cdot 10^3(K^{-1})$	Длительность опыта, ч	Y	Z	$\Gamma_{(Y^2)}^c$	Γ_Z^c
420	1,443	1008	0,775	0,743	2,91	1,96
500	1,293	2680	0,552	0,665	2,38	1,89
500	1,293	2000	0,611	0,664	2,48	1,82
550	1,215	1495	0,449	0,561	2,32	1,52
600	1,145	1761	0,251	0,417	2,26	1,12
600	1,145	1010	0,280	0,406	2,29	1,07
700	1,028	1200	0,184	0,329	2,30	0,87
700	1,028	508	0,181	0,320	2,31	0,85
750	0,977	1422	0,109	0,297	2,32	0,74
750	0,977	1422	0,113	0,234	2,36	0,62
800	0,932	1440	0,075	0,176	2,42	0,47
850	0,890	1440	0,049	0,166	2,43	0,44
850	0,890	1440	0,065	0,219	2,37	0,59
900	0,852	41	0,008	0,132	2,46	0,35
1000	0,785	66	0	0,090	2,52	0,24

Различия в энтальпиях между высоким и низким альбитами в зависимости от температуры и Si/Al-упорядоченности определены калориметрическими измерениями [39, 45]. Согласно Салье [1], различаются два параметра порядка, зависящие от фазового перехода монокл. \rightarrow трикл. и от степени Si/Al-упорядоченности; расчетные данные, полученные с использованием уравнений, описывающих суммарное взаимодействие обоих этих явлений

[2], согласуются с калориметрическими измерениями. Согласно [2], различия в свободной энергии Гиббса, энтальпии и энтропии между полностью упорядоченным и полностью неупорядоченными Na-п.ш. (низким альбитом и мональбитом), отнесенные к 298,15 К, соответственно равны 8422 Дж/моль, 13482 Дж/моль и 16,97 Дж/моль · град. Различия в объемах в стандартном состоянии 0,04 Дж/бар.

Микр. Низкотемпературный альбит оптически (+). $n_g = 1,540-1,537$, $n_m = 1,534-1,532$, $n_p = 1,530-1,528$; $n_g - n_p = 0,010-0,009$; $2V = (+75) - (+82)^\circ$. В отличие от него анальбит оптически (-). $n_g = 1,534$, $n_m = 1,532$, $n_p = 1,527$; $n_g - n_p = 0,007$; $2V = (-45) - (-55)^\circ$.

Хим. Теор. состав $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$: $\text{Na}_2\text{O} - 11,82$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44$; $\text{SiO}_2 - 68,74$. Молек. вес 262,24. При вхождении в него K_2O Na-п.ш. (мональбит, анальбит) превращается в анортотоклаз (см. "Анортотоклаз").

Диагност. Высокотемпературный альбит отличается от низкотемпературного по порошкограмме и оптическим свойствам.

Диагностическим для высокого альбита является наличие рефлекса 3.01 \AA , отсутствующего на порошкограмме низкого альбита. Расстояние $2\theta_{\text{CuK}\alpha}(\bar{1}\bar{3}2) - (\bar{1}\bar{3}1)$ в высоком альбите значительно больше, чем в низком ($2,16^\circ$ против $1,34^\circ$). На рентгенограммах по методу монокристалла все рефлексы $hk0$ высокого альбита (в частности, 820, 480, 370, 170, 190) имеют большую интенсивность, чем $h\bar{k}0$ [46].

Согласно Кролю и Риббе [3], определение содержания Al (t_i) в индивидуальном [(Si,Al) O_4]-тетраэдре (T_i) следует проводить на основании анализа надежных структурных данных по уравнению

$$t_i = 0,25(1 + n_{\text{Al}}) + (\langle T_i\text{-O} \rangle - \langle\langle T\text{-O} \rangle\rangle) / \text{const},$$

где t_i – число атомов Al в T_i -тетраэдре, деленное на число тетраэдров, n_{Al} – мольная доля анортитового компонента, $\langle T_i\text{-O} \rangle$ – среднее значение из четырех расстояний (Si,Al)–O в T_i -тетраэдре, $\langle\langle T\text{-O} \rangle\rangle$ – общее среднее значение для всех неэквивалентных T–O расстояний в ячейке (8 – в моноклинной, 16 – в триклинной), const – общее значение ($\langle\langle \text{Al-O} \rangle\rangle - \langle\langle \text{Si-O} \rangle\rangle$), равное $0,125 \text{ \AA}$ для K-п.ш. или $0,130 \text{ \AA}$ для Na-п.ш. При этом предполагается, что в максимальном (низком) микроклине, так же как в низком альбите, $t_10 = 1,00$, $t_1m = t_20 = t_2m = 0,00$. Данная зависимость лежит в основе всех корреляций, предложенных Кролем и Риббе [3] для диагностики щелочных полевых шпатов, в отличие от Стюарта и Райта [47], которые за крайние значения "полевошпатового ромба" принимали максимальные (известные в то время) различия в параметрах.

Согласно [3], в низком альбите: $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 22,059^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 50,125^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 42,510^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 51,147^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130 - \bar{1}\bar{3}0) = -0,172^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131 - \bar{1}\bar{3}1) = 1,100^\circ$. $\text{tr}[110] \equiv 1/2(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{1/2} = 7,7145 \text{ \AA}$, $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] = 1/2(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{1/2} = 7,4366 \text{ \AA}$, $\Delta \text{tr} = 0,2779$; в анальбите: $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 22,002^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 49,945^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 42,200^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 51,486^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130 - \bar{1}\bar{3}0) = 0,761^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131 - \bar{1}\bar{3}1) =$

$= 2,003^\circ$. $\text{tr}[110] \equiv 1/2(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{1/2} = 7,6031 \text{ \AA}$, $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] \equiv 1/2(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{1/2} = 7,6344 \text{ \AA}$, $\Delta \text{tr} = -0,0313$.

В триклинных щелочных полевых шпатах $\Sigma t_1 \equiv (t_1 0 + t_1 m)$ и $\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m)$, откуда: $t_1 0 = (\Sigma t_1 + \Delta t_1)/2$, $t_1 m = (\Sigma t_1 - \Delta t_1)/2$, $t_2 0 = t_2 m = (1 - \Sigma t_1)/2$. Для определения содержания Al в Т-позициях предлагаются следующие уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)$, а также $\alpha^* - \gamma^*$:

$$\Sigma t_1 \equiv (t_1 0 + t_1 m) = \frac{b - 21,5398 + 53,8405c^*}{2,1567 - 15,8583c^*}$$

или

$$\Sigma t_1 = \frac{2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) + 8,3063 - 0,96459 \cdot 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}{-6,5616 + 0,15724 \cdot 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}$$

Эти уравнения лучше, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки $b-c$:

$$\Sigma t_1 \equiv (t_1 0 + t_1 m) = \frac{b - 1,6757 - 1,61388c}{-8,9210 + 1,18443c}$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{\gamma^* - 44,778 - 0,50246\alpha^*}{6,646 - 0,05061\alpha^*}$$

Переход к обратным параметрам может быть осуществлен по известным формулам кристаллографии: $c^* = ab \sin \gamma / V$; $\cos \alpha^* = (\cos \beta \cos \gamma - \cos \alpha) / \sin \beta \sin \gamma$; $\cos \gamma^* = (\cos \alpha \cos \beta - \cos \gamma) / \sin \alpha \sin \beta$. График $\alpha^* - \gamma^*$ использовался еще в [48], и в виде последнего уравнения эта зависимость оформлена в [49]. Для триклинного Na-п.ш. можно использовать уравнение регрессии с $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) \equiv 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{1}\bar{3}0)$ (структурно-чувствительный параметр) и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)$ (параметр, чувствительный к изменению состава) [3]:

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) + 25,606 - 1,1985 \cdot 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}{7,0791 - 0,36583 \cdot 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}$$

Поскольку эффект Si/Al-упорядочения/разупорядочения может быть прослежен по содержанию Al в тетраэдрах $T_1 0$ и $T_1 m$, он сказывается на величине векторов $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_1 0 \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ и $T_1 m \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ [37, 50, 51]. Уравнения регрессии для триклинных Na-п.ш.:

$$t_1 0 = \frac{\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] - 5,3327 - 3,5620 \cdot 10^{-3} V}{0,18238 - 6,6729 \cdot 10^{-4} V}$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{(\text{tr}[110] - \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]) + 0,8393 - 0,1213 \cdot 10^{-3} V}{0,4579 - 0,2196 \cdot 10^{-4} V}$$

Мональбит отличается отсутствием расщепления k -рефлексов и углами ячейки α и $\gamma = 90^\circ$.

Высокий альбит отличается от низкого оптическим знаком (отрицательный) с малым значением угла оптических осей (-45°), более низкими показателями преломления ($n_g = 1,534$, $n_p = 1,527$) и меньшим углом погасания на (010) (9°) (в низком альбите соответственно: $+83^\circ$, $n_g = 1,539$, $n_p = 1,529$ и угол погасания на (010) = 20°) [46].

Повед. при нагрев. При нагревании Si и Al в структуре альбита разупорядочиваются вплоть до образования максимально неупорядоченного мональбита (топологически моноклинного) или анальбита (топологически триклинного). Их образование идет по разным механизмам (путем резкого скачкообразного сдвигового превращения в структуре или постепенного диффузионного перемещения Si и Al между T-позициями (см. также “Альбит”, “Анальбит”, “Мональбит”, “Калиево-натриевые полевые шпаты”). При нагревании резко возрастают термические колебания в структуре, что приводит к размыванию или расщеплению плотности рефлексов на рентгенограммах, которые интерпретируются либо как искажение формы термического эллипсоида, либо как нахождение щелочного M-атома в нескольких субпозициях (см. те же разделы). Исследование этого явления привело к необходимости уточнения кристаллической структуры натриевых полевых шпатов и анортоклазов непосредственно при высоких температурах в специальных высокотемпературных рентгеновских камерах.

Увеличение давления способствует Si/Al-разупорядочению в Na-п.ш. [52].

Нахожд. Na-п.ш. образуется в природе главным образом в виде альбита при относительно низких температурах. При высокой температуре из-за высокой изоморфной емкости Na-п.ш. превращается в олигоклаз, Na-олигоклаз (“альбиклаз”) или анортоклаз.

Мональбит в природных образованиях, по-видимому, не сохраняется, и о его существовании можно судить по наличию внутреннего двойникования, имитирующего исходную моноклинную симметрию Na-п.ш. в криптопертитах. Анальбит и высокий альбит сохраняются в качестве Na-фазы криптопертитов и надежно диагностируются по рентгенографическим свойствам. В виде самостоятельных выделений они сохраняются чрезвычайно редко и, как правило, оказываются либо промежуточным альбитом, либо анортоклазом, так как содержат значительное количество калия. Низкий альбит – широко распространенный в природе минерал, кристаллизующийся в поле его устойчивости ниже 680° в магматических породах (альбитовых гранитах, онгонитах), пегматитах и гидротермалитах, в метаморфических и метасоматических образованиях, а также в осадочных отложениях (см. “Альбит”). Кроме того, он образуется в ходе твердофазовых превращений высокотемпературных, неупорядоченных форм Na-п.ш.

Искусств. Синтез Na-п.ш. непосредственно из альбитового расплава затруднен из-за его высокой вязкости и не мог быть осуществлен даже при сильном переохлаждении и длительности опыта в течение 5 лет. Специальная “акклиматизация” альбитового стекла (длительный отжиг при низкой температуре) позволила синтезировать Na-п.ш. при 1050° за несколько часов [8].

Синтез Na-п.ш. из водосодержащего альбитового расплава ($P_{H_2O} = 1000$ бар) происходит при температуре ниже 900° ; при этом продуктом синтеза является высокий альбит (анальбит), даже при очень низких (до 250°)

температурах [9]. Мак-Кензи [41] показано, что высокий альбит кристаллизуется метастабильно из водосодержащего альбитового расплава в интервале $1000 \rightarrow 450^\circ$, но устойчив только выше 1000° ; низкий альбит устойчив ниже 450° .

Эксперим. Na-п.ш. (альбит) является петрологически важным минералом, и системы с альбитом детально изучены, хотя в старых работах без проверки структурного состояния получавшихся продуктов.

Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ при $200\text{--}700^\circ$ и давлении 1–10 кбар изучена Мартином [53], показавшим, что низкий альбит легко образуется при $300\text{--}400^\circ$ в присутствии метасиликата натрия Na_2SiO_3 . Фазовые взаимоотношения в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ изучались Уилли и Таттлом [54, 55].

Наиболее важной для понимания природы полевошпатовых взаимоотношений является псевдобинарная система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$. Она изучена как часть системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ (кристобалит) Шейером [56] и системы с остаточными расплавами $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ Таттлом и Боуэном [9, 46] в сухих условиях (1 атм) и под давлением воды 1 и 2 кбар. (Остаточные расплавы в ней, как отмечали Таттл и Боуэн, образуются только в сечении $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.) Показано, что при увеличении давления воды критическая точка на кривых ликвидуса и солидуса полевошпатовых твердых растворов существенно снижается – от -1050 до -780° , а положение состава критических точек смещается в сторону альбита (при этом понижается и температура плавления $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Понижение кривой солидуса может привести к пересечению ею кривой сольвуса полевых шпатов. Изучение этой системы при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 4–10 кбар [57] показало дальнейшее смещение точки минимума плавления в сторону альбита.

Эта система изучалась также в условиях пересыщения щелочами. Введение в нее 4,5 % акмита $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ и 4,5–8,3 мас.% метасиликата натрия Na_2SiO_3 сместило температурный минимум ликвидуса в сторону разреза К-п.ш. – SiO_2 [58]. Введение 5% акмита, 5% Na_2SiO_3 , 5% K_2SiO_3 и 5% NaKSiO_3 [59] показало, что из расплава в первую очередь кристаллизуется полевой шпат, обогащенный калием, а в остаточном расплаве накапливаются альбитовые компоненты, и он смещается в сторону плоскости $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ в системе $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. Этот эффект, названный [60, 61] “ортоклазовым эффектом”, способен объяснить образование низкотемпературных остаточных “альбитовых” расплавов и формирование пантеллеритов и щелочных альбитовых гранитов.

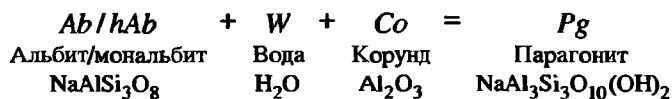
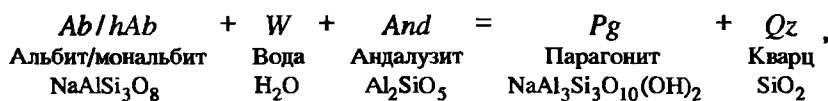
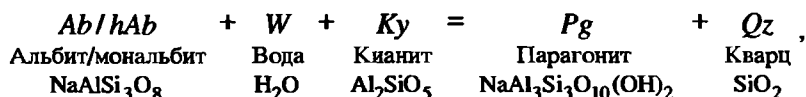
Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит)– KAlSi_3O_8 (санидин)– $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит) изучена Йодером, Стюартом и Смитом [62] и под давлением воды в 5 кбар Морзе [63] (см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”, “Калиево-натриево-кальциевые полевые шпаты”).

Изучение системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит)– NaAlSiO_4 (карнегиит, Na-нефелин) [64] показало, что в альбите может раствориться не более 4 мас.% нефелинового компонента, тогда как в нефелине – до 34 мас.% альбитового компонента при низкой температуре и до 23% при 1200° ; вне этих пределов существует смесь альбита и нефелина. Эвтектика альбит–нефелин наблюдалась при 1000° с составом 76 мас.% альбита + 24% нефелина. Более общая система $\text{NaAlSiO}_4\text{-SiO}_2$ изучалась Грэйгом и Бартом [64] и Шерером и Боуэном [7], а при высоких давлениях – Робертсоном с соавт. [65] и Ньютоном и Смитом [66], Ньютоном и Кеннеди [67], Беллом и Розебумом [68]. При атмосферном давлении альбит в этой системе существует как конгруэнтно плавящееся промежуточное соединение [64]. С воз-

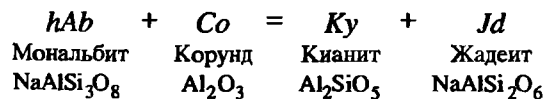
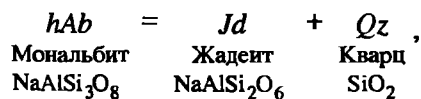
растанием давления поверхности ликвидусов поднимаются, и эвтектика между альбитом и нефелином смещается из области, богатой кремнеземом, в сторону жадеита и нефелина: 1080° при 1 атм – 1185° при 10 кбар – 1250° при 22 кбар. При 22 кбар точка эвтектики альбит–кварц поднимается выше точки эвтектики альбит–нефелин. С ростом давления увеличивается поле стабильности жадеита, при 25 кбар (1268°) оно пересекает эвтектику альбит–нефелин, и в этой инвариантной точке сосуществуют четыре фазы: жидкость, нефелин, альбит и жадеит. Выше 26 кбар предел устойчивости жадеита поднимается выше температуры эвтектики альбит–нефелин (соответственно 1295 и 1275°), и жадеит начинает плавиться инконгруэнтно. При 28–29 кбар жадеит плавится уже конгруэнтно, и между ним и альбитом возникает эвтектика при 1360°, а альбит при низких температурах (1080–1140°) начинает разлагаться с образованием смеси жадеита и кварца, поле которой разрастается за счет альбита до 1200° при 30 кбар, 1355° при 33 кбар, 1387° при 34 кбар. При 33 кбар исчезает эвтектика между альбитом и жадеитом, а свыше 34 кбар полностью исчезает и альбит. При 34 кбар, кроме кварца, при низких температурах появляется коусит, а при 40 кбар коусит полностью вытесняет кварц и система нефелин–кварц превращается в систему нефелин–коусит с жадеитом в качестве промежуточного соединения [68].

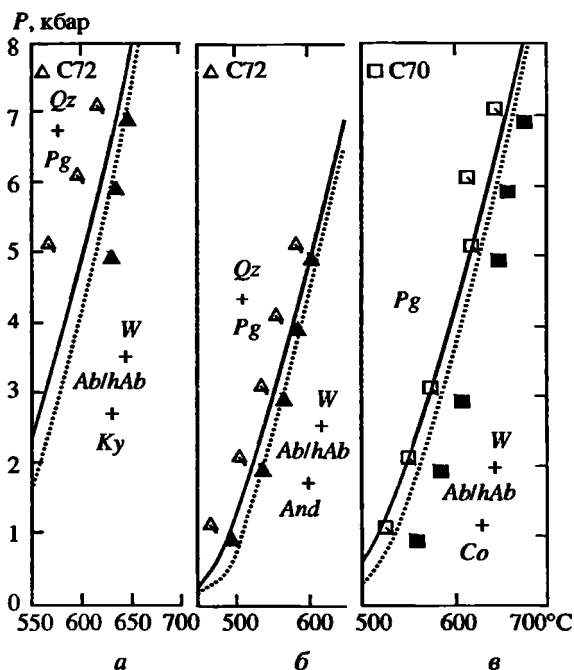
Система альбит–анортит–диопсид изучена Боуэном [69], а псевдочетверная система альбит–анортит–диопсид–форстерит – Шейрером и Йодером [70]. Другие системы с альбитом подробно обсуждаются в работах [71, 72].

С помощью уточненных термодинамических данных Берманом [10] с учетом структурного состояния Na-п.ш. (низкий альбит, мональбит) скорректированы экспериментально изученные *P–T* равновесия в системе Na₂O–Al₂O₃–SiO₂–H₂O [73, 74] для реакций



(фиг. 32, а–в). Согласно [73], альбиты достигают равновесия за 150 сут, и для всех реакций можно было построить обе кривые – для упорядоченного и неупорядоченного Na-п.ш. (однако возможно, что в случае реакции с корундом при низких *P–T* параметрах равновесие не полностью достигнуто). В реакциях





Фиг. 32. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными P - T равновесиями в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, учитывающими структурное состояние натриевого полевого шпата (низкий альбит, мональбит) (по Берману [10])

a – для реакции: $\text{Ab/hAb} + \text{Ky} + \text{W} \leftrightarrow \text{Pg} + \text{Qz}$; b – для реакции $\text{Ab/hAb} + \text{And} + \text{W} \leftrightarrow \text{Pg} + \text{Qz}$; c – для реакции $\text{Ab/hAb} + \text{Co} + \text{W} \leftrightarrow \text{Pg}$

$C70$, $C72$ – данные Чаттерджи (1970, 1972) соответственно [73, 74]; Ab/hAb – низкий альбит / высокий альбит (мональбит), W – вода, Ky – кyanит, And – андалузит, Co – корунд, Pg – парагонит, Qz – кварц; сплошные линии – низкий альбит, пунктирные линии – высокий альбит (мональбит), полые значки – экспериментальные данные, залитые значки – расчетные значения

(фиг. 33, a , b) в силу недостаточной длительности экспериментов мональбит не успевает перейти в стабильную форму Na -п.ш.

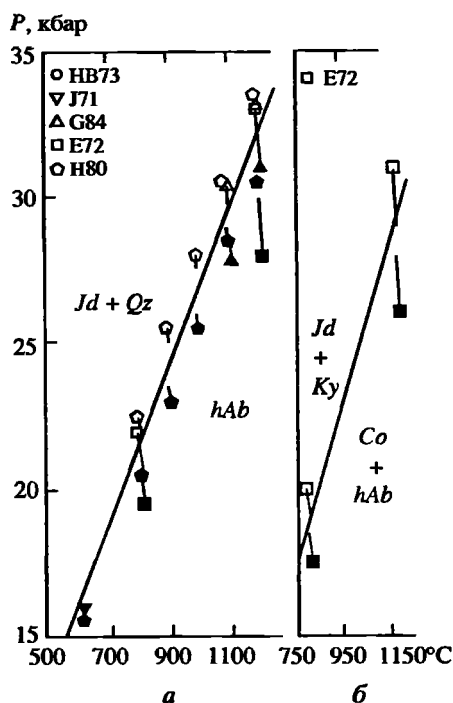
Номенклатура. В соответствии с рекомендациями МКНМиНМ ММА к Na -п.ш. (см. “Альбит”) должны быть отнесены все доминантно-натриевые составы вплоть до $\text{Ab}_{50}\text{Or}_{50}$ и $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ в бинарных смесях и до $\text{Ab}_{34}\text{Or}_{33}\text{An}_{33}$ в тройных. Такой примитивный подход к полевошпатовым минералам не может быть принят по следующим причинам: 1) альбитовая структура является устойчивой в щелочно-полевошпатовом ряду только до состава $\text{Ab}_{63}\text{Or}_{37}$ при комнатной температуре и еще менее калиевого при высоких температурах вплоть до чистого Ab_{100} при $\sim 1000^\circ$, после чего переходит в моноклинную или триклинную структуру K -п.ш.; 2) она устойчива в плагиоклазовом ряду только до состава $\text{Ab}_{95}\text{An}_5$, после чего переходит в структуру “переходного” плагиоклаза и анортита; 3) при рекомендуемом МКНМиНМ подходе под термином *альбит* будут описываться анортоклазы (некоторые исследователи их уже начали называть K -альбитами), и также в *альбиты* “превратятся” олигоклазы и андезины, что нецелесообразно, поскольку геологически они связаны с вполне определенными типами пород и именно для их обозначения и предложены были эти термины, прочно вошедшие в петрологическую и минералогическую литературу.

Практ. знач. Натриевый полевой шпат, наряду с калиевым, используется в качестве полевошпатового сырья для керамической промышлен-

Фиг. 33. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными P - T равновесиями в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (по Берману [10])

a - для реакции: $hAb \leftrightarrow Jd + Qz$; b - для реакции: $hAb + Co \leftrightarrow Jd + Ky$

HB73 - данные [75], J71 - [76], G84 - [77], E72 - [78], H80 - [20]; hAb - высокий альбит (мональбит), Jd - жадеит, Ky - кианит, Co - корунд, Qz - кварц; полые значки - экспериментальные данные, залитые значки - расчетные значения



ности (см. “Полевые шпаты”, “Калиевый полевой шпат”). В качестве источника альбита, а также кислого плагиоклаза практическое значение имеют *полевошпатовые, натриевые* (“калиевый модуль” менее 0,9) редкометалльные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Малышевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния); альбититы Шалтасского и Аксоранского м-ний (Казахстан) (мелкие м-ния).

Литература

1. Salje E. // Phys. and Chem. Miner. 1985. Vol. 12, N 2. P. 93–98.
2. Salje E., Kuscholke B., Wruck B., Kroll H. // Ibid. P. 99–107.
3. Kroll H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 491–506.
4. Winter J.K., Okamura F.P., Subrata G. // Ibid. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
5. Тохтасьев В.С. Минеральное сырье. Сырье полевошпатовое: Справочник. М.: ЗАО “Госинформмарк”, 1998. 46 с.
6. Greig J.W., Barth T.F.W. // Amer. J. Sci. 1938. Vol. 35-A. P. 93–112.
7. Schairer J.F., Bowen N.L. // Ibid. 1947. Vol. 245, N 2. P. 193–204.
8. Schairer J.F., Bowen N.L. // Ibid. 1956. Vol. 254, N 3. P. 129–145.
9. Bowen N.L., Tuttle O.F. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 489–511.
10. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
11. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci.; Vol. 278-A).
12. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // J. Res. US. Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.
13. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
14. Kelly K.K., Todd S.S., Orr R.L. et al. // US Bureau Mines Rep. Invest. 1953. N 4955. P. 1–21.
15. White W.P. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1919. Vol. 47. P. 1–21.
16. Yoder H.S., Weir C.E. // Ibid. 1951. Vol. 249, N 9. P. 683–694.
17. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2131. 461 p.
18. Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. // Ibid. 1978. N 1452. 456 p.
19. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
20. Holland T.J.B. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 129–134.
21. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3, N 4. P. 343–370.
22. Powell R., Holland T.J.B. // Ibid. P. 327–342.
23. Holland T.J.B., Powell R. // Ibid. 1990. Vol. 8, N 1. P. 89–124.
24. Thompson J.B., Jr. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 3/4. P. 341–375.

25. *Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R., Hovis G.L.* // The feldspar / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 218–248.
26. *MacKenzie W.S.* // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 319–342.
27. *Laves F.* // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 6. P. 436–450.
28. *Schneider T.R.* // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109, H. 4/6. S. 245–271.
29. *Brown W.L.* // Ibid. 1960. Bd. 113, H. 2. S. 297–329.
30. *Grundy H.D., Brown W.L., MacKenzie W.L.* // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 277. P. 83–88.
31. *Kroll H., Bambauer H.U.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 413–416.
32. *Ferguson R.B., Traill R.J., Taylor W.H.* // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 5. P. 331–348. Пер.: Фергусон Р.Б., Трэйл Р.Дж., Тэйлор В.Х. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57–95.
33. *Williams P.P., Megaw H.D.* // Acta crystallogr. 1964. Vol. 17, pt 7. P. 882–890.
34. *Ribbe P.H., Megaw H.D., Taylor W.H. et al.* // Acta crystallogr. B. 1969. Vol. B-25, pt 8. P. 1503–1518.
35. *Megaw H.D.* // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 246. P. 226–241.
36. *MacKenzie W.S.* // Ibid. 1956. Vol. 31, N 232. P. 41–46.
37. *Kroll H.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 91–94.
38. *Waldbaum D.R., Robie R.A.* // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, H. 5/6. S. 381–420.
39. *Holm J.L., Kleppa O.J.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 123–133.
40. *Laves F.* // J. Geol. 1951. Vol. 59, N 5. P. 510–511.
41. *MacKenzie W.S.* // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 7. P. 481–516.
42. *Raase P., Kern H.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 21. P. 225–237.
43. *Raase P.* // Tschermarks miner. und petrogr. Mitt. 1971. Bd. 16. S. 136–155.
44. *Grundy H.D., Brown W.L.* // Miner. Mag. 1969. Vol. 37, N 286. P. 156–172.
45. *Waldbaum D.R.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 1. P. 71–77.
46. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* // Mem. Geol. Soc. Amer. 1958. N 74. P. 1–153.
47. *Stewart D.B., Wright T.L.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97. P. 356–377.
48. *MacKenzie W.S., Smith J.V.* // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 707–732.
49. *Stewart D.B., Ribbe P.H.* // Amer. J. Sci. A. 1969. Vol. 267, N 5. P. 444–462.
50. *Kroll H.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 36. P. 141–156.
51. *Kroll H., Ribbe P.H.* // Rev. Mineral. 1983. Vol. 2. P. 57–99.
52. *Goldsmith J.R., Jenkins D.M.* // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 8/9. P. 911–923.
53. *Martin R.F.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 23, N 4. P. 323–339.
54. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257, N 9. P. 648–655.
55. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* // Ibid. 1960. Vol. 258, N 7. P. 498–517.
56. *Schairer J.F.* // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 512–517.
57. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69, N 4. P. 759–773.
58. *Carmichael I.S.E., MacKenzie W.S.* // Amer. J. Sci. 1963. Vol. 261, N 4. P. 382–396.
59. *Thompson R.N., MacKenzie W.S.* // Ibid. 1967. Vol. 265, N 9. P. 714–734.
60. *Bailey D.K., Schairer J.F.* // Ibid. 1964. Vol. 262, N 10. P. 1198–1206.
61. *Bailey D.K., Schairer J.F.* // J. Petrol. 1966. Vol. 7, N 1. P. 114–170.
62. *Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.V.* // Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. 1957. Yb. 56. P. 206–214.
63. *Morse S.A.* // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 2. P. 221–251.
64. *Greig J.W., Barth T.F.W.* // Amer. J. Sci. A. 1938. Vol. 35. P. 93–112.
65. *Robertson E.C., Birch F., MacDonald G.J.F.* // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 2. P. 115–137.
66. *Newton A., Smith J.V.* // J. Geol. 1967. Vol. 75, N 3. P. 268–286.
67. *Newton A., Kennedy G.C.* // Amer. J. Sci. 1968. Vol. 266. P. 728–734.
68. *Bell P.M., Roseboom E.H.* // Pyroxenes and amphiboles: Crystal chemistry and phase petrology / Ed. J.J. Papike. N.Y., 1969. P. 151–161. (Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 2).
69. *Bowen N.L.* // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1915. Vol. 40. P. 161–185.
70. *Schairer J.F., Yoder H.S., Jr.* // Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. 1967. Yb. 65. P. 204–209, 273.
71. *Ehlers E.G.* The interpretation of geological phase diagrams. San Francisco: Freeman, 1972. Пер.: Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии / Под ред. В.П. Петрова. М.: Мир, 1975. 298 с.
72. The alkaline rocks / Ed. H. Sørensen. L.; N.Y.; Sydney, Toronto: Wiley, 1974. 622 p. Пер.: Щелочные породы // Под ред. Х. Сёренсена. М.: Мир, 1976. 400 с.
73. *Chatterjee N.D.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 3. P. 244–257.
74. *Chatterjee N.D.* // Ibid. 1972. Vol. 34, N 4. P. 288–303.
75. *Hays J.F., Bell M.* // Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. 1973. Yb. 72. P. 706–708.
76. *Johannes W., Bell M., Mao H.K. et al.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 32, N 1. P. 24–38.
77. *Gasparik T.* // Geochim. et cosmochim. acta, 1984. Vol. 48, N 12. P. 2537–2545.
78. *Essene E.J., Boettcher A.L., Furst G.A.* // Trans. Amer. Geophys. Union. 1972. Vol. 53. P. 554.

Мональбит Monalbite
 $(\text{Na}_{1,0-0,9}\text{K}_{0,0-0,1})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Название по симметрии – *моноклинный альбит* [1]. Искусственно приготовленная, не закаливающаяся, топологически моноклинная, высокотемпературная структурная модификация $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ с максимально разупорядоченным Si/Al-распределением; ниже 980° (1250 K) переходит в упорядоченную триклинную модификацию.

Синон. *Барбьерит* – *barbierite* (ошибочно); описан Шаллером (Schaller, 1910–1912) [2–5] из Крагер в Норвегии; назван в честь Барбье, выполнившего его химический анализ [6]. Данный термин был принят Ито [7], который обнаружил моноклинный натриевый полевой шпат вместе с санидином в качестве фазы распада лунного камня из Мейсена, в Корею. Шнейдер и Лавес [1], исследовав голотип барбьерита, показали, однако, что он представляет собой тонкосдвойникованный микроклин с 20% пертитового низкого альбита. Термин “барбьерит” сейчас не употребляется.

Проблема мональбита детально исследована в [8, 9] (Smith, 1974). Согласно [10, 11], переход трикл. → монокл. происходит при 980° , по [12] – при 930° , однако Превит с соавт. [9] не могли получить его ниже 1105° . Уинтер с соавт. [13] для отожженного при 1080° (60 сут) альбита из Тибурона, Марин Каунти, шт. Калифорния (США), получили переход $C\bar{1} \rightarrow C2/m$ выше $1050\text{--}1075^\circ$, однако для альбита из Амелии, шт. Виргиния (США), отожженного при 1110° , переход наблюдался при 930° , что объяснялось тонким полисинтетическим двойникованием последнего.

Характ. выдел. Мональбит не закаливается и не существует при низких температурах.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $Z = 4$.

Параметры ячейки для структурно уточненных мональбитов (отожженный альбит из Амелии) [13]:

T	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
980	8,274(5)	12,991(6)	7,144(4)	90,06(4)	116,13(4)	90,05(4)	689,4(6)
1060	8,297(5)	12,994(6)	7,144(5)	90,03(4)	116,01(4)	89,99(4)	692,2(6)

Кристаллическая структура мональбита уточнена на примере двух отожженных образцов альбита из Амелии в результате серии экспериментов, проведенных при температурах выше температуры фазового превращения [13]. Поскольку структурное состояние мональбита не закаливается, все данные получены непосредственно при нагревании в высокотемпературной рентгеновской камере.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.):

	В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)		
	980°	1060°	980°	1060°	
$T_1\text{--}O_A$	1,648(1)	1,642(3)	$T_2\text{--}O_A$	1,653(1)	1,645(5)
$T_1\text{--}O_B$	1,636(2)	1,638(12)	$T_2\text{--}O_B$	1,627(2)	1,617(12)
$T_1\text{--}O_C$	1,650(2)	1,654(4)	$T_2\text{--}O_C$	1,632(2)	1,616(8)
$T_1\text{--}O_D$	1,654(2)	1,645(3)	$T_2\text{--}O_D$	1,635(2)	1,638(4)
Среднее	1,647	1,645	Среднее	1,637	1,629

В тетраэдре T(1)			В тетраэдре T(2)		
	980°	1060°		980°	1060°
$O_A-T_1-O_B$	105,2(1)	105,4(3)	$O_A-T_2-O_B$	109,1(2)	108,8(5)
$O_A-T_1-O_C$	113,3(1)	112,3(3)	$O_A-T_2-O_C$	105,8(1)	106,4(5)
$O_A-T_1-O_D$	105,3(1)	105,8(3)	$O_A-T_2-O_D$	107,9(2)	107,5(3)
$O_B-T_1-O_C$	111,7(2)	112,1(6)	$O_B-T_2-O_C$	110,5(2)	109,7(4)
$O_B-T_1-O_D$	111,8(2)	112,1(4)	$O_B-T_2-O_D$	111,5(2)	111,6(5)
$O_C-T_1-O_D$	109,4(1)	108,9(4)	$O_C-T_2-O_D$	112,3(2)	112,7(5)
	980°	1060°		980°	1060°
$T_1-O_{A1}-T_1$	144,2(3)	145,4(4)	$Na-O_{A1}$	2,755 4	2,764 11
$T_2-O_{A2}-T_2$	132,0(2)	134,2(7)	$Na-O_{A2}$	2,436 5	2,505 18
$T_1-O_B-T_2$	151,2(2)	151,1(4)	$Na-O_B$	2,931 5	2,946 11
$T_1-O_C-T_2$	133,6(2)	134,5(6)	$Na-O_C$	3,133 3	3,156 11
$T_1-O_D-T_2$	137,4(2)	141,2(5)	$Na-O_D$	2,832 6	2,825 14
			Среднее	2,817	2,851

Средние расстояния T-O (Å) и распределение Al по T-позициям в долях от $\Sigma Al = 1,00$ (t) (уточнены по уравнениям Смита (Smith, 1974):

T	T_1O-O	T_1m-O	T_2O-O	T_2m-O	t_1O	t_1m	t_2O	t_2m
980	1,647(2)	1,647(2)	1,637(2)	1,637(2)	0,28	0,28	0,21	0,21
1060	1,645(6)	1,645(6)	1,629(7)	1,629(7)	0,31	0,31	0,19	0,19

Физ.-хим. конст. По данным Бермана [14], свободная энергия образования Гиббса из элементов для мональбита при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) $\Delta_f G^{P,T} = -3703,293$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3921,618$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 224,412$ кДж/моль/К и молярный объем $V^{P,T} = 10,083$ Дж/бар. В отличие от термодинамических данных [15] они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов в стандартных условиях.

Энтальпия образования из элементов, по данным [16], основанная на калориметрических измерениях, для мональбита: $-3923,6$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов, по данным Холланда и Пауэлла [17], полученная, исходя из результатов изучения фазовых равновесий, $-3924,84$ кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для мональбита: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3706,12$ кДж/моль, энтропия $S = 223,40$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,109$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,4520$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,3364$ кДж · град. К⁻², $c = -1275,9$ кДж · град. К, $d = -3,9536$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $a = 4,56$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 593$ кбар.

Диагност. Переход альбита в высокотемпературную моноклинную модификацию фиксируется по изменению углов α и γ ячейки до 90°.

Искусств. Не закаливается.

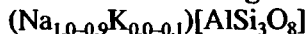
Эксперим. В большинстве экспериментальных работ не делается различий между высоким альбитом (анальбитом) и мональбитом. Наиболее неупорядоченная форма высокого альбита (анальбит) принимается тождественной мональбиту.

Литература

1. Schneider T.R., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109. S. 241.
2. Schaller W.T. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1910. Vol. 33. P. 320–321.
3. Schaller W.T. // Amer. J. Sci. 1910. Vol. 180. P. 358–359.
4. Schaller W.T. // J. Nat. Acad. Sci. 1911. Vol. 1. P. 114.
5. Schaller W.T. // Ztschr. Kristallogr. 1912. Bd. 50. S. 347–348.
6. Barbier P., Prost A. // Bull. Soc. Chim. France. 1908. Vol. 3. P. 894–899.
7. Ito T. // Ztschr. Kristallogr. 1938. Bd. 100. S. 297.
8. Ribbe P.H., Megaw H.D., Taylor W.H. et al. // Acta crystallogr. B. 1969. Vol. B-25. P. 1503–1518.
9. Prewitt C.T., Sueno S., Papike J.J. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 11/12. P. 1213–1225.
10. MacKenzie W.S. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 319–342.
11. Grundy H.D., Brown W.L., MacKenzie W.L. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36. P. 83–88.
12. Okamura F.P., Ghose S. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 50. P. 211–216.
13. Уинтер Дж. К., Оканура Ф.Г., Год С. // Тез. докл. XI съезда ММА. Новосибирск, 1978. Т. 3. С. 43–45; Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64. P. 409–423.
14. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
15. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci. A; Vol. 278).
16. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
17. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.

Анальбит Analbite

Высокий альбит High albite



Название *анальбит* указывает на отличие от *альбита*.

Термин *высокий альбит* используется в разных смыслах: в широком смысле – “high albite s.l.” (“sensu lato”) – для обозначения богатых натрием триклинных полевошпатовых твердых растворов состава $\text{Ab}_{100-60}\text{Or}_{0-40}$, включающих в себя как максимально неупорядоченный *анальбит*, при повышении температуры превращающийся в моноклинный *мональбит* (см. “Мональбит”), так и богатые калием разности Na-п.ш. Учитывая высокое содержание Or-компонента, их называют также *K-альбитами*. Однако более удачным и широко применяемым в “полевошпатовой” литературе для их обозначения является термин *анортоклаз*. К анальбиту (высокому альбиту) мы относим Na-п.ш. с меньшим содержанием Or-компонента (не более 10%), но эта граница с анортоклазом условна.

В узком смысле – “high albite s.s.” (“sensu stricto”) – этот термин применяется для обозначения высоко-разупорядоченного собственно Na-п.ш., степень Si/Al-упорядочения которого недостаточна, однако, для превращения в мональбит (Smith, Brown, 1988).

Об “аномальном” (по оптическим свойствам) альбите впервые сообщил Дана (1906) на основании исследования Фуке [1] альбита из вулканитов Азорских о-вов. Название “анальбит” для него предложено Винчеллом [2] и затем использовано для обозначения данной модификации Лавесом [3, 4]. Таттлом и Боуэном [5] показано, что эта модификация является высокотемпературной формой альбита и всегда образуется при синтезе Na-п.ш. Структурные различия между высокотемпературным (“высокий” – “high”) и низкотемпературным (“низкий” – “low”) альбитами впервые установлены Таттлом и Боуэном [5] и Лавесом и Чейссон [6].

При высокой температуре существует непрерывная серия *высоких альбитов*, различающихся степенью Si/Al-упорядочения в кристаллической структуре, ограниченная снизу фазовым переходом в *нормальный низкий альбит* (максимально упорядоченный), а сверху – в *мональбит* (максимально неупорядоченный, моноклинный альбит). В такой серии под *анальбитом* понимается максимально неупорядоченная крайняя высокотемпературная форма в ряду высоких альбитов уже с “моноклинным” упорядочением, характерным для мональбита, но с еще триклинной симметрией.

Синон. *Высокий альбит* – high albite (Таттл и Боуэн [5]) (с учетом сказанного выше).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$); $Z = 4$. В отличие от нормального альбита ($\alpha = 94^\circ 20'$, $\alpha^* = 86^\circ 20'$, $\gamma = 87^\circ 39'$, $\gamma^* = 90^\circ 30'$) элементарная ячейка высокого альбита менее косоугольная (угол α уменьшается до $93^\circ 44' - 93^\circ 26'$, угол γ возрастает до $89^\circ 36' - 90^\circ 04'$; $\alpha^* = 86^\circ 01'$, $\gamma^* = 88^\circ 15'$) [5, 6].

Изменение параметров ячейки в зависимости от температуры на примере отожженного альбита из Тибурон, Марин Каунти, шт. Калифорния (США), состава $Ab_{99,75}Or_{0,25}$, исследовано Уинтером с соавт. [7]:

T	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
250	8,175(1)	12,798(3)	7,166(1)	94,18(2)	116,54(1)	87,72(2)	669,0(2)
500	8,206(1)	12,817(3)	7,169(1)	93,99(2)	116,39(1)	87,68(2)	673,8(2)
750	8,242(1)	12,841(2)	7,176(1)	93,69(1)	116,27(1)	87,62(2)	679,6(2)
970	8,277(1)	12,860(2)	7,181(1)	93,33(1)	116,15(1)	87,56(1)	684,9(2)

С возрастанием температуры увеличиваются все линейные параметры ячейки и меняются ее углы, но крайне неупорядоченное состояние анальбита не было достигнуто.

Параметры ячейки для синтезированного анальбита:

Состав	a	b	c	α	β	γ	V
0,00*	8,172	12,884	7,123	93,649	116,447	90,192	669,7
0,002*	8,160	12,871	7,115	93,542	116,362	90,235	667,4
0,003*	8,1506(24)	12,8616(20)	7,1151(10)	93,650(19)	116,451(20)	89,985(16)	666,11(18)
0,05654*	8,1749(15)	12,8962(27)	7,1244(14)	93,272(23)	116,423(18)	90,093(17)	671,22(17)
0,01145*	8,1617(17)	12,8731(12)	7,1118(15)	93,479(12)	116,450(11)	90,211(12)	667,36(33)
Анальбит ^{6*}	8,1560(6)	12,8713(6)	7,1077(4)	93,483(5)	116,448(4)	90,251(5)	666,41(10)

* Мол.% *Or*. Синтезирован при $700 - 800^\circ$ и $P_{H_2O} = 1000$ кг/см² за 1–9 сут. Линейные параметры $\pm 0,04\%$ ($a, c = \pm 0,003$, $b = \pm 0,005$ Å), угловые $\pm 0,01^\circ$ [8].

2* Те же данные, пересчитанные по программе Эванса, Апплемана и Хэндверкера [9].

3* Синтезирован при 800° , $P_{H_2O} = 1$ кбар за 5–7 сут из стекол, приготовленных Шейрером в Геофизической лаборатории Института Карнеги, США [10].

4* Мол. дол. *Or*-компонента (N_{Or}). Синтез из дегидратированных гелей в гидротермальных условиях при $800 \pm 10^\circ$ и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар с контролем состава продукта синтеза методом атомной абсорбции [11]. Более высокие значения параметров b, c и V , чем в работе [10], объясняются достижением более высокой степени Si/Al-разупорядоченности анальбита.

5* Получен отжигом низкого альбита из Амелии при 1052° , $P = 1$ атм за 710 ч [12].

6* Анальбит состава $Ab_{99,4}Or_{0,3}An_{0,3}$ получен сухим отжигом низкого альбита из Казадеро, шт. Калифорния (США), $Ab_{99,7}Or_{0,2}An_{0,1}$ при 1090° за 110 сут [13].

Параметры ячейки для структурно уточненных анальбитов:

№ п/п	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,149(3)	12,880(1)	7,106(4)	93,37(3)	116,30(3)	90,28(3)	667,1
2	8,152	12,858	7,108	93,587	116,455	90,115	665,3
3	8,175(1)	12,893(2)	7,125(1)	93,50(2)	116,41(1)	90,19(1)	670,9
4	8,176(2)	12,891(3)	7,123(2)	93,40(2)	116,50(2)	90,27(2)	670,3

1 – Амелия, отожженный [14]; 2 – Тибурон, отожженный (Smith, 1974); 3 – Мама, отжиг при 1030°, 11 сут [15]; 4 – то же, отжиг при 1030°, 27 сут [15].

Полное структурное уточнение выполнено для отожженных низких альбитов: из Амелии, Курт-Хауз, шт. Виргиния (США) [14, 16], из Тибурон, Марин Каунти, шт. Калифорния (США) (Smith, 1974), и для альбита с Мамы (Северо-Байкальская мусковитовая провинция) – $Ab_{97,0}An_{1,0}Or_{2,0}$ [15].

Средние расстояния Т–О (Å) и распределение Al по Т-позициям в долях от $\Sigma Al = 1,00$ (t) (уточнены по уравнениям Смита (Smith, 1974)):

№ п/п	T_{10-O}	T_{1m-O}	T_{20-O}	T_{2m-O}	t_{10}	$t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$
1	1,648	1,644	1,639	1,643	0,26	0,24
2	1,650	1,640	1,641	1,643	0,300	0,235
3	1,649	1,642	1,640	1,642	0,290	0,235
4	1,646	1,641	1,641	1,642	0,280	0,245
5	1,651	1,646	1,645	1,642	0,29	0,24
6	1,650	1,643	1,644	1,644	0,26	0,24

1 – Амелия, отожженный [14]; 2 – Тибурон, отожженный (Smith, 1974); 3 – то же, при 1080° за 60 сут [17]; 4 – синтез с последующим отжигом при 1060°, 40 сут [18]; 5 – Мама, отжиг при 1030°, 11 сут [15]; 6 – то же, отжиг при 1030°, 27 сут [15].

Кристаллическая структура аналогична структуре низкого альбита, но анизотропия электронной плотности атома Na в высоком альбите еще больше, чем в низком, что объяснялось либо анизотропией тепловых колебаний щелочного атома внутри слишком просторной полости в Si,Al-каркасе, либо расщеплением позиции Na на две или даже четыре субпозиции.

Синтетический высокий альбит кристаллизовался в виде кристаллов двух типов: тонких иголок, вытянутых по оси c с гранями (010) и (001), полисинтетически сдвойникованных по альбитовому закону, и табличек, уплотненных по (010), с субмикроскопическими двойниками по периклиновому и карлсбадскому (?) законам (альбитовые двойники не наблюдались) [5, 6].

Физ. св. Прозрачный. Бесцветный. Сп. по (001) совершенная, по (010) ясная. Уд. в. $2,606 \pm 0,004$ [3, 4, 9].

В спектрах ядерного магнитного и ядерного электрического квадрупольного резонанса NMR/NQR альбита из Амелии, отожженного при 1303 K (1030°) в течение 7 сут и при 1333 K (1060°) в течение 43 сут, вместо пяти острых пиков ^{27}Al и трех пиков ^{23}Na (см. “Альбит”) сохраняются только по одному основному широкому сигналу от ядер ^{27}Al и ^{23}Na , что указывает на явления разупорядочения в структуре [19]. Структурное разупорядочение подтверждено методом высокоразрешающего ядерного магнитного резонанса с использованием магического угла спинового вращения MAS-NMR ядра ^{29}Si для отожженных при 1333 K (1060°) и 1353 K (1080°) за 3 недели альбитов из Францисканской провинции и Амелии (шт. Виргиния, США): кроме трех сигналов ^{29}Si , характерных для низкого альбита [20] (см. “Аль-

бит"), но сильно размытых (разупорядочение), наблюдались еще четыре слабых сигнала с изотропными химическими сдвигами -82 , -86 , -89 и -109 ppm [21]. Последний сигнал с относительной интенсивностью 0,1 (от общей интенсивности ^{29}Si) возникает из-за специфического окружения Si четырьмя атомами Si вместо трех атомов Si, как это имеет место в позициях T_{1m} и T_{20} , или двух атомов Si, как это наблюдается в позиции T_{2m} низкого альбита; это указывает на сохранение в высоком альбите порядка ближней координации при утрачивании им порядка дальней координации (Smith, Brown, 1988).

Физ.-хим. конст. Молярный объем $100,63 \pm 0,15$ см³ [3, 4, 9]. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при $74,7^\circ$ молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} отожженных альбитов из Амелии, шт. Виргиния (США), и Варутреска (Швеция), равна $-151,99$ и $-150,55$ ккал/моль соответственно; вычисленные из этих данных молярные теплоты образования $\Delta H_{298\text{K}} = 9,45$ и $10,10$ ккал/моль, а отнесенные к температуре плавления альбита (1393 К) скрытые теплоты плавления $L_T = 12,6$ и $13,2$ ккал/моль (48,1 и 50,4 кал/г) и энтропия $\Delta S_T = 9,0$ и $9,5$ кал/моль · град [22].

По данным Бермана [23], для высокого альбита при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta_f G^{P,T} = -3703,293$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3921,618$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 224,412$ кДж · град. К⁻¹/моль и молярный объем $V_{P,T} = 10,083$ Дж/бар. Отличие термодинамических данных [23] от данных [24] обусловлено иным способом расчета – из энтальпии, а не из энтропии элементов. Теплоемкость c_p (Дж/моль · град.) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0,5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 393,64$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -24,155$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -78,928$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 107,064$ в интервале $250-370^\circ$ [25], $339-997^\circ$ [26], $472-1250^\circ$ [27] и $373-1373^\circ$ [28]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

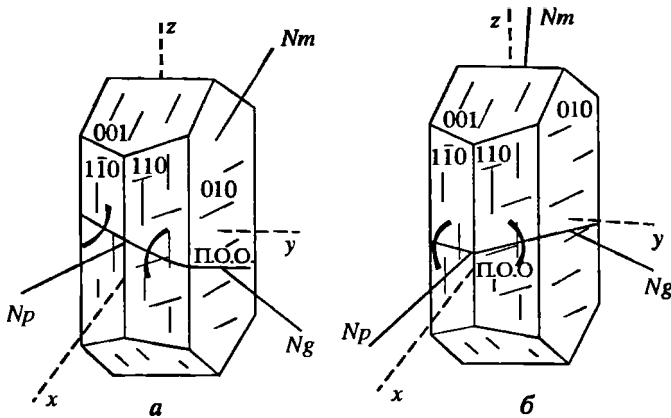
$$V^{P,T} / V^{P_r, T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6$ бар⁻¹ = $-1,945$; $V_2 \cdot 10^{12}$ бар⁻² = $4,861$ при максимальном давлении до 10 кбар [29]; $V_3 \cdot 10^6$ град. К⁻¹ = $26,307$; $V_4 \cdot 10^{10}$ град. К⁻² = $32,407$ при максимальной температуре до 1100° [30] (все по Берману [23] со ссылкой на указанные работы).

Энтальпия образования из элементов по данным [31], основанным на калориметрических измерениях, для альбита: $-3923,6$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов по данным [32], полученным, исходя из результатов изучения фазовых равновесий: $-3924,84$ кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для высокого альбита (альбита): свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3706,12$ кДж/моль, энтропия $S = 223,40$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,109$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,4520$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,3364$ кДж · град. К⁻², $c = -1275,9$ кДж · град. К, $d = -3,9536$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $a = 4,56$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 593$ кбар.

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. В отличие от низкого альбита оптически (-). Угол cNm возрастает до 26° (фиг. 34). Для синтетического



Фиг. 34. Различия в оптической ориентировке альбита (по Дюру и др., 1966)
 а – высокий альбит; б – низкий альбит

материала: $n_g = 1,534(1)$, $n_m = 1,532$, $n_p = 1,527(2)$; $n_g - n_p = 0,007$; $2V = -45^\circ$. Погасание на (010) 9° , на (001) $0-2^\circ$. Для отожженного альбита из Амелии, использованного в дальнейшем для структурного уточнения [16]: $n_g = 1,534(4)$, $n_m = 1,532$, $n_p = 1,527(3)$; $n_g - n_p = 0,007$; $2V = (-45)-(-55)^\circ$; $r < v$. Погасание на (010) 9° , на (001) 1° [5].

Хим. Теор. состав $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$: $\text{Na}_2\text{O} - 11,82$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44$; $\text{SiO}_2 - 68,74$. Вариации теор. составов в области Ab_{100-90} : $\text{Na}_2\text{O} - 11,82-10,57$; $\text{K}_2\text{O} - 0,00-1,79$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44-19,32$; $\text{SiO}_2 - 68,74-68,32$.

Анализ:

Na_2O	11,59	<i>Ab</i> (мол.%)	98,1	a_0	8,149
K_2O	0,28	<i>Or</i>	1,5	b_0	12,880
MgO	Сл.	<i>An</i>	0,4	c_0	7,106
CaO	0,08	Уд.в.	2,622	α	93,37
Fe_2O_3	0,08	n_g	1,534	β	116,30
Al_2O_3	19,62	n_m	1,532	γ	90,28
SiO_2	68,17	n_p	1,527	t_{10}	0,27
$\text{H}_2\text{O}\pm$	0,12	$-2V$	45-55	t_{1m}	0,24
Сумма	99,95			t_{20}	0,21
				t_{2m}	0,24

Отожженный при 1065° в течение 16 сут низкий альбит из пегматита шахты Рутерфорд, Курт-Хауз, Амелия, шт. Виргиния (США), анал. Стивенс [33, 34] (оригинал структурного уточнения [14, 16]), оптические данные после отжига – по [5, 6], рентгеновские данные – по [16].

Повед. при нагрев. При 980° (1253 К), если предварительным отжигом достигнуто соответствующее максимально неупорядоченное Si/Al-перераспределение в структуре, превращается в мональбит.

Находж. Анальбит, по-видимому, не встречается в природе из-за высокой изоморфной емкости Na-п.ш. при высокой температуре. Вместо него образуются анортоклазы, кислые плагиоклазы (альбит-олигоклаз) и тройные K,Na,Ca-полевые шпаты. Однако плагиоклазы с более высоким содержанием натрия, чем An_{20} , редко присутствуют в виде порфирированных вкрапленников в кислых эффузивах, например в риолитах.

Высокие и промежуточные альбиты устанавливаются в некоторых вулканических породах и в осадках, образовавшихся из термальных вод, например в обсадных трубах Паужетской скв. на Камчатке [35].

Искусств. При синтезе Na-п.ш. как при высоких температурах, так и при низких (метастабильно) во всех случаях кристаллизовался высокий альбит. Таттлом и Боуэном [5] он синтезирован из стекла альбитового состава под давлением водяного пара 1000 кг/см^2 в интервале $250\text{--}1000^\circ$. При использовании низкого альбита в качестве затравки при 775° превращался в высокий альбит за 3 сут, при 720° – за 2 недели (3 недели при 675° для превращения оказалось недостаточно). Лавесом и Чейссон [6] синтезирован в бомбах Мори при 300 и 450° . Анальбит синтезирован при $700\text{--}800^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ кг/см}^2$ за 1–9 сут [8]; при 800° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар за 5–7 сут получен раскристаллизацией стекол, приготовленных Шейрером в Геофизической лаборатории Института Карнеги (США) [10], а также из дегидратированных гелей в гидротермальных условиях при $800 \pm 10^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар (с контролем состава продукта синтеза методом атомной абсорбции) [11].

Высокотемпературный альбит получен также в результате продолжительного отжига низкого альбита при температуре чуть ниже температуры плавления Na-п.ш. Длительность отжига зависит от качества материала: альбит из Амелии, шт. Виргиния (США), превращался в высокотемпературную форму при 1050° за 10 сут, альбит из Варутреска (Швеция) – за 3 недели [5]. Анальбит получен отжигом низкого альбита из Амелии при 1052° , $P = 1$ атм за 710 ч [12], сухим отжигом низкого альбита из Казадеро, шт. Калифорния (США), $\text{Ab}_{99,7}\text{An}_{0,1}\text{Or}_{0,2}$, при 1090° за 110 сут [13]. Уинтером с соавт. [7, 30] серия образцов анальбита получена отжигом низкого альбита из Тибурон, Марин Каунти, шт. Калифорния (США), $\text{Ab}_{99,75}\text{Or}_{0,25}$, в платиновых ампулах при 1080° за 60 сут.

Диагност. От низкотемпературного альбита отличается по порошкограмме и оптическим свойствам.

Диагностическим является наличие рефлекса $3,01 \text{ \AA}$, отсутствующего на порошкограмме низкого альбита. Расстояние $2\theta_{\text{CuK}\alpha}(\bar{1}32) - (\bar{1}31)$ в высоком альбите значительно больше, чем в низком ($2,16^\circ$ против $1,34^\circ$). На рентгенограммах по методу монокристалла все рефлексы $h\bar{k}0$ (в частности, 820, 480, 370, 170, 190) имеют большую интенсивность, чем $h\bar{k}0$ [5].

Высокий альбит отличается от низкого оптическим знаком (–) с малым значением угла оптических осей (-45°), более низкими показателями преломления ($n_g = 1,534$, $n_p = 1,527$) и меньшим углом погасания на (010) – 9° (в низком альбите соответственно: $+83^\circ$, $n_g = 1,539$, $n_p = 1,529$ и угол погасания на (010) – 20°) [5]. Угол cNm возрастает от 18 до 26° (Марфунин, 1962).

Межплоскостные расстояния анальбита
(отожженный альбит из Амелии, шт. Виргиния, США) [36]

$\text{CuK}\alpha_1$ -излучение. Дифрактометр

hkl	l	d (Å)	2θ	hkl	l	d (Å)	2θ	hkl	l	d (Å)	2θ
$\bar{1}10$	9	6,445	13,76	$\bar{2}41$	24	2,518	35,64	330	1	2,085	42,28*
020	10	6,425	13,76	$\bar{3}12$	3	2,516	35,64	402	3	2,016	44,92
001	4	6,356	13,92	$1\bar{1}2$	3	2,515	35,64	241	1	2,010	45,06*

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
110	1	6,255	14,14	$\bar{2}40$	3	2,455	36,60	$\bar{4}01$	3	2,007	45,14
$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	6	5,822	15,22	$\bar{1}50$	1	2,451	36,60	061	5	1,9889	45,58
$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	6	5,648	15,68	221	3	2,435	36,88	3 $\bar{1}\bar{1}$	1	1,9874	45,58
0 $\bar{2}\bar{1}$	2	4,681	18,96	$\bar{1}\bar{5}1$	3	2,417	37,16	023	1	1,9724	45,98
021	1	4,372	20,30	$\bar{3}10$	3	2,407	37,32	311	1	1,9574	46,34
$\bar{2}01$	100	4,032	22,04	310	3	2,376	37,92	$\bar{2}\bar{2}\bar{2}$	4	1,9418	46,74
$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	23	3,884	22,88	240	7	2,371	37,92	$\bar{2}\bar{4}3$	1	1,9396	46,74
$\bar{1}\bar{3}0$	45	3,752	23,70	$\bar{1}\bar{5}1$	2	2,354	38,20	$\bar{4}\bar{2}\bar{2}$	9	1,9210	47,28
111	30	3,749	23,70	$\bar{1}\bar{1}\bar{3}$	1	2,319	38,80	$\bar{2}60$	6	1,8761	48,50
130	30	3,639	24,44	$\bar{3}\bar{3}1$	5	2,300	39,12	222	7	1,8747	48,50
$\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	9	3,472	25,64	$\bar{3}\bar{3}1$	7	2,280	39,50	$\bar{3}\bar{5}1$	1	1,8740	48,50
$\bar{2}\bar{2}\bar{1}$	2	3,422	26,02	$\bar{1}\bar{1}\bar{3}$	3	2,268	39,70	403	11	1,8467	49,30
$\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	17	3,368	26,44	$\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	2	2,245	40,12	3 $\bar{3}1$	1	1,8448	49,30
040	68	3,212	27,76	$\bar{2}\bar{4}\bar{2}$	2	2,226	40,50	0 $\bar{6}\bar{2}$	4	1,8349	49,64
$\bar{2}0\bar{2}$	83	3,203	27,82*	$\bar{1}\bar{5}1$	2	2,225	40,50	$\bar{1}\bar{1}\bar{3}$	3	1,8279	49,92
002	100	3,178	28,06*	042	2	2,186	41,26	043	3	1,8267	49,92
220	35	3,127	28,52	$\bar{3}\bar{3}\bar{2}$	1	2,178	41,38*	400	11	1,8253	49,92
$\bar{1}\bar{3}1$	18	3,016	29,60	$\bar{2}\bar{2}\bar{3}$	1	2,160	41,78	260	5	1,8197	50,06*
041	22	2,949	30,28	$\bar{1}\bar{5}\bar{2}$	1	2,142	42,16	$\bar{1}\bar{7}0$	3	1,7952	50,86
0 $\bar{2}\bar{2}$	16	2,929	30,50	060	11	2,142	42,16	113	8	1,7937	50,86
$\bar{2}\bar{2}\bar{2}$	10	2,911	30,68	$\bar{2}\bar{4}\bar{1}$	12	2,121	42,60	$\bar{4}\bar{2}\bar{3}$	1	1,7862	50,98*
131	21	2,835	31,54	003	1	2,119	42,60	$\bar{1}\bar{7}\bar{1}$	1	1,7827	51,22
$\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	6	2,815	31,76	151	5	2,103	42,98	331	1	1,7754	51,50
$\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	10	2,656	33,72	$\bar{3}\bar{1}\bar{3}$	3	2,093	43,16	$\bar{2}04$	21	1,7733	51,50

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса $\text{Cu K}\alpha_2$.

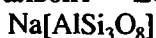
Литература

1. Fouqué F. // Bull. Soc. fr. miner. 1894. Vol. 17. P. 283–611.
2. Winchell A.N. // J. Geol. 1925. Vol. 33. P. 714–727.
3. Laves F. // Ibid. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 152–172.
4. Laves F. // Ibid. N 6. P. 549–574. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 173–203.
5. Tuttle O.F., Bowen N.L. // Ibid. 1950. Vol. 58, N 5. P. 572–583. Пер.: Туттл О.Ф., Боуэн Н.Л. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 117–133.
6. Laves F., Chaisson U. // Ibid. P. 584–592. Пер.: Лавес Ф., Чейссон У. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 64–76.
7. Winter J.K., Ghose S., Okamura F.P. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 921–931.
8. Donnay G., Donnay J.D.H. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 115–132.
9. Smith J.V. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 232. P. 47–68.
10. Orville P.M. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 52–86.
11. Luth W.C., Querol-Suñé F. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 25–40.
12. Hovis G.L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 672–679.
13. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
14. Ribbe P.H., Megaw H.D., Taylor W.H. et al. // Acta crystallogr. B. 1969. Vol. B-25, pt 8. P. 1503–1518.
15. Вараксина Т.В., Франк-Каменецкая О.И., Рождественская И.В. // Тез. докл. XI съезда ММА. Новосибирск, 1978. Т. 1. С. 72–73.
16. Ferguson R.B., Traill R.J., Taylor W.H. // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 5. P. 331–348. Пер.: Фергусон Р.Б., Трейл Р.Дж., Тэйлор В.Х. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57–95.

17. Уинтер Дж. К., Оканура Ф.Г., Год С. // Тез. докл. XI съезда ММА. Новосибирск, 1978. Т. 3. С. 43–45; Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
18. Prewitt C.T., Sueno S., Papike J.J. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 11/12. P. 1213–1225.
19. Brun E., Hafner St., Hartman P. et al. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113: M. Laue-Festschrift. S. 65–76. Пер.: Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П. и др. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 257–268.
20. Smith J.V., Blackwell C.S., Hovis G.L. // Nature. 1984. Vol. 309. P. 140–142.
21. Murdoch J.B., Stebbins J.F., Carmichael I.S.E. et al. // Eos. 1983. Vol. 64. P. 353.
22. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318.
23. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
24. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci.; Vol. 278-A).
25. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // J. Res. US. Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.
26. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
27. Kelly K.K., Todd S.S., Orr R.L. et al. // US Bureau Mines Rep. Invest. 1953. N 4955. P. 1–21.
28. White W.P. // Amer. J. Sci. 1919. N 47. P. 1–21.
29. Yoder H.S., Weir C.E. // Ibid. 1951. Vol. 249, N 9. P. 683–694.
30. Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
31. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
32. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
33. Stevens R.E. // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1934. Vol. 185-A. P. 1.
34. Emmons R.C. Selected petrogenic relationships of plagioclase feldspars. Wash. (D.C.), 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
35. Русинов В.Л. // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164. С. 149–151.
36. Borg I.Y., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.

Альбит Albite

Низкий альбит Low albite



Назван от латинск. *albus* – белый (Ган, Берцелнус – Gann, Berzelius, 1815). Впервые описан из Амелии, шт. Виргиния, США.

Разнов. *Периклин* – *pericline* (Брайтхаупт – Breithaupt, 1830) с удлинением кристаллов по оси *b* [010] и периклиновым типом двойникования, описан с Сен-Готарда, Швейцария (содержал примесь калия – 2,5 мас. % K_2O); *клевеландит* – *cleavelandite* (Бруке, 1823) [1], пластинчатый, уплощенный по (010), описан из Честерфилда, шт. Массачусетс (сейчас в шт. Нью-Гэмпшир), США.

Не выделяющиеся в настоящее время разновидности: *цигадит* – *zygadite*, описанный из Андреасберга в Гарце; *гипосклерит* – *hyposclerite* (Брайтхаупт – Breithaupt, 1930) из Арендала в Ауст-Агдере, Норвегия; *олафит* – *olafite* из Снарума в Бускеруде; *тетартин* – *tetartine* (Розе – Rose, 1883).

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$); $a_0 = 8,13\text{--}8,15$, $b_0 = 12,78\text{--}12,80$, $c_0 = 7,15\text{--}7,16$ Å; $\alpha = 94,2\text{--}94,3$, $\beta = 116,6\text{--}116,7$, $\gamma = 87,6\text{--}87,7$ °; $V = 662,0\text{--}666,4$ Å³; $Z = 4$. Параметры ячейки впервые измерены в [2–5] и в настоящее время определяются во всех исследованиях как фундаментальная константа.

Параметры ячейки для альбитов с полным структурным уточнением:

№ п/п	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>
1	8,138(6)	12,789(1)	7,156(2)	94,33(3)	116,57(3)	87,65(3)	664,2
2	8,133(3)	12,7808	7,155	94,272	116,615	87,725	662,0
3	8,152(1)	12,784(3)	7,165(1)	94,28(2)	116,67(1)	87,74(2)	665,4(2)
4	8,150(3)	12,797(3)	7,164(2)	94,24(2)	116,58(2)	87,69(3)	666,4(3)
5	8,142(2)	12,785(2)	7,159(2)	94,19(2)	116,61(2)	87,68(2)	664,5(9)

1 – Рамона, шт. Калифорния, США [6, 7] (Smith, 1974); 2, 3 – Тибурон, шт. Калифорния, США: 2 – [8], 3 – [9]; 4 – Мама, Вост. Сибирь [10]; 5 – Амелия, шт. Виргиния, США [11].

Изменение параметров ячейки альбита при нагревании (альбит из Тибурон, шт. Калифорния, $Ab_{99,75}Or_{0,25}$), по Винтеру с соавт. [9]:

<i>T</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>
250	8,175(1)	12,798(3)	7,166(1)	94,18(2)	116,54(1)	87,72(2)	669,0(2)
500	8,206(1)	12,817(3)	7,169(1)	93,99(2)	116,39(1)	87,68(2)	673,8(2)
750	8,242(1)	12,841(2)	7,176(1)	93,69(1)	116,27(1)	87,62(2)	679,6(2)
970	8,277(1)	12,860(2)	7,181(1)	93,33(1)	116,15(1)	87,56(1)	684,9(2)

С возрастанием температуры увеличиваются все линейные параметры ячейки, но уменьшаются ее углы.

При низкой температуре 13 К (–260°) для альбита из Амелии найдено: $a = 8,1151(8)$, $b = 12,7621(25)$, $c = 7,1576(6)$ Å; $\alpha = 94,218(12)$, $\beta = 116,803(8)$, $\gamma = 87,707(13)^\circ$; $V = 659,83$ Å³ [12].

Изменение параметров ячейки альбита в зависимости от давления (альбит из пегматита Курт-Хауз, Амелия, шт. Виргиния, США, с составом $Ab_{98}An_1Or_1$, согласно [13]) исследовано Ангелом с соавт. [14]:

<i>P</i> , кбар	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>
0,0	8,141(1)	12,783(1)	7,161(1)	94,23(1)	116,61(1)	87,69(1)	664,39(12)
6,5	8,100(1)	12,761(1)	7,146(1)	94,27(1)	116,72(1)	87,71(1)	657,94(9)
14,0	8,049(2)	12,727(1)	7,129(2)	94,24(1)	116,91(1)	87,78(1)	649,44(19)
19,0	8,025(1)	12,718(2)	7,117(1)	94,23(1)	116,87(1)	87,83(1)	646,21(15)
25,5	7,968(1)	12,684(1)	7,100(1)	94,17(2)	116,98(1)	87,93(1)	637,75(14)
29,5	7,952(2)	12,676(2)	7,095(2)	94,23(2)	116,97(2)	87,87(2)	635,60(19)
35,5	7,922(2)	12,663(3)	7,081(1)	94,18(3)	117,08(1)	87,99(2)	630,79(21)
41,5	7,864(1)	12,627(2)	7,058(1)	94,19(2)	117,09(2)	87,99(2)	622,31(16)
49,5	7,833(2)	12,614(2)	7,049(2)	94,09(1)	117,07(1)	88,08(1)	618,57(21)

С увеличением давления линейные параметры ячейки альбита (в первую очередь *a*), ее объем и угол α уменьшаются, а углы β и γ увеличиваются, что указывает на укорачивание колеччатых цепочек из [(Si,Al)O₄]-тетраэдров за счет уменьшения углов Т–О–Т. Объемный модуль равен 0,70 Мбар.

Полное структурное уточнение выполнено для низких альбитов из Амелии, Курт-Хауз, шт. Виргиния (США), – $Ab_{99,3}An_{0,1}Or_{0,6}$ [11, 15]; из Тибурон, Марин-Каунти, шт. Калифорния (США), – $Ab_{99,75}An_{0,00}Or_{0,25}$ [8] (Smith, 1974); из Рамоны, шт. Калифорния (США), – $Ab_{98,5}An_{0,5}Or_{1,0}$ [6, 7, 16, 17] (Smith, 1974); с Мамы (Северо-Байкальская мусковитовая провинция) –

$Ab_{97,0}An_{1,0}Or_{2,0}$ [10]. Для альбита из Рамоны выполнено также структурное уточнение при низкой температуре (-180°) [17], а для альбита из Тибурона – при высоких температурах 773, 1023 и 1243 К (500, 750 и 970°) [9] и для отожженных образцов при 25, 500, 750, 980 и 1040° [18] (см. “Анальбит”).

Для альбита из Амелии проведено сравнительное уточнение кристаллической структуры рентгенографическим и нейтронографическим методами при комнатной температуре [11] и нейтронографическим – при 13 К (-260°) [12].

Результаты структурного уточнения приводятся, по Харлоу и Брауну [11], при нормальной температуре, для нейтронографических и рентгенографических данных.

Расстояния (Si,Al)–O в неэквивалентных [(Si,Al) O_4]-тетраэдрах (Å):

В тетраэдре T_1O			В тетраэдре T_{1m}		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
T_1O-O_{A1}	1,7472(9)	1,749(2)	$T_{1m}-O_{A1}$	1,5955(8)	1,594(2)
T_1O-O_{B0}	1,7446(10)	1,739(2)	$T_{1m}-O_{Bm}$	1,6000(9)	1,599(2)
T_1O-O_{C0}	1,7348(9)	1,737(2)	$T_{1m}-O_{Cm}$	1,6214(8)	1,621(2)
T_1O-O_{D0}	1,7448(10)	1,744(2)	$T_{1m}-O_{Dm}$	1,6179(8)	1,614(2)
Среднее	1,7429	1,742	Среднее	1,6087	1,607

В тетраэдре T_2O			В тетраэдре T_{2m}		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
T_2O-O_{A2}	1,6322(8)	1,633(2)	$T_{2m}-O_{A2}$	1,6448(8)	1,650(2)
T_2O-O_{B0}	1,5918(8)	1,592(2)	$T_{2m}-O_{Bm}$	1,6205(8)	1,617(2)
T_2O-O_{Cm}	1,6171(8)	1,617(2)	$T_{2m}-O_{C0}$	1,5957(8)	1,594(2)
T_2O-O_{Dm}	1,6152(8)	1,619(2)	$T_{2m}-O_{D0}$	1,6015(8)	1,603(2)
Среднее	1,6141	1,615	Среднее	1,6156	1,616

Расстояния между атомами кислорода в тетраэдрах (Å):

В тетраэдре T_1O			В тетраэдре T_{1m}		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
$O_{A1}-O_{B0}$	2,7310(9)	2,732(3)	$O_{A1}-O_{Bm}$	2,6010(9)	2,610(3)
$O_{A1}-O_{C0}$	2,9528(10)	2,955(3)	$O_{A1}-O_{Cm}$	2,6747(8)	2,671(3)
$O_{A1}-O_{D0}$	2,7525(8)	2,753(3)	$O_{A1}-O_{Dm}$	2,5883(8)	2,583(3)
$O_{B0}-O_{C0}$	2,8861(8)	2,886(3)	$O_{Bm}-O_{Cm}$	2,6100(8)	2,612(3)
$O_{B0}-O_{D0}$	2,8783(10)	2,874(3)	$O_{Bm}-O_{Dm}$	2,6570(10)	2,651(3)
$O_{C0}-O_{D0}$	2,8518(8)	2,852(3)	$O_{Cm}-O_{Dm}$	2,6210(8)	2,620(3)
Среднее	2,8424	2,842	Среднее	2,6253	2,625

В тетраэдре T_2O			В тетраэдре T_{2m}		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
$O_{A2}-O_{B0}$	2,6595(9)	2,662(3)	$O_{A2}-O_{Bm}$	2,6258(8)	2,631(3)
$O_{A2}-O_{Cm}$	2,5653(7)	2,563(3)	$O_{A2}-O_{C0}$	2,5875(7)	2,585(2)
$O_{A2}-O_{Dm}$	2,6115(8)	2,618(3)	$O_{A2}-O_{D0}$	2,6349(8)	2,543(3)
$O_{B0}-O_{Cm}$	2,6612(9)	2,660(3)	$O_{Bm}-O_{C0}$	2,6367(10)	2,636(3)
$O_{B0}-O_{Dm}$	2,6524(8)	2,652(3)	$O_{Bm}-O_{D0}$	2,6428(8)	2,640(3)
$O_{Cm}-O_{Dm}$	2,6533(9)	2,659(3)	$O_{C0}-O_{D0}$	2,6884(9)	2,687(3)
Среднее	2,6339	2,636	Среднее	2,6365	2,637

Углы O-(Si,Al)-O в тетраэдрах (град.):

В тетраэдре T ₁ O			В тетраэдре T ₁ m		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
O _{A1} -T ₁ O-O _B O	102,91(5)	103,1(1)	O _{A1} -T ₁ m-O _B m	109,50(5)	109,6(1)
O _{A1} -T ₁ O-O _C O	115,99(5)	115,9(1)	O _{A1} -T ₁ m-O _C m	112,50(5)	112,3(1)
O _{A1} -T ₁ O-O _D O	104,04(5)	104,0(1)	O _{A1} -T ₁ m-O _D m	108,23(5)	108,4(1)
O _B O-T ₁ O-O _C O	112,21(5)	112,3(1)	O _B m-T ₁ m-O _C m	108,23(5)	108,4(1)
O _B O-T ₁ O-O _D O	111,16(5)	111,2(1)	O _B m-T ₁ m-O _D m	111,31(5)	111,2(1)
O _C O-T ₁ O-O _D O	110,08(5)	110,0(1)	O _C m-T ₁ m-O _D m	108,02(5)	108,2(1)
Среднее	109,40	109,4	Среднее	109,48	109,5

В тетраэдре T ₂ O			В тетраэдре T ₂ m		
	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
O _{A2} -T ₂ O-O _B O	111,15(5)	111,3(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _B m	107,21(4)	107,3(1)
O _{A2} -T ₂ O-O _C m	104,23(4)	104,1(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _C O	105,96(4)	105,7(1)
O _{A2} -T ₂ O-O _D m	107,06(4)	107,2(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _D O	108,51(4)	108,7(1)
O _B O-T ₂ O-O _C m	112,06(5)	112,0(1)	O _B m-T ₂ m-O _C O	110,14(5)	110,3(1)
O _B O-T ₂ O-O _D m	111,60(5)	111,4(1)	O _B m-T ₂ m-O _D O	110,22(5)	110,2(1)
O _C m-T ₂ O-O _D m	110,34(5)	110,6(1)	O _C O-T ₂ m-O _D O	114,46(5)	114,4(1)
Среднее	109,42	109,4	Среднее	109,42	109,4

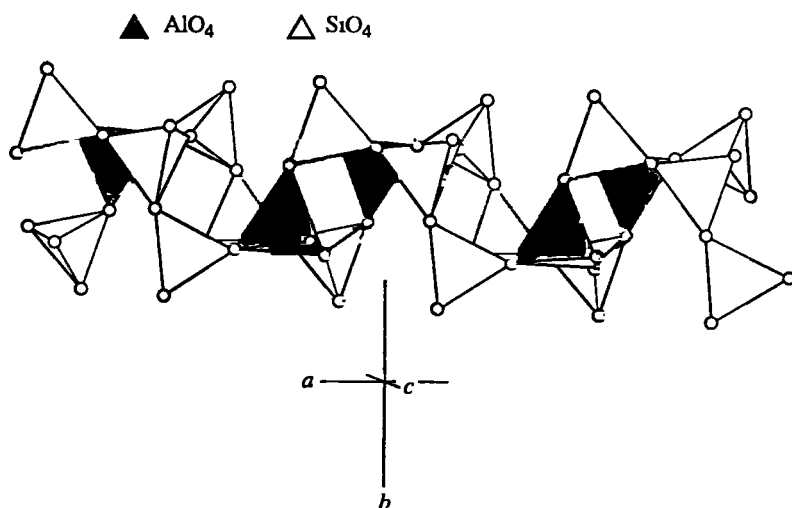
Углы (Si,Al)-O-(Si,Al) в кремнекислородном каркасе (град.):

	нейтрон.	рентген.		нейтрон.	рентген.
T ₁ O-O _{A1} -T ₁ m	141,45(5)	141,5(1)	T ₁ O-O _C O-T ₂ m	129,88(5)	129,8(1)
T ₂ O-O _{A2} -T ₂ m	130,08(4)	129,7(1)	T ₁ m-O _C m-T ₂ O	135,85(5)	135,8(1)
T ₁ O-O _B O-T ₂ O	139,66(5)	129,8(1)	T ₁ O-O _D O-T ₂ m	133,95(5)	133,9(1)
T ₁ m-O _B m-T ₂ m	161,20(5)	161,5(1)	T ₁ m-O _D m-T ₂ O	151,84(5)	151,8(2)
			Среднее	140,49	140,5

Расстояния в полости, занятой щелочным атомом (Å):

	Na (0000)		Na-O		Na ₂	
	нейтрон.	рентген.	нейтрон.	рентген.	нейтрон.	рентген.
O _{A1} (0000)	2,671(1)	2,671(2)	2,801(2)	2,797(4)	2,527(2)	2,535(4)
O _{A1} (000c)	2,537(1)	2,537(2)	2,458(2)	2,456(4)	2,644(2)	2,643(4)
O _{A2} (0000)	2,372(1)	2,369(2)	2,380(2)	2,381(4)	2,381(2)	2,372(4)
O _{A2} (000c)	3,724(1)	3,719(3)	3,837(3)	3,837(5)	3,600(3)	3,590(5)
O _{A2} (000c)	3,725(1)	3,733(3)	3,623(3)	3,627(5)	3,853(3)	3,863(5)
O _B (000c)	2,461(1)	2,464(2)	2,492(2)	2,499(4)	2,442(2)	2,438(4)
O _B (m00c)	3,465(2)	3,466(3)	3,640(3)	3,641(5)	3,261(3)	3,265(5)
O _C (0zi0)	2,961(1)	2,959(2)	2,835(2)	2,839(4)	3,116(2)	3,106(4)
O _C (mzi0)	3,266(1)	3,267(2)	3,390(3)	3,390(5)	3,127(3)	3,131(4)
O _D (0000)	2,437(1)	2,440(2)	2,451(2)	2,447(4)	2,438(2)	2,449(4)
O _D (m000)	2,996(2)	2,997(3)	2,835(3)	2,834(4)	3,188(3)	3,188(5)

В низком альбите весь Al практически находится в позиции T₁O, а Si – в позициях T₁m, T₂O и T₂m.



Фиг. 35. Фрагмент кристаллической структуры низкого альбита по Дана (Dana, 1997). Цепочки из TO_4 -тетраэдров ("карданные валы"), вытянутые вдоль оси a , образуют четверные кольца со строго упорядоченным распределением Si и Al

Средние расстояния T–O (Å) и распределение Al по T-позициям (t) в долях от $\Sigma \text{Al} = 1,00$ (по уравнениям Смита (Smith, 1974)) для альбитов с полным структурным уточнением:

№ п/п	$T_1\text{O}-\text{O}$	$T_{1m}-\text{O}$	$T_2\text{O}-\text{O}$	$T_{2m}-\text{O}$	$t_1\text{O}$	$t_{1m} = t_2\text{O} = t_{2m}$
1	1,746(4)	1,610(4)	1,615(4)	1,612(4)	0,97	0,00–0,03–0,02
2*	1,737(1)	1,617(1)	1,622(1)	1,616(1)	0,91	0,05–0,09–0,04
3	1,746	1,610	1,615	1,612	1,000	0,000
4	1,740	1,609	1,614	1,615	0,985	0,005
5	1,739	1,609	1,616	1,622	0,95	0,02
6	1,742(2)	1,607(2)	1,615(2)	1,616(2)	0,97(2)	0,035–0,00–0,00
7 ^{2*}	1,743(1)	1,609(1)	1,614(1)	1,616(1)	0,97(2)	0,035–0,00–0,00
8 ^{2*}	1,743	1,611	1,615	1,616	0,997(4)	–0,001(3), –0,002(3), –0,006(4)

* Согласно зависимости Смита и Бэйли [19], где Si–O = 1,61, Al–O = 1,75 Å.

^{2*} Нейтронографическим методом.

1 – Рамона [6, 7]; 2 – Рамона при -180° [17]; 3 – Рамона (Smith, 1974); 4 – Тибурон [8, 20] (Smith, 1974); 5 – Мама [10]; 6, 7 – Амелия [11]; 8 – Амелия при -260° [12].

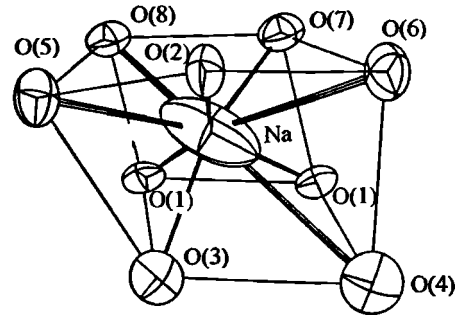
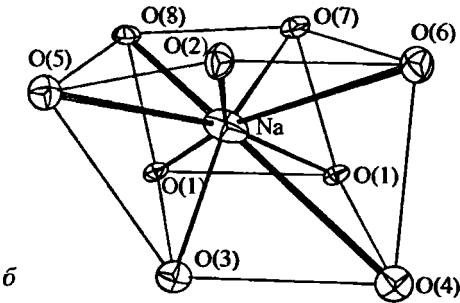
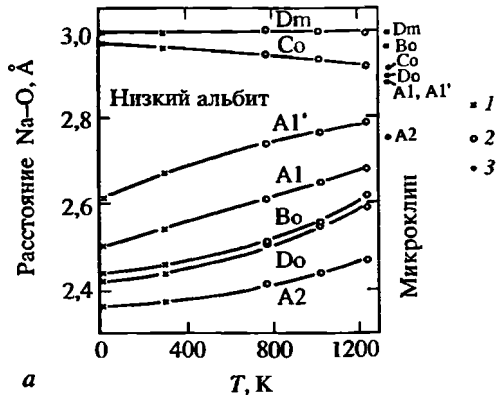
В структуре низкого альбита "карданные валы" из TO_4 -тетраэдров, образующие вытянутые вдоль оси a цепочки, соединяются в виде гирлянды четверных колец со строго упорядоченным распределением Si и Al (фиг. 35).

Специфической особенностью структуры альбита является высокая анизотропия электронной плотности атома Na с более высоким изотропным тепловым фактором ($B = 1,65 \text{ \AA}^2$), чем (Si, Al) ($B = 0,6 \text{ \AA}^2$) и кислорода ($B = 1,25 \text{ \AA}^2$), что соответствует "размазыванию" позиции Na с амплитудой $0,13 \text{ \AA}$ в плоскости \perp оси b и $0,18 \text{ \AA}$ вдоль оси b [6].

Причины этой анизотропии обсуждались в работах (Smith, 1954) [6, 7, 9, 11, 12, 17, 21]. Согласно [6], она обусловлена либо анизотропией тепловых колебаний Na внутри полости щелочного атома в Si, Al-каркасе, вызванной

Фиг. 36. Анизотропия атома Na в структуре низкого альбита (по Смитту и др. [12])

a – изменение расстояний Na–O до 7 ближайших атомов кислорода в структуре низкого альбита с температурой; 1 – альбит из Амелии по данным [11, 12], 2 – альбит из Тибурон по данным [9]; 3 – справа от диаграммы для сравнения показаны расстояния K–O в сандиане при комнатной температуре по (Smith, 1974); A1, A1', A2, B0, C0, D0, Dm – позиции атомов кислорода; *b* – сравнение ближайшего окружения атома Na при 13 К (слева) и при комнатной температуре (справа); O(1)–O(8) – атомы кислорода; O_{A1}, O_{A2}, O_{B0}, O_{Bm}, O_{C0}, O_{Cm}, O_{D0} и O_{Dm} соответственно; жирные линии – связи атома Na с 5 ближайшими атомами кислорода; эллипсы – конфигурация температурных колебаний атомов Na и кислорода



асимметричным расположением окружающих $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров в триклинном полевоом шпате, либо расщеплением позиции Na на две (или больше) “подпозиции” Na(1) и Na(2) с разрешением вдоль оси Y на 0,1 Å. Уточнение структуры при низкой температуре 93 К (-180°) [17] показало, что разрешение подпозиций должно быть еще большим (0,27 Å) и они наклонены к оси Y под углом 19° , однако эффект изменения теплового фактора от комнатной температуры до -180° был более значительным, чем экспериментально найденное раздвоение, и невозможно решить, вызвана ли анизотропия атома Na расщеплением его позиции на Na(1) и Na(2) или анизотропией тепловых колебаний. Исследования Винтера с соавт. [9] при высоких температурах показали, что атом Na в низком альбите (но не в высоком) анизотропно вибрирует около одного центра.

Выполненное Смитом с соавт. [12] нейтронографическое уточнение структуры альбита из Амелии при более низкой температуре, чем Вильямсом и Мегу, – 13 К (-260°) показало, что анизотропные колебания атома Na около одного центра более вероятны, чем его расщепление на подпозиции. Тепловые факторы для атомов каркаса Si ($B = 0,19\text{--}0,20 \text{ \AA}^2$), Al ($B = 0,20 \text{ \AA}^2$) и кислорода ($B = 0,29\text{--}0,42 \text{ \AA}^2$) при переходе от комнатной температуры до 13 К уменьшаются в 3 раза; при этом уменьшается и их анизотропия. Тепловой фактор Na более высокий ($B = 0,56 \text{ \AA}^2$). Он линейно связан с температурой; с возрастанием температуры существенно увеличиваются расстояния Na–O до 5 из 9 ближайших атомов кислорода: O_{A1}, O_{A1'}, O_{B0}, O_{D0} и O_{A2}, хотя расстояние до O_{Bm} практически не меняется, а до O_{C0} даже уменьшается (фиг. 36, *a*, *b*). Однако расстояния Na–O даже при 1243 К (970°) не достигают величин, характерных для K–O еще при комнатной температуре.

Пинакоидальный кл. $C_i - \bar{1}(C)$. $a : b : c = 0,6335 : 1 : 0,5577$; $\alpha = 94^\circ 15'$,
 $\beta = 116^\circ 47'$, $\gamma = 87^\circ 52'$.

Формы (по Гольдшмидту, 1897):

	φ	ρ		φ	ρ
$c\ 001$	$81^\circ 51'$	$27^\circ 01'$	$E\bar{0}\bar{2}\bar{1}$	$-25^\circ 44'$	$-49^\circ 18'$
$b\ 010$	$0\ 00$	$90\ 00$	$i\bar{5}\bar{5}\bar{2}$	$-65\ 41$	$-72\ 53$
$d\ 150$	$19\ 22$	$90\ 00$	$g\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	$-2\ 13$	$19\ 31$
$n\ 130$	$30\ 23$	$90\ 00$	$p\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	$-36\ 53$	$38\ 30$
$f\ 450$	$54\ 42$	$90\ 00$	$\sigma\bar{4}\bar{4}\bar{3}$	$-44\ 199$	$49\ 02$
$m\ 110$	$59\ 23$	$90\ 00$	$w\bar{2}\bar{2}\bar{1}$	$-50\ 34$	$62\ 07$
$M\bar{1}\bar{1}\bar{0}$	$-60\ 08$	$-90\ 00$	$\delta\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	$3\ 49$	$-11\ 38$
$F\bar{4}\bar{5}\bar{0}$	$-54\ 22$	$-90\ 00$	$\pi\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	$44\ 39$	$-34\ 11$
$N\bar{1}\bar{3}\bar{0}$	$-30\ 16$	$-90\ 00$	$\psi\bar{6}\bar{6}\bar{5}$	$48\ 35$	$-41\ 56$
$k\ 403$	$87\ 54$	$61\ 09$	$s\bar{4}\bar{4}\bar{3}$	$50\ 18$	$-46\ 17$
$x\bar{1}\bar{0}\bar{1}$	$-80\ 54$	$25\ 48$	$h\bar{3}\bar{3}\bar{2}$	$51\ 50$	$-50\ 55$
$o\bar{4}\bar{0}\bar{3}$	$-84\ 28$	$38\ 57$	$v\bar{2}\bar{2}\bar{1}$	$54\ 34$	$-60\ 50$
$y\bar{2}\bar{0}\bar{1}$	$-86\ 50$	$55\ 37$	$\tau\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	$-1\ 02$	$-37\ 26$
$e\ 021$	$22\ 57$	$52\ 18$			

$$bc\ 010 \wedge 001 = 86^\circ 24'$$

$$bm\ 010 \wedge 110 = 60\ 26$$

$$cM\ 001 \wedge \bar{1}\bar{1}\bar{0} = 69\ 10$$

$$mM\ 110 \wedge \bar{1}\bar{1}\bar{0} = 59^\circ 14'$$

$$cm\ 001 \wedge 110 = 65\ 15$$

$$cx\ 001 \wedge \bar{1}\bar{0}\bar{1} = 52\ 16$$

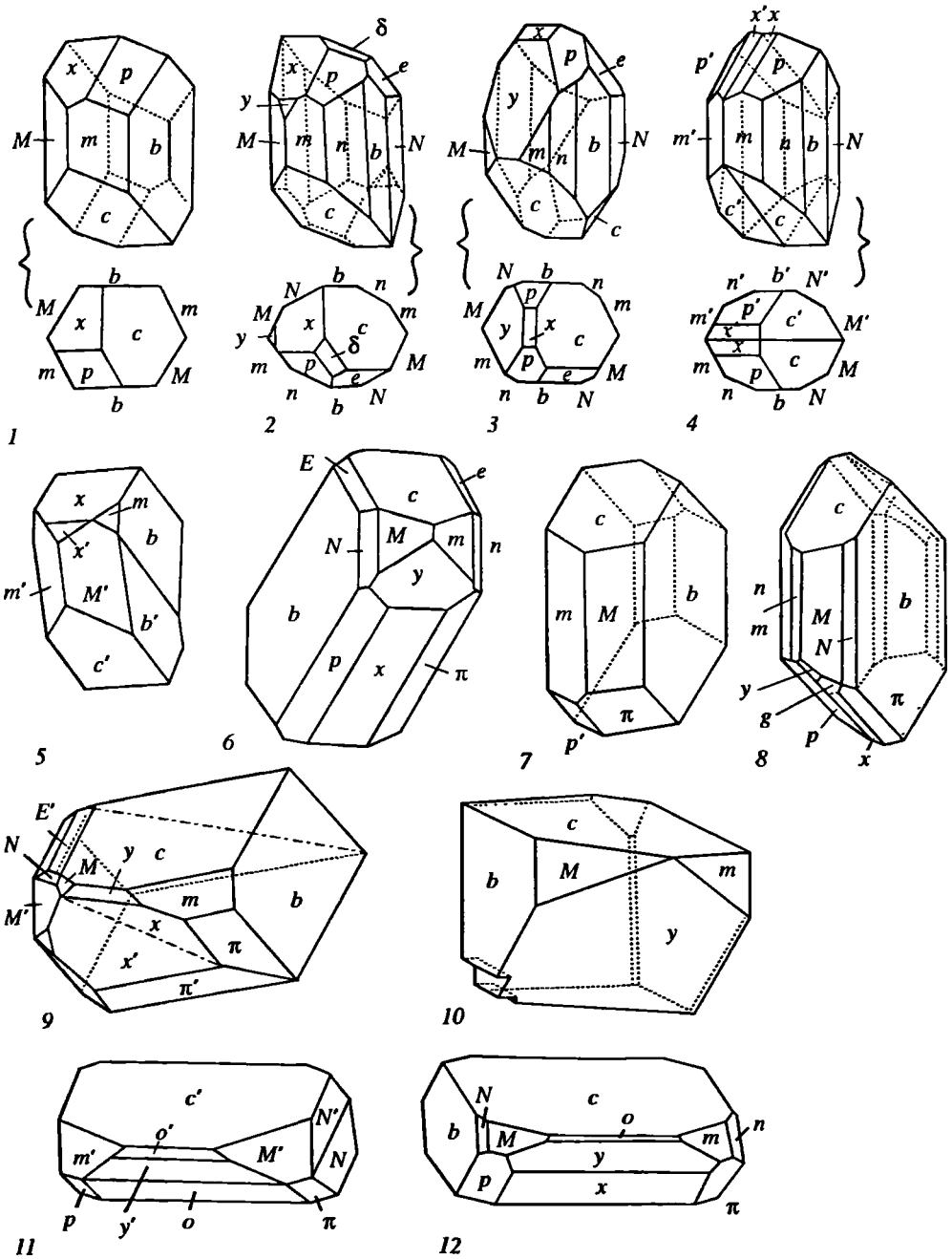
Кристаллы разнообразного габитуса (фиг. 37), изометричные или уплощенные по b (010). Кристаллы, уплощенные по c (001) и вытянутые вдоль оси b [010], получили название *периклинового типа*; уплощенные по c (001), листоватые кристаллы – *клевеландита*. Наиболее развиты формы: c (001), b (010), m (010), M (0 $\bar{1}\bar{0}$), x ($\bar{1}\bar{0}\bar{1}$).

Обычны двойники по альбитовому и периклиновому (фиг. 38) законам, часто полисинтетические; реже более сложные.

Для аутигенного альбита характерны кристаллы двух типов: периклинового – уплощенные по (001) и альбитового – уплощенные по (010); наиболее развиты грани (010), (110), (001), (111), (130), (20 $\bar{1}$) и (10 $\bar{1}$). Отмечались двойники по аклиновому [010], карлсбадскому [001], X-карлсбадскому (100) и Рок–Турне законам [22, 23]. Примером могут служить кристаллы периклинового типа из сенонских отложений Ганновера (альбитовые и X-карлсбадские двойники) с гранями (001), ($\bar{1}\bar{1}\bar{2}$), ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), (010), (130), ($\bar{1}\bar{3}\bar{0}$). ($\bar{1}\bar{1}\bar{0}$) и (02 $\bar{1}$) (фиг. 39) [24]. Типичные кристаллы клеветандита показаны на фиг. 40.

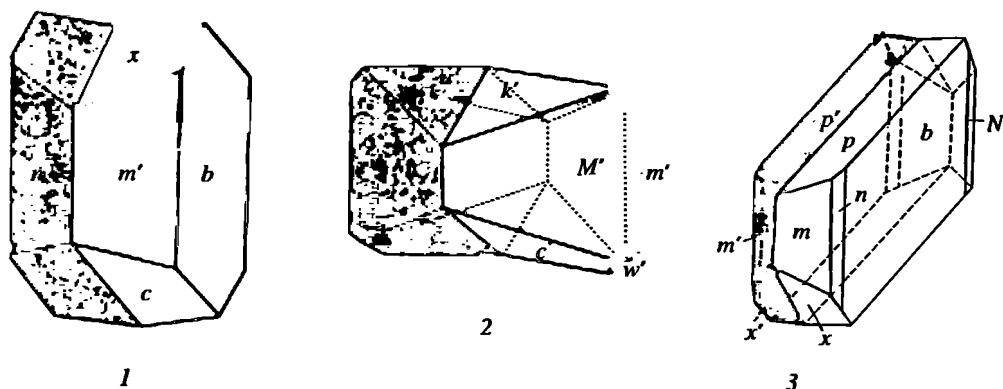
Физ. св. Сп. совершенная по (010) и (001), несовершенная по (100). Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,60–2,62. Цв. белый, серый, светло-желтый, реже светло-красный, зеленый, бурый, нередко бесцветные кристаллы. Прозрачен или полупрозрачен. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на пл. сп. часто перламутровый.

В альбитах в качестве примесных элементов-люминогенов установлены Fe^{3+} , Mn^{2+} , Pb^{2+} , Tl^+ и редкоземельные элементы [25].



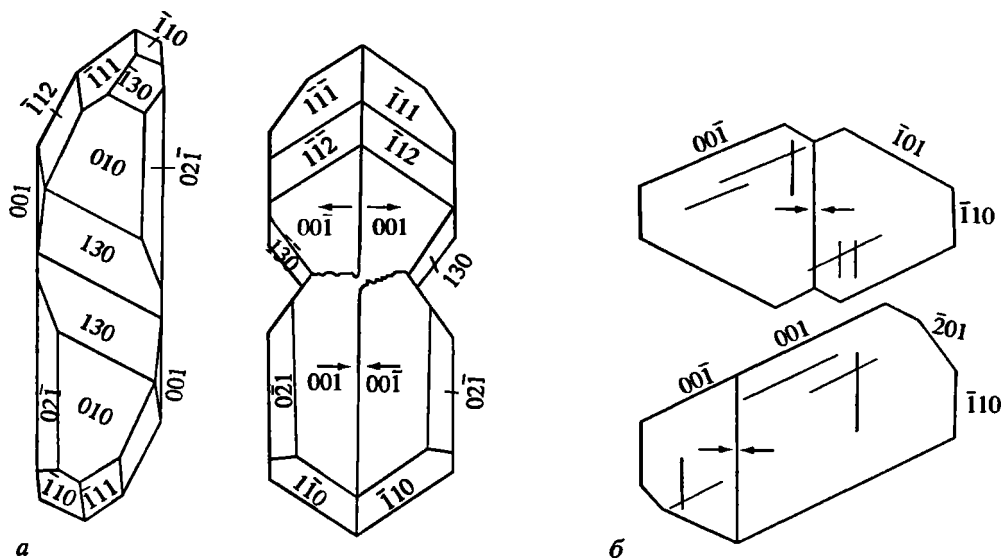
Фиг. 37. Кристаллы альбита (Гольдшмидт, 1916)

1-5 - Сен-Готард, Швейцария (по Мосу (1824) и Мосу и Хайдингеру, (1825)); 6 - Пфицц, Тироль, Австрия (по Де-Клуазо (1862-1874)); 7 - Циллertаль, Тироль, Австрия (по Штрауфу (1864) и Дана (1892)); 8 - Мидлтаун, шт. Коннектикут, США (по Штрауфу (1864) и Дана (1892)); 9 - Шмирн, Тироль, Австрия (по Чермаку (1873)); 10 - Вост. Сибирь (по Глинке (1889)); 11 - Лакос, о-в Крит (по Лакруа (1897)) (периклиновый габитус); 12 - Модан, деп. Савойя, Франция (по Де-Клуазо (1862-1874)) (периклиновый габитус)



Фиг. 38. Двойники альбита (Гольдшмидт, 1916)

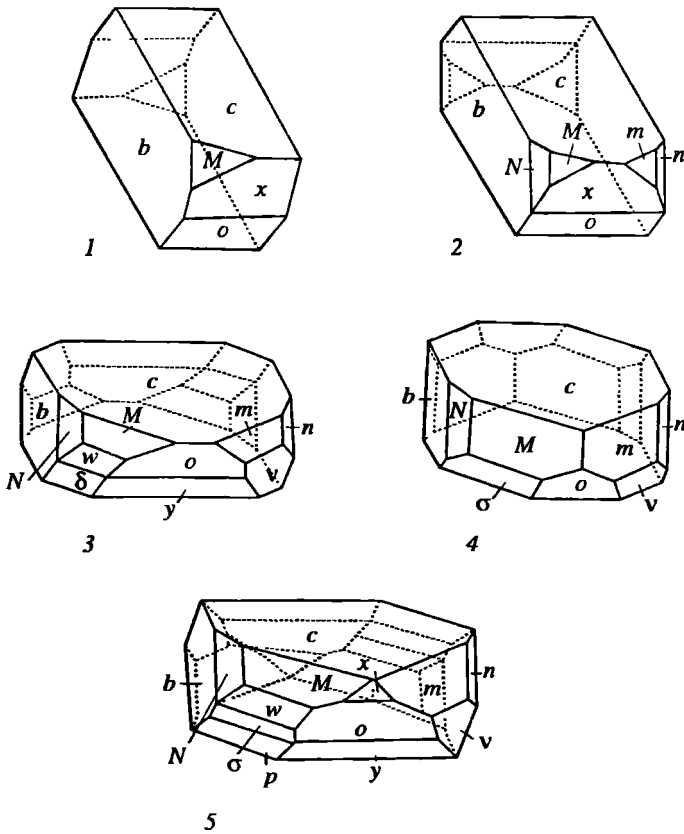
1 – Миас, Урал (по Филлипу, (1837) и Дана (1837)); 2 – Пфшич, Тироль, Австрия (по Ду-Френо, (1856–1859)); 3 – Арендал, Норвегия (по Хейдингеру (1845))



Фиг. 39. Кристаллы аутигенного альбита из сенонских отложений Ганновера, Германия (по Шонеру [24])

a – уплощенные по (001), в проекциях на (010) и (001); б – уплощенные по (010)

В спектрах рентгенолюминесценции в области 250–750 нм проявляются полосы излучения с максимумами 290 нм (Ti^+ , замещающий Na), 320 и 350 нм (Ce^{3+}), 400 нм (Eu^{2+}) и 570 нм (Mn^{2+}) (последняя полоса является наиболее интенсивной и вызывает зеленую РЛ), а также 850 нм (Pb^+ , замещающий Na); кроме того, проявляются широкие полосы экситонных центров, связанных с возбужденным состоянием кислорода (O^*) в $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (~400 нм) и $[\text{AlO}_4]^{5-}$ (440–470 нм), а также центр Fe^{3+} , замещающего Al в тетраэдрах (700–780 нм), вызывающий красную РЛ [26]. Набор полос возбуждения и их относительная интенсивность меняются в зависимости от геологической обстановки. В спектрах РЛ альбита из кварц-петалит-лепидолитово-



Фиг. 40. Кристаллы клевеландита (Гольдшмидт, 1916)

1 – Миас, Урал, 2 – Екатеринбург, Урал; 3, 5 – Сен-Готард, Швейцария; 4 – Арендал, Норвегия (1–5 – по данным Леви (1837))

го комплекса в редкометальном пегматите Калбы (Казахстан) установлены полосы кислорода (O^*), Eu^{2+} и Mn , а в позднем клевеландите из того же пегматита – только Mn^{2+} [26, 27], в пластинчатом альбите из редкометального пегматитового м-ния Вишняковское (Вост. Сибирь) – Tl^+ , Eu^{2+} и Mn^{2+} [26, 28]. В альбите из редкометальных, даже малоизмененных гранитов по сравнению с обычными гранитами резко увеличивается интенсивность полос Mn относительно Fe и появляются полосы TR-элементов [25].

В спектре катодоллюминесценции (КЛ) альбита, замещающего К-п.ш. в граните Халдзан, Бурегте (Монголия), с красной КЛ установлена только широкая полоса Fe^{3+} с максимумом 730 нм [26, 29].

ИК-спектры альбита в ближней и дальней ИК-области исследованы в [30–36 и др.]. Диагностические полосы поглощения в низком альбите: $\nu_1 = 649 \text{ см}^{-1}$, $\nu_2 = 534 \text{ см}^{-1}$ ($\nu_1 - \nu_2 = 115 \text{ см}^{-1}$, ИК-упорядоченность $\theta = 1,25$), $\nu_3 = 593 \text{ см}^{-1}$.

Ииши с соавт. [37, 38], исследовавшие ИК-спектр альбита в ближней ($400\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$) и дальней ($400\text{--}100 \text{ см}^{-1}$) ИК-области при комнатной температуре, на основе анализа силового поля Юри–Брэдли дают следующую его интерпретацию:

ω (см ⁻¹)	γ^*	Описание	ω (см ⁻¹)	γ	Описание
90	-	Na-O растяжение	462	1,10	} Взаимодействие O-Si-O деформации и Na-O растяжения
145	-	Na-O растяжение	476	0,82	
164	2,67	Na-O растяжение	497	-	
185	4,35	Na-O растяжение	531	0,43	
201	3,90	Na-O растяжение	589	0,58	
216	-0,74	Na-O растяжение	611	0,59	
251	-	Si-O-Al деформация или скручивание	650	0,32	O-Si(Al)-O изгиб
276	-	Si-O-Al деформация или скручивание	732	0,42	Si-Al(Si) растяжение
318	-	-	744	1,25	Si-Al(Si) растяжение
334	-0,14	Si-O-Si(Al) деформация или скручивание	761	0,54	Si-Si растяжение
374	-	-	781	0,92	Si-Si растяжение
387	0,24	Si-O-Si(Al) деформация или скручивание	994	0,70	Si(Al)-O растяжение
400	-1,07	Si-O-Si деформация	1018	0,72	Si(Al)-O растяжение
416	0,30	Si-O-Si деформация	1040	0,65	Si(Al)-O растяжение
429	-0,33	-	1058	0,29	-
			1102	1,35	Si-O растяжение
			1142	1,32	Si-O растяжение
			1162	1,74	Si-O растяжение

* Параметр Грюнейзена, $\gamma = [\partial \ln \omega / \partial \ln V]$.

Таким образом, в области 90–216 см⁻¹ проявляются валентные колебания $\nu(\text{Na-O})$, 251–429 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{Si-O-Al})$, $\delta(\text{Si-O-Si(Al)})$ и $\delta(\text{Si-O-Si})$, в области 462–531 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{O-Si-O})$ во взаимодействии с валентными колебаниями $\nu(\text{Na-O})$, 589–650 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{O-Si(Al)-O})$, 732–1162 см⁻¹ – валентные колебания $\nu(\text{Si-Al(Si)})$, $\nu(\text{Si-Si})$, $\nu(\text{Si(Al)-O})$ и $\nu(\text{Si-O})$.

Вибрационные свойства решетки связаны с теплоемкостью минерала [36].

Рамановский спектр альбита получен в [39] и Уайтом (см. [40]). По [39], в рамановском спектре устанавливаются полосы: 179, 207, 221, 249, 266, 282 (сред.), 338, 406, 415, 453, 476 (сильн.), 506 (сильн.), 528, 644, 762, 814, 977, 1031 и 1099 см⁻¹.

В спектрах ядерного магнитного резонанса (NMR) и ядерного электрического квадрупольного резонанса (NQR) альбита из Амелии (шт. Виргиния, США) установлены пять сигналов ²⁷Al (основной пик – центральный, наиболее интенсивный и по два сателлитовых, по обе стороны от центрального) и три сигнала ²³Na (основной пик и два сателлитовых) [41]. Эти данные подтверждены методом высокоразрешающего ядерного магнитного резонанса с использованием магического угла спинового вращения: в спектрах MAS-NMR установлено одно положение ядра ²⁷Al из пяти сигналов (основного и четырех сателлитов), соответствующее заполнению позиции T₁O, и

три сигнала от ядра ^{29}Si , соответствующие заполнению позиций: T_{1m} (с изотропным химическим сдвигом $-104,3$ ppm относительно частоты стандарта тетраметилсилана), T_2O ($-96,9$ ppm) и T_{2m} ($-92,3$ ppm) [42]. Единственное положение ^{23}Na дает три сигнала (основной пик и два сателлита), что скорее согласуется с гипотезой об анизотропии тепловых колебаний Na в единой позиции, чем о ее расщеплении на две подпозиции.

В альбите из Амелии с помощью ЭПР на частоте $9,2$ ГГц в температурном интервале $5-260$ К выделено шесть метастабильных O^{1-} электронно-дырочных центров: четыре центра $O^{1-}/2 \text{ }^{27}\text{Al}$, один $O^{1-}/^{27}\text{Al} \times 2 \text{ }^{23}\text{Na}$ и один $O^{1-}/[\text{Si}, \text{M}^{2+}]$ [43]. Определены главные значения g - и A -тензоров и пределы термальной устойчивости центров. Центры $O^{1-}/2 \text{ }^{27}\text{Al}$ могут быть идентифицированы как мостиковые связи: $\text{Al}(T_1O)-O_{C(0)}-\text{Al}(T_2m)$, $\text{Al}(T_1O)-O_{D(0)}-\text{Al}(T_2m)$, $\text{Al}(T_2O)-O_{C(m)}-\text{Al}(T_1m)$ и $\text{Al}(T_2O)-O_{D(m)}-\text{Al}(T_1m)$, нарушающие правило Левенштейна о невозможности существования в структуре связей типа $\text{Al}-O-\text{Al}$. Для простоты они обозначены как " c_0 ", " d_0 ", " c_m " и " d_m " (см. введение к "Полевым шпатам"). Общая концентрация центров $2 \cdot 10^{-4}-3 \cdot 10^{-4}$. Центры разрушаются после нагревания до 523 К за 3 ч. Центр $O^{1-}/^{27}\text{Al} \times 2 \text{ }^{23}\text{Na}$ соответствует мостиковой связи $\text{Si}(T_1O)-O_{A(1)}-\text{Al}(T_1m)$ и обозначен как (" a' "). Его концентрация $1 \cdot 10^{-4}$. Он разрушается после нагревания выше 493 К за 3 ч. Центр $O^{1-}/[\text{Si}, \text{M}^{2+}]$ соответствует O^{1-} в позиции $D(m)$, связывающей T_2O и T_{1m} и обозначен как " h_m ". Его концентрация также $1 \cdot 10^{-4}$, и он разрушается после нагревания выше 623 К за 3 ч. Все разрушенные нагреванием центры восстанавливаются после реактивации рентгеновским облучением.

ЭПР центр Fe^{3+} исследован в [44, 45].

Физ.-хим. конст. Молярный объем $100,21 \pm 0,19$ см³ [3, 4, 46]. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при $74,7^\circ$ молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} альбитов из Амелии, шт. Виргиния (США), и Варутреска (Швеция) равна $-149,79$ и $-148,12$ ккал/моль соответственно; вычисленные из этих данных молярные теплоты образования $\Delta H_{298\text{K}} = 2,20$ и $2,43$ ккал/моль, а отнесенные к температуре плавления альбита (1350 К) скрытые теплоты плавления $L_T = 3,3$ и $3,5$ ккал/моль ($12,6$ и $13,4$ кал/г) и энтропия $\Delta S_T = 2,4$ и $2,6$ кал/моль \cdot град. [47].

По данным Бермана [48], для низкого альбита при стандартных условиях (1 бар и $298,15$ К) свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta_f G^{P,T} = -3711,715$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3935,100$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 207,443$ кДж \cdot град. K^{-1} /моль и молярный объем $V^{P,T} = 10,043$ Дж/бар. В отличие от термодинамических данных [49] они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов в стандартных условиях. Теплоемкость c_p (в Дж/моль \cdot град) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0.5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 393,64$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -24,155$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -78,928$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 107,064$ в интервале $250-370^\circ$ [50], $339-997^\circ$ [51], $472-1250^\circ$ [52] и $373-1373^\circ$ [53]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V^{P,T} / V^{P,T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6$ бар⁻¹ = $-1,945$; $V_2 \cdot 10^{12}$ бар⁻² = $4,861$ при максимальном давлении до 10 кбар; $V_3 \cdot 10^6$ град. K^{-1} = $26,307$; $V_4 \cdot 10^{10}$ град. K^{-2} = $32,407$ при макси-

мальной температуре до 1100° [54]; все данные по Берману [48] со ссылкой на указанные работы.

Энтальпия образования из элементов по данным [55], основанным на калориметрических измерениях, для низкого альбита: $-3935,0$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов по данным [56], основанным на изучении фазовых равновесий, для низкого альбита: $-3934,60$ кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства: свободная энергия образования Гиббса $\Delta G = -3711,91$ кДж/моль, энтропия $S = 210,10$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,006$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-5}$: $a = 0,4520$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,3364$ кДж · град. К⁻², $c = -1275,9$ кДж · град. К, $d = -3,9536$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $\alpha = 4,56$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 593$ кбар и параметры Ландау для вычисления зависимости температуры превращения порядок–беспорядок от давления: критическая температура при 1 бар $T_c = 950$ град. К, максимальная (избыточная) энтропия разупорядочения $S_{\max} = 16,00$ Дж · град. К⁻¹ и максимальный (избыточный) объем разупорядочения $V_{\max} = 0,1240$ Дж · бар⁻¹ [56].

Коэффициент самодиффузии Na в альбите $Ab_{98}Or_{1,4}An_{0,6}$, найденный в хлоридном растворе, для цилиндрической модели при 573–1073 К и 200 МПа $D_0 = 5,7 \cdot 10^{-7}$ м²/с, энергия активации самодиффузии $Q = 176 \pm 8$ кДж/моль [57]. Для того же образца при 873–1073 К и 200 МПа коэффициент самодиффузии K $D_0 = 7,5 \cdot 10^{-9}$ м²/с, энергия активации $Q = 172 \pm 25$ кДж/моль [57], а максимальное значение D для диффузии микропримеси Rb при 1073 К равно 10^{-17} [57] (Smith, Brown, 1988). Для того же образца альбита с помощью ионного зонда для самодиффузии K перпендикулярно (001) в хлоридном растворе, при 773–1073 К и 200 МПа получено значение $D_0 = 1,1 \cdot 10^{-9}$ м²/с, энергия активации $Q = 159$ кДж/моль [58]. По данным Петровича, для внутренней диффузии в расплавленной соли хлорида для K в альбите при 1129–1284 К и 0,1 МПа коэффициент диффузии и энергия активации, рассчитанные из коэффициентов диффузии между кристаллом и расплавом соли, $D_0 = 3 \cdot 10^{-7}$ м²/с, $Q = 243 \pm 21$ кДж/моль (Smith, Brown, 1988).

Прямых измерений самодиффузии Si и Al в процессах Si/Al-упорядочения/разупорядочения нет. Согласно (Smith, Brown, 1988), энергии активации их диффузии должны быть сопоставимы с энергией связей Si–O и Al–O (~400 кДж/моль). Расчетные значения для разупорядочения альбита на воздухе варьируют (310–393 кДж/моль) [59, 60]. При давлении воды $P_{H_2O} = 1$ ГПа и 1273 К скорость разупорядочения альбита возрастает в 20 раз по сравнению с сухими условиями, и энергии активации соотносятся как 280 и 360 кДж/моль. Для процесса упорядочения альбита при 96 МПа рассчитанная энергия активации была 258 кДж/моль между 1173 и 973 К и 234 кДж/моль между 823 и 723 К, но равновесие не было достигнуто [61]. Коэффициент диффузии Si/Al, рассчитанный из энергий активации для сухого разупорядочения при 0,1 МПа и 1343–1353 К и экспериментов по низкотемпературному упорядочению в гидротермальных условиях, $D_0 \sim 10^{-23} - 10^{-25}$ м²/с [62].

Коэффициент диффузии кислорода в альбите $Ab_{99}Or_1$, определенный методом масс-спектропии, в воде при 713–1078 К и 25–60 МПа $D_0 = 4,5 \cdot 10^{-9}$ м²/с, энергия активации $Q = 155$ кДж/моль [63]. Для Ab_{99} и Ab_{97} в воде и хлоридном растворе при 623–1073 К и 100–200 МПа эти значения,

полученные с помощью ионного зонда, перпендикулярно плоскости (001) оказались значительно ниже: $D_0 = 2,3 \cdot 10^{-13}$ м²/с, $Q = 89 \pm 5$ кДж/моль [64]. Для альбита из Хале, $Ab_{96}Or_1An_2$, с пониженной плотностью, в воде при 723–1023 К и 200 МПа получены значения $D_0 = 9,8 \cdot 10^{-10}$ м²/с, $Q = 140 \pm 3$ кДж/моль [65].

Эксперименты по партиционированию микропримесей между альбитом и равновесным хлоридным гидротермальным раствором выявили следующие его ионообменные свойства при 600° и $P_{H_2O} = 1000$ бар [66]:

Показатели	K ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺
Предельное содержание примеси в санидине, до которого твердый раствор остается идеальным (мол. дол., мас.%, ppm) $N(x)_{ideal}$	Не опр.	$3 \cdot 10^{-4}$ ($1 \cdot 10^{-4}$) [*] (33 ppm Rb) [*]	$2 \cdot 10^{-5}$ (10^{-5}) [*] (5 ppm Cs) [*]	$6 \cdot 10^{-3}$ 914 ppm Ca	$4 \cdot 10^{-3}$ 1340 ppm Sr	Не опр.
Коэффициент разделения хлоридный раствор–полевой шпат k	Нет константы до $7 \cdot 10^{-4}$	30(36) [*]	16 (> 100) [*]	0,32	0,05	Нет константы до 10^{-6}
Тип отклонения от идеальности	Не опр.	+	+	+	+	Не опр.
Предел растворимости примеси в санидине (мол. дол., мас.%, ppm) $N(x)$	$7 \cdot 10^{-2}$ 1,04% K	$5 \cdot 10^{-3}$ 1630 ppm Rb	$5 \cdot 10^{-4}$ 253 ppm Cs	$2 \cdot 10^{-2}$ 3050 ppm Ca	$5 \cdot 10^{-2}$ 1,65% Sr	$4 \cdot 10^{-2}$ 2,06% Ba
Фаза, появляющаяся на пределе растворимости	Санидин	RbAlSi ₃ O ₈	Поллуцит	Два плагиоклаза + волластонит	SrAl ₂ Si ₂ O ₈ трикл.	BaO · Al ₂ O ₃ × × 4SiO ₂ · у BaCl ₂ · z H ₂ O кубич.
Ссылка	[67]	[67]	[67]	[68]	[68]	[68]

* В скобках значения с учетом абсорбции Rb и Cs поверхностью зерен альбита.

За исключением K и Ba, альбит обнаруживает нормальное партиционирование микропримесей, соответствующее идеальным растворам, но предельные их содержания очень малы (по сравнению, например, с санидином). Все щелочные одновалентные примеси накапливаются преимущественно в гидротермальном растворе, а не в сосуществующем альбите ($k > 1$), тогда как все щелочноземельные примеси (двухвалентные) преимущественно входят в полевошпатовую фазу. Несмотря на неограниченный изоморфизм между NaAlSi₃O₈ и KAlSi₃O₈ и соответствие промежуточных членов серий регулярному асимметричному твердому раствору, ионообменные замещения K → Na между гидротермальным раствором и альбитом при малых концентрациях калия не соответствуют идеальным раство-

рам. Ва имеет тенденцию накапливаться в альбите, но при содержаниях примеси в интервале 10^{-6} – $5 \cdot 10^{-4}$ состав сосуществующего раствора остается постоянным, что указывает на появление двух находящихся с ним в равновесии силикатных фаз; при предельном содержании $N(\text{Ba}) = 0,15$ появляется фаза $\text{BaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot y\text{BaCl}_2 \cdot z\text{H}_2\text{O}$ (кубич.), обнаруженная ранее [69].

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Оптически (+). $cNm = 18^\circ$ (см. фиг. 34). Оптическая ориентировка (для составов Ab_{100-95}) относительно взаимоперпендикулярных осей триады: $\angle Ng \perp (010) = 18-14^\circ$, $\angle Nm[001] = 18-16^\circ$, $\angle Np \perp [001] \parallel (010) = 1,5-6^\circ$ (для сравнения в высоком альбите $19-10,5$, $36-21,5$ и $17-19^\circ$ соответственно), по другой диаграмме для Ab_{100} : $\angle Ng \perp (010) = 17^\circ$, $\angle Nm \perp (001) = 28^\circ$, $\angle Np[100] = 9^\circ$ (для сравнения в высоком альбите 29 , 33 и 12° соответственно), $n_g = 1,538-1,540$, $n_m = 1,532-1,535$, $n_p = 1,528-1,531\text{Å}$; $n_g - n_p = 0,010-0,009$; $2V = +(75-82)^\circ$ (Марфунин, 1962). По (Дана, 1997), $+2V = 78-79^\circ$, в отличие от высокого альбита, в котором $2V = -(48-50)^\circ$.

Для аутигенного альбита характерна низкотемпературная оптика. $n_p = 1,528-1,529$, $n_m = 1,533-1,534$, $n_g = 1,539-1,540\text{Å}$; $2V_{Ng} = +(83-86)^\circ$. Погасание на (010) со следом сп. (001) $19-19,5^\circ$, на (001) со следом сп. (010) $3-4^\circ$, в зоне [010] со следом сп. (010) $14-15^\circ$ [22-24].

Хим. Теор. состав чистого альбита ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$): $\text{Na}_2\text{O} - 11,82$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44$; $\text{SiO}_2 - 68,74$. Молекулярный вес 262,24.

Вариации теор. состава плагиоклазов альбитового ряда (An_{0-5}): $\text{Na}_2\text{O} - 11,82-11,19$; $\text{CaO} - 0,00-1,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44-20,35$; $\text{SiO}_2 - 67,39-68,74$. Вариации теор. состава альбита в ряду K,Na-полевых шпатов ($Ab_{100}-Ab_{95}Or_5$): $\text{Na}_2\text{O} - 11,82-11,19$; $\text{K}_2\text{O} - 0,00-0,89$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,44-19,38$; $\text{SiO}_2 - 68,74-68,53$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	11,59	11,49	11,07	11,43	11,34	10,54	11,65	11,69
K_2O	0,28	0,15	0,29	0,44	0,11	0,69	0,08	0,18
MgO	Сл.	–	0,04	–	–	0,28	0,00	Сл.
CaO	0,08	0,15	0,00	0,25	0,50	0,41	0,03	0,05
FeO	–	–	0,02	–	–	–	–	–
Fe_2O_3	0,08	0,04	0,03	0,12	–	0,26	0,08	0,10
Al_2O_3	19,62	20,00	19,65	20,48	20,58	19,85	19,64	19,73
SiO_2	68,17	68,06	67,84	67,24	67,66	67,66	68,30	68,05
H_2O^\pm	0,12	–	0,86	0,30	0,21	0,23	0,11	0,13
Сумма	99,95	99,89	99,80	100,26	100,40	100,12	100,07	99,94
Ab (мол.%)	98,0	98,5	98,3	96,4	97,0	92,2	99,4	98,8
An	0,4	0,8	0,0	1,2	2,4	3,8	0,1	0,2
Or	1,6	0,7	1,7	2,4	0,6	4,0	0,5	1,0
Уд.в.	2,622	–	–	2,6266	2,626	2,625	2,612	2,621
n_g	1,5378– 1,5390	–	1,539	1,5392	1,540	1,5385	–	1,5386
n_m	–	–	1,533	1,5328	1,534	1,5325	–	1,5317
n_p	1,5279– 1,5283	–	1,529	1,5292	1,530	1,5286	–	1,5277– 1,5281
$2V$	–	–	79	81,8	–	78°8'	77	75–80,5
a_0	–	8,142	–	–	–	–	–	8,138
b_0	–	12,785	–	–	–	–	–	12,789
c_0	–	7,159	–	–	–	–	–	7,156

	1	2	3	4	5	6	7	8
α	-	94,19	-	-	-	-	-	94,33
β	-	116,61	-	-	-	-	-	116,57
γ	-	87,68	-	-	-	-	-	87,65
t_{10}	-	0,97	-	-	-	-	-	0,97
t_{1m}	-	0,04	-	-	-	-	-	0,00
t_{20}	-	0,00	-	-	-	-	-	0,03
t_{2m}	-	0,00	-	-	-	-	-	0,02

1 – из пегматита шахты Рутерфорд, Курт-Хауз, Амелия, шт. Виргиния (США), совершенно прозрачный, анал. Ственс [70, 71]; 2 – там же, анал. Монталто [72, 73] (оригинал структурного уточнения [11]); 3 – там же, анал. Чадбурн [47]; 4 – там же, пластинчатый стекловатый, анал. Спенсер (оригинал структурного уточнения) [74, 75]; 5 – там же, анал. Мин [76]; 6 – там же, анал. Салбом [77]; 7 – сахаровидный, из пегматита, Варутреск (Швеция) [78]; 8 – из полости в альбитизированном пегматите, рудник Литтл-Три, Рамона, округ Сан-Диего, шт. Калифорния (США), анал. Ственс [71] (оригинал структурного уточнения) [6, 7], уточненные оптические данные: $n_g = 1,538$, $n_m = 1,532$, $n_p = 1,528$, $2V$ то же [6], рентгеновские данные по [7].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na_2O	11,62	11,72	11,53	10,80	10,97	11,51	10,75	10,30
K_2O	0,24	0,03	0,10	0,62	0,36	0,13	0,35	0,60
MgO	-	0,00	-	0,10	0,10	0,00	0,13	0,70
CaO	0,08	0,22	0,58	0,62	0,81	0,13	0,26	0,50
BaO	-	-	-	-	-	-	0,52	-
Fe_2O_3	0,10	0,00	0,57	-	0,07	0,13	0,25	0,55
Al_2O_3	20,44	19,63	19,62	20,16	20,50	19,50	20,39	19,95
SiO_2	67,10	68,71	66,84	66,26	67,41	68,76	67,02	67,10
H_2O^\pm	0,40	0,40	-	0,77	1,52	0,08	0,46	0,85
Сумма	99,98	100,31	100,01	100,08	100,37	100,24	100,16	100,55
Ab (мол.%)	99,2	98,8	96,7	92,9	93,5	98,7	92,1	89,5
An	0,3	1,0	2,7	3,6	4,5	0,6	1,3	7,1
Or	0,5	0,2	0,6	3,5	2,0	0,7	2,1	3,4
Уд.в.	2,6280	-	-	2,56–2,61	2,619	-	-	-
n_g	1,5392	1,5392	-	1,537	1,5392	1,540	-	-
n_m	1,5326	1,5330	-	1,530	1,5327	1,535	-	-
n_p	1,5285	1,5289	-	1,526	1,5283	1,530	-	-
$2V$	79	78°39'	-	78	79,5	80	80	-

9 – из слюдяного пегматита Кодарма, шт. Бихар (Индия), анал. Спенсер [75]; 10 – из Альп-Ричуна (Швейцария), анал. Сето [79], оптика по [80]; 11 – из хлоритового сланца, Бесси-Майн, преф. Эхим (Япония), анал. Такубо [81, 82]; 12 – из пустот в граните, крустифицированный ортоклазом, Бавено, Пидмонт (Италия) [83]; 13 – с кварцем и сфеном в трещинах в амфиболите, ледник Форно, Валь-Девверо, Оссола, Пидмонт (Италия) [84]; 14 – из альбитита, Варутреск (Швеция), анал. Цейс [47]; 15 – сахаровидный альбит из щелочного пегматита в миаскитовом нефелиновом сиените, Курочкин лог, Вишневые горы, Урал, анал. Тумшлович, дополнительно найдено $\text{MnO} = 0,03$ [85]; 17 – аутигенный альбит из известняка, Райпур, шт. Гангпур, Бенгалия (Индия), анал. Спенсер [86] (не исключено, что материал загрязнен примесью доломита).

Наиболее детально химически изучен альбит из Амелии, шт. Виргиния, США, который широко использовался в качестве эталона для структурных, спектроскопических, физико-химических и экспериментальных исследований, Анализы альбита из Амелии имеются также в работах [87–89 и др.].

Диагн. исп. Кислоты, кроме HF, не действуют. П.п.тр. легко сплавляется в белое стекло, окрашивая пламя в желтый цвет.

Диагност. От высокового альбита отличается по порошкограмме и оптическим свойствам. Диагностическим является отсутствие рефлекса $3,01 \text{ \AA}$ на порошкограмме. Расстояние $2\theta_{\text{CuK}\alpha} (\bar{1}\bar{3}2) - (\bar{1}\bar{3}1)$ в низком альбите значительно меньше ($2,16^\circ$), чем в высоком ($1,34^\circ$). На рентгенограммах по методу монокристалла все рефлексы $hk0$ (в частности 820, 480, 370, 170, 190) имеют одинаковую или близкую интенсивность с рефлексами $h\bar{k}0$ [90].

От высокового альбита отличается оптическим знаком (+) и более высоким значением угла оптических осей ($+83^\circ$ против -45°), более высокими показателями преломления ($n_g = 1,539$, $n_p = 1,529$) и углом погасания на (010) (20°) (в высоком альбите соответственно $n_g = 1,534$, $n_p = 1,527$ и угол погасания на (010) = 9°) [90]. Угол $cNm = 18$ вместо 26° в высоком альбите (Марфунин, 1962).

Повед. при нагрев. Температура плавления 1120° . Инертное давление (в предположении, что альбит не реагирует и не растворяется в расплаве) увеличивает $T_{\text{пл}}$ до 1240° при 10 кбар, до 1320° при 20 кбар и до 1400° при 30 кбар [91]. Давление паров воды понижает $T_{\text{пл}}$ альбита до 905° при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, до 845° при 2 кбар и до 745° при 5 кбар [92–94]. При нагревании происходит Si/Al-разупорядочение в структуре альбита с переходом его в высокий альбит, анальбит и мональбит.

Находж. Альбит широко распространен в кислых и щелочных горных породах, особенно в пегматитах, гидротермальных жилах и пустотах среди пород, как метаморфическое новообразование – в гнейсах и кристаллических сланцах, как аутигенное образование – в известняках и известняках, преобразованных в мраморы, а также в качестве Na-фазы пертитов в распавшихся K,Na-п.ш.

Альбит магматического генезиса присутствует совместно с микроклином в некоторых субщелочных гранитах и их вулканических аналогах – онгонитах и онгонитовых риолитах, а также в щелочных гранитах, щелочных плагиогранитах и щелочных кварцевых сиенитах.

Редкометалльные субщелочные граниты литий-фтористого типа [95] (литионит-амазонит-альбитовые апограниты по [96]) известны в Центр. и Вост. Забайкалье (Этыка, Орловка), на Дальнем Востоке (Кокшаровский массив), в Монголии (массивы Жанчивланский, Барун-Цогтинский, Югодзырьский, Юдугынский, Абдарский, Бага-Газрынский), в США, в Нигерии, в Уганде, во Франции, в Германии (Альтенберг в Рудных горах) и Чехии (Цинновец), в Казахстане (Верхнее Эспе, массивы Майкульский, Хоргосский, Тотогузский). Наблюдаются переходы от биотитовых аляскитов (с альбит-олигоклазом An_{5-15} и пертитом $\sim Or_{73}Ab_{27}$) к микроклину (иногда амазонит)-альбитовым и альбит-лепидолитовым гранитам, сопровождаемым грейзенами и полевошпатовыми метасоматитами (альбититами). Альбит ассоциирует со слюдами серии сидерофиллит-лепидолит-мусковит, топазом, монацитом, колумбитом, микролитом. В микроклин-альбитовых аляскитах с протолитионитом, флюоритом и топазом К-п.ш. (пертит) ассоциирует с альбит-олигоклазом An_{5-10} ; альбит An_{2-4} образует лейсты в межзерновом пространстве между другими минералами. В амазонит-альбитовых гранитах с топазом, флюоритом и циннвальдитом или протолитионитом альбит An_{3-6} ассоциирует с пертитом $\sim Or_{82}Ab_{18}$, но около 50% полевого шпата сложено водяно-про-

зрачным решетчатым амазонитом с реликтами нерешетчатого пертита. В альбит-лепидолитовых гранитах с топазом сахаровидный альбит An_{4-6} составляет основную массу породы, а микроклин-пертит $\sim Or_{87}Ab_{13}$ (иногда амазонит) и кварц образуют в ней порфиновые вкрапленники. Лейсты альбита обрастают вкрапленники, но присутствуют также в виде пойкилитовых включений в полевом шпате и топазе. Существует альтернативная гипотеза о постмагматической, метасоматической природе гранитов литий-фтористого типа [96].

Топазосодержащие кварцевые кератофиры (онгониты) известны в Забайкалье и в Монголии [95] (Онгон-Хайерханский участок, дайки в Бага-Газрынском, Ары-Булакском массивах). Альбит вкрапленников Ab_{3-6} : $2V = + (76-80)^\circ$, $\angle Nm \perp (001) = 30-32^\circ$ (низкий альбит), сосуществует с решетчатым или нерешетчатым микроклин-пертитом во вкрапленниках $Or_{70-90}Ab_{30-10}$: $2V = 57-84^\circ$, $\Delta r = 0,66-0,86$ и $Or_{80-91}Ab_{20-9}$, $\Delta r = 0,50-0,81$ – в основной массе породы; редко ортоклаз-криптопертит $Or_{64-82}Ab_{36-18}$ или (в Ары-Булакском массиве) гомогенный водяно-прозрачный санидин с $2V = 26-34^\circ$ [95, 97, 98]. Вкрапленники К-п.ш. обогащены Rb (0,64%), Tl (до 0,007) и Pb (до 0,025%) и обеднены Ba и Sr.

Щелочные (агпайтовые) гранитоиды [95] (рибекит-альбитовые по [96]) известны в Туве (Улуг-Танзек), на Кольском п-ове (Зап. Кейвы), в Забайкалье, в Казахстане, в Гренландии, в Нигерии, в Монголии (Хан-Богдинский, Баян-Уланский, Даши-Балбарский массивы). Они связаны переходами с экеритами или грорудитами и щелочно-гранитными пегматитами. Альбит ассоциирует с амфиболами серии арфведсонит–рибекит, эгирином, полилит-тионитом, энigmatитом, астрофиллитом, щелочными цирконо-титано-ниобосиликатами. Эффузивными их аналогами являются пантеллериты и комендиты океанических областей и рифтов на континентах.

Стандартные граниты [95] (мусковит-альбитовые по [96]) известны в Забайкалье и Монголии и сопровождаются мусковитовыми грейзенами. Альбит ассоциирует с биотитом, мусковитом (иногда малолитиевым), турмалином, гранатом.

Альбит характерен также для нефелиновых сиенитов, как миаскитовых [99], так и агпайтовых [100, 101]. Хотя в ранних работах он рассматривался как магматический, а сами породы как субсольвусные, альбит, очевидно, образуется на поздней стадии формирования пород и постмагматического их изменения. Как самостоятельная фаза он возникает в результате распада и интенсивной собирательной перекристаллизации микропертитов, обособления в интерстициях, обрастания зерен микропертита с периферии в виде “шахматного альбита”, выделения в виде мелкозернистого сахаровидного агрегата по трещинкам и прожилкам, которые интерпретируются как альбититы, но скорее всего являются результатом переотложения Na-п.ш. *in situ*.

Альбит широко распространен в гранитных пегматитах, как редкометальных [102], так и миароловых [103]. В редкометальных пегматитах альбит распространен в пегматитах *петалитовой подформации*, P-Ta-Li типа: монтебразит-петалит-калишпат-альбитовых (Александровское поле); F-Ta-Li типа: топаз-лепидолит-альбитовых (Хух-Дель-Ула); комплексных без поллуцита: калишпат-альбитовых и петалит-калишпат-альбитовых (Вишняковское поле); комплексных с поллуцитом: калишпат-альбитовых и петалит-калишпат-альбитовых (Калба и Бикита), а также в пегматитах *снодуненовой подформации* Ta-Be типа: калишпат-альбитовых, калишпат-олигоклаз-альбитовых и мусковит-калишпат-альбитовых (Дурулгуевское и Кулиндинское поля); Li-типа: альбит-олигоклаз-калишпатовых, мусковит-альбит-

калишпатовых и сподумен-калишпат-альбитовых (Колмозерское, Гольцовское, Намангутское поля и Тастыг) и альбитовых и двуполевошпатовых (Завитинское поле); сподумен-калишпат-альбитовых Ta-Sn-Li типа (Бельское поле); P-Ta-Li типа: калишпат-альбитовых и монтебразит-сподумен-калишпат-альбитовых (Уайт-Пикачо); сподумен-калишпат-альбитовых комплексного с поллуцитом типа (Гольцовка, Воронья Тундра, Калба) и комплексного без поллуцита типа: лепидолит-сподумен-калишпат-альбитовых (Хардинг) и калишпат-альбитовых и лепидолит-сподумен-альбитовых (Каргинское поле). Альбит образует мелкозернистые сахаровидные агрегаты, пластинчатые и клевеландитовые (нередко голубой окраски) выделения.

В миароловых пегматитах альбит распространен меньше, образуя метасоматические приконтактные зоны и кристаллы внутри полостей. Морфология его выделений детально изучена для Волынских пегматитов на Украине [104, 105].

В щелочных пегматитах в миаскитовых нефелиновых сиенитах Вишневых гор, Урал, альбит образует включения в микроклине и нефелине (рассматривался как ранний альбит I генерации), но главным образом сосредоточен в интерстициях зерен микроклин-пертита и нефелина в виде серовато-белых выделений с включениями цветных, рудных и аксессуарных минералов. В пегматитах Курочкина лога встречаются крупные выделения альбита (глыбы в несколько десятков см) с хорошей спайностью и полисинтетическим двойникованием. Наблюдается также пластинчатый альбит типа клевеландита. Разложение микроклин-пертита приводит к образованию вторичного сахаровидного альбита (хим. ан. 15) [85].

Специфическая разновидность альбита – “шахматный альбит”, образующий грубозернистые прорастания под углом $\sim 90^\circ$ по альбит-периклиновому закону, часто в виде прямоугольных пластин вдоль (010) и (001) впервые описан Бекке [106]. Он был описан из кератофиоров [107, 108], из гранитов [109, 110], из метаморфических пород низкой ступени метаморфизма [111]. Во всех случаях он замещал К-п.ш. в ходе метаморфических или метасоматических процессов. Причина возникновения шахматной решетки, однако, неизвестна. Предполагается, что это связано с внешним стрессом и особенностями замещаемой структуры К-п.ш. [111]. Каллегари и де Пиэри [112] полагают, что это обусловлено внутренними напряжениями, возникающими из-за различий в геометрии решеток замещающего и замещаемого полевых шпатов.

В францисканских метаконгломератах Диабло-Рэндж, шт. Калифорния (США), шахматный альбит [113] образуется в гальке осадочных и плутонических пород, фельзитовых вулканитов, в граувакковом цементе при альбитизации детритового К-п.ш. в стадию метаморфизма фации голубых сланцев; он ассоциирует с лавсонитом и фенгитовой белой слюдкой в граувакковом цементе или с пумпеллиитом и хлоритом в вулканитах.

Альбит распространен в спилитах. Присутствие в этих основных лавах реликтов лабрадора и андезина в альбите указывает на то, что породы, кристаллизовавшиеся первоначально как нормальные базальты, были изменены последующей альбитизацией. Согласно экспериментам Эскола [114], такое замещение основного плагиоклаза альбитом с образованием кальцита возможно при $310\text{--}330^\circ$ и давлении 220 атм. С другой стороны, не исключена и непосредственная кристаллизация альбита в спилитах, если учесть необычные условия формирования этих вулканитов. Данные [115] показывают, что в спилитах присутствует неупорядоченная его модификация, анало-

гичная неупорядоченному гидротермальному альбиту, обнаруженному Руссиновым в термальных скважинах Паужетки на Камчатке [116].

Лучшие кристаллы альбита происходят из пустот и жил в гнейсах, слюдяных сланцах и гранитах Швейцарских и Австрийских Альп. Классическими месторождениями, откуда альбит описан в виде кристаллов, являются: район Сен-Готарда в кантоне Тичино (Тессин), горы Фиша на р. Рона и Бинненталя, кант. Вале (Валлис), в Рушунских Альпах в кант. Граубюнден и на горе Скопи – к востоку от Лукманьера в Валь-Таветче и Валь-Медельсе (периклин, прорастающий хлоритом) на границе кант. Вале и Граубюндена, а также в Бристенштоке близ Амстега в Мадаранертале, кант. Ури (все Швейцария); в Тироле – в Шмирне (в друзьях с доломитом) и Циллертале, близ Инсбрука, и в Зальцбурге – в Раурисе и Хабахтале (все Австрия); в Эппрехштейне к зап. от Кирхенламица в Фихтельгебирге, Бавария (Германия); в Трентино, в Бавено, обл. Пьемонт, в Пфичтале (ныне Валь-ди-Вицце), Южн. Тироль (все Италия); в Дофинэ (пустоты в диорите с адуляром, горным хрусталем, анатазом и аксинитом) и Изер в р-не Бур д'Уазана, близ Гренобля, и в Рок-Турне, близ Бурже, недалеко от Модана, деп. Савойя (все Франция); в Ломнице в Силезии (Польша); в р-не Крагерё, Телемарк-фюльке и Сейланне, Финнмарк-фюльке (Норвегия); в Куртоне и Кимито, близ Турку (Финляндия); в горах Моурн, Доун (Ирландия).

Снежно-белые сдвойникованные кристаллы в пустотах в граните найдены в д. Алабашка близ Мурзинки на Урале. Хорошие кристаллы происходят из Питалевского рудника (пустоты в диоритовом порфире) и из Керябинского рудника близ Миасса (с хлоритом на гранях в пустотах в слюдяных и хлоритовых сланцах). Кристаллы альбита найдены в золотом руднике Морро-Велхо на р. Дас-Велхас к сев.-зап. от Ору-Прету, шт. Минас-Жерайс (Бразилия), и в Уиклоу, округ Гастингс, пров. Онтарио (Канада). Прекрасные кристаллы найдены в слюдяных копиях Курт-Хауз, близ Амелии, шт. Виргиния (США) (использованные для структурных исследований).

Другие м-ния альбита из США: в пегматитах Аубёрне, округ Андроскоджин; Бёккфильд, округ Оксфорд; шт. Мэн; в Сев. Гротоне, округ Графтон, шт. Нью-Гэмпшир; в Мидлтауне (пустоты в граните с горным хрусталем и турмалином), Хаддаме, округ Мидлсекс и Бранчвилле, округ Фэрфилд, шт. Коннектикут; в Мекомбе и Пьеррепонте, округ Сент-Лоренс, шт. Нью-Йорк; в пегматитах Пайкс-Пик, округ Эль-Пасо, шт. Колорадо (с амезонитом и дымчатым кварцем); в Барринджер-Хилле, округ Бернет и Льяно, шт. Техас. Альбит из этих м-ний описан в многочисленных публикациях.

Альбит аутигенного происхождения распространен главным образом в карбонатсодержащих неметаморфизованных осадках – мелах, мергелях, доломитах или в пропластах некарбонатного материала в известняках [22, 23]. Отмечался в гипсах [117]. Четверники, сдвойникованные по альбит-карлсбадскому и Рок-Турне законам, окрашенные битуминозным веществом в черный цвет, в ассоциации со сфеном и турмалином описаны в известняках и доломитах Триасовых Альп в Рок-Турне и Бономе близ г. Модана, деп. Савойя (Франция) [118, 119]. Вместе с кварцем и слюдой установлен в доломитах триасового возраста в Западных Альпах, в одном случае с турмалином, близ Лиаса около Вилетты – в белемнитсодержащих известняках [120, 121]. Найден в триасовых доломитизированных известняках Апуанских Альп в Италии. Описан из фораминиферосодержащих магнезиальных известняков в Аргентере, близ г. Кунео, область Пьемонт (Италия), в виде таблитчатых по (010) кристаллов до 3 мм, сдвойникованных по закону Рок-Турне, в ассо-

циации с двухконечным кварцем, графитом и битуминозным веществом. Вместе с кварцем в кристалликах менее 0,1 мм найден в юрских, меловых и эоценовых известняках Швейцарских Альп [122]. В Швейцарских Альпах микроскопические кристаллики аутигенного альбита установлены в ассоциации с К-п.ш. в третичном флише и размером до 0,08 мм в ассоциации с аутигенными слюдой и кварцем – в юрских известняках [123], в том числе кристаллы до 0,2 мм с включениями калыцита – в юрских известняках группы Чурфиршен-Маттшток (Churfirshen-Mattstock) [124]. В брекчиевом покрове среди известняков Цвайзиннена, кантон Берн (Швейцария), содержание аутигенного альбита достигает 50% (+50% кварца) [22]. Он найден также в битуминозных известняках Сен Мориса, кантон Валлис (Швейцария) [22], и в пласте неметаморфизованного известняка в скважине “Эльм-2”, пройденной вблизи Брауншвайга (Германия), где образует кристаллы –0,1 мм (до 7,5% в породе) вместе с К-п.ш. (до 23%), кварцем, мусковитом, пиритом и ангидритом [23]. В некарбонатном материале среди сенонских отложений верхнего мела в р-не Ганновера (Германия) альбит (кристаллы 150–200 мкм) ассоциирует с К-п.ш., кварцем, мусковитом, иллитом, монтмориллонитом, каолинитом и гейландитом [24]. Кристаллы до 4 мм, сдвойникованные по карлсбадскому и Рок–Турне законам, установлены в меловых отложениях Верхних Пиренеев [125] и в ассоциации с флогопитом, пиритом и лейхтенбергитом – в известняках на контакте с диабазами, в Нижних Пиренеях, близ Эскамбеле [125]. Найден в осадочных известняках и доломитах Верхней Гаронны и Алжира [126]. Кристаллы до 10–20 мм с включениями радиолярий описаны из эоценовых радиоляриевых отложений, перекристаллизованных в калыцифированные, близ Ровегно, Валь-ди-Треббио, у г. Павия (Италия). Таблитчатые кристаллы 2–3 мм, альбитовые, реже карлсбадские двойники с включениями слюды найдены в эоценовых известняках о-ва Родос в Эгейском море. На о-ве Крит таблитчатые по (010) кристаллы до 7,5 мм темно-серого цвета из-за примеси мельчайших включений карбонатного вещества, распределенного по плоскостям граней (100) и (001), альбитовые двойники установлены в триасовых доломитах [127]. Во флишевых известняках Пиренеев верхнемелового возраста альбит ассоциирует с кварцем, образуя пластинки по (010), сдвойникованные по альбитовому и карлсбадскому законам [128]. В результате аутигенной альбитизации он образуется в доломитах Малого Кавказа [129].

Химически изучен аутигенный альбит из известняков и их прослоев среди аргиллитов доломитовой толщи близ Биары и Гарпоса, шт. Гангпур (Индия) [86]. Альбит здесь образует крупные таблички до 1–2 мм толщиной и 1 см длиной с гранями b (010), c (001), p ($\bar{1}11$) и f (130) в виде простых карлсбадских и Рок–Турне двойников в ассоциации с кварцем, слюдой, кристаллами и сферолитами пирита, турмалином, рутилом, цирконом и гранатом. Ростовая зональность, секториальные четверики в аутигенных полевых шпатах детально изучалась в [5].

Разнов. К л е в е л а н д и т – cleavelandite. Пластинчатая, уплощенная по (010) разновидность альбита, широко распространенная в зонах гидротермального изменения в гранитных пегматитах. Впервые описан из Честерфилда, шт. Массачусетс (сейчас шт. Нью-Гэмпшир), США. Назван в честь американского минералога Паркера Клевеланда (1780–1858) из колледжа Баудойн, Брансуик, шт. Мэн [1], поскольку предполагалось, что это новый минеральный вид. Отождествлен с альбитом Дена (1844).

Иногда клевеландитом неправильно называют любой пластинчатый альбит [109].

Для клевеландита из Честерфилда: $a_0 = 8,142(3)$, $b_0 = 12,780(3)$, $c_0 = 7,161(1)$ Å; $\alpha = 94,25(2)$, $\beta = 116,61(2)$, $\gamma = 87,68(2)^\circ$; $V = 654,35(20)$ Å³ [130, 131]. Эти данные соответствуют параметрам для чистого аутигенного альбита [132].

Образуется в виде изогнутых или искривленных пластинок, уплощенных по (010), образующих клиновидные субпараллельные массы. В Честерфилде такие пластинки достигают 5–6 см длины, 2 см ширины при толщине 1–2 мм. Никаких граней, кроме (010), обычно не наблюдается. Иногда в виде сферических или цилиндрических масс (“трубок”) в сростании с кварцем и мусковитом, достигающих 2,5 м в диаметре (например, в пегматите Олд Майк в Блэк Хиллз, США) [133]. Шарообразные массы с радиально-ориентированными листочками клевеландита по периферии, до 90 см в диаметре, описаны в Бранчвилле, шт. Коннектикут, США [134]. Подобные образования до 2,5 м в диаметре описаны из пегматита Глоба, Рио-Ариба-Каунти, шт. Нью-Мексико, США [135]. Описаны двойники по альбитовому закону.

Сп. совершенная. Очень хрупкий. Цв. белый, светло-серый, часто голубой, редко красный. Бл. перламутровый на пл. (010).

Клевеландит описан из шт. Массачусетс, Честерфилд, округ Хампшир, США, по р. Джурь-сай, Киргизия, и др.

В Честерфилде клевеландит найден в гранитном пегматите в ассоциации с зеленым и розовым турмалином, кварцем и мусковитом. Голубой клевеландит обычен в редкометальных пегматитах в ассоциации со сподуменом, полихромным турмалином (часто с рубеллитом), бериллом, монтебразитом и др.

Межплоскостные расстояния альбита из Рамоны, шт. Калифорния (США) [136]

Cu K α_1 -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ
001	7	6,387	13,88	$\bar{1}32$	11	2,637	33,98	$\bar{3}13$	2	2,088	43,28
020	4	6,376	13,88	$\bar{2}41$	21	2,562	35,00	$\bar{2}41$	8	2,077	43,54
110	3	6,343	13,88	$\bar{3}\bar{1}2$	3	2,537	35,34	$\bar{2}41$	3	2,034	44,50
$\bar{1}10$	3	6,299	14,04	$\bar{1}\bar{1}2$	1	2,512	35,72	$\bar{4}02$	2	2,014	44,98
$\bar{1}\bar{1}1$	4	5,912	14,98	$\bar{2}21$	3	2,496	35,96	$\bar{1}52$	1	2,004	45,30
$\bar{1}\bar{1}1$	4	5,581	15,88	$\bar{3}\bar{1}2$	1	2,479	36,20	$\bar{4}01$	3	2,001	45,30
$\bar{2}01$	93	4,027	22,06	$\bar{2}21$	2	2,459	36,52	$\bar{2}02$	1	1,9989	45,30
$\bar{1}\bar{1}1$	15	3,854	23,06	$\bar{2}41$	15	2,442	36,78	$\bar{1}33$	2	1,9922	45,46*
111	39	3,777	23,54	$\bar{1}51$	6	2,431	36,86*	023	1	1,9817	45,82
$\bar{1}\bar{3}1$	16	3,668	24,32	240	5	2,408	37,32	061	4	1,9791	45,82
$\bar{1}30$	41	3,658	24,32	$\bar{1}50$	3	2,401	37,42*	$\bar{3}\bar{1}1$	2	1,9724	45,94*
$\bar{1}\bar{1}2$	15	3,505	25,40	$\bar{2}40$	3	2,388	37,64	$\bar{3}\bar{3}3$	1	1,9706	45,94*
$\bar{2}\bar{2}1$	6	3,483	25,54*	310	2	2,387	37,64	$\bar{4}\bar{2}2$	1	1,9479	46,58
$\bar{1}\bar{1}2$	16	3,370	26,42	$\bar{3}10$	3	2,380	37,76*	$\bar{2}\bar{2}2$	4	1,9270	47,12
$\bar{2}\bar{2}1$	1	3,332	26,74	$\bar{3}\bar{3}1$	12	2,319	38,80	$\bar{4}\bar{2}2$	12	1,8935	48,02
$\bar{2}02$	72	3,214	27,74	$\bar{1}51$	2	2,315	38,80	$\bar{3}51$	3	1,8894	48,14*
002	100	3,194	27,96	$\bar{1}\bar{1}3$	3	2,276	39,56	$\bar{2}22$	9	1,8883	48,14*
040	66	3,188	27,96	$\bar{3}\bar{3}1$	3	2,245	40,14	$\bar{4}03$	13	1,8491	49,24
$\bar{2}\bar{2}0$	39	3,150	28,32	$\bar{1}32$	1	2,226	40,48	260	4	1,8418	49,36*
$\bar{1}\bar{3}1$	25	2,965	30,12	042	2	2,187	41,26	$\bar{1}\bar{1}3$	2	1,8299	49,82

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
$\bar{2}\bar{2}\bar{2}$	16	2,956	30,20*	$\bar{2}4\bar{2}$	2	2,186	41,26	$\bar{2}60$	8	1,8288	49,82
0 $\bar{2}\bar{2}$	12	2,931	30,50	1 $\bar{5}\bar{1}$	5	2,186	41,26	0 $\bar{4}\bar{3}$	5	1,8253	49,94*
0 $\bar{4}\bar{1}$	18	2,928	30,50	$\bar{2}\bar{2}\bar{3}$	2	2,153	41,94	0 $\bar{6}\bar{2}$	7	1,8240	49,94*
131	15	2,862	31,24	060	12	2,125	42,50	400	12	1,8196	50,08*
$\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	4	2,840	31,46	$\bar{1}\bar{3}\bar{3}$	1	2,119	42,60*	113	9	1,8027	50,60
041	1	2,782	32,14	151	5	2,116	42,68	$\bar{2}04$	20	1,7838	51,16
$\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	1	2,664	33,62	330	2	2,114	42,68				

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса $\text{Cu K}\alpha_2$.

Литература

1. Brooke H.J. // Ann. Philos. 1823. Vol. 5. P. 381–384.
2. Cole W.F., Sörum H., Taylor W.H. // Acta crystallogr. 1951. Vol. 4, pt 1. P. 20–29.
3. Laves F. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 152–172.
4. Laves F. // Ibid. N 6. P. 549–574. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 173–203.
5. Baskin Y. // Ibid. 1956. Vol. 64. P. 132–155.
6. Ferguson R.B., Traill R.J., Taylor W.H. // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 5. P. 331–348. Пер.: Фергусон Р.Б., Трейл Р.Дж., Тэйлор В.Х. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57–95.
7. Ribbe P.H., Megaw H.D., Taylor W.H. et al. // Acta crystallogr. B. 1969. Vol. B-25, pt 8. P. 1503–1518.
8. Wainwright J.E., Starkey J. (Abstr.) Progr. Geol. Soc. Amer. Meeting Mexico City, 1968. 310 p.
9. Winter J.K., Chose S., Okamura F.P. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 921–931.
10. Вараксина Т.В., Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Черноморская Е.М. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 37–42.
11. Harlow G.E., Brown G.E., Jr. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 9/10. P. 986–995.
12. Smith J.V., Artioli G., Kwick E. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 727–733.
13. Carpenter M.A., McConnell J.D.C., Navrotsky A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49. P. 947–966.
14. Angel R.J., Hazen R.M., McCormick T.C. et al. // Phys. and Chem. Miner. 1988. Vol. 15, N 4. P. 313–318.
15. Harlow G.E., Brown G.E., Jr., Hamilton W.C. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1973. Vol. 54. P. 497.
16. Ribbe P.H., Ferguson R.B., Taylor W.H. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, H. 2: Feldspar volume. S. 152–157.
17. Williams P.P., Megaw H.D. // Acta crystallogr. 1964. Vol. 17, pt 7. P. 882–890.
18. Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
19. Smith J.V., Bailey S.W. // Acta crystallogr. 1963. Vol. 16, pt 8. P. 801–811.
20. Starkey J., Wainwright J.E.N. // Jahrestagung Deutschen Miner. Gesellschaft in Bern: Ref. Vorträge. Bern, 1969. S. 51.
21. Quarenì S., Taylor W.H. // Acta crystallogr. B. 1971. Vol. B-27, pt 2. P. 281–285.
22. Füchtbauer H. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1948. Bd. 28, H. 2. S. 709–716.
23. Füchtbauer H. // Neues Jb. Miner. Monatsch. 1956. H. 1. S. 9–23.
24. Schöner H. // Beitr. Miner. und Petrogr. 1960. Bd. 7, H. 2. S. 76–103.
25. Морозкин В.В., Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Кривошеков Н.Н. // Зап. ВМО. 2001. Вып. 3. С. 87–94.
26. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: (Справочник). М.: РИЦ ВИМС, 2001. 312 с. (Минеральное сырье; № 11).
27. Борозновская Н.Н. // Зап. ВМО. 1989. Вып. 1. С. 110–119.
28. Горобец Б.С., Литвищев Э.Г., Луговской Г.П., Рябцев В.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 118–121.
29. Götze J. Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy. Freiberg (Sachsen): Bergakademie, 2000. 128 p.
30. Hafner S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109. S. 204–225.
31. Laves F., Viswanathan K. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, N 1. S. 147–162.

32. Кузнецова Л.Г. // Минер. сб. Львов. ун-та. 1972. № 25, вып. 1. С. 18–26.
33. Adams J.B. // Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals / Ed. C. Karr, Jr. N.Y.: Acad. press, 1975. P. 91–116.
34. Kovach J.J., Hiser A.L., Karr C., Jr. // Ibid. P. 231–254.
35. Von Stengel M.O. // Ztschr. Kristallogr. 1977. Bd. 146, H. 1/2. S. 1–18.
36. Kieffer S.W. // Rev. Geophys. and Space Phys. 1979. Vol. 17. P. 1–19.
37. Iiishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y. // Neues Jb. Miner. Abh. 1971. Bd. 115. S. 98–119.
38. Iiishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134. S. 213–229.
39. Fabel G.W., White W.B., White E.W., Roy R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. Vol. 3, suppl. P. 939–951.
40. The infrared spectra of minerals / Ed. V.C. Farmer. L.: Miner. Soc., 1974. 539 p.
41. Brun E., Hafner St., Hartman P. et al. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113: M. Laue-Festschrift. S. 65–76. Пер.: Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П. и др. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 257–268.
42. Smith J.V., Blackwell C.S., Hovis G.L. // Nature. 1984. Vol. 309. P. 140–142.
43. Petrov I., Agel A., Hafner S.S. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74. P. 1130–1141.
44. Michoulier J., Gaitte J.M. // J. Chem. Phys. 1972. Vol. 56, N 11. P. 5205–5213.
45. Petrov I., Yude F., Bershov L.V. et al. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74. P. 604–609.
46. Smith J.V. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 232. P. 47–68.
47. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
48. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
49. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci. Vol. 278-A).
50. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // J. Res. US Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.
51. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
52. Kelly K.K., Todd S.S., Orr R.L. et al. // US Bureau Mines Rep. Invest. 1953. N 4955. P. 1–21.
53. White W.P. // Amer. J. Sci. 1919. Vol. 47. P. 1–21.
54. Yoder H.S., Weir C.E. // Ibid. 1951. Vol. 249, N 9. P. 683–694.
55. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
56. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
57. Kasper R.B. // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1974. N 6. P. 815.
58. Giletti B., Semet M.P., Kasper R.B. // Ibid. P. 754.
59. McKie D., McConnell J.D.C. // Miner. Mag. 1963. Vol. 33, N 262. P. 581–588.
60. Yund R.A., Tullis J. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 72. P. 297–302.
61. McConnell J.D.C., McKie D. // Miner. Mag. 1960. Vol. 32. P. 436–454.
62. Grove T.L., Baker M.B., Kinzler R.J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 48. P. 2113–2121.
63. Merigoux H. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1968. Vol. 91. P. 51–64.
64. Giletti B.J., Semet M.P., Yund R.A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 1. P. 45–57.
65. Yund R.A., Smith B.M., Tullis J. // Phys. and Chem. Miner. 1981. Vol. 7. P. 185–189.
66. Iiyama J.T. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 552–573.
67. Roux J. // C. r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 11. P. 1469–1472.
68. Iiyama J.T. // Proc. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Sect. 10: Geochemistry. P. 122–130.
69. Barrer R.M., Hinds L., White E.A. // J. Chem. Soc. 1953. P. 1466–1475.
70. Stevens R.E. // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1934. N 185-A. P. 1.
71. Emmons R.C. Selected petrogenic relationships of plagioclase feldspars. Wash. (D.C.), 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
72. Morey G.W., Fournier R.O. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 5/6. P. 688–694.
73. Waldbaum D.R., Robie R.A. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134. S. 381–420.
74. Spencer E. // Miner. Mag. 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
75. Spencer E. // Ibid. 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
76. Meen V.B. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1933. N 35. P. 37.
77. Sahlbom, 1916 (по Диру и др., 1966).
78. Adamson O.J. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1942. Vol. 64. P. 19–54.
79. Seto K. // Jap. Sci. Rep. Tôhoku Imp.Univ. Ser. 3. 1923. Vol. 1, pt 1. P. 218–231.

80. *Kôzu S.* // *Miner. Mag.* 1916. Vol. 18, N 82. P. 237.
81. *Takubo J.* // *Mem. Fac. Sci. Kyôto Univ.* B. 1941. Vol. 16. P. 121.
82. *Harada Z.* // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4.* 1948. Vol. 7. P. 143.
83. *Pagliani G.* // *Atti Soc. ital. sci. Natur. Milano.* 1937. Vol. 76. P. 331 (по Диру и др., 1966).
84. *Azzini F.* // *Atti Accad. sci. Veneto – Trentino – Istriana.* 1933. Vol. 23. P. 45 (по Диру и др., 1966).
85. *Бонштедт-Куплетская Э.М.* Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 176 с.
86. *Spencer E.* // *Miner. Mag.* 1925. Vol. 20, N 110. P. 365–381.
87. *Musgrave R.N.* // *Chem. News.* 1882. Vol. 46. P. 204 (по Диру и др., 1966).
88. *Day A.L., Allen E.T.* // *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 1905. Vol. 31 (по Диру и др., 1966).
89. *Fischer H.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1925. Bd. 61. S. 226–249.
90. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 5. P. 572–583. Пер.: *Туттл О.Ф., Бовэн Н.Л.* // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 117–133.
91. *Boyd F.R., England J.L.* // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 311.
92. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. N 74. P. 1–153.
93. *Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R.* // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1956. Vol. 55. P. 190–194.
94. *Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R.* // *Ibid.* 1957. Vol. 56. P. 206–214.
95. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
96. *Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
97. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты (субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов). М.: Наука, 1976. 127 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспедиции; Т. 15).
98. *Коваленко В.И., Самойлов В.С., Горегляд А.В.* // *Докл. АН СССР.* 1979. Т. 246, № 3. С. 682–686.
99. *Солодовникова Л.Л.* // *Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук.* 1941. № 66, вып. 10. С. 126–150.
100. *Солодовникова Л.Л.* // *Тр. Ленингр. о-ва естествознания.* 1937. Вып. 1. С. 34–87.
101. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.; Т. 2. 586 с.
102. Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты / Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.
103. Гранитные пегматиты. Т. 3. Миароловые пегматиты / Под ред. Б.М. Шмакина и В.М. Макагона. Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
104. *Вовк П.К.* // *Минерал. сб. Львов. ун-та.* 1965. № 19, вып. 4. С. 453–461.
105. *Вовк П.К., Павлович В.И.* // *Там же.* 1974. № 28, вып. 1. С. 18–30.
106. *Becke F.* // *Tschermaks miner. und Petrogr. Mitt.* 1906. Bd. 25. S. 1–42.
107. *Battay M.N.* // *Geol. Mag.* 1955. Vol. 92. P. 104–126.
108. *Carstens H.* // *Norsk geol. Tidsskr.* 1966. Vol. 46. P. 361–363.
109. *Anderson O.* // *Ibid.* 1928. Vol. 10. P. 116–208.
110. *Gilluly J.* // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1933. Vol. 175C. P. 65–81.
111. *Starkey J.* // *Geol. Mag.* 1959. Vol. 96. P. 141–145.
112. *Callegari E., De Pieri R.* // *Schweiz. miner. und Petrogr. Mitt.* 1967. Bd. 47. S. 99–110.
113. *Moore D.E., Liou J.G.* // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 329–336.
114. *Eskola P., Vuoristo U., Rankama K.* // *C. r. Soc. géol. Finl.* 1935. N 9.
115. *Вемский В.В.* // *Геология и разведка.* 1968. № 4. С. 118–124.
116. *Русинов В.Л.* // *Докл. АН СССР.* 1965. Т. 164, № 2. С. 410–413.
117. *Торкава М.* // *Bull. Lab. Geol. Miner. Géophys. Univ. Lausanne.* 1950. Vol. 97. P. 1–132.
118. *Drian M.* // *Bull. Geol. Commiss. Finl. Ser. 2.* 1861. Vol. 2. P. 804–805.
119. *Rose G.* // *Ann. Phys. Chem. Poggendorff.* 1865. Bd. 125. S. 457–468.
120. *Lory C.* // *Rev. Soc. Savantes Sci. Math. Phys. Nat. Paris. Ser. 2.* 1886. Vol. 11. P. 235–239.
121. *Lory C.* // *C. r. Acad. sci.* 1887. Vol. 105. P. 99–101.
122. *Kaufmann F.J.* // *Beitz. Geol. Karte Schweiz.* 1886. Vol. 24, pt 1. P. 581–584.
123. *Trümpy D.* // *Beitz. Geol. Karte Schweiz. N.S.* 1916. Vol. 46. P. 83–111.
124. *Heim A.* // *Ibid.* Vol. 20. P. 514–567.
125. *Lacroix A.* // *Bull. Soc. fr. minér.* 1888. Vol. 11. P. 70–71.
126. *Lacroix A.* // *Minéralogie de la France et de ses Colonies. P.,* 1896. Vol. 2. P. 158–169.
127. *Sayeux L.* // *C. r. Acad. sci.* 1903. Vol. 136. P. 1703–1704.
128. *De Lapparent J.* // *Ibid.* 1918. Vol. 167. P. 784–786.
129. *Егоров Н.И., Марфунин А.С.* // *Зап. ВМО.* 1958. Ч. 87, вып. 3. С. 379–383.

130. Wright T.L., Stewart D.B. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 38–87.
 131. Fischer D.J. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 3/4. P. 569–570.
 132. Kastner M., Waldbaum D.R. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1579–1602.
 133. Fischer D.J. // Ibid. P. 1568–1578.
 134. Shainin V.E. // Ibid. 1946. Vol. 31. P. 329–345.
 135. Wright L.A. // Amer. J. Sci. 1948. Vol. 246. P. 665–688.
 136. Borg I.Y., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.

Ридмерджерит Reedmergerite
 $\text{Na}[\text{BSi}_3\text{O}_8]$

Назван в честь Франка С. Рида и Джона Л. Мерджнера – специалистов по приготовлению тонких полированных шлифов, проработавших в Геологической службе США более 40 лет (Милтон и др., 1954) [1, 2]. Впервые найден в осадочных отложениях формации Грин Ривер, близ Дачесне, Дачесне Каунти, шт. Юта, США. Борный аналог альбита.

Характ. выдел. Мелкие клиновидные кристаллики, мелкие, реже более крупные (до 1 см) зерна.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$. $a_0 = 7,82$, $b_0 = 12,37$, $c_0 = 6,79$ Å; $\alpha = 93^\circ 25'$, $\beta = 116^\circ 09'$, $\gamma = 91^\circ 45'$; $V = 589,6$ Å³; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,969 : 1 : 0,915$; $Z = 4$ [3, 4]. Уточненные данные:

№ п/п	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	7,833(1)	12,360(2)	6,803(1)	93,31(1)	116,35(1)	92,05(1)	587,77
2	7,840(1)	12,362(2)	6,804(1)	93,36(2)	116,40(1)	91,97(1)	588,30
3	7,838(1)	12,364(2)	6,803(1)	93,25(2)	116,37(1)	92,04(2)	588,36
4	7,838(1)	12,365(2)	6,806(1)	93,29(2)	116,35(1)	92,02(1)	588,75
5	7,849(1)	12,364(2)	6,808(1)	93,35(2)	116,37(1)	91,81(2)	589,70

1 – шт. Юта, США [5], 2–5 – синтезированный [6, 7].

Кристаллическая структура расшифрована для природного образца из Дачесне Каунти, на оригинальном материале Милтона и др. [1, 2] Апплема-ном и Кларком [3–5].

Расстояния (Si,Al)–O в кремнекислородных тетраэдрах (Å) [5]:

В тетраэдре T_1O		В тетраэдре T_1m	
$T_1O-O(A1)$ (1000)	1,478(5)	$T_1m-O(A1)$ (100c)	1,595(4)
$T_1O-O(B0)$ (0000)	1,470(6)	$T_1m-O(Bm)$ (m000)	1,602(3)
$T_1O-O(C0)$ (0000)	1,443(9)	$T_1m-O(Cm)$ (m000)	1,624(5)
$T_1O-O(D0)$ (0000)	1,467(6)	$T_1m-O(Dm)$ (m000)	1,618(3)
Среднее	1,465	Среднее	1,610
В тетраэдре T_2O		В тетраэдре T_2m	
$T_2O-O(A2)$ (2000)	1,634(5)	$T_2m-O(A2)$ (2000)	1,646(5)
$T_2O-O(B0)$ (0000)	1,585(3)	$T_2m-O(Bm)$ (m000)	1,620(3)
$T_2O-O(Cm)$ (m0i0)	1,625(5)	$T_2m-O(C0)$ (00i0)	1,606(4)
$T_2O-O(Dm)$ (m00c)	1,613(3)	$T_2m-O(D0)$ (000c)	1,614(3)
Среднее	1,614	Среднее	1,622

Расстояния между атомами кислорода в тетраэдрах (Å):

В тетраэдре T ₁ 0		В тетраэдре T ₁ m	
O(A1)–O(B0)	2,338(4)	O(A1)–O(Bm)	2,579(4)
O(A1)–O(C0)	2,444(6)	O(A1)–O(Cm)	2,712(7)
O(A1)–O(D0)	2,345(4)	O(A1)–O(Dm)	2,580(4)
O(B0)–O(C0)	2,402(7)	O(Bm)–O(Cm)	2,631(6)
O(B0)–O(D0)	2,415(4)	O(Bm)–O(Dm)	2,644(4)
O(C0)–O(D0)	2,401(7)	O(Cm)–O(Dm)	2,622(7)
Среднее	2,391	Среднее	2,628
В тетраэдре T ₂ 0		В тетраэдре T ₂ m	
O(A2)–O(B0)	2,619(5)	O(A2)–O(Bm)	2,653(6)
O(A2)–O(Cm)	2,552(7)	O(A2)–O(C0)	2,595(7)
O(A2)–O(Dm)	2,620(5)	O(A2)–O(D0)	2,619(5)
O(B0)–O(Cm)	2,690(5)	O(Bm)–O(C0)	2,637(4)
O(B0)–O(Dm)	2,672(4)	O(Bm)–O(D0)	2,669(4)
O(Cm)–O(Dm)	2,640(4)	O(C0)–O(D0)	2,703(5)
Среднее	2,632	Среднее	2,646

Углы O–(Si,Al)–O в тетраэдрах (град.):

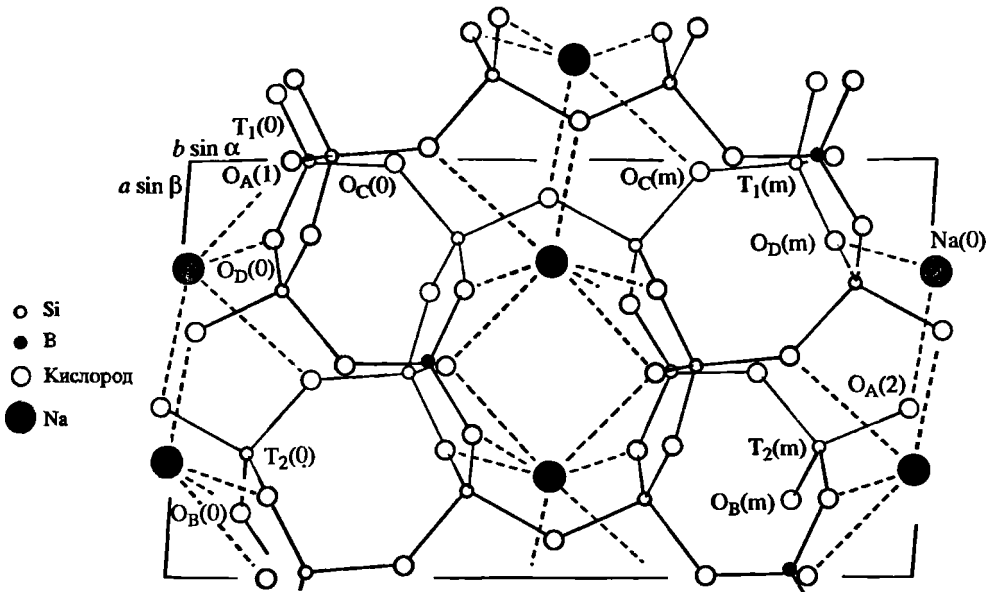
В тетраэдре T ₁ 0		В тетраэдре T ₁ m	
O(A1)–T ₁ 0–O(B0)	104°56' (22')	O(A1)–T ₁ m–O(Bm)	107°34' (15')
O(A1)–T ₁ 0–O(C0)	113 27 (29)	O(A1)–T ₁ m–O(Cm)	114 48 (17)
O(A1)–T ₁ 0–O(D0)	105 34 (22)	O(A1)–T ₁ m–O(Dm)	106 50 (16)
O(B0)–T ₁ 0–O(C0)	110 57 (22)	O(Bm)–T ₁ m–O(Cm)	109 16 (18)
O(B0)–T ₁ 0–O(D0)	110 37 (29)	O(Bm)–T ₁ m–O(Dm)	110 23 (14)
O(C0)–T ₁ 0–O(D0)	111 03 (22)	O(Cm)–T ₁ m–O(Dm)	107 56 (14)
В тетраэдре T ₂ 0		В тетраэдре T ₂ m	
O(A2)–T ₂ 0–O(B0)	108°52' (17')	O(A2)–T ₂ m–O(Bm)	108°37' (15')
O(A2)–T ₂ 0–O(Cm)	103 08 (13)	O(A2)–T ₂ m–O(C0)	105 53 (12)
O(A2)–T ₂ 0–O(Dm)	107 38 (14)	O(A2)–T ₂ m–O(D0)	106 55 (16)
O(B0)–T ₂ 0–O(Cm)	113 52 (17)	O(Bm)–T ₂ m–O(C0)	109 40 (17)
O(B0)–T ₂ 0–O(Dm)	113 22 (12)	O(Bm)–T ₂ m–O(D0)	111 16 (12)
O(Cm)–T ₂ 0–O(Dm)	109 18 (16)	O(C0)–T ₂ m–O(D0)	114 10 (15)

Углы (Si,Al)–O–(Si,Al) в кремнекислородном каркасе (град.):

T ₁ 0–O(A1)–T ₁ m	143°06' (30')	T ₁ 0–O(C0)–T ₂ m	124°56' (16')
T ₂ 0–O(A2)–T ₂ m	128 42 (12)	T ₁ m–O(Cm)–T ₂ 0	135 53 (15)
T ₁ 0–O(B0)–T ₂ 0	140 28 (23)	T ₁ 0–O(D0)–T ₂ m	135 22 (20)
T ₁ m–O(Bm)–T ₂ m	158 05 (12)	T ₁ m–O(Dm)–T ₂ 0	146 20 (13)
		Среднее	139 06

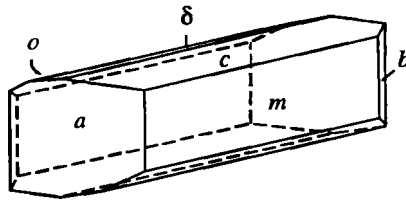
Расстояния Na–O (Å) в полости, занятой щелочным атомом:

Na (0000)			
O(A1) (1000)	2,455(5)	O(C) (00i0)	3,452(6)
O(A1) (100c)	2,489(5)	O(C) (m0i0)	2,808(5)
O(A2) (2000)	2,397(4)	O(D) (0000)	2,380(4)
O(B) (000c)	2,410(4)	O(D) (m000)	2,860(5)
O(B) (m00c)	3,117(5)		



Фиг. 41. Кристаллическая структура ридмерджерита в проекции перпендикулярно оси c (по Аллеману и Кларку [5])

Сплошные линии – связи Si, В-кислород; пунктирные – связи Na-кислород



Фиг. 42. Кристалл ридмерджерита из Дучесне Каунти, шт. Юта, США (по Милтону и др. [2])

Структурное уточнение показывает, что, как и в низком альбите, бор находится главным образом в позиции T_10 [3–5], однако точность определения расстояний Т–О была недостаточной для количественной оценки заселения. Сомнения вызывало то обстоятельство, что расстояние В–О = 1,45 Å, что на 15,5% меньше, чем расстояние Al–O в низком альбите (1,74 Å), и более благоприятным было бы вхождение бора вместо алюминия в разупорядоченную структуру (в высоком альбите во всех Т-позициях Si, Al–O = 1,64 Å) [8]. Однако последующие структурные определения Флита для образца из Дачесне Каунти [9] и Дара-и-Пиоза [10] подтвердили максимальную степень Si/В-упорядоченности в природных образцах. Наряду с этим был синтезирован искусственный аналог ридмерджерита с неупорядоченным Si/В-распределением [10].

Координация Na (фиг. 41) равна 7, причем пять атомов кислорода находятся в ближайшем окружении (2,38–2,49 Å). Два остальных атома кислорода удалены более чем на 3 Å. Расстояния Na–Na = 3,622 Å. Na-полиэдр ридмерджерита имеет более плотную упаковку (примерно на 11%), чем в альбите, и значительно более низкую термальную анизотропию [5].

Кристаллы мелкие, не более 0,2 мм (фиг. 42). Наиболее обычные формы: a (100), b (010), c (001), t (110), o ($\bar{1}\bar{1}$) и δ ($\bar{1}\bar{1}2$) [2]. Межгранные углы:

$$\begin{aligned} (001) \wedge (110) &= 65^{\circ}04' & (\bar{1}\bar{1}2) \wedge (001) &= 29^{\circ}17' & (\bar{1}\bar{1}2) \wedge (\bar{1}\bar{1}) &= 29^{\circ}21' \\ (010) \wedge (110) &= 57^{\circ}30' & (100) \wedge (110) &= 28^{\circ}57' \end{aligned}$$

Иногда отмечались грани скелетного роста. Двойники не наблюдались. Кристаллы переполнены многочисленными включениями, ориентированными параллельно граням роста [2].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 6–6½. Уд. в. 2,69 (вычисл. 2,77) [2]. Авторы работы [2] полагают, что занижение плотности обусловлено многочисленными включениями. Согласно [5], уд. в. $2,776 \pm 0,010$ (2,779 вычисл.). Бесцветный (Дачесне Каунти) или желтовато-розовый (Дара-и-Пиоз). Бл. стеклянный.

Микр. В шлифах бесцветный. Двусный (–). Первоначальные данные: $n_g = 1,572$, $n_m = 1,564$, $n_p = 1,560$; $n_g - n_p = 0,012$ [1]. Уточненные данные: $n_g = 1,573$, $n_m = 1,565$, $n_p = 1,554$; $n_g - n_p = 0,019$; $2V = 80^{\circ}$ [2].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 12,60$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 14,15$; $\text{SiO}_2 - 73,25\%$.

Анализ ридмерджерита из Дачесне Каунти, шт. Юта, США [2]: $\text{Na}_2\text{O} - 12,15$; $\text{K}_2\text{O} - 0,03$; $\text{MgO} - 0,09$; $\text{BaO} - 0,09$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 14,27$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,08$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,15$; $\text{SiO}_2 - 73,13$; $\text{TiO}_2 - 0,03$; $\text{H}_2\text{O}^{\pm} - 0,08$; сумма – 100,10%; анал. Гримальди. Для образца, близкого к типовому материалу Мильтона из Дачесне Каунти, шт. Юта (обр. 140710), микрозондом при разных режимах съемки (10 и 15 кВ): $\text{Na}_2\text{O} - 12,37$ и $12,18$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 14,76$ и $14,81$; $\text{SiO}_2 - 72,16$ и $72,53$; сумма – 99,29 и 99,52%. Анализы рассчитываются (при сумме O = 8) в пределах $\text{Na}_{0,968-0,986}\text{B}_{1,048}\text{Si}_{2,967-2,972}\text{O}_8$ [10].

Для образца из Дара-и-Пиоза, Таджикистан, микрозондовые определения при разных режимах съемки, поправках и эталонах: $\text{Na}_2\text{O} - 12,05-12,55$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 13,39-15,39$; $\text{SiO}_2 - 71,68-73,33$; сумма – 99,12–99,30% (обр. 615/362) и $\text{Na}_2\text{O} - 12,53$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 13,56$; $\text{SiO}_2 - 73,32$; сумма – 99,41% (обр. 5150). При O = 8: $\text{Na}_{0,959-1,006}\text{B}_{0,956-1,091}\text{Si}_{2,942-3,031}\text{O}_8$ и $\text{Na}_{1,002}\text{B}_{0,966}\text{Si}_{3,025}\text{O}_8$ соответственно. Содержание F, Mg, Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Sr, Ba – ниже уровня чувствительности (0,05% оксида). Определения на ионном микрозонде подтверждают присутствие в обр. 615/362 и 5150 Be и Sr, но ниже 0,01 мас.% оксида. По данным ИК-спектроскопии, в обр. 615/362 присутствует 0,03 мас.% H_2O [10].

Содержание ридмерджеритового NaBSi_3O_8 -компонента в твердом растворе с альбитом, по данным [11], достигает 20 мол.%. При этом, согласно утверждению Апплемана [см. 8], твердый раствор является неупорядоченным, так как в трех Т-позициях содержится 0,75% Si + 0,25% Al, а в четвертую Т₀-позицию входит 0,75% Si + 0,05% Al + 0,20% B.

Конечный KBSi_3O_8 -борный аналог полевого шпата не известен, но в природе установлены неупорядоченные аутигенные борсодержащие (~1 мас.% B_2O_3) К-п.ш. ряда KAlSi_3O_8 – KBSi_3O_8 [12, 13].

Диагн. исп. В азотной и соляной кислотах нерастворим. Разлагается плавиновой кислотой.

Повед. при нагрев. Легко оплавляется. Плавится инконгруентно при 862° с образованием стекла с показателем преломления $n = 1,48$ (показатель преломления стекла ридмерджеритового состава $1,505 \pm 0,003$ [11]), в котором были включены зерна кварца и тридимита ([2], со ссылкой на [14]). Соглас-

но данным Б.Дж. Скиннера [5], температура инконгруэнтного плавления (в сухих условиях) несколько ниже (831°).

Наход. Впервые установлен в нескольких нефтяных скважинах, пройденных в породах формации Грин Ривер, в Дачесне Каунти, шт. Юта (США), в неметаморфизованных бурых доломитизированных породах и черных горючих сланцах вместе с лейкосфенитом, нахколитом и шортитом, а также эйтелитом, сирлезитом, акмитом, анальцимом и магнезиорибекитом [1, 2]. Аутигенный ридмерджнерит образуется из низкотемпературных растворов, видимо, вместо аутигенного альбита, распространенного в породах формации Грин Ривер в соседнем шт. Вайоминг (США).

В пегматитах щелочных сиенитов Верхнедараипиозского массива (верховья р. Дара-и-Пиоз, Южн. Тянь-Шань, Таджикистан), отличающихся повышенным содержанием бора [15], ридмерджнерит обнаружен в ассоциации с редкими акцессорными боросиликатами: данбуритом, датолитом, Y-Ве-датолитом, стиллвелитом, таджикитом, тяньшанитом, лейкосфенитом. Повышенная концентрация бора характерна и для породообразующих минералов: микроклина, эгирина, а также сфена, полилитионита, согдианита, эканита, пирохлора [16].

Согласно [10], ридмерджнерит характерен для сохранившихся в морене современного ледника в верховьях р. Дара-и-Пиоз остатков пегматитов с кварцем, эгирином, микроклином, полилитионитом, стиллвелитом, стиаситом, лейкосфенитом, дарапиозитом, эвдиалитом, пектолитом, пирохлором, согдианитом и кальцитом, для микроклиновых пегматитов с минералами осумилитовой группы, а также для микроклиновых пегматитов, сохранившихся в валунах турмалиновых гранитов. Зерна ридмерджнерита секутся тонкими прожилками мелкозернистого (0,1 мм) кварца, содержащими также микроклин, альбит и кальцит. Предполагается, что в первую стадию кристаллизовались грубозернистый ридмерджнерит, кварц, ортоклаз и полилитионит, а во вторую – тонкозернистый кварц, альбит, микроклин, эгирин и редкие минералы, образовавшиеся при взаимодействии ридмерджнерита и ортоклаза с Li-, Be-, Zr-, Nb-, U- и F-содержащими флюидами. Сосуществующие микроклин и альбит содержат не более 0,01–0,23 мас.% B_2O_3 . Согласно данным Флита, ридмерджнерит Дара-и-Пиоза строго упорядочен. Двойники в нем отсутствуют, но характерны для сосуществующего микроклина. Это позволяет предполагать, что ридмерджнерит кристаллизовался в поле его устойчивости, непосредственно из высокощелочного натриевого остаточного пегматитового расплава при $450\text{--}500^{\circ}$ в условиях насыщения его бором до отделения газовой фазы [10].

Ридмерджнерит установлен также в щелочных пегматитах Ловозерского массива на Кольском п-ове [17].

Искусств. До обнаружения минерала в природе он был синтезирован Эйгстером и Мак-Ивером [11] из гелей ридмерджнеритового состава с избытком 10 мас.% SiO_2 . В этой работе были получены также ограниченные твердые растворы $NaBSi_3O_8\text{--}NaAlSi_3O_8$ с содержанием $NaBSi_3O_8$ до 20 мол.%.

Эксперим. Система $Na_2O\text{--}B_2O_3\text{--}SiO_2$ изучена Мори [14]. Однако в ней обнаружено только одно тройное соединение состава $Na_2O \times B_2O_3 \times 2SiO_2$. Последующие эксперименты [6, 9, 18] показали, что неупорядоченный ридмерджнерит образуется при $500\text{--}550^{\circ}$ и давлении паров воды 1 кбар, что частично перекрывает границу $500\text{--}550^{\circ}$ при $P_{H_2O} = 1\text{--}2$ кбар, когда наблюдается

инконгруэнтное плавление ридмерджнерита с образованием кварца и расплава [9, 11]. Упорядоченный ридмерджнерит, по-видимому, должен кристаллизоваться при более низкой температуре. Исследование системы $\text{NaBSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ в гидротермальных условиях [19] показало, что при 500° в ридмерджнерите содержится 3 мол.% альбитового компонента, что указывает на то, что чистый ридмерджнерит должен кристаллизоваться при более низкой температуре.

Влияние воды и щелочности флюида на структурное состояние синтезируемого ридмерджнерита исследовано в [7]. Эксперименты проводились с высушенными гелями ридмерджнеритового состава в сухих условиях при $300\text{--}500^\circ$ и давлении 1 кбар и при 400° и при давлениях 100, 333 бар и 2 кбар, с избытком 10 мас.% H_2O или 1 *M* раствора NaOH . Структурное состояние полевого шпата оценивалось по расщеплению отражений 131 и $1\bar{3}1$. Установлено, что *B/Si*-упорядоченность в структуре возрастает при увеличении длительности опытов при постоянных температуре и давлении; полная упорядоченность достигнута за 250 ч при 400° и $P_{\text{фл}} = 1$ кбар и за 700 ч при 300° и $P = 1$ кбар. Показано, что упорядочение идет через процесс растворения и переосаждения ридмерджнерита. Первоначально растут хорошо ограниченные кристаллы; затем они подвергаются травлению и перекристаллизации с образованием сначала зерен неправильной формы, а затем округлых или эллипсоидальных кристаллов.

Межплоскостные расстояния ридмерджнерита из формации Грин Ривер, шт. Юта, США [20]

$\text{Cu K}\alpha_1$ -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
$\bar{1}10$	12	6,275	14,12	131	27	2,680	33,42	132	3	2,007	45,12
020	6	6,155	14,38	$\bar{1}32$	6	2,544	35,26	151	11	1,9904	45,54
001	2	6,076	14,58	$\bar{3}\bar{1}1$	3	2,526	35,52	330	1	1,9716	46,00
$\bar{1}\bar{1}1$	8	5,550	15,96	$\bar{2}\bar{2}1$	5	2,452	36,62	$\bar{4}02$	8	1,9369	46,86
$\bar{1}11$	1	5,449	16,26	$\bar{2}41$	21	2,438	36,84	202	3	1,9105	47,56
$0\bar{2}1$	1	4,513	19,66	$\bar{1}\bar{1}2$	7	2,415	37,20	241	1	1,8973	47,90
$\bar{2}01$	100	3,874	22,94	$\bar{3}\bar{1}2$	8	2,406	37,34*	061	8	1,8972	47,90
$\bar{1}\bar{1}1$	14	3,745	23,74	$\bar{2}40$	3	2,394	37,52*	$\bar{2}\bar{2}2$	3	1,8725	48,58
$\bar{1}30$	40	3,651	24,36	$\bar{2}41$	28	2,383	37,72	311	4	1,8659	48,76*
111	35	3,560	25,00	$\bar{1}50$	4	2,374	37,82	$\bar{4}\bar{2}2$	9	1,8601	48,92*
200	2	3,501	25,42	112	1	2,335	38,52	$\bar{2}43$	1	1,8529	49,04*
$\bar{1}\bar{3}1$	12	3,449	25,88	221	3	2,307	39,06	$\bar{3}51$	6	1,8267	49,88
130	10	3,439	25,88	$\bar{1}51$	7	2,304	39,06	$\bar{2}60$	1	1,8257	49,88
$\bar{1}31$	1	3,377	26,38	$\bar{1}51$	1	2,268	39,76	222	4	1,7802	51,28
$\bar{1}\bar{1}2$	7	3,324	26,80	310	2	2,265	39,76	$\bar{4}03$	10	1,7734	51,50
$\bar{1}\bar{1}2$	39	3,225	27,64	$\bar{3}31$	6	2,240	40,28	$\bar{2}43$	2	1,7718	51,50
$\bar{2}\bar{2}0$	45	3,137	28,42	240	10	2,237	40,28	$0\bar{6}2$	1	1,7690	51,62*
040	41	3,078	29,04	$\bar{1}\bar{1}3$	4	2,221	40,58	$0\bar{4}3$	10	1,7595	51,92
$\bar{2}02$	53	3,073	29,04	$\bar{1}\bar{3}2$	1	2,171	41,62	$\bar{1}\bar{1}3$	2	1,7523	52,20
002	85	3,038	29,38	$\bar{1}\bar{1}3$	4	2,168	41,62	400	9	1,7506	52,20
220	25	2,957	30,20	$\bar{3}\bar{3}1$	7	2,158	41,82	$\bar{1}70$	3	1,7340	52,74
$\bar{1}\bar{3}1$	12	2,930	30,48	$\bar{2}\bar{2}3$	2	2,137	42,24	$\bar{2}\bar{6}2$	2	1,7247	53,06
$0\bar{4}1$	55	2,841	31,46	$\bar{3}\bar{3}2$	4	2,112	42,78	113	10	1,7099	53,54
$0\bar{2}2$	8	2,818	31,72	$\bar{2}41$	18	2,064	43,82	$\bar{4}\bar{2}3$	1	1,7052	53,70*

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
$\bar{2}\bar{2}2$	6	2,775	32,24	060	9	2,052	44,10	$\bar{1}\bar{7}1$	1	1,7011	53,96
$\bar{2}22$	3	2,725	32,84	003	1	2,025	44,72	$\bar{2}04$	22	1,6977	53,96
$\bar{1}\bar{3}2$	5	2,695	33,24	$\bar{3}13$	5	2,013	44,98				

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса $\text{CuK}\alpha_2$.

Индексированная порошковая диаграмма ридмерджерита – оригинала структурного уточнения (дифрактометр, $\text{CuK}\alpha_1$, Ni-фильтр, внутренний стандарт CaF_2 , $a = 5,4622$ Å) приведена в работе [5].

Литература

1. Milton C., Axelrod J.M., Grimaldi F.S. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12, pt 2. P. 1286 (abstr.).
2. Milton C., Chao E.C.T., Axelrod J.M., Grimaldi F.S. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 1/2. P. 188–199.
3. Clark J.R., Appleman D.E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71, N 12, pt 2. P. 1843–1844 (abstr.).
4. Clark J.R., Appleman D.E. // Science. 1960. Vol. 132. P. 1837–1838.
5. Appleman D.E., Clark J.R. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 11/12. P. 1827–1850.
6. Mason R.A. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 72, N 3. P. 329–333.
7. Mason R.A. // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 331. P. 905–908.
8. Christ C.L. // Norsk. geol. tidsskr. 1965. Bd. 45, H. 4. S. 423–428.
9. Fleet M.E. // Amer. Miner. 1992. Vol. 77, N 1/2. P. 76–84.
10. Grew E.S., Belakovskiy D.I., Fleet M.E. et al. // Europ. J. Miner. 1993. N 5. P. 971–984.
11. Eugster H.P., McIver N.L. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. P. 1598–1599 (abstr.).
12. Martin R.F. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 281–291.
13. Sheppard R.A., Gude A.J., III // J. Res. US Geol. Serv. 1973. N 1. P. 377–382.
14. Morey G.W. // J. Soc. Glass Technol. 1951. Vol. 35. P. 270–283.
15. Дусматов В.Д., Мозгаровский В.В., Корешина Ю.Б. // Геохимия. 1972. № 10. С. 1298–1302.
16. Дусматов В.Д., Попова Н.А., Кабанова Л.К. // Докл. АН ТаджССР. 1967. Т. 10, № 10. С. 51–53.
17. Хомяков А.П., Рогачев Д.Л. // Изв. АН СССР. Сер геол. 1991. № 11. С. 149–152.
18. Kimata M. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 162–172.
19. Pichavant M., Schnapper D., Brown W.L. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107. P. 529–537.
20. Borg I.Y., Smith D.K. Calculated X-ray powder pattern for silicate minerals. Wash. (D.C.), 1969. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 122).

Калиевый полевой шпат Potassium feldspar $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Калиевый конечный член полевошпатовых рядов. К калиевому полевошпату (К-п.ш.) условно относятся разности с содержанием калиевой составляющей (KAlSi_3O_8) более 85–90 мол.%. Разности с содержанием натриевой составляющей ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) более 10–15 мол.% (1,12–1,68% Na_2O) должны быть отнесены к *К,Na-полевым шпатам* (К,Na-п.ш.) (собственно щелочным) – см. “Изоморфный ряд К,Na-полевых шпатов”. К-полевые шпаты с содержанием бариевой составляющей ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) более 10 мол.% (5,32% BaO) должны быть отнесены к *гялофанам* – см. “Изоморфный ряд К,Ва-полевых шпатов”. Понятие “К-п.ш.” часто распространяют на все щелочные полевые шпаты состава $\text{Or}_{100}\text{--Or}_{35}\text{Ab}_{65}$, т.е. до точки минимума сходящихся кривых плавления и кристаллизации (ликвидуса и солидуса) К,Na-полевых шпатов на фазовой диаграмме $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8$, так как все они кристаллизуются в моноклинной форме (структура ортоклаза), тогда как

более натриевые составы, даже если они первоначально закристаллизовались в моноклинной форме, при снижении температуры (вследствие сжатия алюмокремнекислородного каркаса вокруг меньших по размеру атомов натрия) обязательно переходят в триклинную форму (незакаливающееся *сдвиговое* превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$), приобретая структуру альбита. Составы К-п.ш. (в широком смысле) зависят от температуры: при высоких температурах изоморфизм К-На является полным вплоть до критической точки (санидины) и далее до состава мональбита или анальбита (анортотоклазы); при понижении температуры происходит распад твердого раствора на К- и Na-фазы, и область существования гомогенного К-п.ш. (микроклин, ортоклаз) резко сокращается.

Синон. *Калишпат* – K-feldspar, K-felspar, K-feldspat; *ортотоклаз* – orthoclase (Брейтгаупт, 1823) (особенно в петрологической литературе, что часто приводит к недоразумениям, так как в настоящее время под ортоклазом понимается вполне определенная структурная модификация моноклинного К-п.ш. с частично упорядоченным Si/Al-распределением). Обозначение *Or* (ортотоклазовый минал, ортоклазовая составляющая) традиционно используется для выражения состава полевого шпата; например $Or_{90}Ab_{10}$ – 90 мол.% калиевой (ортотоклазовой), 10 мол.% натриевой (альбитовой) составляющих.

Разнов. Структурные модификации: *санидин* (высокий и низкий) – sanidine (high sanidine, low sanidine) – моноклинный К-п.ш. с неупорядоченным Si/Al-распределением; *ортотоклаз* (высокий и низкий) – orthoclase (high orthoclase, low orthoclase) – моноклинный, с частично упорядоченным Si/Al-распределением; *микроклин* (максимальный и промежуточный) – microcline (maximum microcline, intermediate microcline) – триклинный, с максимально упорядоченным Si/Al-распределением. *Адуляр* – adularia – особая морфологическая разновидность, выделенная по специфическому облику кристаллов, образованных преимущественно гранями ромбической призмы (110), возникающая вследствие метастабильной кристаллизации неупорядоченного К-п.ш. в низкотемпературных гидротермальных условиях; структурно адуляр может быть и высоким или низким санидином, и ортоклазом, и промежуточным микроклином. В настоящее время к адулярам (или адуляровидным полевым шпатам) часто относят водяно-прозрачные, относительно низкотемпературные К-п.ш. любых структурных модификаций с малым содержанием изоморфных примесей, независимо от габитуса кристаллов, в том числе и плохо окристаллизованные.

Разновидности по химическому составу с учетом структурного состояния: *калиевый санидин* – potassium sanidine; *калиево-натриевый санидин* – potassium-sodium sanidine, *натриевый санидин* – sodium sanidine, *soda sanidine* (или соответственно ортоклаз; микроклин обычно является чисто калиевым); *железосодержащие К-п.ш.* (*железистый санидин, железистый ортоклаз, железистый микроклин*) – iron-rich K-feldspars, ferrian K-feldspars (ferrous-sanidine, ferrian sanidine, ferrous-orthoclase, ferrian orthoclase, ferrous-microcline, ferrian microcline); *барийсодержащие К-п.ш.* – barium-rich K-feldspars, barian K-feldspars (см. также “Цельзиан” и “Гиалофан”); *стронцийсодержащие К-п.ш.* – strontium-rich K-feldspars, strontian K-feldspars; *рубидий- и цезийсодержащие К-п.ш.* – rubidium-rich and cesium-rich K-feldspars, rubidian and cesian K-feldspars (см. также “Рубидиевый полевой шпат”, “Цезиевый полевой шпат”); *аммонийсодержащие К-п.ш.* – ammonium-rich K-feldspars, ammonian K-feldspars (см. также “Баддингтонит”).

Разновидности по окраске. *Амазонит* (амазонский камень) – amazonite (amazonstone) – обычно микроклин с характерной зеленой или голубовато-зеленой окраской. *Лунный камень* – moonstone – санидин или ортоклаз с молочно-белым или голубоватым отливом, обусловленным интерференцией света в мельчайших пластинках натриевой фазы внутри К-п.ш. Данные полевые шпаты фактически являются санидин- и ортоклаз-криптопертитами. Указания на существование лунных камней, являющихся микроклинами [1], сомнительны. *Авантюрин* (солнечный камень) – aventurine (sunstone) – с искристой золотистой окраской, вызванной мелкими включениями гематита или гётита. Данную разновидность точнее называть *авантюриновым шпатом* или *авантюриновым полевым шпатом* в отличие от настоящего авантюрина, являющегося кварцем (или кварцитом) [2].

В древности все К-полевые шпаты считались моноклинными, поэтому понятие *ортоклаз* рассматривалось как синоним *К-полевого шпата* (Аюи – Наюу, 1801). После обнаружения в Фредриксверне, Южн. Норвегия, триклинного К-п.ш. (Брайтхаупт – Breithaupt, 1830) стали выделять моноклинные – *ортоклаз* и триклинные – *микроклин* К-п.ш., однако существование микроклинов долго подвергалось сомнению из-за чрезвычайно малого отклонения угла между спайностями от 90° (всего на $\sim 10'$). Де Клуазо (Des Cloizeaux, 1896) впервые разделил моноклинные К-п.ш. по величине угла оптических осей на *санидины* с $2V$ от 60° в пл. $\parallel (010)$ до 25° в пл. $\perp (010)$, собственно *ортоклазы* с $2V = 25-50^\circ$ в пл. $\perp (010)$ и *адуляры* с $2V = 50-70^\circ$ в пл. $\perp (010)$, поскольку предполагалось, что изменение величины $2V$ отражает условия образования полевого шпата. Деление это было неоднозначным: по Таттлу [3], санидин – $30-40^\circ$, ортоклаз – от $30-40$ до $65-70^\circ$, адуляр – более 60° ; по Винчеллу (1951), ортоклаз – $60-85^\circ$, а адуляр – $50-70^\circ$. Установлено и влияние на величину $2V$ химического состава полевого шпата [4].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3-C2/m (санидин, ортоклаз) или трикл. с. $C_i^1-P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$) (микроклин). $a_0 \cong 8,6$, $b_0 \cong 13,0$, $c_0 \cong 7,2 \text{ \AA}$; $\alpha = 90,0-90,6$, $\beta = 116,0$, $\gamma = 90,0-87,7^\circ$; $Z = 4$.

Для максимально разупорядоченного высокого санидина, по данным Кроля и Риббе [5]: $a_0 = 8,605$, $b_0 = 13,031$, $c_0 = 7,177 \text{ \AA}$; $c_0^* = 0,155023 \text{ \AA}^{-1}$; $\beta = 116,00^\circ$; $V = 723,32 \text{ \AA}^3$. Для максимально упорядоченного микроклина: $a_0 = 8,592$, $b_0 = 12,963$, $c_0 = 7,222 \text{ \AA}$; $c_0^* = 0,153997 \text{ \AA}^{-1}$; $\alpha = 90,62$, $\alpha^* = 90,44$, $\beta = 115,95$, $\gamma = 87,67$, $\gamma^* = 92,29^\circ$; $V = 722,65 \text{ \AA}^3$.

Принципиальная модель кристаллической структуры К-п.ш. рассмотрена во введении к “Группе полевых шпатов”. Структура “типа ортоклаза” свойственна всем полевым шпатам, но имеет нюансы, характерные для разных их представителей. Координаты атомов, межатомные расстояния и углы в конкретных структурах варьируют в зависимости от структурного состояния и содержания изоморфных примесей (см. “Калиевый санидин”, “Ортоклаз”, “Микроклин”, “Адуляр”, “Fe-К.п.ш.”, “Rb-К.п.ш.”, “K,Na-полевые шпаты”).

После опубликования Тэйлором [6] принципиальной структуры ортоклаза Бартом [7] была высказана гипотеза о полиморфизме К-п.ш., обусловленном неупорядоченным распределением 12 атомов Si и 4 атомов Al в ячейке по двум 8-кратным позициям в моноклинном ортоклазе и упорядоченном их распределении по четырем 4-кратным позициям в триклинном микроклине.

По структурному состоянию (степени Si/Al-упорядоченности в структуре) различают три основные структурные модификации К-п.ш.: *санидин* – с неупорядоченным Si/Al-распределением в Т-позициях алюмокремнекислородного каркаса ($T(1) = T_{10} + T_{1m} = 25 + 25\% \text{ Al}$; $T(2) = T_{20} + T_{2m} = 25 + 25\% \text{ Al}$; $t_{10} = t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,25$), *ортоклаз* – с промежуточной степенью упорядочения Si и Al ($T(1) = T_{10} + T_{1m} = 50 + 50\% \text{ Al}$; $T(2) = T_{20} + T_{2m} = 0 + 0\% \text{ Al}$; $t_{10} = t_{1m} = 0,5$, $t_{20} = t_{2m} = 0,0$), *микроклин* – с максимальной степенью упорядоченности ($T_{10} = 100\% \text{ Al}$; $T_{1m} = T_{20} = T_{2m} = 0\% \text{ Al}$; $t_{10} = 1,00$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$). При более дробном делении выделяют: “высокий” и “низкий” санидины, “высокий” и “низкий” ортоклазы, “промежуточный” и “максимальный” микроклины. Поскольку процесс Si/Al-упорядочения в полевошпатовой структуре непрерывный, границы между ними проведены условно (и неоднозначно).

Структурное объяснение Si/Al-упорядочения в моноклинных К-п.ш. дано Риббе [8] на основе дисбаланса электростатических зарядов в Т-позициях. В координацию тетраэдров Т(1) и Т(2) входят различающиеся атомы кислорода О(А): О(А1), связанный с двумя тетраэдрами Т(1) и двумя атомами К в девятерной координации на расстоянии $\sim 2,9 \text{ \AA}$, и О(А2), связанный с двумя тетраэдрами Т(2) и только одним атомом К в девятерной координации на расстоянии $\sim 2,7 \text{ \AA}$ (остальные атомы кислорода – О(В), О(С) и О(Д) те же самые). Суммарные заряды ΣS этих атомов кислорода рассчитываются исходя из формального усредненного заряда (Si,Al) в позициях Т, равно $jAl^{3+} + sSi^{4+} = 3s$:

$$\Sigma S_{O(A1)} = [2 \times 3s : 4] + [2 \times 1/9] = 2,097,$$

$$\Sigma S_{O(A2)} = [2 \times 3s : 4] + [1 \times 1/9] = 1,986$$

(вместо 2,000 по Паулингу). Следовательно, позиция Т(1) будет предпочтительнее занимать Al^{3+} , так как заряд О(А1) при этом понизится, а позиция Т(2) – Si^{4+} , так как заряд О(А2) при этом повысится, и общий баланс зарядов кислорода будет ближе к 2,000.

Поскольку углы α и γ триклинных разностей К-п.ш. незначительно отличаются от 90° , морфология его кристаллов условно может быть принята как моноклинная.

Монокл.-призм. кл. $C_{2h}-2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,6585 : 1 : 0,5554$. $\beta = 116^\circ 03'$.

Формы (по Гольдшмидту, 1897):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	90°00'	26°03'	<i>f</i> 501	90°00'	79°06'	<i>r</i> 111	68°44'	56°52'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>t</i> 201	90 00	67 05	<i>g</i> 112	4 01	15 33
<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>q</i> $\bar{2}$ 03	-90 00	7 48	<i>p</i> $\bar{1}$ 11	-39 11	35 33
ω 210	73 31	90 00	<i>k</i> $\bar{5}$ 06	-90 00	16 21	σ $\bar{4}$ 43	-48 51	46 45
<i>m</i> 110	59 23	90 00	<i>x</i> $\bar{1}$ 01	-90 00	24 13	<i>w</i> $\bar{2}$ 21	-51 20	60 39
<i>l</i> 120	40 12	90 00	δ $\bar{9}$ 08	-90 00	29 34	<i>s</i> $\bar{1}$ 31	-15 06	59 55
<i>n</i> 130	29 24	90 00	ϵ $\bar{7}$ 06	-90 00	31 14	<i>d</i> 241	46 48	72 52
<i>z</i> 190	10 38	90 00	μ $\bar{5}$ 04	-90 00	34 23	<i>v</i> $\bar{2}$ 41	-32 60	69 06
<i>h</i> 023	52 51	31 31	<i>o</i> $\bar{4}$ 03	-90 00	37 20	<i>u</i> $\bar{2}$ 61	-22 37	74 31
<i>t</i> 021	23 45	50 31	<i>y</i> $\bar{2}$ 01	-90 00	54 14	ψ $\bar{10}$.1.9	-83 39	29 09
<i>i</i> 061	8 21	73 28	τ $\bar{3}$ 01	-90 00	66 45			

$mM 110 : \bar{1}\bar{1}0 = 61^{\circ}13'$
 $cx 001 : \bar{1}01 = 50 17$
 $ct 001 : 110 = 67 47$

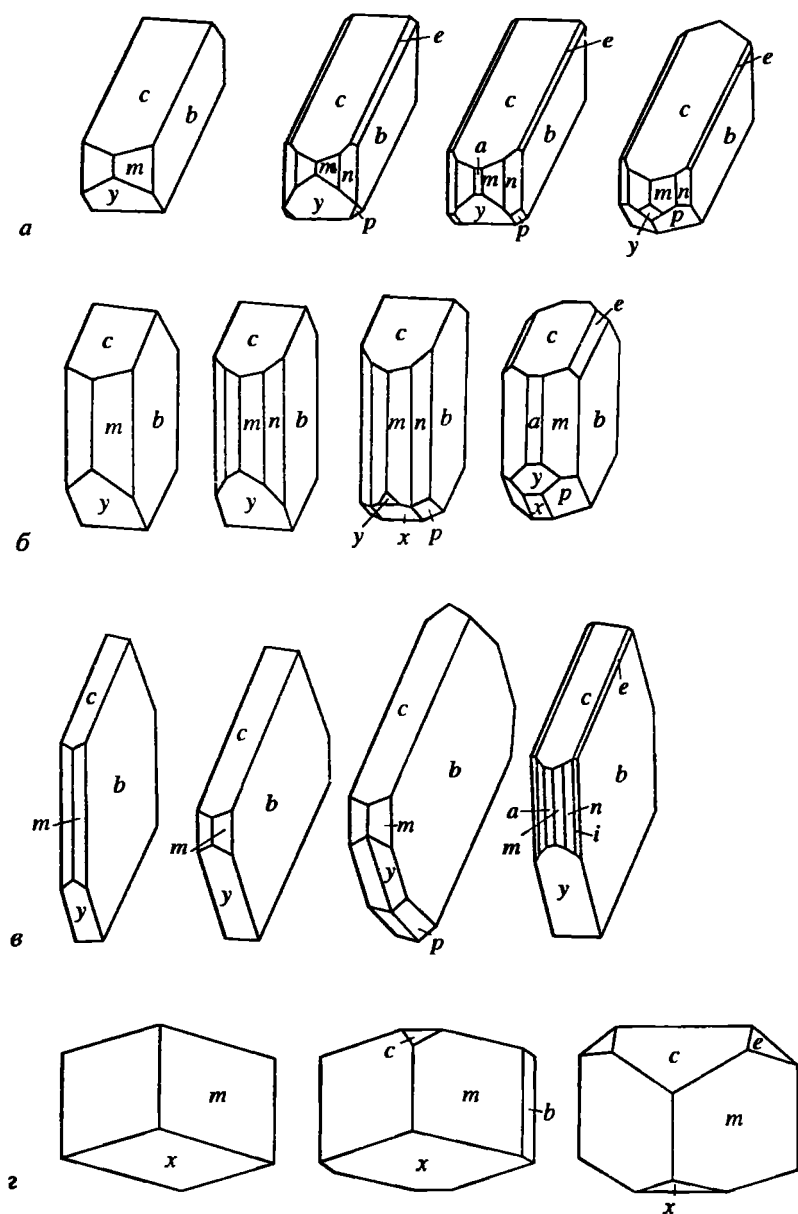
$ce 001 : 021 = 44^{\circ}57'$
 $cy 001 : \bar{2}01 = 80 18$
 $cr 001 : \bar{1}\bar{1}1 = 55 15$

$nN 130 : \bar{1}\bar{3}0 = 58^{\circ}48'$
 $eE 021 : 0\bar{2}1 = 89 53$
 $ca 001 : 100 = 63 57$

Наиболее распространенные формы: $c\{001\}$, $b\{010\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $n\{130\}$, $h\{023\}$, $e\{021\}$, $i\{061\}$, $t\{201\}$, $q\{\bar{2}03\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $o\{\bar{4}03\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $r\{111\}$, $g\{\bar{1}\bar{1}2\}$, $p\{\bar{1}\bar{1}1\}$, $w\{\bar{2}21\}$, $s\{\bar{1}31\}$, $d\{241\}$, $v\{\bar{2}41\}$.

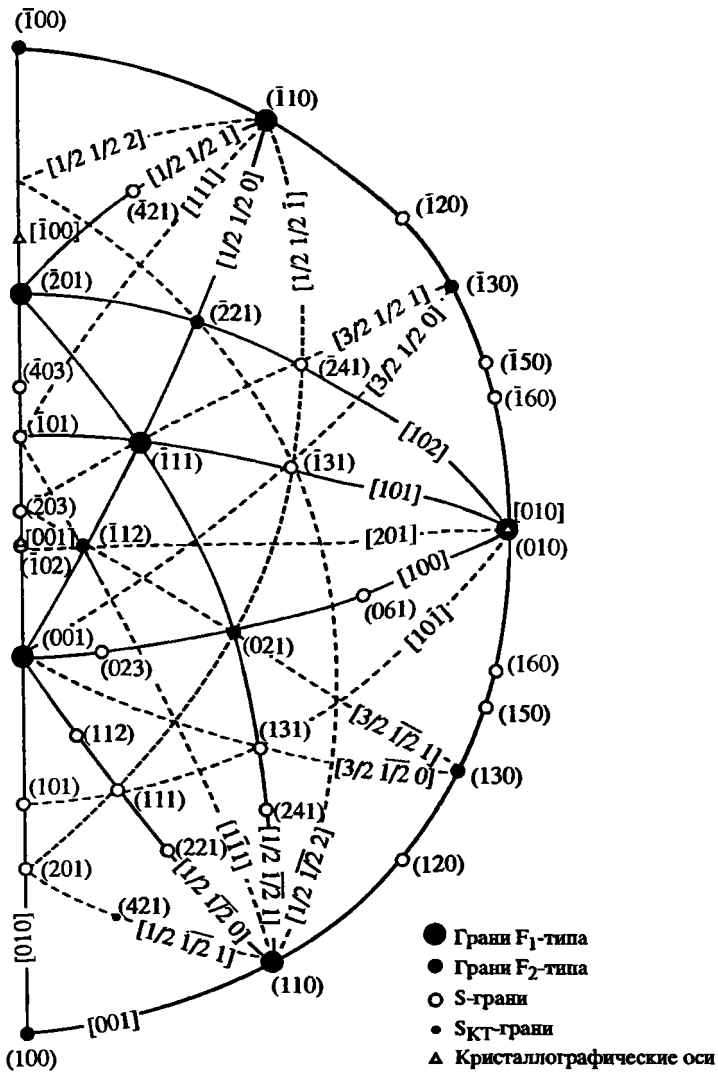
К-п.ш. отличается разнообразной морфологией кристаллов. Выделяют кристаллы четырех типов: *бавенского* габитуса – кристаллы вытянуты по оси a и содержат грани $c\{001\}$, $b\{010\}$, $m\{110\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $e\{021\}$, $p\{\bar{1}\bar{1}1\}$ (фиг. 43, а), *карлсбадского* габитуса – кристаллы вытянуты вдоль оси c с гранями $m\{110\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $n\{130\}$, $a\{100\}$, $p\{\bar{1}\bar{1}1\}$, $e\{021\}$ (см. фиг. 43, б), *финистерского* габитуса – таблитчатые кристаллы, уплощенные по $b\{010\}$ с гранями $b\{010\}$, $c\{001\}$, $m\{110\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $p\{\bar{1}\bar{1}1\}$ (см. фиг. 43, в) и *адулярового* габитуса – призматические кристаллы с преобладающим развитием $m\{110\}$ и гранями $x\{\bar{1}01\}$, $c\{001\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $b\{010\}$, $e\{021\}$ (см. фиг. 43, г). Морфология кристаллов определяется сочетанием внутренних (кристаллическая структура, дефекты в кристалле, двойникование) и внешних факторов (температура, давление, микропримеси, пересыщение минералообразующей среды и питание кристаллизующегося полевого шпата).

Связь морфологии кристаллов моноклинных К-п.ш. с кристаллической структурой высокого санидина исследована Уонсдреггом [9] на основе теории цепей периодичных связей (Periodic Bond Chains – *PBCs*) Хартмана и Пердока [10], в соответствии с которой выделяются три типа граней: F – плоских граней, параллельных по крайней мере двум *PBCs* и растущих по слоевому механизму, S – ступенчатых граней, содержащих только одну *PBC*, и K – изогнутых граней, не содержащих *PBC*; F -грани растут медленнее S -граней и определяют габитус кристаллов; K -грани не требуют нуклеации и растут слишком быстро для того, чтобы сохраниться на кристалле. Наиболее важными *PBC*-направлениями, соответствующими сильным Si–O и Al–O связям в структуре, являются $[001]$, $\langle SS0 \rangle$, $[101]$, $[100]$, $\langle SS1 \rangle$, $[010]$ и $[102]$, по два из которых содержатся в плоскостях F_1 -граней $m\{110\}$, $c\{001\}$, $b\{010\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $p\{\bar{1}\bar{1}1\}$. Добавление *PBC*-направлений, соответствующих сильным К–О связям ближней координации, позволяет выделить F_2 -грани $n\{130\}$, $e\{021\}$, $w\{\bar{2}21\}$, $g\{\bar{1}\bar{1}2\}$, $a\{100\}$, $x\{\bar{1}01\}$, плоскости которых параллельны двум *PBC*-направлениям первого и второго типов. Все другие грани, параллельные одному из *PBC*-направлений, являются S -гранями: $l\{120\}$, $\{150\}$ и $\{160\}$ ($\parallel [001]$), $h\{023\}$ и $i\{061\}$ ($\parallel [100]$), $\{101\}$, $t\{201\}$, $\{\bar{4}03\}$ и $\{\bar{1}02\}$ ($\parallel [010]$), $\{221\}$, $r\{111\}$ и $\{112\}$ ($\parallel \langle SS0 \rangle$), $d\{241\}$, $\{131\}$ и $o\{\bar{4}21\}$ ($\parallel \langle SS1 \rangle$), $s\{\bar{1}31\}$ ($\parallel [101]$), $v\{\bar{2}41\}$ ($\parallel [102]$). Положение этих граней показано на стереографической проекции (фиг. 44). Присутствие на кристаллах иных граней, чем F -грани, указывает на влияние внешних или внутренних факторов, но не связанных с кристаллической структурой [9].



Фиг. 43. Четыре габитусных типа кристаллов калиевых полевых шпатов (по Уонсдреггу [9])
 а – кристаллы бавенского габитуса; б – карлсбадского габитуса; в – финистерского габитуса; з – адулярового габитуса

Для аутигенного К-п.ш. установлены четыре типа кристаллов: 1) уплощенные по (001), вытянутые по оси a , образованные гранями (001), (010) и (110); 2) уплощенные по (001) с гранями (110) и (001); 3) вытянутые по оси c , с гранями (100) и (010); 4) уплощенные по (010), образованные гранями (001), (010), (110) и (101) [11]. Все они присутствуют в верхнемеловых доломитах. Однако в раковистых известняках среднего триаса Гёттингера, кантон Валлис, Швейцария (провинция “Понтискалк”), аутигенный К-п.ш. имеет адуляровый облик с преобладающим развитием граней (110) и слабо раз-



Фиг. 44. Стереографическая проекция наиболее важных PBCs-направлений и F-, S- и SKT-граней, выделенных в соответствии с теорией цепей периодической связи (PBCs) Хартмана и Пердока (по Уондрегту [9])

Сплошные линии – зоны, параллельные PBCs-направлениям, содержащим Т-О связи, пунктирные – зоны, параллельные PBCs-направлениям, содержащим Т-О связи и сильные К-О связи

витой гранью (010) [12]. Отмечались карлсбадские двойники [13], решетчатое двойникование и крестообразные альбит-периклиновые сростки [12].

Физ. св. Сп. совершенная по (001), менее совершенная, хорошая или плохая по (010) под углом 90° или близким к нему, плохая по (110). Отдельность по (100) и $(\bar{1}01)$. Тв. 6–6 1/2. Уд. в. 2,57–2,58. Цв. белый, серый, розовый, зеленый, реже голубой, коричневый. Нередко бесцветный. Бл. стеклянный.

ИК-спектры поглощения характеризуются наличием сложной по структуре, интенсивной полосы валентных колебаний Si–O в области 800–1200 см⁻¹ и полос деформационных колебаний Si–O в низкочастотной части спектра 400–700 см⁻¹: в области 500–650 (три максимума) и

450–500 см^{-1} . Полосу поглощения в области 700–800 см^{-1} относят к колебаниям Al–O–Si, но здесь же проявляются колебания K–O (или Na–O, если есть примесь натрия) [14–17].

Различия в степени Si/Al-упорядоченности проявляются на положении максимумов в области 600–650 (ν_1) и 500–550 (ν_2) см^{-1} . Абсолютное их значение варьирует в зависимости от прибора и калибровки, но разность $\Delta\nu = (\nu_1 - \nu_2)$ устойчиво меняется от 90 см^{-1} в санидине до 110 см^{-1} в микроклине. Степень ИК-упорядоченности определяется как $\theta = 0,05(\Delta\nu - 90)$ [17]. Для санидинов $\theta = 0-0,1$, для ортоклазов и адуляров 0,1–0,8, для микроклинов 0,8–1,0. Установлена прямая зависимость между ИК-упорядоченностью и углом оптических осей K-п.ш.: $2V_{Np} = 47,46(\theta - 0,17) + 63$ [17]. Кроме того, от санидина к микроклину возрастает отношение интенсивностей полос поглощения I_{730}/I_{780} [18]. ИК-упорядоченность θ сопоставлялась с рентгеновской (Δ_p) и оптической (Δ_o) триклинностью, однако, согласно [19], ИК-упорядоченность K-п.ш., так же как и величина угла опт. осей $2V$, отражает “моноклинную” Si/Al-упорядоченность (S_m) т.е. перераспределение Al между позициями T(1) и T(2).

Наиболее простыми являются ИК-спектры поглощения санидинов. Спектры ортоклазов и микроклинов отличаются возрастающим проявлением тонкой структуры. Спектры адуляров перекрываются со спектрами ортоклазов [15], что объясняется их тонкопластинчатым строением из субмикроскопически-сдвойникованных частиц триклинного полевого шпата с промежуточным Si/Al-упорядочением [20–23]. Согласно [15], ИК-спектры прокаленных при 1323 К (1050 °C) в течение 10 сут микроклинов и адуляров приобретали черты ИК-спектра санидина.

При замещении Si на Ge (в KAlGe_3O_8) наблюдалось перемещение полос ИК-поглощения в низкочастотную область, так как масса Ge больше массы Si (Smith, Brown, 1988). Аналогичный, но менее заметный эффект наблюдался в случае KGaSi_3O_8 [24] и KFeSi_3O_8 (Smith, Brown, 1988).

Связь полос поглощения 15,6 и 18,5 мкм (640 и 540 см^{-1}) с параметрами c^* и b^* обратной решетки для 15 образцов K-п.ш. рассмотрена в [25] и для полос 12,8 и 13,7 мкм (730 и 780 см^{-1}) – в [18]. Методом ИК-спектроскопии в сравнении с рентгеновским методом исследована Si/Al-упорядоченность K-п.ш. (и микропертитов) из гранитов Сев.-Вост. Забайкалья [17], ультраметаморфических пород Юго-Зап. Памира [17, 26], Дальнего Востока, Урала и других районов России [27, 28], нефелиновых сиенитов Хибинского массива [29] и др.

ИК-спектры отражения K-п.ш. рассмотрены в работе [30]. Они отличаются от спектров поглощения набором линий, их интенсивностью и зависимостью от ориентировки плоскости отражения. По Остроумову [30], для ИК-спектров отражения от пл. (001) характерны следующие полосы:

Минерал	Полосы отражения от пл. (001), см^{-1}				
	400–500	500–600	600–700	700–800	1000–1200
Санидин	435	542	602, 637	720, 770	1050, 1150
Ортоклаз высокий	440	547	600, 647	730, 760	1020, 1050, 1150
Ортоклаз промежуточный	440	545	600, 650	720, 760	1020, 1045, 1140
Микроклин промежуточный	435	542	600, 650	725, 765	1020, 1050, 1150
Микроклин максимальный	430, 445	540	600, 650	730, 770	1020, 1060, 1090, 1150

Для сравнения в ИК-спектре отражения от пл. (010) в максимальном микроклине в тех же диапазонах установлены полосы: 430, 447, 468–590–650–730, 770–1025, 1055, 1090 и 1170 см^{-1} . Число полос в санидине – 9, в микроклине оно созрывает до 11. Наиболее интенсивная полоса в области – 1000–1200 см^{-1} . При переходе от санидина к микроклину также устанавливается изменение интенсивностей I_{730}/I_{780} , но это отношение уменьшается, в отличие от закономерности, установленной [18] для спектров поглощения. Отношение I_{730}/I_{780} связано со степенью моноклинной упорядоченности соотношением: $\text{ИК}_{\text{отр}} I_{730}/I_{780} = 4,557\text{--}3,934 S_M$. Рентгенографические и ИК-спектроскопические (отражение) характеристики сопоставляются следующим образом [30]:

Минерал	Рентгенографические характеристики				ИК-спектроскопические характеристики		
	S_T	S_M	ΔZ	Al в T(1)	I_{730}/I_{780}	Δv	θ
Санидин	0,00	0,08	0,20	0,57	4	93	0,15
Ортоклаз высокий	0,00	0,50	0,54	0,75	3	98	0,40
Ортоклаз промежуточный	0,00	0,67	0,67	0,86	2	105	0,75
Микроклин промежуточный	0,82	0,89	0,85	0,89	1	110	1,00
Микроклин максимальный	0,99	0,98	0,98	0,98	0,5	110	1,00

S_T – триклинная упорядоченность, S_M – моноклинная упорядоченность, ΔZ – коэффициент Томпсона.

В неполяризованных рамановских спектрах К-п.ш. по методу порошка в области 0–1250 см^{-1} наблюдались четкие полосы, число которых и четкость линий возрастают от санидина к микроклину: в санидине – 162, 288, 474, 514 (наиболее интенсивная) и 1127 см^{-1} , в ортоклазе – 117, 140, 157, 195, 283, 455, 474, 513 (наиболее интенсивная), 765, 809, 965 и 1130 см^{-1} , в микроклине – 108, 128, 148, 179, 200, 225, 266, 286, 332, 373, 400, 413, 454, 476, 514 (наиболее интенсивная), 651, 749, 814, 995, 1099, 1124 и 1138 см^{-1} [31].

Диэлектрик. Диэлектрическая проницаемость 5,0–6,9 Ф/м, уменьшается с повышением частоты переменного тока. Диамагнитный. Удельная магнитная восприимчивость от $-0,376$ до $0,2 \cdot 10^{-3}$ $\text{м}^3/\text{кг}$. Люминесцирует в катодном излучении бледно-зеленым, желтым или голубым светом [32].

Физ.-хим. конст. Температура плавления К-п.ш. $1150 \pm 20^\circ$. Плавится он инконгруэнтно с образованием жидкости лейцитового состава (57,8 мас.%), обогащенной SiO_2 (42,2 мас.%). Инконгруэнтное плавление К-п.ш. идет в интервале $1150\text{--}1700^\circ$ (температура плавления лейцита $1686 \pm 5^\circ$); при этом кристаллизуется лейцит и образуется жидкость, обогащенная SiO_2 [33–36]. При содержании 6–21 мас.% воды в расплаве температура плавления К-п.ш. понижается на $100\text{--}400^\circ$ относительно сухого расплава [37]. При давлении паров воды ~2500 бар инконгруэнтное плавление прекращается, и К-п.ш. плавится конгруэнтно [38].

По данным Бермана [39], свободная энергия образования Гиббса из элементов для санидина и микроклина при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) $\Delta_f G^{P,T} = -3738,804$ и $-3745,415$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3959,704$ и $-3970,791$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 229,157$ и $214,145$ кДж/моль · К и молярные объемы $V^{P,T} = 10,896$ и $10,869$ Дж/бар соот-

ветственно. В отличие от термодинамических данных [40] они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов в стандартных условиях. Теплоемкость c_p (Дж/моль · град) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0.5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 381,37$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -19,410$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -120,373$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 183,643$ в интервале $250-370^\circ$ [41] и $339-997^\circ$ [42]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V^{P,T} / V^{P_r,T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6 \text{ бар}^{-1} = -1,805$; $V_2 \cdot 10^{12} \text{ бар}^{-2} = 5,112$ при максимальном давлении 39 кбар [43]; $V_3 \cdot 10^6 \text{ град} \cdot \text{К}^{-1} = 15,145$; $V_4 \cdot 10^{10} \text{ град} \cdot \text{К}^{-2} = 54,850$ при максимальной температуре до 1000° [44] (все по данным Бермана [39] со ссылками на указанные работы).

Энтальпия образования из элементов по данным [45], уточняющим данные работы [46], основанные на калориметрических измерениях, для санидина: $-3965,6$ и для микроклина: $-3974,6$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов по данным [47], уточняющим данные [39, 40, 48–50], основанные на результатах изучения фазовых равновесий, для санидина: $-3964,90$ и для микроклина: $-3975,05$ кДж/моль. Рассчитанные на их основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для санидина: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3744,21$ кДж/моль, энтропия $S = 230,00$ кДж · град. $\text{К}^{-1}/\text{моль}$, молярный объем $V = 10,900$ Дж · бар $^{-1}$; для микроклина: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3975,05$ кДж/моль, энтропия $S = 216,00$ кДж · град. $\text{К}^{-1}/\text{моль}$, молярный объем $V = 10,892$ Дж · бар $^{-1}$. Константы, полученные разными способами, практически одинаковы. Коэффициенты для расчета теплоемкости К-п.ш. (санидина и микроклина) из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,4488$ кДж · град. К^{-1} , $b \cdot 10^5 = -1,0075$ кДж · град. К^{-2} , $c = 1007,3$ кДж · град. К , $d = -3,9733$ кДж · град. $\text{К}^{-1/2}$, параметр термического расширения $a = 3,35$ град. К^{-1} , модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 574$ кбар [47]. Термодинамические данные находятся в хорошем согласии с экспериментальными результатами в подсистеме $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, полагая, что превращение санидин \rightarrow микроклин является простым переходом I рода при температуре 452° [51].

Термодинамические свойства К-п.ш. детально исследовались в связи с явлениями Si/Al-перераспределения в кристаллической структуре и фазовыми переходами. Они получены из структурных и калориметрических данных, а также путем экспериментального определения равновесий при высокой температуре.

Поскольку Si и Al в кристаллической структуре триклинного К-п.ш. распределяются по четырем независимым тетраэдрическим позициям, то для их описания достаточно трех степеней свободы – “степеней порядка” Брэгга–Вильямса. Томпсоном предложены следующие параметры порядка (коэффициенты Томпсона) [52, 53]:

$$X = N_{\text{Al}}(\text{T}_2\text{O}) - N_{\text{Al}}(\text{T}_2\text{m}),$$

$$Y = N_{\text{Al}}(\text{T}_1\text{O}) - N_{\text{Al}}(\text{T}_1\text{m}),$$

$$Z = [N_{\text{Al}}(\text{T}_1\text{O}) + N_{\text{Al}}(\text{T}_1\text{m})] - [N_{\text{Al}}(\text{T}_2\text{O}) + N_{\text{Al}}(\text{T}_2\text{m})],$$

где N_{Al} – мольная доля, т.е. относительное содержание Al в соответствующей позиции. В моноклинных К-п.ш. (в которых 0- и m-позиции неразличимы) $X = Y = 0$, а $Z = 2[N_{Al}(T_1) - N_{Al}(T_2)]$. Современные структурные уточнения показывают, что параметр $X \rightarrow 0$ даже в триклинных К-п.ш., и им можно пренебречь.

Параметр Z является важным параметром, характеризующим степень Si/Al-упорядочения. К его изменению чувствительны параметры ячейки b и c [54–56]. Согласно [53, 57], для моноклинных богатых калием ($N_{Or} > 45$) К-п.ш.:

$$Z_{(мон)} = 7,6344 - 4,3584 b + 6,861 c.$$

Параметр порядка Y в основном зависит от величины $\cos \gamma$ ($\cos \gamma^*$) и в меньшей степени от величины $\cos \alpha$ ($\cos \alpha^*$) [58].

$$Y = -0,96480 \cos \alpha + 19,890 \cos \gamma$$

или

$$Y = -0,016839 (90^\circ - \alpha) + 0,34715 (90^\circ - \gamma).$$

Дополнительный незакаливающийся параметр U , меняющийся от $U = 0$ в неупорядоченных моноклинных полевых шпатах до $U = \pm 1$ в полностью упорядоченных триклинных (см. “Na-п.ш.”) также зависит от величин $\cos \gamma$ ($\cos \gamma^*$) и $\cos \alpha$ ($\cos \alpha^*$), описывается аналогичным уравнением, но с другими коэффициентами и является функцией Y ($U = f(Y) = U_0 + u_y Y$). Однако в отличие от Na-п.ш. $U_0(\text{Na})$ и $u_y(\text{Na})$ не зависят от температуры и давления: $U(\text{K}) = U_0(\text{K}) = u_y(\text{K}) = 0$, т.е. роль сдвигового превращения $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ в К-п.ш. незначительна [53]. Точно так же разность $[d_{(110)} - d_{(\bar{1}\bar{1}0)}]$ в большей степени зависит от Y , чем от U [59].

Томпсоном [52, 53] на основе параметров порядка для К-п.ш. с симметрией $C2/m$ и $C\bar{1}$ рассчитаны (на полную молярную формулу $K_2Al_2Si_6O_{16}$) термодинамические их свойства: молярный объем \bar{V} , молярная внутренняя энергия \bar{E} , молярная энтропия \bar{S} , молярная энтальпия $\bar{H} (= \bar{E} + P\bar{V})$ и молярная энергия Гиббса $\bar{G} (= \bar{E} + P\bar{V} - T\bar{S})$. Для стандартных условий (298,15 К, 1 атм):

$$\bar{V} / R = 2,6221 - 0,0064 Z \text{ (кал/бар} \cdot \text{ моль)} - \text{ для монокл. К-п.ш. (} Y = 0\text{);}$$

$$\bar{H} / R = -2667 Z - 595,3 Y_2 \text{ (кал/моль)}.$$

Калориметрически определенные в 20,1%-ной HF при 49,7° теплоты растворения \bar{H}_{soln} моноклинных К-п.ш. (адуляр с Сен-Готарда, Швейцария, ортоклазы из Бетрока и Ампандрандавы, Мадагаскар, низкий санидин из Лаахер-Зее, Айфель, Германия, высокие санидины, полученные отжигом альбита из Амелии, Виргиния, США, с последующим замещением в расплаве KCl) после поправок на содержание Na-компонента обнаружили связь с параметром порядка Z Томпсона [57]:

$$-\bar{H}_{soln} \text{ (ккал/моль)} = \bar{H}^0 + \text{const} = 148,46 (\pm 0,04) - 2,65 (\pm 0,13) Z$$

(данные отнесены к одной молекуле $KAlSi_3O_8$).

Скорректированные теплоты растворения для К-замещенных эквивалентов (ккал/моль): $-146,94 (\pm 0,12)$, $-147,01 (\pm 0,16)$ и $-148,17 (\pm 0,05)$ для аду-

ляра, $-147,04 (\pm 0,10)$ и $-148,09 (\pm 0,10)$ для ортоклаза из Бетрока, $-147,22 (\pm 0,10)$ и $-147,63 (\pm 0,20)$ для ортоклаза из Ампандрандавы, $-147,71 (\pm 0,13)$ и $-148,02 (\pm 0,10)$ для низкого санидина из Айфеля, $-148,30 (\pm 0,30)$ и $-148,28 (\pm 0,30)$ для отожденного высокого санидина. Объемы элементарной ячейки (после поправки на содержание Na-компонента):

$$\bar{V}^0 (\text{Å}) = 723,98 (\pm 0,12) - 1,77 (\pm 0,33) Z,$$

что соответствует молярным объемам:

$$\bar{V}^0 (\text{кал/бар} \cdot \text{моль}) = 2,6053 (\pm 0,0004) - 0,0064 (\pm 0,0012) Z.$$

Рассчитанные для гипотетических моноклинных KAlSi_3O_8 между $Z = +1$ и $Z = -1$ (хотя отрицательные значения Z не имеют физического смысла, так как $Z \rightarrow 0$ при $T \rightarrow \infty$) приращения молярной энтальпии $\Delta \bar{H}^0 = -5300$ кал/моль, молярной внутренней энергии $\Delta \bar{E}^0 = -5300$ кал/моль (эквивалентна $\Delta \bar{H}^0$, так как измерения проводились при давлении, равном 1 атм, $P = 1,01325$ бар), молярного объема $\Delta \bar{V}^0 = -0,0128$ кал/бар \cdot моль и молярной энтропии $\Delta \bar{S}^0 = -3,7 \pm 0,3$ кал/град \cdot моль. На основе полученных термодинамических данных рассчитаны равновесные температуры для разных степеней порядка Z моноклинных К-п.ш., которые, поскольку изолинии равных Z в координатах T - P имеют небольшой положительный наклон — менее 3°C/кбар (т.е. почти не зависят от давления), можно использовать для моноклинных К-п.ш. в качестве *однополевошпатового геотермометра Ховиса* [57]:

Равновесные температуры ($^\circ\text{C}$) для моноклинных К-п.ш. с параметром порядка $0 < Z < 1$ при давлениях 1 бар и 5 кбар [57]:

Z	1 бар	5 кбар	Z	1 бар	5 кбар	Z	1 бар	5 кбар
0,0	1159	1177	0,4	623	633	0,8	306	313
0,1	979	995	0,5	536	546	0,9	218	224
0,2	838	851	0,6	457	466	1,0	-273,15	-273,15
0,3	721	733	0,7	382	390			

Практическое использование *геотермометра Ховиса* дает следующие температуры образования моноклинных К-п.ш. в интрузивных образованиях Курило-Камчатской гряды: 630° в габбро-плагиогранитах верхнемеловой-палеогеновой формации, 550 – 510° в габбро-сиенитах палеогеновой формации, 650 – 590° в габбро-гранодиоритах миоценовой формации и 560° в гранодиорите Авачинского массива [60].

Из-за того что триклинизация полевого шпата может идти как с увеличением угла α ($\alpha > 90^\circ$, стандартная ориентировка), так и с его уменьшением ($\alpha < 90^\circ$, нестандартная ориентировка) [61], зависимости ряда физических и термодинамических свойств ϑ от U (или Y) при постоянных T , P и Z могут быть трех типов: 1) “равносимметричными” (even) — свойство ϑ не меняет ни знака, ни амплитуды при изменении знака U (или Y), таковы Z , \bar{E} , \bar{V} , \bar{S} , \bar{H} , \bar{G} , a , b , c , угол β ячейки, a^* , b^* , c^* , угол β^* , $d(\bar{2}01)$; 2) “неравносимметричными” (odd) — меняет знак, но не меняет амплитуды, таковы $\cos \alpha$, $\cos \gamma$, $(90 - \alpha)$, $(90 - \gamma)$, $\cos \alpha^*$, $\cos \gamma^*$, $(90 - \alpha^*)$, $(90 - \gamma^*)$, $[d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}1)}]$.

$[d_{(110)} - d_{(\bar{1}\bar{1}0)}]$, $[d_{(hkl)} - d_{(\bar{h}\bar{k}\bar{l})}]$; 3) “несимметричными” – может меняться как знак, так и амплитуда. С учетом этих данных рассмотрены условия *полного* внутреннего равновесия и выведены уравнения, связывающие молярную энергию Гиббса \bar{G} с T , P и коэффициентами Томпсона Z , Y и U [53].

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Двусный (–). Оптические свойства меняются в зависимости от химического состава (см. “К,Na-п.ш.”), структурного состояния (степени Si/Al-упорядоченности) и характера микродвойникования К-п.ш.

В высоком санидине: пл. опт. осей $\parallel (010)$, $Nm = b$, $\angle aNp \approx 5^\circ$, $\angle cNg = 20^\circ$; $n_g = 1,524$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,519$; $n_g - n_p = 0,005$; дисперсия показателей преломления нормальная, $r < v$, ясная, горизонтальная, $n_F - n_C \approx 0,008$; $2V = 53,8^\circ$ (максимально 58°); дисперсия оптических осей сильная, $r < v$. Углы погасания: Nm с $\perp (010) = 0^\circ$, Ng с $\perp (001) = 5^\circ$. Углы погасания: на $(001) = 0$ (Np со следом сп. по (010)), на $(010) = 5,2^\circ$ (Np со следом сп. по (001)) [4].

В низком санидине: пл. опт. осей $\perp (010)$, $Ng = b$, $\angle aNp \approx 5^\circ$, $\angle cNm = 20^\circ$. Показатели преломления такие же: $n_g = 1,5235$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,519$; $n_g - n_p = 0,005$; дисперсия показателей преломления слабая, горизонтальная. $2V = 43,6^\circ$; дисперсия оптических осей слабая, $r < v$ или $r > v$. Углы погасания: Ng с $\perp (010) = 0^\circ$, Nm с $\perp (001) = 5^\circ$. Углы погасания на $(001) = 0^\circ$, на $(010) = 5,3^\circ$ [4, 62].

В микроклине: пл. опт. осей наклонена, но почти $\perp (010)$, $\angle aNp = 18^\circ$, $\angle bNg = 18^\circ$, $\angle cNm = 18^\circ$; $n_g = 1,526$, $n_m = 1,524$, $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,006$; $2V = 83,5^\circ$; дисперсия оптических осей слабая, $r > v$. Углы погасания: Ng с $\perp (010) = 18^\circ$, Nm с $\perp (001) = 12^\circ$. Углы погасания на $(001) = 0^\circ$, на $(010) = 5,3$ [4].

Адуляр, ортоклаз и субмикроскопически-сдвойникованный по альбит-периклиновому закону микроклин имеют оптическую ориентировку низкого санидина с теми или иными отклонениями в сторону ориентировки микроклина. “Триклинность” блок-кристалла определяется степенью уравновешенности в нем правых и левых двойников. Проведенный Марфуниным (1962) расчет для уравновешенного псевдомоноклинного ортоклаза (субмикроскопически-сдвойникованного микроклина) показал уменьшение показателя n_g на 0,0007 и угла опт. осей на 3° при увеличении n_p на 0,0005 ($n_g = 1,5295$, $n_m = 1,5263$, $n_p = 1,5224$; $2V = -84^\circ$ в микроклине; $n_g = 1,52885$, $n_m = 1,52633$, $n_p = 1,52297$; $2V = -80^\circ 40'$ в ортоклазе).

Согласно [63], примесь 1 мол.% Na- или Rb-компонента повышает показатель преломления n_p К-п.ш. на 0,0001, Ca- или Sr-компонента – на 0,0006, Ba – на 0,0007, Fe на 0,0008, т.е. влияние 2% Ca-, Sr-, Ba- или Fe-компонентов эквивалентно 10–15% Na-компонента. Изменение структурного состояния К-п.ш. оказывает меньшее влияние: n_g отожженного санидина из Айфеля уменьшилось относительно неотожженного на 0,0002, n_m – на 0,0005, n_p – на 0,0003; то же для ортоклаза “Спенсер-С”: 0,0003, 0,0003 и 0,0001 соответственно. Однако для отожженных микроклин он оказался большим: 0,0012, 0,0007 и 0,0017 соответственно [4]. При субмикроскопическом двойниковании микроклина n_g уменьшается на 0,0006, а n_p возрастает на 0,0005 (Марфунин, 1962).

Угол опт. осей, наоборот, является структурно-чувствительной константой. Он уменьшается от 58° в плоскости (010) в высоком санидине через нулевое значение до 40 – 45° в плоскости $\perp (010)$ в низком санидине и до $83,5^\circ$ в микроклине. На геолого-генетическое значение $2V$ в К-п.ш. впервые внимание обращено Белянкиным, выделявшим по его величине санидины

($2V = 0-40^\circ$), “калиевые анортоклазы” ($40-70^\circ$), ортоклазы ($70-80^\circ$) и микроклины ($75-90^\circ$), а среди натриевых полевых шпатов – натриевые санидины ($0-40^\circ$), анортоклазы ($40-80^\circ$) и “натриевые микроклины” ($75-90^\circ$). В качестве ведущей структурно-чувствительной константы угол опт. осей использован Марфуниным при выделении “структурно-оптических” типов полевых шпатов, проведенном на основании детального исследования связи оптических и рентгеновских свойств с химическим составом большой серии образцов и анализа всех имевшихся литературных данных (Марфунин, 1962). Согласно данной классификации, выделяются: “высокие санидины” (монокл., $2V = 60-0^\circ$ в пл. $\parallel (010)$), “промежуточные санидины” (при $2V$ близком к нулю), “низкие санидины” (монокл., $2V = 0-44^\circ$ в пл. $\perp (010)$), “высокие микроклины” и “высокие триклинные ортоклазы” ($2V = 44-60^\circ$, трикл. и псевдомонокл.), “промежуточные микроклины” и “промежуточные триклинные ортоклазы” ($2V = 60-80^\circ$, трикл. или псевдомонокл.), “максимальный микроклин” (трикл., $2V = 80-83^\circ$) и “низкий триклинный ортоклиз” и “крипторешетчатый микроклин” (псевдомонокл., $2V = 80-84^\circ$). Ортоклазы – субмикроскопически- или субрентгеновски-сдвойникованные микроклины.

Наиболее детально связь угла оптических осей $2V$ с Si/Al-распределением (Σt_1), рассчитанным исходя из параметров элементарной ячейки, для серии К,Na-п.ш. определена Су с соавт. [64] (см. “К,Na-п.ш.”). Для К-п.ш.:

$$\Sigma t_1 = \frac{b_0 + b_1 X_{Or} + b_2 X_{Or} \sin^2 V_X + b_3 \sin^2 V_X}{a_0 + a_1 X_{Or} + a_2 X_{Or} \sin^2 V_X + a_3 \sin^2 V_X},$$

где X_{Or} – мольная доля $KAlSi_3O_8$, V_X – половина угла опт. осей. Коэффициенты (умноженные на 1000): $a_0 = 1,69$, $a_1 = 1,63$, $a_2 = -2,33$, $a_3 = 0,69$, $b_0 = 0,11$, $b_1 = 2,17$, $b_2 = -2,70$, $b_3 = 3,46$ для случая $X_{Or} > 0,6$ и пл. опт. осей $\perp (010)$ или $a_0 = -1,69$, $a_1 = -1,63$, $a_2 = -0,70$, $a_3 = 2,38$, $b_0 = -0,11$, $b_1 = -2,17$, $b_2 = -0,53$, $b_3 = 3,57$ для случая $X_{Or} > 0,6$ и пл. опт. осей $\parallel (010)$. Установлено, что показатели преломления n_a , n_b и n_c К-п.ш., измеренные соответственно вдоль направления кристаллографических осей a , b и c , также линейно связаны с величиной Σt_1 .

Хим. Теор. состав $KAlSi_3O_8$: $K_2O - 16,92$; $Al_2O_3 - 18,32$; $SiO_2 - 64,76$. Молек. вес 278,35.

При низких температурах химический состав К-п.ш. как в гомогенных образованиях (см. “Микроклин”, “Адуляр”), так и в К-фазе пертитов (см. “Пертиты”) близок к теоретическому составу. При высоких температурах характеризуется повышенным содержанием изоморфных примесей Na (см. “К,Na-полевые шпаты”), Ba (см. “К,Ba-полевые шпаты”, “Гиалофаны”), Rb, Cs (см. “Rb-содержащие полевые шпаты”, “Рубиклин”), Fe в позиции Al (см. “Fe-содержащие полевые шпаты”). Реже наблюдается повышенное содержание Sr и Ca (но существуют К,Na,Ca-полевые шпаты, см. “Тройные полевые шпаты”) и (NH_4) -группы (см. “Баддингтонит”). Повышенные содержания редких щелочей часто отмечаются в амазонитах. Там же зафиксировано повышенное содержание свинца и таллия. Примесь Ti, Mg никогда не бывает значительной и, скорее всего, связана с загрязнением материала в анализах.

Диагн. исп. В петрографической практике широко используется метод окрашивания К-п.ш. кобальтинитритом натрия – высокочувствительным реагентом на ионы K^+ (лимонно-желтая окраска) [65–70].

Диагност. Рентгеновские порошковые данные позволяют определить химический состав К-п.ш. (содержание в нем К- и Na-составляющих), при-

существование и химический состав альбитовой фазы, принадлежность к моноклинной или триклинной модификации, степень триклинности в переходных разностях и распределение Si и Al по неэквивалентным Т-позициям в каркасе полевошпатовой структуры (структурное состояние). Без получения структурных данных диагностика полевых шпатов в настоящее время считается некачественной. Индексировать порошкограммы рекомендуется по классическим данным Борга и Смита [71–73]. Монокристалльные методы позволяют определить присутствие альбитовой фазы, а также наличие и тип субмикроскопического двойникования.

Вопросам диагностики К-п.ш. посвящена обширная литература [55, 60, 74–90].

Химический состав К-п.ш. ориентировочно определяется по методу Боуэна и Таттла [91] по смещению рефлекса $\bar{2}01$ между его положениями для чистых К-п.ш. ($d = 4,2301 \text{ \AA}$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 20,945^\circ$) и альбита ($d = 4,0308 \text{ \AA}$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 21,975^\circ$) по графикам $d(\text{\AA})$ –состав или $2\theta_{\text{CuK}\alpha}$ –состав, с внутренним стандартом KBrO_3 ($d = 4,38 \text{ \AA}$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 20,20^\circ$) или другим эталонам. Наличие кварца затрудняет диагностику, так как его отражение $2\theta_{\text{CuK}\alpha}(100) = 20,86^\circ$ накладывается на отражение ($\bar{2}01$) К-п.ш. Эта зависимость уточнена для К-п.ш. с разным структурным состоянием (санидин, микроклин, ортоклаз) (см. “К,Na-полевые шпаты”). Для более точной диагностики используются зависимости a –состав и V –состав.

Кролем с соавт. [92] для моноклинных полевых шпатов предложено уравнение:

$$n_{Or} = -535,186 + 2,37332V - 3,52656 \cdot 10^{-3}V^2 + 1,75614 \cdot 10^{-6}V^3,$$

а для триклинных полевых шпатов:

$$n_{Or} = -1209,142 + 5,28104V - 7,70522 \cdot 10^{-3}V^2 + 3,75650 \cdot 10^{-6}V^3,$$

где n_{Or} – мольная доля Or , V – объем ячейки (\AA^3). Для первой зависимости стандартная ошибка определения $\sigma = 0,003 n_{Or}$, для второй $\sigma = 0,004 n_{Or}$.

Структурное состояние К-п.ш. оценивается из данных полного рентгеновского или нейтронографического уточнения их кристаллических структур по расстояниям Т–О в тетраэдрах. Согласно Кролю и Риббе [5], определение содержания Al (t_i) в индивидуальном $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдре (T_i) следует проводить по следующему уравнению, выведенному на основании анализа надежных структурных данных:

$$t_i = 0,25(1 + n_{An}) + \left(\langle T_i - O \rangle - \langle \langle T - O \rangle \rangle \right) / \text{const},$$

где t_i – число атомов Al в T_i -тетраэдре, деленное на число тетраэдров, n_{An} – мольная доля анортитового компонента, $\langle T_i - O \rangle$ – среднее значение из четырех расстояний (Si, Al)–O в T_i -тетраэдре, $\langle \langle T - O \rangle \rangle$ – общее среднее значение для всех неэквивалентных Т–О расстояний в ячейке (8 – в моноклинной, 16 – в триклинной), const – общее значение $(\langle \langle \text{AlO} \rangle \rangle - \langle \langle \text{SiO} \rangle \rangle)$, равное $0,125 \text{ \AA}$ для К-п.ш. или $0,130 \text{ \AA}$ для Na-п.ш. При этом предполагается, что в максимально разупорядоченном (высоком) санидине $t_{i0} = t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,25$, а в максимально упорядоченном (низком) микроклине $t_{i0} = 1,00$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$. Данная зависимость лежит в основе всех корреляций, предложенных Кролем и Риббе для диагностики щелочных полевых шпатов, в отличие от

Стюарта и Райта [55, 90], которые за крайние значения "полевошпатового ромба" принимали максимальные (известные в то время) различия в параметрах.

Согласно Кролю и Риббе [5], в высоком санидине: $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,960^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(400) = 46,955^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) = 41,547^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,864^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(130 - \bar{1}30) = 0,0$, $\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(131 - \bar{1}31) = 0,0$, $\text{tr}[110] \equiv 1/2(a^2 + b^2 + 2abc\cos\gamma)^{1/2} = \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] \equiv 1/2(a^2 + b^2 - 2abc\cos\gamma)^{1/2} = 7,8079 \text{ \AA}$, $\Delta \text{tr} = 0,0$. В максимальном микроклине: $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,992^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(400) = 47,049^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) = 41,813^\circ$, $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,522^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(130 - \bar{1}30) = -0,815^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(131 - \bar{1}31) = -0,807^\circ$, $\text{tr}[110] \equiv 1/2(a^2 + b^2 + 2abc\cos\gamma)^{1/2} = 7,9202 \text{ \AA}$, $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] \equiv 1/2(a^2 + b^2 - 2abc\cos\gamma)^{1/2} = 7,6290 \text{ \AA}$, $\Delta \text{tr} = 0,2912$.

В моноклинных К-п.ш. $\Sigma t_1 \equiv 2t_1 = (1 - 2t_2)$. Для определения содержания Al в Т-позициях предлагаются уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)$:

$$2t_1 = \frac{b - 24,8095 + 74,9054c^*}{-3,3261 + 19,5102c^*}$$

или

$$2t_1 = \frac{2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) + 12,1814 - 1,04093 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)}{0,6112 + 0,01592 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)}$$

Эти уравнения точнее, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки $b-c$:

$$2t_1 = \frac{b + 5,1479 - 2,56437c}{2,7945 - 0,44621c}$$

Переход к обратным параметрам может быть осуществлен по известным формулам кристаллографии: $c^* = abs\sin\gamma/V$; $\cos\alpha^* = (\cos\beta\cos\gamma - \cos\alpha)/\sin\beta\sin\gamma$; $\cos\gamma^* = (\cos\alpha\cos\beta - \cos\gamma)/\sin\alpha\sin\beta$.

В моноклинных К-п.ш. векторы $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_10 \rightarrow T_20 \rightarrow T_2m$ и $T_1m \rightarrow T_20 \rightarrow T_2m$ [59, 93, 94], равны, и содержание Al в Т(1) может быть рассчитано из уравнения:

$$t_1 = 36,030 - 6,5690 \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0], + 0,02147V.$$

В триклинных К-п.ш. $\Sigma t_1 \equiv (t_10 + t_1m)$ и $\Delta t_1 \equiv (t_10 - t_1m)$, откуда: $t_10 = (\Sigma t_1 + \Delta t_1)/2$, $t_1m = (\Sigma t_1 - \Delta t_1)/2$, $t_20 = t_2m = (1 - \Sigma t_1)/2$. Для определения содержания Al в Т-позициях предлагаются уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)$, а также $\alpha^* - \gamma^*$:

$$\Sigma t_1 \equiv (t_10 + t_1m) = \frac{b - 21,5398 + 53,8405c^*}{2,1567 - 15,8583c^*}$$

или

$$\Sigma t_1 = \frac{2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(060) + 8,3063 - 0,96459 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)}{-6,5616 + 0,15724 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}04)}.$$

Эти уравнения лучше, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки $b - c$:

$$\Sigma t_1 \equiv (t_1 0 + t_1 m) = \frac{b - 1,6757 - 1,61388c}{-8,9210 + 1,18443c},$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{\gamma^* - 44,778 - 0,50246\alpha^*}{6,646 - 0,05061\alpha^*}.$$

График $\alpha^* - \gamma^*$ использовался еще в [95], и в виде последнего уравнения эта зависимость оформлена в [56]. Можно использовать также уравнение регрессии с $\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(130) \equiv 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(130) - 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{1}\bar{3}0)$ (структурно-чувствительный параметр) и $2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}01)$ (параметр, чувствительный к изменению состава) [5]:

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{\Delta 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(130)}{-2,700 + 0,08986 2\theta_{\text{Cu K}\alpha_1}(\bar{2}01)}.$$

Поскольку величины векторов $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_1 0 \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ и $T_1 m \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ [59, 93, 94], различаются, для триклинных К-п.ш. могут использоваться следующие уравнения регрессии:

$$t_1 0 = \frac{\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] - 5,6954 - 3,0406 \cdot 10^{-3} V}{-0,67815 + 5,7439 \cdot 10^{-4} V},$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_1 0 - t_1 m) = \frac{\Delta(\text{tr}[110] - \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0])}{0,6457 - 0,4902 \cdot 10^{-3} V}.$$

Оценка Si/Al-распределения по углу опт. осей К-п.ш. может быть проведена по уравнениям Су с соавт. [64] (см. раздел "Микр.") или по графику на фиг. 65. (см. "К, Na-п.ш."). Наиболее чувствительно изменение угла опт. осей к Si/Al-упорядочению в области санидина ($2V$ меняется на 105°), чем в области микроклина (ортоклаза) (изменение $2V$ всего на 42°):

	Пл. опт. осей (010)				Пл. опт. осей \perp (010)				
	65	40	12	0	18	40	55	72	82
$2V_{\text{Нр}}^\circ$	65	40	12	0	18	40	55	72	82
Σt_1	0,50	0,60	0,68	0,69	0,70	0,75	0,80	0,90	1,00
	Санидин высокий				Ортоклаз низкий		Микроклин		

Рентгенометрический метод определения Si/Al-упорядоченности К-п.ш. по $\Delta 2\theta_{Cu}$ между отражениями 204 и 060 на порошкограмме предложен Со-седко [86]. В санидине оно равно $9,35^\circ$, в максимальном микроклине – $8,70^\circ$.

Повед. при нагр. При $1150 \pm 20^\circ$ чистый К-п.ш. инконгруэнтно плавится с образованием жидкости, соответствующей по составу 57,8 мас.% лейцита и 42,2% кремнекислоты [36].

Скачкообразный фазовый переход санидина в микроклин (“1 рода”) фиксируется при $500 (\pm 50)^\circ$. Температура перехода практически не зависит от давления из-за малого объемного эффекта – наклон кривой превращения низкий санидин/микроклин составляет всего $\sim 0,002$ град/атм [96].

Нахожд. Существенно калиевый полевой шпат образуется: 1) при кристаллизации обогащенных калием лав и магм (калиевые риолиты и граниты; щелочные породы калиевого ряда) – калиевый санидин; 2) при калиевом метасоматозе (ортоклазиты, микроклиниты) – ортоклаз, микроклин; 3) в породах разного состава при относительно низких температурах (в интрузивных породах, пегматитах, гидротермалитах, метаморфических и аутигенных образованиях) – ортоклаз, адуляр, микроклин; 4) в результате фазового распада щелочных полевых шпатов – калиевая фаза ортоклаз- и микроклин-пертитов. Поскольку химический состав К-п.ш. варьирует в широких пределах, в литературе под названием “калиевый полевой шпат” или “ортоклаз” весьма часто описываются калиево-натриевые полевые шпаты, в суммарном составе которых альбитовая составляющая присутствует в количестве более 30%.

К-п.ш. с различным структурным состоянием образуются в результате трех процессов: 1) при равновесной кристаллизации в поле своей стабильности (при этом санидин обычно всегда содержит значительную примесь Na, а также Ba, Sr, Ca, Fe, а гомогенный микроклин относительно обогащен Rb и Pb); 2) при метастабильной кристаллизации вне своего поля устойчивости (это касается К-п.ш., которые при неравновесной кристаллизации или перекристаллизации при низкой температуре образуются тем не менее в форме санидина или ортоклаза, а также санидина, который в результате закалки породы продолжает существовать в этой форме при дальнейшем охлаждении, но не микроклина, который не образуется выше температурной границы своего поля устойчивости $500 \pm 50^\circ$); 3) в результате явлений Si/Al-упорядочения в полевошпатовой структуре и триклинизации, в результате которых ранее образованный санидин переходит в ортоклаз или микроклин (с сохранением или изменением симметрии) путем скачкообразного фазового перехода или постепенных фазовых превращений (доказательством которых являются постепенность переходов, наличие реликтов полевого шпата с неупорядоченным структурным состоянием и появление “микроклиновой решетки”, имитирующей путем внутреннего микродвойникования первоначальную моноклинную симметрию пространства преобразованного кристалла).

Описание месторождений К-п.ш. магматического, постмагматического и метаморфического генезиса см. “Санидин”, “Ортоклаз”, “Микроклин” и т.д., поскольку, как правило, в настоящее время для них приводится характеристика структурного состояния.

Аутигенный К-п.ш. (ортоклаз или узнаваемый по наличию микроклиновой решетки микроклин) характерен для известковистых песчаников [11, 97, 98], реже встречается в песчаниках, свободных от карбонатного материала [99, 100] и туффитах [101]. Вместе с двухконечным кварцем, пиритом и би-

туминозным веществом в виде мелких кристаллов внутри раковины аммонита он установлен в юрских известняках Французских Альп [102, 103]. Вместе с кварцем и лейхтенбергитом найден в меловых отложениях Пузак (Pouzac) Верхних Пиренеев [104]. В виде мелких (~0,1 мм) несдвоенных прозрачных кристалликов отмечен в меловых и неогеновых отложениях Парижского бассейна [105–108]. Аутигенный К-п.ш. (ортоклаз и микроклин) вместе с кварцем установлены в ракушечнике триасового возраста в Эльзасе и Региональном природном парке Лоррен, Франция [109]. В скв. "Эльм-2", пройденной вблизи Брауншвайга (Германия), аутигенный микроклин (с микроклиновой решеткой) составляет до 23% породы в пласте известняка в ассоциации с аутигенным альбитом (до 7,5%), кварцем, мусковитом и ангидритом [110]. В доломитах формации Ватертон, пров. Альберта, (Канада), кембрийского и докембрийского возраста, но без признаков наложения последующего метаморфизма или магматизма водяно-прозрачные кристаллы аутигенного К-п.ш. (ортоклаз ?) размером 0,01–0,05 мм цементируют зерна доломита, составляя до 40% породы [111]. В третичном флише Швейцарских Альп [112] мелкие его кристаллы (простые карлсбадские двойники) найдены совместно с альбитом. В некарбонатном материале сенонских отложений верхнего мела в районе Ганновера (Германия), содержащих кварц, мусковит, иллит, монтмориллонит, каолинит, гейландит и аутигенный альбит, установлен только ортоклаз (без микроклиновой решетки) [13].

Измен. При гипергенном изменении по К-п.ш. образуется каолинит [113, 114] (в противоположность плагиоклазам, при выветривании которых образуется галлуазит). Кристаллизация каолинита протекает из растворов, образующихся за счет разложения К-п.ш. по межзерновым границам и трещинам, непосредственно, без участия каких-либо аморфных или промежуточных фаз [115].

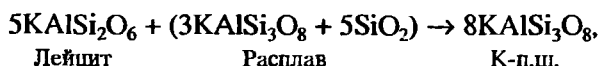
При выветривании двуполевошпатовых гранитов по микроклин образуется каолинит (по олигоклазу – галлуазит). Вблизи г. Далата, пров. Ламдонг (Вьетнам), кварц-каолиновая (с галлуазитом) зона имеет мощность 10–16 м и вверх сменяется кварц-гиббситовой зоной латеритных бокситов мощностью 1–3 м [115]. Выветриванию подвержены и на первый взгляд неизмененные граниты; первые изменения фиксируются в виде ямок растворения в олигоклаз-андезиновых пертитовых вростках в микроклине.

Искусств. Прямой синтез К-п.ш. путем кристаллизации его из сухого расплава в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ затруднен [36]. Поэтому синтез проводился другими способами. Виаром [116] К-п.ш. получен из мусковита и SiO_2 в водном растворе КОН под давлением. Гидротермальным путем в растворах КОН или KCl он получен из лейцита или анальцима как промежуточного продукта, превращавшегося в этих условиях в лейцит [117–120]. Во всех этих случаях синтезирована высокотемпературная форма К-п.ш. (санидин), хотя это и не всегда доказано рентгенографически.

Еще сложнее синтезировать низкотемпературную форму К-п.ш. – микроклин, так как для достижения равновесного Si/Al-распределения времени эксперимента недостаточно. Лавес [121] покрывал спайные выколотки альбита стеклом состава К-п.ш. и нагревал их при 1060° в течение 6 ч, после чего приконтактные участки альбита обнаруживали уменьшение угла спайности от 3° до нуля и далее до 15'.

Эксперим. Система $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ изучена Шейрером и Боуэном [36]. К-п.ш. плавится инконгруэнтно при $1150 \pm 20^\circ$ с образованием жидкости, со-

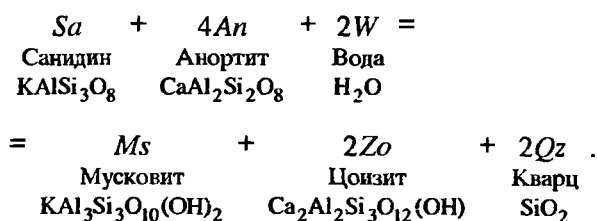
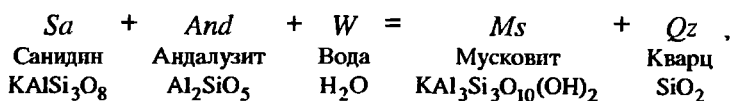
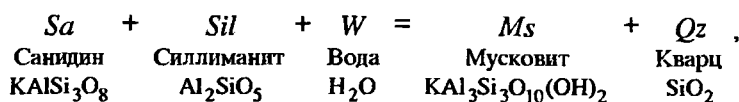
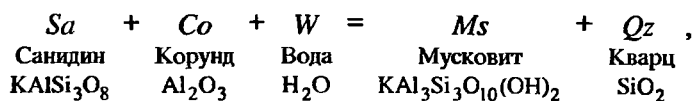
стоящей из 57,8 мас.% лейцита и 42,2% SiO_2 ; эвтектика между К-п.ш. и тридимитом имеет температуру $990 \pm 20^\circ$ и состав 45,6 мас.% лейцита и 54,4% SiO_2 (58,2% К-п.ш. и 41,8% SiO_2). В соответствии с этой системой в случае достижения равновесия из недосыщенного SiO_2 расплава ниже $1686 \pm 5^\circ$ (температура плавления лейцита) кристаллизуется лейцит, который при достижении критической точки при $1150 \pm 20^\circ$ начнет реагировать с обогащенным SiO_2 расплавом с образованием К-п.ш.:

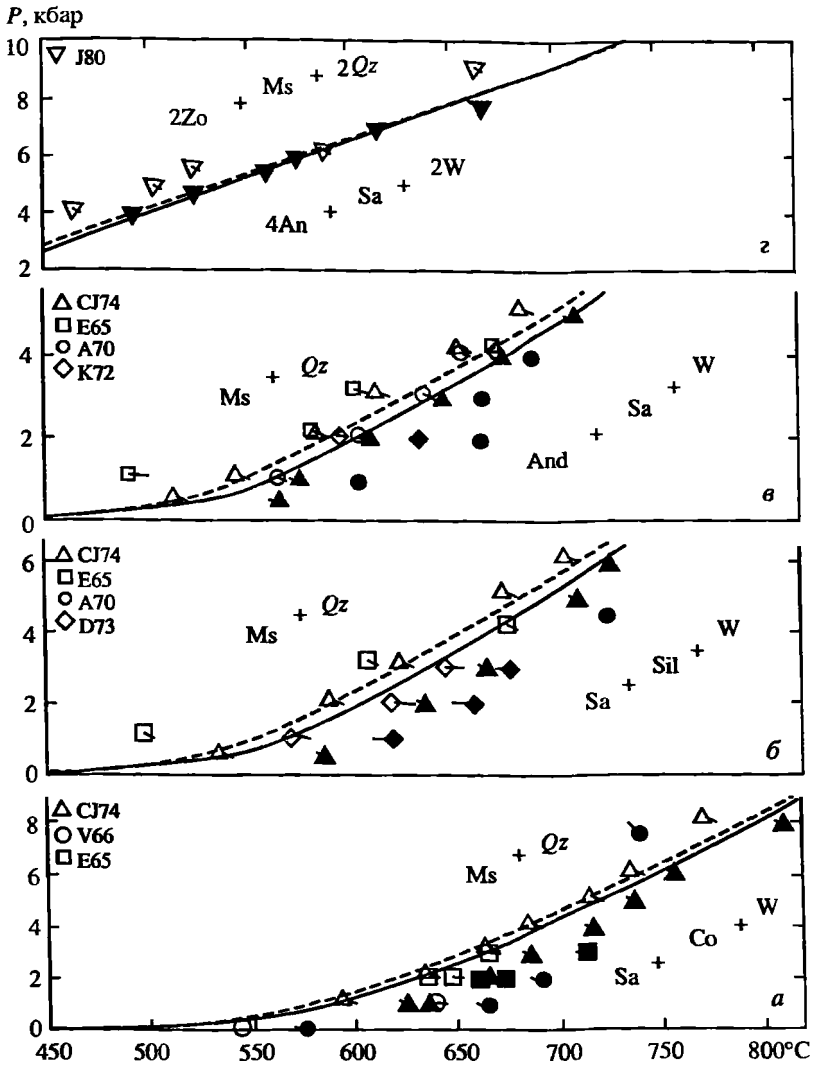


однако, так как SiO_2 в расплаве недостаточно, реакция не дойдет до конца, и в породе окажется смесь лейцита с санидином. В случае избытка SiO_2 в расплаве лейцит прореагирует полностью с образованием К-п.ш., и при достижении эвтектики в породе окажется смесь санидина с тридимитом.

При 9 кбар плавление К-п.ш. становится конгруэнтным. В сухих условиях (без воды) он плавится при 1270° [122], в чистой воде – при 820° [123]. Во флюидах $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ при давлении 5 кбар К-п.ш. плавится также инконгруэнтно с образованием лейцита, при 9 кбар плавление его становится конгруэнтным. Изучение плавления К-п.ш. во флюидах $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ при 9 кбар и $900-1100^\circ$ [124] показало, что в смесях $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ он плавится при температуре на $50-100^\circ$ выше, чем в смесях $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$; система $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ при данных условиях характеризуется сильной неидеальностью с отрицательным отклонением от закона Рауля, и на $P-T$ кривых плавления при постоянной мольной доле воды можно ожидать минимума. Показано, что в системах К-п.ш.- $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ и альбит- $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ при 9 кбар влияние гидратации на активность воды практически одинаково, т.е. различие в размерах Na^+ и K^+ в плотной водно-солевой среде не влияет на число образующихся диполей при одинаковых мольных концентрациях воды.

С помощью уточненных термодинамических данных Бермана [39] скорректированы экспериментально изученные [125–131] равновесия в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ для реакций (фиг. 45):



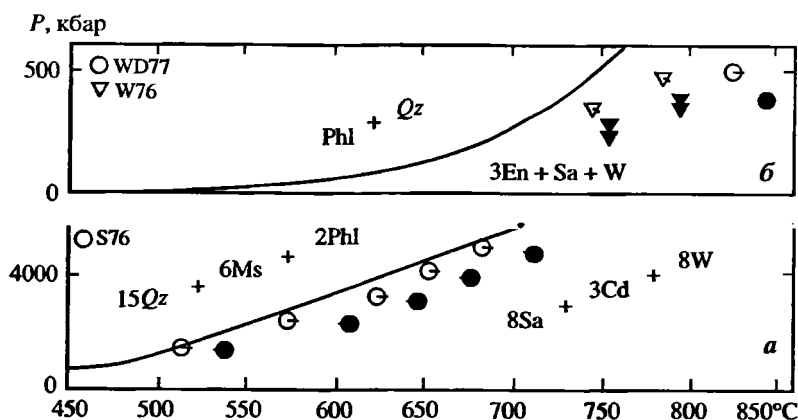


Фиг. 45. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными P - T равновесиями в системе K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (по Берману [39])

a – для реакции $Sa + Co + W \leftrightarrow Ms + Qz$; $б$ – для реакции $Sa + Sil + W \leftrightarrow Ms + Qz$; $в$ – для реакции $Sa + And + W \leftrightarrow Ms + Qz$; $г$ – для реакции $Sa + 4An + 2W \leftrightarrow Ms + 2Qz$

J80 – данные Джоханнеса [125]; CJ – [126]; E65 – [127]; A70 – [128]; K72 – [129]; D73 – [130]; V66 – [131]; Sa – санидин; Co – корунд; And – андалузит; An – анортит; Ms – мусковит; Zo – цоизит; Qz – кварц; Sil – силлиманит; W – вода; сплошные линии – санидин; пунктирные – микроклин; полые значки – экспериментальные данные, залитые – расчетные значения

При расчете равновесий использовалась найденная Томпсоном [53] зависимость энтальпии от коэффициента Z ($\Delta_{dr}H^\circ = 11088(1 - Z)$ Дж/моль) и calorиметрические измерения Ховиса [57] различий в энтальпиях санидина и микроклина (11088 Дж/моль). Это дает различия в энтропии $S^{Pr,Tr} = 15,012$ Дж/моль · град. К. Эксперименты [126] с использованием санидина в качестве исходного продукта с целью изучения равновесий для стабильной формы К-п.ш. (микроклина) не были удачными, так как в опытах с



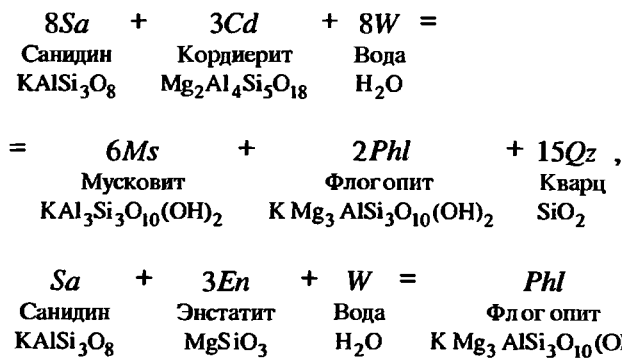
Фиг. 46. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными P - T равновесиями в системе K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (по Берману [39])

a - для реакции: $8Sa + 3Cd + 8W \leftrightarrow 6Ms + 2Phl + 15Qz$; b - для реакции: $Sa + 3En + W \leftrightarrow Phl + Qz$

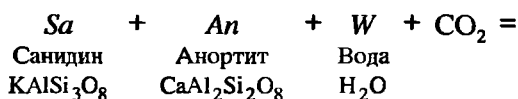
WD77 - данные Уонеса и Доджа [133]; W76 - [134]; S76 - [135]; Cd - кордиерит, Phl - флогопит, En - энстатит; остальные символы как на фиг. 45

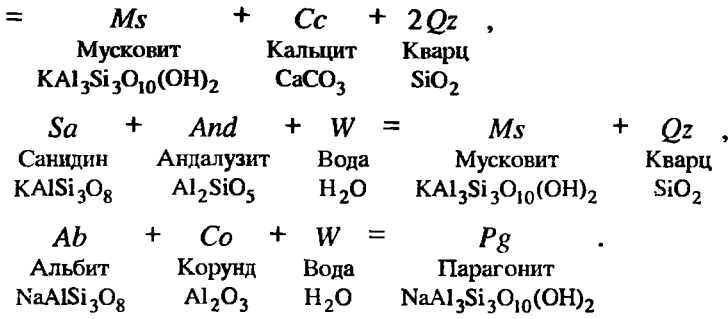
повышением P - T условий за 100 сут величина Z изменилась всего на 0,14-0,17, т.е. все равновесные фазы в опытах [126, 132] оставались санидинами. В опытах [125] (см. фиг. 45, 2), наоборот, равновесия достигнуты для стабильной формы К-п.ш. Равновесные данные [130] для реакции с силлиманитом на 20° выше данных [126], хотя в обоих случаях использовался исходный синтетический материал (санидин). В остальных случаях различия в кривых равновесия могут быть, по-видимому, объяснены примесью натрия в К-п.ш. и мусковите.

С помощью уточненных термодинамических данных Бермана [39] скорректированы экспериментально изученные [133-135] равновесия в системе K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O для реакций (фиг. 46):

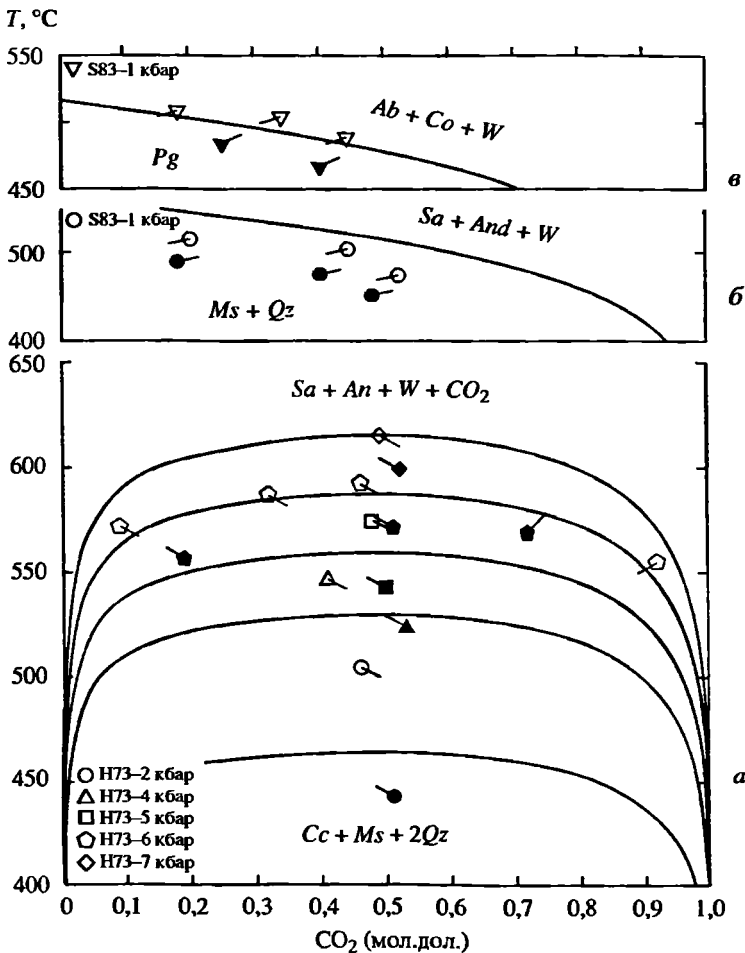


Аналогичные данные получены для системы K_2O - Na_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2 , изученной [136, 137] для реакций (фиг. 47):





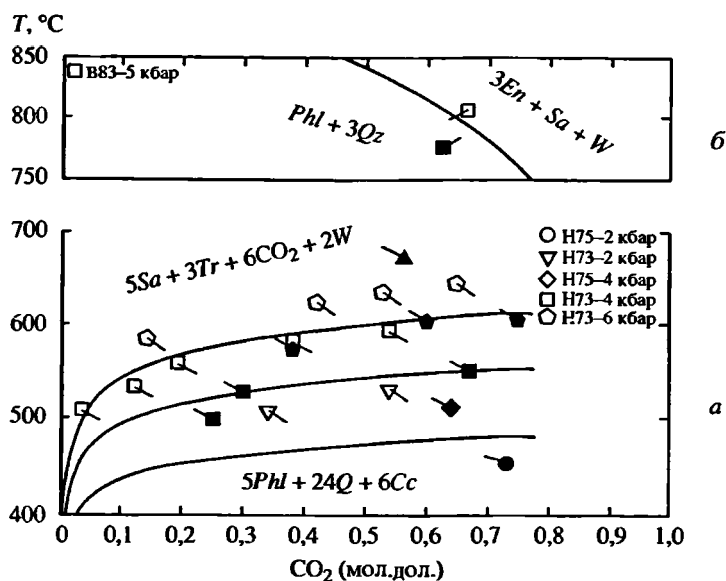
Сопоставление данных проведено также для системы $K_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$, изученной [132, 138, 139] для реакций (фиг. 48):



Фиг. 47. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными $P-T$ равновесиями в системе $K_2O-Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ (по Берману [39])

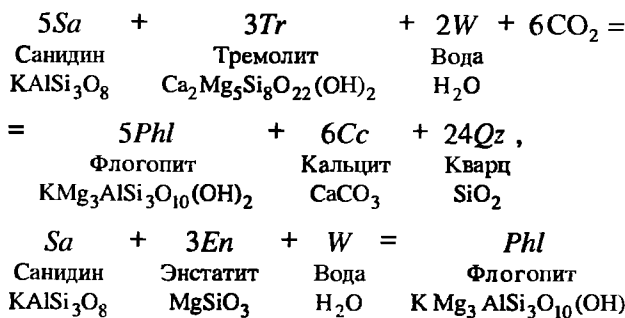
a – для реакции $Sa + An + W + CO_2 \leftrightarrow Ms + Cc + Qz$; $б$ – для реакции $Sa + And + W \leftrightarrow Ms + Qz$; $в$ – для реакции $Ab + Co + 2W \leftrightarrow Pg$

S83 – данные Шведенкова и др. [136]; H73 – [137]; Ab – альбит, Pg – парагонит; остальные символы как на фиг. 45 и 46



Фиг. 48. Сопоставление уточненных расчетных термодинамических данных с экспериментально найденными P - T равновесиями в системе K_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2 (по Берману [39])

a - для реакции $5Sa + 3Tr + 2W + 6CO_2 \leftrightarrow 5Phl + 6Cc + 24Qz$; b - для реакции $Sa + 3En + W \leftrightarrow Phl + 3Qz$
 B83 - данные Болена и др. [138]; H73 - [132]; H75 - [139]; Tr - тремолит; остальные символы как на фиг. 45-47



Практ. знач. В качестве источников керамического сырья (см. также "Полевые шпаты") наибольшее значение имеют следующие образования.

Собственно полевошпатовые, высококальциевые ("калиевый модуль" более 3). Разрабатываются керамические пегматиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (р-н Чупы, Сев. Карелия) и Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье, Иркутская обл.) - относительно мелкие м-ния с содержанием К-п.ш. 50-60% и до 40% олигоклаза, извлекаемых ручной рудоразборкой. Разрабатываются также мусковитовые пегматиты Малиновой Вараки и Тэдино (Сев. Карелия), Мамско-Чуйской слюдоносной группы (Вост. Сибирь) (средние м-ния); редкометалльно-мусковитовые пегматиты Слюдяного Бора (вблизи Беломорска, Карелия), Бихарской пегматитовой провинции (Индия) (мелкие и средние м-ния); хрусталеносные пегматиты Акжайляу (хр. Тарбагатай, Вост. Казахстан, - с микроклином), Катбар и др. (Казахстан) (мелкие и очень мелкие м-ния); псевдолейцитовые сиениты и сынныриты Калюмно-

го, Трехглавого и Голевского м-ний (Россия, – с кальсилитом и нефелином) (очень крупные и крупные м-ния).

Полевошпатовые, калиевые (“калиевый модуль” не менее 2): редкометальные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Мальшевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния).

Кварц-полевошпатовые (кварца больше 10%), *высококалиевые*: керамические пегматиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (Карелия), Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье) (мелкие м-ния); мусковитовые пегматиты Малиновой Вараки и Тэдино (Сев. Карелия), Мамско-Чуйской слюдоносной группы (Вост. Сибирь) (средние м-ния); редкометально-мусковитовые пегматиты Слюдяного Бора (Карелия), Бихарской пегматитовой провинции (Индия) (мелкие и средние м-ния).

Кварц-полевошпатовые, калиевые. Ведущее значение имеют недифференцированные керамические пегматиты Люпикко (Питкьяранта, Сев. Приладожье, Карелия) и Балки Большого Лагерь (Украина) – очень крупные и крупные м-ния, содержащие 10–50% микроклин-пертита и 30–60% олигоклаза, обогащаемых флотационными, магнитно-флотационными и магнитно-электрическими методами. Разрабатываются также керамические пегматиты Хето-Ламбины и рудника им. Чкалова (Карелия), Нарын-Кунтинского м-ния (Прибайкалье) (мелкие м-ния); редкометальные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского (Мальшевское) и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний (вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния); хрусталеносные пегматиты Акжайляу (хр. Тарбагатай, Вост. Казахстан – с микроклином), Катбар и др. (Казахстан) (мелкие и очень мелкие м-ния); лейкократовые граниты Каричсайского и Водораздельного м-ний (Узбекистан) (очень крупные и крупные м-ния); редкометальные апограниты Орловского и Этыкинского м-ний (Вост. Забайкалье) (очень крупные м-ния); редкометальные щелочные граниты и граносиениты Катугинского (Каларский хр., Сев.-Вост. Забайкалье) и Пержанского м-ний (Украина) (очень крупные м-ния).

Кварц-полевошпатовые, калиево-натриевые. Ведущее значение имеют крупные и очень крупные месторождения лейкократовых гранитов Каричсайское (Узбекистан) и аляскитовых гранитов Режик (р-н Алапаевского м-ния, Средний Урал), содержащие 25–45% микроклин-пертита и 35–65% альбит-олигоклаза, обогащаемых флотационными и магнитно-электрическими методами. Разрабатываются также лейкократовые граниты Водораздельного м-ния (Узбекистан); крупные и очень крупные м-ния аляскитовых гранитов и гранит-аплитов Такобское (Варзоб, Гиссарский хр., вблизи Душанбе, Таджикистан), Спрус-Пайн (хр. Блу-Ридж, округ Митчелл, шт. Сев. Каролина, США); граниты рапакиви Уксу Ала-Носкуа (Россия) (очень крупное м-ние); редкометальные апограниты Орловского и Этыкинского м-ний (Вост. Забайкалье) (очень крупные м-ния); редкометальные щелочные граниты и граносиениты Катугинского (Каларский хр., Сев.-Вост. Забайкалье) и Пержанского м-ний (Украина) (очень крупные м-ния); керамические пегматиты Люпикко (Питкьяранта, Сев. Приладожье, Карелия) и Балки Большого Лагерь (Украина) (очень крупные и крупные м-ния); редкометальные пегматиты с цветными камнями Среднеуральского и Забайкальского (Вост. Забайкалье) м-ний (Россия), Асу-Булакского и Огневского м-ний

(вблизи Усть-Каменогорска, Калбинский хр., Казахстан) (крупные и средние м-ния).

Кварц-полевошпатовые, натриевые: риолиты, риодациты, альбитизированные риолиты Артенинского и Арагацкого м-ний (Армения), Нежданковского м-ния (Карелия) и плагиопорфиры, альбитофиры-кератофиры Костомукшского м-ния (Карелия) (крупные, средние и мелкие м-ния); фонолиты Айфеля (Германия), лейцитовые фонолиты Шонкин-Сага (США) (крупные, средние и мелкие м-ния); трахиты Зибенгебирге и Айфеля (Германия) и Седлеца (Польша) (средние и мелкие м-ния);

Высококачественный микроклин используется для получения глазурей, фаянсово-фарфоровых изделий, тонкой радио- и электротехнической керамики, пигмента для красок, стекловолокна, абразивов, технического и листового стекла. Требованиям к сырью (высший, I и II сорта) является содержание $K_2O + Na_2O$ не менее 13–11% при отношении $K:Na$ не менее 4,5–2, SiO_2 не более 65%, Al_2O_3 не менее 16%, Fe_2O_3 не более 0,1–0,3%, $CaO + MgO$ не более 1,0–1,5% [140, 141].

Крупнейшие разведанные керамические пегматиты России сосредоточены в Карелии в Лоухском, Беломорском и Питкярантском р-нах [142–145]. В Чупино-Лоухском р-не керамические пегматиты приурочены к хетоламбинской, котозерской и керетьской свитам беломорского комплекса мигматизированных амфибол-биотитовых и эпидот-амфибол-биотитовых гнейсов архея и образуют зоны протяженностью 6–10 км, шириной 1,0–1,5 км с отдельными жилами мощностью от 3 до 30 м (обычно 5–6 м), длиной 50–400 м, прослеженными на глубину 30–200 м [144–146]. Наиболее известные месторождения: Хетоламбино (100 км²) между Белым морем и Пулонгскими озерами с главной зоной 0,8–1,5 км, содержащей около 300 пегматитовых тел, разрабатываемое комбинатом “Карелслюда” [144, 145, 147], Узко-Хетоламбинская жильная зона, на 3–3,5 км восточнее главной зоны, разрабатываемая Чупинской помольно-обогащительной фабрикой комбината “Карелслюда”, и Ураккаозерная жильная зона, прослеженная на 10 км при ширине 0,3–10 км, с пегматитами плагиоклаз-микроклинового состава [144, 145]. Другие месторождения Карелии: дифференцированные пегматиты Чернореченской группы (Панфилова Варака, Блинковая Варака, Кумужья Варака, Киндо-мыс, Ляпсиева губа и Каменный Стол, м-ния им. Чкалова (жила Самойловича), Черная Салма, Большой Олений, Постельное озеро), высококачественное керамическое месторождение Пиртима, пригодное для изготовления глазурей, фаянса и художественного фарфора, с дифференцированными пегматитами, содержащими розовый микроклин и амазонит [144, 145]. В Кемьско-Беломорском пегматитовом р-не (к югу от Чупино-Лоухского) – м-ния Березовое, Половина и Слюдяной Бор, содержащее 40 жил с белым и розовым микроклином в биотит-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых и кианит-ставролитовых гнейсах. В Приладожском р-не – Питкярантское пегматитовое поле с плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами, являющимися кварц-полевошпатовым сырьем, разрабатываемыми Приладожским рудоуправлением и Кондопожским заводом объединения “Карелстройматериалы” и Питкярантским горно-обогащительным комбинатом, с месторождениями: Красная Горка, Серая Горка, Булка, Хепониemi и др., и наиболее известными в России м-ниями Люпикко и Линнавара с дифференцированным пегматитом размером 400 × 75 м с микроклином, кварцем, мусковитом, биотитом, гранатом, турмалином, бериллом и танталит-колумбитовой минерализацией [144, 145].

На Кольском п-ове керамические пегматиты известны в Куру-вааре, Мурманская обл. [143], а также в Ёнском р-не [148].

Качественное полевошпатовое сырье может быть получено из гранитов рапакиви, например Питкярантского (Салминского) массива, кварцевых порфиров Розалампи, кислых вулканитов Костомукши, щелочных пород Елетьозера в Карелии [144, 145]. Перспективными являются также нефелиновые и щелочные сиениты, например Есильского, Абаевского, Карсакпайского, Борсыксайского, Каратальского и других массивов Казахстана [141].

За рубежом источником полевошпатового сырья являются аляскинские граниты (США, Германия), аплиты (Англия, Франция), нефелиновые сиениты (Канада, США, Чехия). В Англии с середины XVIII в. разрабатываются так называемые *корнуэллские камни* – каолинизированные и грейзенизированные граниты, а в Японии и КНР – серицитизированные липаритовые и дацитовые порфиры. Используются также нефелиновые сиениты, например Блю-Маунтин (США) или Желеницы (Чехия) [141].

Калиевый полевой шпат (и альбит) извлекаются также из хвостов и отвалов действующих предприятий разного профиля, например Белогорского ГОК (Асу-Булак, Центр. Казахстан), Вишневогорского комбината (Урал) и др. [141].

Литература

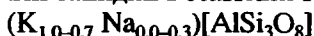
1. Кочетова Н.Л., Курицина А.С., Фришман Н.И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 5. С. 34–40.
2. Куликов Б.Ф. Словарь камней-самоцветов. Л.: Недра, 1982. 159 с.
3. Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–568.
4. Spencer E. // Miner. Mag. 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер. Спенсер Э. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
5. Kroll H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 491–506.
6. Taylor W.H. // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 85, N. 5/6. S. 425–442.
7. Barth T.F.W. // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1934. Vol. 27. P. 273–286.
8. Ribbe P.H. // Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Amer. Miner. Soc. Southern print. co., 1975. Vol. 2. R1–R52.
9. Woensdregt C.F. // Ztschr. Kristallogr. 1982. Bd. 161, N. 1. S. 15–33.
10. Hartman P., Perdok W.G. // Acta crystallogr. 1955. Vol. 8. P. 49–52.
11. Reynolds D.L. // Geol. Mag. 1929. Vol. 66. P. 390–399.
12. Perrenoud J.-P. // Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. 1952. Bd. 32. S. 179–184.
13. Schoner H. // Beitr. Miner. und Petrogr. 1960. Bd. 7, N. 2. S. 76–103.
14. Laves F., Hafner S. // Ztschr. Kristallogr. 1956. Bd. 108, N. 1. S. 52–63.
15. Hafner S., Laves F. // Ibid. 1957. Bd. 109, N. 1/6. S. 204–225.
16. Laves F., Hafner S. // Norsk. geol. tidschr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 57–71.
17. Кузнецова Л.Г. // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1971. № 25, вып. 1. С. 18–26.
18. Гордиенко В.В., Жукова И.А., Зайкина Л.И. и др. // Зап. ВМО. 1982. Ч. 111, вып. 6. С. 734–740.
19. Солнцева Л.С., Кривоконева Г.К. // Рентгенография минерального сырья и реальное строение минералов. М.: ВУМС, 1978. С. 83–87.
20. Laves F. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер. Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 152–172.
21. Laves F. // Ibid. N 6. P. 549–574. Пер. Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 173–203.
22. Goldsmith J.R., Laves F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 5, N 1. P. 1–19. Пер.: Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 204–230.
23. Goldsmith J.R., Laves F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 1. P. 100–118. Пер.: Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 231–257.
24. Kimata M. // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1980. S. 37–48.
25. Lehtinen M. // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 47. P. 223–230.

26. Кузнецова Л.Г., Хорева Б.Я. // Зап. ВМО. 1972. Ч. 101, вып. 4. С. 486–489.
27. Соседко Т.А. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 115–118.
28. Соседко Т.А., Кузнецова Л.Г. // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105, вып. 3. С. 377–384.
29. Боруцкий Б.Е., Икорский С.В., Власова Е.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 70–78.
30. Остроумов М.Н. // Зап. ВМО. 1991. Вып. 5. С. 94–99.
31. Velde B., Boyer H. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 3675–3682.
32. Тохтасьев В.С. Минеральное сырье. Сырье полевошпатовое: Справочник. М.: ЗАО “Госинформмарк”, 1998. 46 с.
33. Morey G.W., Bowen N.L. // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1922. Vol. 4. P. 1.
34. Schairer J.F., Bowen N.L. // Amer. J. Sci. 1938. Vol. 35-A. P. 289.
35. Schairer J.F., Bowen N.L. // Ibid. 1947. Vol. 245, N 2. P. 193–204.
36. Schairer J.F., Bowen N.L. // Ibid. 1955. Vol. 253, N 12. P. 681–746.
37. Tuttle O.F. // Ibid. 1948. Vol. 246, N 10. P. 628–635.
38. Goranson R.W. // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1938. Vol. 35. P. 71.
39. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29. pt 2. P. 445–522.
40. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci.; Vol. 278-A).
41. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // J. Res. US. Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.
42. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
43. Bridgman P.W. // Amer. Acad. Arts Sci. Soc. 1948. N 76. P. 71–87.
44. Skinner B.J. // Handbook of physical constants / Ed. S.P. Clark. Wash. (D.C.), 1966. P. 75–96. (Geol. Soc. Amer. Mem.; N 97).
45. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
46. Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. // Ibid. 1978. N 1452. P. 1–456.
47. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
48. Holland T.J.B., Powell R. // Ibid. 1985. Vol. 3. P. 343–370.
49. Powell R., Holland T.J.B. // Ibid. P. 327–342.
50. Holland T.J.B., Powell R. // Ibid. 1990. Vol. 8. P. 89–124.
51. Carpenter M.A., Salje E.K.H. // Amer. Miner. 1994. Vol. 79. P. 1084–1098.
52. Thompson J.B., Jr. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 341–375.
53. Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R., Hovis G.L. // The feldspar / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 218–248.
54. Cole W.F., Sörum H., Kennard O. // Acta crystallogr. 1949. Vol. 2, N 1, pt 5. P. 280–287.
55. Wright T.L., Stewart D.B. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 38–87.
56. Stewart D.B., Ribbe P.H. // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267-A: Schairer volume. P. 444–462.
57. Hovis G.L. // The feldspar / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
58. MacKenzie W.S. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31. P. 41–46.
59. Kroll H. // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 91–94.
60. Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 207 с.
61. Laves F. // J. Geol. 1951. Vol. 59. P. 510–511.
62. Spencer E. // Miner. Mag. 1930. Vol. 22. P. 291–367.
63. Hewlett C.C. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. P. 511–538.
64. Su S.-C., Ribbe P.H., Bloss F.D., Warner J.K. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1393–1398.
65. Gabriel A., Cox E.P. // Ibid. 1929. Vol. 14, N 8. P. 290–292.
66. Chays F. // Ibid. 1952. Vol. 37, N 3/4. P. 337–340.
67. Bailey E.H., Stevens R.E. // Ibid. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 1020–1025.
68. Кузай В.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 3. С. 101–105.
69. Broch O.A. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 5/6. P. 752–753.
70. Houghton H.F. // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 2. P. 629–631.
71. Borg I.Y., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.
72. Borg I.Y., Smith D.K. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.
73. Borg I.Y., Smith D.K. Calculated X-ray powder pattern for silicate minerals. Wash. (D.C.), 1969. (Geol. Soc. Amer. Mem.; N 122).
74. Каменцев И.Е. // Кристаллография и кристаллохимия. Л., 1973. Вып. 2. С. 68–69.
75. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. // Там же. С. 12–22.
76. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск, 1978. 111 с.

77. Гордиенко В.В., Кухаренко А.А. // Минералогия и геохимия. Л., 1975. Вып. 5. С. 41–56.
78. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. // Зап. ВМО. 1977. Вып. 4. С. 476–481.
79. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. // Там же. 1981. Вып. 6. С. 721–730.
80. Кривоконова Г.К. // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 18–33.
81. Кривоконова Г.К. // Рентгенография минерального сырья и реальное строение минералов. М.: ВИМС, 1978. С. 61–75.
82. Кумеев С.С. // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Элиста, 1975. Вып. 3. С. 133–185.
83. Нзуй Т.Н., Каменцев И.Е. // Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста, 1980. С. 36–45.
84. Руководство по рентгеновскому исследованию полевых шпатов: Порошковые методы: Методическая разработка / И.Е. Каменцев, О.Г. Сметанникова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 53 с.
85. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
86. Соседко Т.А. // Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974. С. 115–118.
87. Соседко Т.А. // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 6. С. 1438–1440.
88. Рентгенография основных типов породообразующих минералов: (Слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.
89. Wrigth T.L. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 88–104.
90. Stewart D.B., Wrigth T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974(1975). Vol. 97, N 2/5. P. 356–377.
91. Bowen N.L., Tuttle O.F. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 489–511.
92. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölin G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
93. Kroll H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 36. P. 141–156.
94. Kroll H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1980. S. 31–36. (Исправление диаграммы).
95. MacKenzie W.S., Smith J.V. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40. P. 707–732.
96. Сендеров Э.Э., Яськин Г.М. // Геохимия. 1976. № 7. С. 1038–1054.
97. Goldich S. // J. Sediment. Petrol. 1934. Vol. 4. P. 89–95.
98. Heald M.T. // J. Geol. 1950. Vol. 58. P. 624–633.
99. Berg R.R. // J. Sediment. Petrol. 1952. Vol. 22, N 4. P. 221–223.
100. Gruner J.W., Thiel G.A. // Amer. Miner. 1937. Vol. 22. P. 842–846.
101. Weiss M.P. // J. Sediment. Petrol. 1954. Vol. 24, N 4. P. 270–274.
102. Lory C. // Arch. Sci. Phys. Natur. Geneve. Ser. 3. 1886. Vol. 16. P. 237–239.
103. Lory C. // C.r. Acad. sci. 1886. Vol. 103. P. 309–311.
104. Lacroix A. // Bull. Soc. fr. minér. 1888. Vol. 11. P. 70–71.
105. Cayeau L. // C.r. Acad. sci. 1895. Vol. 120. P. 1068–1071.
106. Grandjean M.F. // Bull. Soc. fr. minér. 1909. Vol. 32. P. 103–133.
107. Grandjean M.F. // C.r. Acad. sci. 1909. Vol. 148. P. 723–725.
108. Grandjean M.F. // Bull. Soc. fr. minér. 1910. Vol. 33. P. 92–97.
109. De Lapparent J. // C.r. Acad. sci. 1929. Vol. 171. P. 862–865.
110. Füchtbauer H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1956. H. 1. S. 9–23.
111. Daly R.A. // Proc. Nat. Acad. Sci. US. 1917. Vol. 3. P. 659–665.
112. Trümpy D. // Beitz. Geol. Karte Schweiz. N.S. 1916. Vol. 46. P. 83–111.
113. Финько В.И., Самошин Н.Д., Чекин С.С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 108–119.
114. Чекин С.С., Самошин Н.Д. // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 44–60.
115. Самошин Н.Д., Новиков В.М., Магазина Л.О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 77–91.
116. Wyart J. // C.r. Acad. sci. 1947. Vol. 225. P. 944–946.
117. Barrer R.M., Hinds L. // Nature. 1950. Vol. 166, N 4222. P. 562.
118. Barrer R.M., Hinds L., White E.A. // J. Chem. Soc. 1953. P. 1466.
119. Barrer R.M., Baynham J.W. // Ibid. 1956. P. 2882–2891.
120. Gard J.A., Barrer R.M., Baynham J. // Ibid. 1955. P. 2480–2481.
121. Laves F. // J. Geol. 1951. Vol. 59. P. 511–512.
122. Lindsley D.H. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51. P. 1793–1799.
123. Goldsmith J.R., Peterson J.W. // Ibid. 1990. Vol. 75. P. 1362–1369.
124. Шмулович К.И., Грэм К., Макконен-Грэйз С. // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 1. С. 116–119.
125. Johannes W. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 74. P. 29–34.
126. Chatterjee N.D., Johannes W. // Ibid. 1974. Vol. 48. P. 88–114.
127. Evans B.W. // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263. P. 647–667.

128. *Althaus E., Karotke E., Nitsch K.H., Winker H.G.F.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1970. S. 325–336.
129. *Kerrick D.M.* // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272. P. 946–958.
130. *Day H.W.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 255–262.
131. *Velde D.* // Ibid. 1966. Vol. 51. P. 924–929.
132. *Hoschek G.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 39. P. 231–237.
133. *Wones D.R., Dodge F.C.W.* // Thermodynamics in geology / Ed. D.G. Fraser. Dordrecht: Reidel, 1977. P. 229–247.
134. *Wood B.J.* // Progr. Exp. Petrol. Nat. Environ. Res. Council. 1976. Vol. 11. P. 17–19.
135. *Seifert F.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. Vol. 57. P. 179–185.
136. *Шведенков Г.Ю., Шведенкова С.В., Дашевский А., Калинин Д.В.* // Геология и геофизика. 1983. Т. 24. С. 73–79.
137. *Hewitt D.A.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 785–791.
138. *Bohlen S.R., Wall V.J., Clemens J.D.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 83. P. 270–277.
139. *Hewitt D.A.* // Amer. Miner. 1975. Vol. 60. P. 391–397.
140. *Филинцев Г.П., Тараева Т.Н.* // Тр. Гос. НИ Керам. ин-та, 1964. Вып. 1(46). С. 14–35.
141. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука КазССР, 1973. 296 с.
142. *Гродницкий Л.Л., Полин А.К.* Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, 1975. (Тр. Ин-та геологии. Карел. фил. АН СССР; Вып. 23).
143. *Игнатьева Т.С., Сафронова Г.П.* // Тр. Ин-та геологии. Карел. фил. АН СССР. 1975. Вып. 27. С. 42–47.
144. *Пекки А.С., Разоренова В.И.* Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977. 152 с.
145. *Пекки А.С., Разоренова В.И.* // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 15–26.
146. *Чуйкина Е.П.* // Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975. С. 153–159.
147. *Борисов П.А.* Керамические пегматиты СССР и их заменители. М., 1954. 270 с.
148. *Куклин А.И.* // Геология и неметаллических полезных ископаемых Кольского полуострова. Апатиты, 1982. С. 8–16.

Калиевый санидин Potassium sanidine



Название *санидин* происходит от греч. $\sigma\alpha\nu\acute{\iota}\varsigma$ (санис) – доска или $\sigma\alpha\nu\acute{\iota}\delta\omicron\varsigma$ (санидос) – таблитчатый и $\iota\delta\omicron\varsigma$ (идос) – вид, внешность (Нозе, 1808 [1]), подчеркивая уплощенный, таблитчатый облик кристаллов. Впервые описан Нозе из вулкаников в долине р. Рейн, Германия.

Синон. *Стекловатый полевой шпат* – glassy feldspar или *ледяной полевой шпат* – ice feldspar (Хофман, 1812 [2]) – порфиновые вкрапленники в ридолитах и трахитах Зибенгебурга, Германия; *риаколит* – rhyacolite от греч. $\rho\iota\alpha\kappa\acute{\iota}$ (риак) – поток (лавовый) (Розе, 1829 [3]), с Монте-Соммы, Везувий. Описанный Форшгамером в вулканических породах горы Баула у Крабла в Исландии *баулит* – baulite (*краблит* – stablite) впоследствии оказался смесью К-п.ш. с кварцем.

Разнов. К К-санидину относятся моноклинные существенно калиевые К-п.ш. (содержание Na-компонента не более 30%) с максимально неупорядоченным Si/Al-распределением (содержание Al в позициях T(1) не более 0,75). О неупорядоченных моноклиновых К-п.ш. с более высоким содержанием Na-составляющей см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”, “К, Na-санидин – potassian-sodium sanidine”, “Na-санидин – sodium sanidine, soda sanidine, natronsanidine”. К-п.ш. с более высокой концентрацией Al в позициях T(1) соответствуют *ортоклазу* или *микроклину*.

Содержание Al в двух неразличимых в санидинах позициях $T(1) = t_1, m + t_1, 0$ обозначается как $2t_1$. Разности с $2t_1$, близким к 0,50, выделяются как *высокие санидины* – high sanidines, близкие к 0,75 – как *низкие санидины* – low sanidines. Высокие и низкие санидины различаются по оптической ориентировке: в первых пл. опт. осей $\parallel (010)$, во вторых $\perp (010)$; граница, соответствующая $2V = 0$ и значению $2t_1 = 0,69-0,70$, разделяет поля высокого и низкого санидинов.

Принятая здесь номенклатура не является однозначной. Ряд исследователей ограничивают поле К-санидинов содержанием Or_{80} , подчеркивая их редкость в природе (Smith, 1974; Smith, Brown, 1988), и отмечают, что чисто калиевые санидины в природе не известны (Deer et al., 1963; Дир и др., 1966). При этом предполагается, что крайне неупорядоченное структурное состояние санидинов обусловлено их высокотемпературным образованием в вулканогенных и гипабиссальных породах и быстрым их охлаждением, предохраняющим минерал от последующего изменения. Однако в случае равновесной кристаллизации такие условия практически не выполняются, и природные санидины в той или иной степени структурно-упорядочены в соответствии с изменением условий при охлаждении. Поскольку граница между высоким и низким санидинами $2t_1 = 0,70$ близка к значению $2t_1 = 0,75$, при котором происходит фазовое превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, с изменением симметрии минерала из моноклинной в триклинную и переходом его в поле микроклина, некоторыми исследователями низкие санидины не выделяются и объединяются с псевдомоноклинными К-п.ш. (ортоклазами). В соответствии с этим оптика с пл. опт. осей $\parallel (010)$ рассматривается как *санидиновая*, а с пл. опт. осей $\perp (010)$ – как *ортоклазовая*.

С другой стороны, максимально неупорядоченное Si/Al-распределение не обязательно указывает на высокую температуру образования. Оно может возникнуть и при низкой температуре в результате неравновесной, метастабильной (в поле микроклина и ортоклаза) кристаллизации. Такие существенно калиевые, моноклинные К-п.ш., структурное состояние которых соответствует санидину, см. "Адуляр".

Характ. выдел. Кристаллы, неправильные зерна, зернистые массы. Порфиновые вкрапленники, лейсты и микролиты в вулканитах и гипабиссальных породах. Мегакристы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 8,54-8,60$, $b_0 = 13,00-13,04$, $c_0 = 7,17-7,20$ Å; $\beta = 115,9-116,0^\circ$; $V = 717,2-722,9$ Å³; $Z = 4$.

Для максимально неупорядоченного ($2t_1 = 0,55$) чисто калиевого высокого санидина, по данным Кроля и Риббе [4, 5]: $a = 8,605$, $b = 13,031$, $c = 7,177$ Å, $b^* = 0,076740$, $c^* = 0,155023$ Å⁻¹; $\beta = 116,00^\circ$; $V = 723,32$ Å³. Это значение было выведено после того как Черны и Чапманом [6] в пегматите Берник-Лейк, пров. Манитоба, Канада, был найден адуляр-санидин со значениями параметров b и c , выходящими за пределы ромба на графике $b-c$ Стюарта и Райта [7]. Прежнее значение для такого санидина было: $a = 8,610$, $b = 13,033$, $c = 7,174$ Å, $b^* = 0,07673$, $c^* = 0,15511$ Å⁻¹; $\beta = 116,017^\circ$; $V = 723,45$ Å³. Однако Черны и Чапман [8] считают, что природный санидин из-за равновесного его высокотемпературного происхождения не может кристаллизоваться с полностью неупорядоченным структурным состоянием и всегда в той или иной степени частично упорядочен.

Параметры ячейки для К-санидинов с уточненной кристаллической структурой:

	a_0	b_0	c_0	β	V
1	8,5642(2)	13,0300(4)	7,1749(2)	115,994(5)	719,7
2	8,546(5)	13,037(5)	7,178(5)	115,97(5)	719,0
3	8,5425(11)	13,0195(11)	7,1829(7)	115,994(7)	718,06(17)
4	8,539(4)	13,015(5)	7,179(3)	115,99(2)	717,2
5	8,552(6)	13,030(9)	7,179(6)	115,91	719,6
6	8,549(5)	13,028(5)	7,188(5)	116,02(5)	719,4
7	8,540(2)	13,036(3)	7,189(1)	115,96(1)	719,6
8	8,5616(2)	12,9962(4)	7,1934(2)	116,015(5)	718,4
9	8,589(2)	13,013(7)	7,197(2)	116,017	722,9
10	8,595(3)	13,028(5)	7,175(2)	115,94(2)	722,38

1 – "Спенсер-СТ" (отожженный) [9]; 2 – "Айфель-CV17T" (отожженный) [10]; 3–5 – "Айфель-UNT-7002": 3 – [11], 4 – [12], 5 – [13]; 6 – "Айфель-CV17" [10]; 7 – "Хибинь-43/980" [14]; 8 – "Спенсер-С" [15]; 9 – "Адамелло-РЗВ" [16]; 10 – "Робертс-Виктор" [17].

Для синтезированных в разное время К-санидинов:

	a_0	b_0	c_0	β	V
1	8,617	13,030	7,176	116,08	723,7
2	8,606	13,018	7,172	116,05	721,9
3	8,603	13,021	7,178	116,02	722,6

1–3 – синтетический: 1– Or_{100} [18], 2 – Or_{100} [19], 3 – Or_{100} [20].

Параметры ячейки являются основой для уточнения структурного состояния санидинов и приводятся в большинстве современных работ. Например, для детально исследованных низких санидинов эльджуртинских гранитов, Тырныауз, Сев. Кавказ [21, 22]:

	a_0	b_0	c_0	β	V
1	8,517(4)	13,000(7)	7,189(2)	116,01(2)	715,36
2	8,506(8)	12,995(6)	7,184(2)	116,00(1)	713,75
3	8,490(3)	13,009(5)	7,180(2)	116,03(1)	712,53
4	8,482(3)	12,991(6)	7,183(2)	116,03(1)	712,00
5	8,484(3)	12,999(5)	7,180(2)	116,05(1)	711,49
6	8,483(3)	12,994(6)	7,182(2)	116,09(1)	711,00
7	8,473(3)	12,996(6)	7,177(2)	116,04(1)	710,19
8	8,465(3)	12,983(6)	7,180(2)	116,03(1)	709,06
9	8,455(3)	12,983(6)	7,180(2)	116,10(1)	707,86
10	8,499(5)	13,005(10)	7,183(3)	116,07(3)	713,19
11	8,497(3)	12,989(5)	7,186(2)	116,03(1)	712,62
12	8,487(4)	12,998(7)	7,185(2)	116,06(2)	712,08
13	8,475(5)	12,992(9)	7,185(3)	116,01(2)	710,99
14	8,468(3)	12,984(5)	7,184(2)	116,09(1)	709,46
15	8,506(4)	12,995(8)	7,192(8)	115,98(2)	714,63
16	8,510(5)	12,988(8)	7,190(3)	116,07(1)	713,87
17	8,494(4)	12,990(7)	7,189(2)	116,04(2)	712,77
18	8,479(2)	12,991(3)	7,186(1)	116,05(1)	711,12

1–9 – из вкрапленников; 10–14 – из основной массы гранита; 15–18 – из измененного гранита.

Изменение параметров ячейки в зависимости от температуры с одновременным уточнением кристаллической структуры исследовано на примере санидина из Лаахер-Зее, Айфель (при 25, 400 и 800°) [23, 24], и санидина из Фолькесфельда, Айфель, Германия (при -152, 23 и 935°) [25]. Для последнего:

$T, ^\circ\text{C}$	a_0	b_0	c_0	β	V	
-152	8,514(1)	13,018(2)	7,183(1)	116,03(1)	715,4(1)	[25]
23	8,531(1)	13,007(1)	7,179(1)	116,00(2)	715,9(1)	[25]
935	8,677(1)	13,016(2)	7,184(1)	115,73(1)	730,9(1)	[25]

Согласно [25], возрастание температуры, как и в других полевых шпатах, вызывает анизотропное изменение геометрии ячейки: увеличение параметра a относительно b и c и возрастание ее объема при уменьшении угла β .

Изменение параметров ячейки в зависимости от давления на примере мантийного высокого санидина из коусит-санидинового гроспидитового нодуля в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор с составом $Or_{98}Ab_2An_0$ (согласно [26]) и высокой степенью Si/Al-неупорядоченности ($t_1 = 0,266$ и $t_2 = 0,234$, согласно [17]) исследовано Ангелом с соавт. [27]:

P , кбар	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
0,0	8,604(2)	13,032(1)	7,180(3)	90,00	115,98(2)	90,00	723,66(42)
6,5	8,557(1)	13,017(1)	7,169(2)	90,00	116,11(2)	90,00	717,10(31)
14,0	8,489(1)	12,993(1)	7,141(1)	90,00	116,19(1)	90,00	706,80(22)
19,0	8,470(1)	12,985(1)	7,135(1)	90,00	116,22(1)	90,00	704,01(18)
25,5	8,405(1)	12,967(3)	7,109(2)	90,00	116,30(1)	90,00	694,59(25)
29,5	8,387(3)	12,963(1)	7,107(7)	90,00	116,35(5)	90,00	691,81(94)
35,5	8,337(1)	12,948(1)	7,081(1)	90,00	116,38(1)	90,00	684,80(19)
41,5	8,278(1)	12,934(2)	7,059(2)	90,00	116,42(2)	90,00	676,78(28)
49,5	8,246(2)	12,927(3)	7,042(3)	90,00	116,47(2)	90,00	672,00(41)

При этом установлено уменьшение всех линейных параметров a , b и c и объема ячейки, но возрастание угла β с увеличением давления.

Принципиальную структуру К-санидина ("ортоклаза") см. "Полевые шпаты".

Кристаллические структуры уточнены для низких санидинов: из рубиновой копи Могок, Верхняя Бирма, описанного ранее Спенсером [28, 29] как "ортоклаз Спенсер-С Бирма бесцветный" (хим. ан. 4) – $Or_{92,2}Ab_{6,5}An_{2,5}$ (мас.%) или $Or_{90,9}Ab_{8,4}An_{0,7}$ (мол. %) [15, 30–32]; из Фолькесфельда, район Айфель, Германия: "Айфель-CV17" – $Or_{86,1}Ab_{13,9}An_{0,02}$ (здесь и далее мол. %) [10] и из Лаахер-Зее, район Айфель, Германия, описанного ранее Ховисом [11] как "Айфель-UNT-7002" (хим. ан. 6), – $Or_{84,7}Ab_{13,6}An_{0,0}Cn_{1,2}Sr-Fsp_{0,4}$ [12]; из массива Адамелло, Сев. Италия "Адамелло-РЗВ" – $Or_{93,1}Ab_{5,5}An_{0,9}Cn_{0,5}$ [16]; безжелезистого Ва- и Sr-содержащего санидина "Хибины-43/980" с горы Партомчорр (скв. 980), Хибины (хим. ан. 8), – $Or_{81}Ab_{12}An_0Cn_3Sr-Fsp_4$ [14, 33].

Кристаллические структуры высоких санидинов уточнены для искусственно разупорядоченных образцов: отожженного санидина "Спенсер-С" (сухой отжиг при 1075° в течение 300 ч) [9, 31, 34], санидина "Айфель-CV17Т" (отжиг при 750°) [10], а также для природного образца из коусит-санидинового гроспидитового нодуля в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор с составом $Or_{97,6}Ab_{1,8}An_{0,2}Cn_{0,4}$ (хим. ан. 3) [17]. Для последнего найдена самая высокая степень Si/Al-неупорядоченности среди природных санидинов, обусло-

вленная совместным влиянием высокой температуры и высокого давления с последующей "мгновенной" его закалкой в результате выброса.

Уточнение структуры методом дифракции нейтронов выполнено Брауном с соавт. [13] для низкого санидина "Айфель-UNT-7002" из Лаахер-Зее, описанного Ховисом [11] и структурно-уточненного рентгенографически [12], с новым анализом – $(K_{0,848}Na_{0,137}Ba_{0,011}Sr_{0,004})[Al_{1,012}Fe_{0,003}^{3+}Si_{2,985}]O_8$ (хим. ан. 5).

Средние расстояния T–O (Å) и распределение Al по T-позициям (t) в долях от $\Sigma Al_T = 1,00$ (уточнено по (Smith, 1974)):

	T ₁ –O		T ₂ –O		t ₁		t ₂		ΣAl _T
	T ₁₀	T _{1m}	T ₂₀	T _{2m}	t ₁₀	t _{1m}	t ₂₀	t _{2m}	
1	1,645		1,640		0,260		0,220		0,96
2	1,645		1,641		0,260		0,225		0,97
3*	1,644		1,639		0,266		0,234		1,00
4 ^{2*}	1,655		1,647		0,28		0,22		1,00
5	1,650		1,637		0,295		0,180		0,95
6	1,653		1,635		0,320		0,180		1,00
7	1,653		1,637		0,320		0,195		1,03
8	1,656		1,628		0,345		0,125		0,94
9	1,660	1,657	1,631	1,630	0,370	0,350	0,150	0,140	1,01

* Si/Al-распределение оценено по [4].

** Si/Al-распределение оценено по [35].

1 – "Спенсер-СТ" (отжиг) [36]; 2 – "Айфель-CV17T" (отжиг) [10]; 3 – Робертс-Виктор [17]; 4 – Фолькесфельд [25]; 5 – "Айфель-UNT-7002" [12]; 6 – "Айфель-CV17" [10]; 7 – "Хибиньы-43/980" [14]; 8 – "Спенсер-С" [15, 36]; 9 – "Адамелло-РЗВ" [16].

По нейтронографическим данным для низкого санидина из Лаахер-Зее ("Айфель-UNT-7002" [13]): T₁–O = 1,650; T₂–O = 1,635 (Å), t₁₀ = t_{1m} = 0,320, t₂₀ = t_{2m} = 0,190.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) в структурах низкого и высокого К-санидинов на примере санидина из Фолькесфельда ("Айфель-CV17") и отожженного (750°) его аналога ("Айфель-CV17T") по Вейцу [10]:

В тетраэдре T(1)	Низкий санидин	Высокий санидин	В тетраэдре T(2)	Низкий санидин	Высокий санидин
T(1)–OA(1)	1,656(1)	1,646(1)	T(2)–OA(2)	1,645(2)	1,648(2)
T(1)–OB	1,645(2)	1,637(2)	T(2)–OB	1,630(2)	1,638(2)
T(1)–OC	1,650(1)	1,641(3)	T(2)–OC	1,635(2)	1,642(2)
T(1)–OD	1,659(2)	1,656(2)	T(2)–OD	1,630(2)	1,634(3)
Среднее	1,653(2)	1,645(2)	Среднее	1,635(2)	1,641(2)
OA(1)–OB	2,633(2)	2,633(2)	OA(2)–OC	2,602(3)	2,611(3)
OA(1)–OD	2,643(2)	2,638(3)	OA(2)–OB	2,663(2)	2,678(3)
OD–OC	2,692(1)	2,681(4)	OA(2)–OD	2,666(2)	2,672(3)
OD–OB	2,725(2)	2,720(3)	OC–OB	2,690(1)	2,700(3)
OC–OB	2,725(2)	2,709(3)	OB–OD	2,693(3)	2,696(3)
OC–OA	2,766(4)	2,742(4)	OC–OD	2,704(3)	2,709(3)
Среднее	2,697(2)	2,686(3)	Среднее	2,670(3)	2,678(3)

В тетраэдре T(1)			В тетраэдре T(2)		
	Низкий санидин	Высокий санидин		Низкий санидин	Высокий санидин
ОА(1)-T(1)-ОВ	105,8(1)	106,1(1)	ОА(2)-T(2)-ОВ	108,7(1)	109,2(1)
ОА(1)-T(1)-ОС	113,6(2)	113,0(2)	ОА(2)-T(2)-ОС	104,9(1)	105,1(1)
ОА(1)-T(1)-ОD	105,8(1)	106,0(1)	ОА(2)-T(2)-OD	109,0(2)	109,0(2)
ОС-T(1)-ОВ	111,6(1)	111,5(1)	ОС-T(2)-ОВ	110,9(1)	110,8(1)
ОВ-T(1)-OD	111,1(1)	111,4(1)	ОВ-T(2)-OD	111,2(1)	111,0(1)
ОС-T(1)-OD	108,9(1)	108,8(1)	ОС-T(2)-OD	111,8(1)	111,6(1)
Среднее	109,5(1)	109,6(1)	Среднее	109,4(1)	109,5(1)
M-O			T-O-T		
	Низкий санидин	Высокий санидин		Низкий санидин	Высокий санидин
K-OA(1)×2	2,888(3)	2,901(3)	T(1)-OA(1)-T(1)	144,2(3)	145,5(3)
K-OA(2)	2,693(2)	2,686(3)	T(2)-OA(2)-T(2)	137,7(2)	137,5(2)
K-OB×2	3,016(3)	3,017(3)	T(1)-OB-T(2)	152,8(2)	152,9(2)
K-OC×2	3,137(2)	3,147(2)	T(1)-OC-T(2)	131,5(1)	131,8(1)
K-OD×2	2,946(2)	2,940(2)	T(1)-OD-T(2)	141,7(1)	141,7(1)
Среднее	2,913(2)	2,938(3)			

В кристаллических структурах санидинов, кроме изменения длины связей T-O и O-O в [(Si,Al)O₄]-тетраэдрах, обусловленного преимущественной их заселенностью Si или Al (при практически одинаковых углах O-T-O и T-O-T), происходит искажение калиевого 9-вершинника. В низком санидине он в целом сжимается; при этом расстояния K-OA(1) и K-OC укорачиваются, а K-OA(2) и K-OD расширяются. Нейтронографическое уточнение структуры низкого санидина "Айфель-UNT-7002" в отличие от рентгеновских данных показало анизотропию термического эллипсоида вокруг щелочного атома с длинными осями в плоскости *bc* и короткой вдоль *a*^{*}, что объясняется отклонением от центра девятивершинника примесных атомов Na, замещающих калий [13].

Для наиболее неупорядоченного природного мантийного высокого санидина из гросспидитового нодуля в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор [17]:

В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)	
T(1)-OA(1)	1,649(1) Å	T(2)-OA(2)	1,641(2) Å
T(1)-OB	1,631(2)	T(2)-OB	1,634(2)
T(1)-OC	1,644(2)	T(2)-OC	1,646(2)
T(1)-OD	1,652(2)	T(2)-OD	1,636(2)
Среднее	1,644(1)	Среднее	1,639(1)
T-O-T		M-O	
T(1)-OA(1)-T(1)	144,47°	K-OA(1)×2	2,929(1) Å
T(2)-OA(2)-T(2)	139,33	K-OA(2)	2,744(1)
T(1)-OB-T(2)	152,96	K-OA(2)'	3,358(1)
T(1)-OC-T(2)	130,90	K-OB×2	3,042(1)
T(1)-OD-T(2)	141,36	K-OC×2	3,129(1)
Среднее T(1)-O-T(1)	142,43	K-OD×2	2,959(1)
Среднее T(2)-O-T(2)	141,13		

Как и для других образцов, в этом санидине длины связей T(1)-OA(1), T(1)-OB, T(1)-OC, T(1)-OD, T(2)-OA(2), T(2)-OB, T(2)-OC и T(2)-OD линей-

но коррелируют с параметром порядка $c - 0,4b$ Филлипса и Риббе [12], однако вторая устойчивая корреляция Филлипса–Риббе [12]: $T-O$ с $1/\cos(T-O-T)$ справедлива только для тетраэдров $T(2)$ (коэф. корреляции $r = 0,95$) и плоская для $T(1)$ ($r = 0,37$).

Неполная Si/Al-разупорядоченность синтезированных и природных высоких санидинов ($2t_1 > 2t_2$) объясняется с помощью расчетов энергии Маделунга (ккал/моль) для атомов в разных позициях структуры: $K = -271,0$, $T(1) = -3880,7$, $T(2) = -3896,5$, $OA(1) = -1326,5$, $OA(2) = -1317,5$, $OB = -1392,3$, $OC = -1349,4$, $OD = -1391,9$ [17]; потенциал $T(1)$ на 16 ккал/моль меньше, чем $T(2)$, что указывает на энергетические различия между $T(1)$ - и $T(2)$ -тетраэдрами в структуре даже в случае крайнего Si/Al-разупорядочения при высокой температуре, близкого к 50 : 50, и благоприятно для преимущественного концентрирования Al в $T(1)$. Энергетическое различие должно возрастать при Si/Al-упорядочении. Упорядоченное состояние ($T(1)[3+] + T(2)[4+] = -7260,8$) на 4,2 ккал/моль отличается от антиупорядоченного ($T(1)[4+] + T(2)[3+] = -7256,6$).

В санидине из кимберлита Робертс-Виктор K–O расстояния больше, чем в остальных образцах [4, 12], что связано с его существенно калиевым составом. Координата K равна 10 (а не 9), так как 10 расстояний K–O меньше 3,6 Å. Значительные размеры эллипсоидов тепловых колебаний обусловлены предположительно в основном позиционной неупорядоченностью атомов, а не собственно тепловыми их колебаниями, на что указывает незначительное отклонение их формы от сфероидов.

Прямое определение кристаллических структур при нагревании (непосредственно, а не после закалки), позволяющее наиболее полно выявить кристаллохимические различия между высоким и низким санидинами, выполнено Охашаи и Фингером [23, 24] для санидина из Лаахер-Зее, Айфель (Германия), при 25, 400 и 800° и Кимата с соавт. [25] для санидина из Фолькесфельда, Айфель (Германия), – $(K_{0,789}Na_{0,160}Ba_{0,014})[Al_{1,018}Fe_{0,003}Si_{2,987}]O_8$ (хим. ан. 7) при –152, 23 и 935 °C. Согласно Кимата, в структуре санидина и других полевых шпатов можно выделить два типа пиреоанионных диортогрупп Si_2O_7 : $T(1)_2O_7$ и $T(2)_2O_7$, реагирующих на изменение химического состава полевого шпата и температуру. Угол T–O–T, меняющийся в зависимости от размеров M-катиона, наиболее чувствителен к паре $T(2)$ – $T(2)$ (и параметру b) и в меньшей степени к паре $T(1)$ – $T(1)$ (и параметру c). Наилучшими индикаторами являются углы $T(2)$ – $OA2$ – $T(2)$; например, в $KAlSi_3O_8$ $T(2)$ – $OA2$ – $T(2) = 135,4^\circ$, а $T(1)$ – $OA1$ – $T(1) = 144,3^\circ$, тогда как в $RbAlSi_3O_8$ $T(2)$ – $OA2$ – $T(2) = 143,8^\circ$, а $T(1)$ – $OA1$ – $T(1) = 144,9^\circ$. При нагревании длины связей диортогрупп, ориентированных вдоль осей b и c в плоскости (010) (жестко закрепленные на мостиковых атомах кислорода), мало меняются, но в силу изменения углов происходит искажение каркаса перпендикулярно оси a .

Данные о кристаллической структуре Na-санидина и анортотклаза, а также K-фазы пертитов – см. “К, Na-полевые шпаты”.

Монокл.-призм. кл. с $C_{2h}-2/m (L_2PC)$. $a:b:c = 0,6585:1:0,5554$; $\beta = 116^\circ 03'$ (Гольдшмидт, 1897, 1916). Усредненное значение $a:b:c = 0,6550 : 1 : 0,5527$; $\beta = 116^\circ 41/2'$ для санидина дано Замбонини [37] на основании обобщения данных Розе (1829, 1833), Кокшарова (1866–1869), Рата (1868), Франко (1894) и Замбонини (1901). Однако, поскольку химический состав санидинов, как правило, не уточнялся, эти данные относятся как к K-, так и к Na-санидинам. Формы (по Гольдшмидту) и типы габитуса кристаллов – см. “Калиевый полевой шпат”. Согласно [37], точное измерение межгранных углов на

кристаллах санидина из разной геологической обстановки показало заметные их различия:

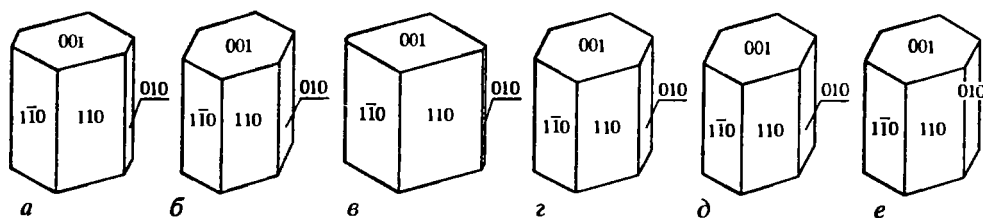
	Из брекчи Монте-Соммы, Везувий	Из биотит-магнетитовых пневматолитов Монте-Соммы, Везувий	Из брекчи в вулканах Лаахер-Зее, Айфель, Германия	
	Замбонини (1900, 1910)	Замбонини [37]	Рат (1873)	Стрювер (1877)
$cx(001) : (\bar{1}01)$	50°16'	50°31'	50°34'	50°38'
$cy(001) : (\bar{2}01)$	80 18	80 35	80 30	80 37
$ay(100) : (20\bar{1})$	35 47	35 29	35 29	35 29
$ax(100) : (10\bar{1})$	65 48	65 30	65 25	65 28
$br(010) : (1\bar{1}\bar{1})$	63 16	63 24	63 24	63 21
$ca(001) : (100)$	63 56	63 56	64 00	63 54

На основе теории периодически связанных цепочек Харкера и Пердока рассмотрены различные теоретические модели для точечных электростатических зарядов, объясняющие преимущественное образование определенных гранных форм на кристаллах моноклинного К-п.ш. исходя из кристаллической структуры высокого санидина [38, 39] (см. также "Калиевый полевой шпат"). Величины энергий присоединения E (ккал/моль), рассчитанные для высокозарядной ионной модели $K^{1+}T_4^{3,75+}O_8^{2-}$ (модель Ia) и низкозарядной ионной модели $K^{1+}T_4^{1,75+}O_8^{1-}$ (модель IIa), а также величины энергий разрыва связей, полученные для ковалентных моделей, соответственно равны:

$(hkl)/[UVW]$	Тип грани	d_{hkl} (Å)	Модель Ia		Модель IIa		Ковалентная модель			
			E_{hkl}	E_{hkl}/E_{010}	E_{hkl}	E_{hkl}/E_{010}	T-O	K-O	σ /моль*	S /моль**
(110)/[001]	F_1	6,628	-368,5	1,00	-94,2	1,00	2	2	1,13	1,08
(001)/[100]	F_1	6,449	-511,8	1,39	-128,1	1,36	2	4	1,16	1,14
(020)/[100]	F_1	6,515	-542,4	1,47	-168,9	1,79	2	5	1,18	1,22
(130)/[001]	F_2	3,783	-707,4	1,92	-188,7	2,00	4	5	2,28	2,09
(021)/[100]	F_2	4,583	-744,2	2,02	-243,0	2,58	4	3	2,25	2,01
($\bar{2}01$)/[010]	F_1	4,217	-862,2	2,34	-223,9	2,38	4	5	2,28	2,14
($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)/[SS0]	F_2	5,857	-912,2	2,48	-221,4	2,35	4	3	2,25	2,05
($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)/[101]	F_1	5,857	-963,0	2,61	-	-	-	-	-	-
($\bar{2}\bar{2}\bar{1}$)/[102]	F_2	3,540	-1113,8	3,02	-266,1	2,83	6	4	3,36	3,08
($\bar{1}\bar{1}\bar{2}$)/[SS0]	F_2	3,458	-1254,2	3,40	-335,0	3,56	6	4	3,36	3,02
(200)/[010]	F_2	3,849	-1344,8	3,65	-321,0	3,41	6	5	3,38	3,12
($\bar{2}02$)/[010]	F_2	3,278	-1356,6	3,68	-313,6	3,33	6	4	3,36	3,05
($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)/[SS0]	S	3,939	-1507,0	4,09	-400,6	4,25	6	4	3,36	3,05

*Исходя из упругих констант Поваренных [40].

**Исходя из упругих констант Брауна [41, 42].



Фиг. 49. Теоретические формы роста высокого санидина (по Уонсдреггу [39])

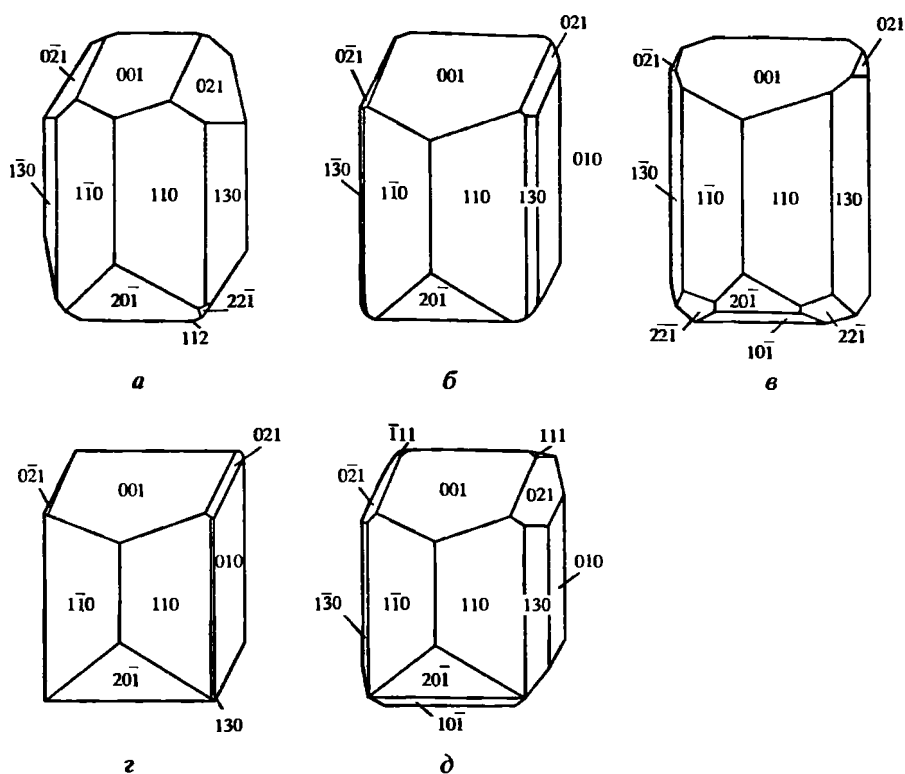
a, б – для ионной модели $K^{1+}T_4^{3.75+}O_8^{2-}$: *a* – с неупорядоченным, *б* – с упорядоченным распределением ионов калия и кислорода на поверхности граней; *в, г* – для ионной модели $K^{1+}T_4^{1.75+}O_8^{1-}$: *в* – с неупорядоченным, *г* – с упорядоченным распределением ионов; *д, е* – для моделей с разорванными связями: *д* – модель Поваренных [40], *е* – модель Брауна [41, 42]

Величины энергии присоединения, предположительно прямо пропорциональные скоростям роста граней кристалла, показывают, что формы роста определяются кристаллической структурой санидина; в ионной модели $K^{1+}T_4^{3.75+}O_8^{2-}$ преимущественно должны образовываться F_1 -формы роста $m\{110\}$, $c\{001\}$, $b\{010\}$ и редко наблюдаемая на кристаллах F_2 -форма роста $e\{021\}$, в низкозарядной ионной модели $K^{1+}T_4^{1.75+}O_8^{1-}$ – $c\{001\}$, $m\{110\}$, затем $b\{010\}$, а форма $e\{021\}$ отсутствует; ковалентная модель с разорванными связями приводит к той же последовательности: $m\{110\}$, $c\{001\}$, $b\{010\}$ [39]. Эффект упорядочения ионов калия и кислорода на поверхности растущей грани не меняет этой последовательности (фиг. 49).

Учет поверхностной энергии для различных моделей:

(hkl)	Ионные модели		Ковалентные модели	
	модель Ia, γ , эрг/см ²	модель Па, γ , эрг/см ²	модель Поваренных, $10^4 \sigma/\text{см}^2$	модель Брауна, $10^4, S/\text{см}^2$
(110)	-4714	-1204	417	398
(001)	-6381	-1597	416	409
(020)	-6834	-2127	426	442
(130)	-5325	-1385	479	440
(021)	-6553	-2123	572	512
($\bar{2}01$)	-6849	-1786	534	501
($\bar{1}11$)	-10304	-2506	731	666
($\bar{2}21$)	-7767	-1872	661	606
($\bar{1}12$)	-8505	-2212	646	581
(200)	-10067	-2400	722	667
($\bar{2}02$)	-8693	-2012	612	556
($\bar{1}1\bar{1}$)	-10772	-2845	736	668

позволяет рассчитать равновесные формы роста и получить более богатый гранный комплекс: в модели Ia развиты F_1 -грани $m\{110\}$, $c\{001\}$, $y\{2\bar{0}1\}$ F_2 -грани $n\{130\}$, $e\{021\}$ и слабее $g\{\bar{1}12\}$ и $\vartheta\{\bar{2}21\}$, а при упорядочении ионов

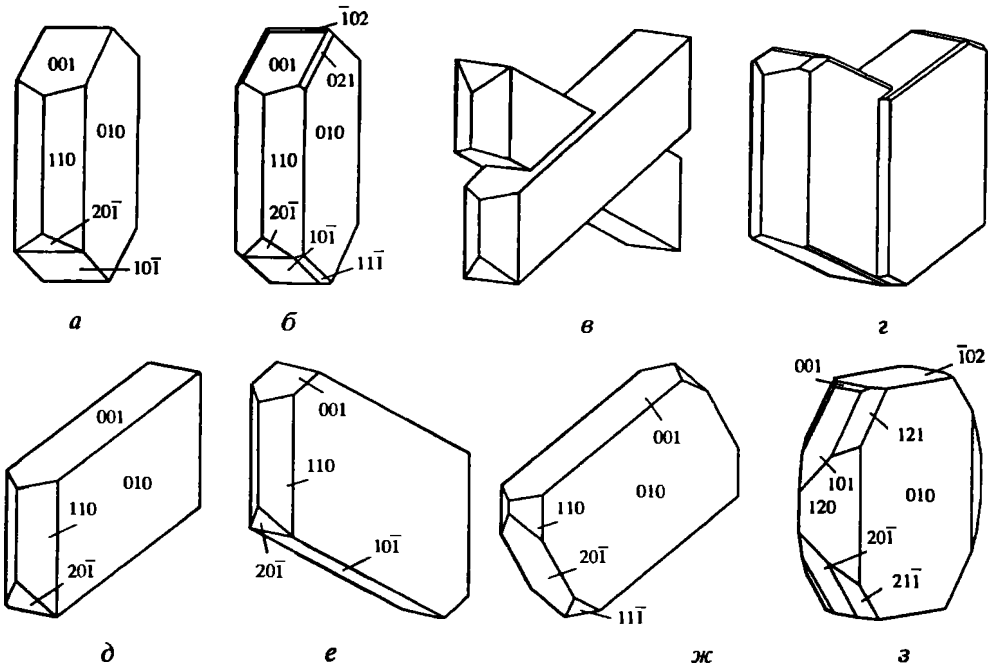


Фиг. 50. Теоретические равновесные формы высокого санидина (по Уонсдрегту [39])

a, б – для ионной модели $K^{1+}T_4^{3,75+}O_8^{2-}$: *a* – с неупорядоченным, *б* – с упорядоченным распределением ионов калия и кислорода на поверхности граней; *в* – для ионной модели $K^{1+}T_4^{1,75+}O_8^{1-}$ с упорядоченным распределением ионов; *г, д* – для моделей с разорванными связями: *г* – модель Поваренных [40], *д* – модель Брауна [41, 42]

калия и кислорода на поверхности растущей грани – $m\{110\}$, $c\{001\}$, $b\{010\}$, $n\{130\}$, $y\{201\}$, $e\{021\}$, в модели Па – те же формы за исключением $g\{\bar{1}12\}$. $\vartheta\{\bar{2}21\}$ имеет большее значение и появляется $x\{\bar{1}01\}$ и в ковалентной модели – $m\{110\}$, $c\{001\}$, $b\{010\}$, $y\{\bar{2}01\}$, а грани $n\{130\}$, $e\{021\}$, $p\{\bar{1}11\}$. $\vartheta\{\bar{2}21\}$, $g\{\bar{1}12\}$. $x\{\bar{1}01\}$ в зависимости от способа расчета или имеют слабое развитие или отсутствуют (фиг. 50). Равновесные формы соответствуют карлсбадскому габитусу. Полимеризация в расплаве не влияет на габитус кристаллов санидина.

Хорошо образованные кристаллы санидина известны из вулканических выбросов Монте-Соммы, Везувий, Италия. Согласно Замбонини [37], на них установлен богатый комплекс граней: $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $m\{110\}$, $z\{130\}$, $n\{021\}$, $t\{201\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $o\{\bar{4}03\}$, $q\{\bar{2}03\}$, $r\{\bar{1}11\}$, $w\{\bar{2}21\}$, $g\{\bar{1}12\}$, а также редкие, не отмечаемые в сводках Гольдшмидта (1897, 1916) формы: призма $\{580\}$, пинакоиды $\{\bar{2}2.0.1\}$, $\{\bar{7}04\}$. $\{503\}$, $\{\bar{4}05\}$, а также $\{\bar{1}51\}$, $\{615\}$ и $\{\bar{2}32\}$, $\{\bar{2}12\}$, $\{\bar{3}11\}$, $\{\bar{4}21\}$, $\{\bar{6}41\}$ в качестве вициналей. Габитус кристаллов

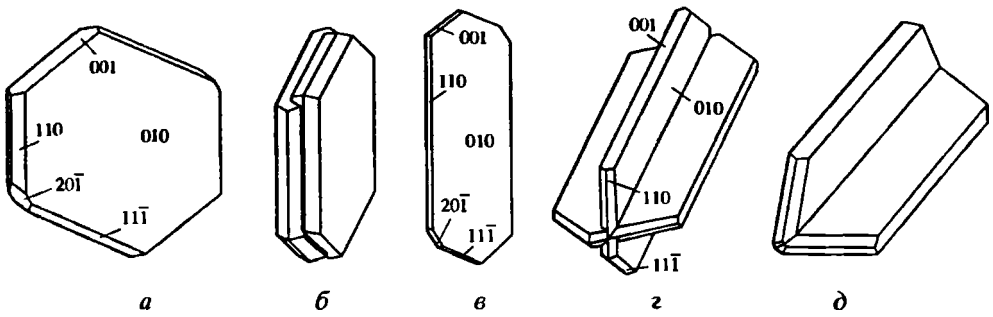


Фиг. 51. Морфология кристаллов санидина первой генерации, свободно растущих в полостях метаморфизованных ксенолитов в вулканической тефре Ванненкёпфе, вулканический район Айфель, Германия (по [43])

a, б – кристаллы карлсбадского габитуса (Ia тип); *в, з* – карлсбадские двойники; *д* – кристаллы бавенского габитуса (Ib тип); *е* – кристаллы Ic типа; *ж* – кристаллы псевдокубического облика (Id тип); *з* – кристаллы бочонковидного облика (If-тип)

меняется в образованиях разного типа: толстотаблитчатые кристаллы “моноклинного” облика, вытянутые по оси *c*, с хорошо развитыми гранями пояса $\{001\}$ – в лавовой брекчии Монте-Соммы, тонкотаблитчатые “триклинного” облика, уплощенные по $\{010\}$, вытянутые по оси *a*, с хорошо развитыми гранями пояса $\{010\}$ – в трахитовых и фанолитовых лавовых потоках Везувия, таблитчатые с хорошо развитыми гранями $\{100\}$ и $\{201\}$ – в магнетит-биотитовых пневматолитах Монте-Соммы. Кристаллы санидина “триклинного” облика, описанные Розе (1829) под названием “риаколит”, судя по химическому их составу, должны быть отнесены к более натриевому санидину.

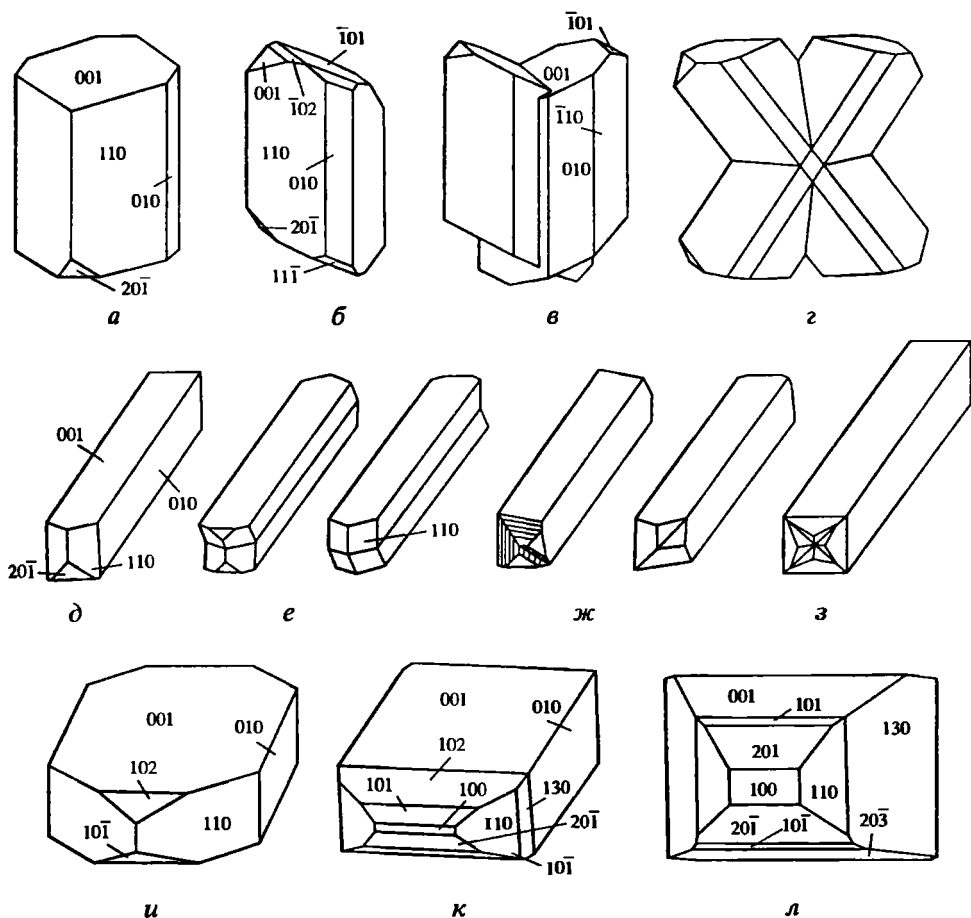
Морфология кристаллов К-санидина детально исследована на примере вулканического р-на Айфель, Германия [43]. Наиболее богатые гранями кристаллы К-санидина наблюдаются в ксенолитах контактово-метаморфизованных боковых пород, заключенных в пепловом туфе (тефре). В Ванненкёпфе в пустотках в метаморфизованных ксенолитах растут друзы санидина с кристаллами разных типов: Ia – карлсбадского габитуса, толстотаблитчатые по $\{010\}$, вытянутые по оси *c*, с хорошо развитыми $b\{010\}$, $c\{001\}$, $m\{110\}$, $x\{\bar{1}01\}$, дополненными гранями $e\{021\}$, $\eta\{\bar{1}02\}$, $p\{\bar{1}11\}$, $y\{\bar{2}01\}$ (фиг. 51, *a, б*); обычны карлсбадские двойники в виде креста или “ласточкин хвоста” (см. фиг. 51, *в, з*); Ib – бавенского габитуса, толстотаблитчатые по $\{010\}$, но вытянутые по оси *a*, с сильно развитым базопинакоидом $c\{001\}$ и гранями $m\{110\}$, $y\{\bar{2}01\}$ (см. фиг. 51, *д*); Ic – толстотаблитчатые по $\{010\}$,



Фиг. 52. Морфология кристаллов санидина второй генерации, растущих в полостях метаморфизованных ксенолитов в вулканической тефре Ванненкёпфе, вулканический район Айфель, Германия (по [43])

a – псевдогексагональные кристаллы (Ia тип); *б, в* – удлиненные по оси *c* кристаллы Ib типа; *б* – карлсбадские тонкопластинчатые двойники; *г, д* – бавенские тонкопластинчатые двойники

удлиненные по $[101]$ с сильно развитыми пинакоидами $b\{010\}$, $x\{\bar{1}01\}$ и слабо развитыми гранями $m\{110\}$, $c\{001\}$, $y\{\bar{2}01\}$ (см. фиг. 51, *e*); Id – псевдокубического облика, толстотаблитчатые по (010) , вытянутые по оси *a*, с хорошо развитыми гранями $b\{010\}$, $c\{001\}$, $y\{\bar{2}01\}$ и слабо развитыми $m\{110\}$, $p\{\bar{1}11\}$ (см. фиг. 51, *ж*); If – редкий тип бочонковидных кристаллов с хорошо развитым пинакоидом $b\{010\}$ и равномерно развитыми, обычно второстепенными гранями $\eta\{\bar{1}02\}$, $\chi\{101\}$, $\pi\{121\}$, $l\{120\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $\zeta\{211\}$, тогда как призма $m\{110\}$ отсутствует, а от пинакоида $c\{001\}$ остается узкая полоска (см. фиг. 51, *з*). Кристаллы Ia–f типов относятся к ранней генерации, свободно растут в пустотах метаморфизованных ксенолитов и часто окрашены в желтоватый цвет включениями гематита и псевдобрукита. Тонкопластинчатые кристаллы II типа нарастают на кристаллы I типа, не содержат включений, ассоциируют с рутилом и соответствуют финистерскому габитусу: Pa – псевдогексагональные, уплощенные по (010) с хорошо развитыми в виде узких полосок гранями $c\{001\}$, $m\{110\}$, $p\{\bar{1}01\}$ и притупляющими их гранями $y\{\bar{2}01\}$, $x\{\bar{1}01\}$ (фиг. 52, *a*); Pb – кристаллы со схожей морфологией, но вытянутые вдоль оси *c* (см. фиг. 52, *в*). Для кристаллов Pa–b типов характерны карлсбадские (см. фиг. 52, *б*) и своеобразные тонкопластинчатые бавенские двойники (см. фиг. 52, *г, д*). Кристаллы III типа имеют адуляровый габитус, определяемый преобладающим развитием призмы $m\{110\}$ и пинакоида $c\{001\}$, притупленных гранью $y\{\bar{2}01\}$, со слабым развитием $b\{010\}$ (фиг. 53, *a*) или более сложные, с преобладающими $m\{110\}$, $b\{010\}$ и гранями $x\{\bar{1}01\}$, $\eta\{\bar{1}02\}$, $c\{001\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $p\{\bar{1}11\}$ (см. фиг. 53, *б*); широко распространены карлсбадские двойники в виде “ласточкинго хвоста” (см. фиг. 53, *в*) и очень редки двойники в виде прорастающего креста с осью вращения $\{\bar{2}01\}$, (см. фиг. 53, *г*). Кристаллы IV типа бавенского габитуса, длиннопризматические, отчетливо вытянутые по оси *a*, образованы гранями $b\{010\}$, $c\{001\}$, со слабым развитием $m\{110\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $x\{\bar{1}01\}$. в отдельных случаях $a\{100\}$, $p\{\bar{1}11\}$ (см. фиг. 53, *д*); наблюдаются манебахские (см. фиг. 53, *е*) и бавенские (см. фиг. 53, *ж*) двой-



Фиг. 53. Морфология поздних кристаллов санидина из полостей в метаморфизованных ксенолитах в вулканической тефре Ванненкёпфе, вулканический район Айфель, Германия (по [43])

a, б – кристаллы адулярового габитуса (III тип); *в* – карлсбадские двойники в виде “ласточкиного хвоста”; *г* – крестообразный двойник; *д* – кристаллы бавинского габитуса (IV тип); *е* – кристаллы бавенского габитуса, сдвойникованные по манебахскому закону (с положительного и отрицательного концов оси *a*); *ж* – то же, бавенские двойники; *з* – манебах-бавенские четверики; *и, к* – толстотаблитчатые кристаллы (V тип); *л* – изометричные кристаллы (VI тип)

ники, а также сложные манебах-бавенские четверики (см. фиг. 53, з). Кристаллы V типа толстотаблитчатые, уплощенные по осям *c* и *a* и вытянутые в направлении оси *b*, образованные гранями $c\{001\}$, $b\{010\}$, $m\{110\}$, с второстепенным развитием $H\{102\}$, $x\{\bar{1}01\}$ (см. фиг. 53, *и*) – если $x\{\bar{1}01\}$ преобладает над $c\{001\}$, то кристаллы приобретают периклиновый габитус; на более богатых гранями кристаллах установлены, кроме того, $\chi\{101\}$, $a\{100\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $n\{130\}$ (см. фиг. 53, *к*). Чрезвычайно редкие кристаллы VI типа совершенно необычны по габитусу – они изометричные, прямоугольные, образованы гранями $c\{001\}$, $b\{010\}$ и $q\{20\bar{3}\}$, срезанными гранями $n\{130\}$, $x\{\bar{1}01\}$, $\chi\{101\}$, $m\{110\}$, $a\{100\}$, $y\{\bar{2}01\}$, $t\{201\}$ (см. фиг. 53, *л*). Кристаллы V и VI типов отличаются и по парагенезису, ассоциируя с амфиболом и гематитом.

Изучение 1500 кристаллов-вкрапленников санидина в кварцевом латите силла Сьерра-Бланка, шт. Техас, США, показало, что в верхней его части наиболее распространены монокристаллы (84,35%), затем карлсбадские (8,5), манебахские (6,9) и бавенские (0,25%) двойники, тогда как в центре силла монокристаллы составляют 94,3%, карлсбадские двойники 3,3%, манебахские 2,4%, а бавенские не обнаружены. Наиболее крупные кристаллы находятся вверху, и двойники крупнее несдвойникованных зерен [44].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) менее совершенная под углом 90° . Тв. 6. Уд. в. 2,56–2,60. Бесцветен, серовато- или желтовато-белый. Бл. сильный, стеклянный. Прозрачен или просвечивает.

Колебательный спектр санидина рассчитан на основе факторного анализа групп Адамса [45]. Согласно [46], спектр санидина состоит из $20A_g$ и $19B_g$ рамановских и $17A_u$ и $19B_u$ инфракрасных колебательных мод (тонов). Наблюдаемые частоты (см^{-1}) и интенсивности полос: 68 (слаб.), 80 (оч. слаб.), 110 (слаб.), 124 (слаб.), 142 (плечо), 156 (ср.), 178 (плечо), 198 (плечо), 228 (оч. слаб.), 270 (плечо), 282 (ср.), 330 (оч. слаб.), 336 (оч. слаб.), 372 (оч. слаб.), 406 (оч. слаб.), 454 (плечо), 476 (ср.), 514 (оч. сильн.), 584 (оч. слаб.), 632 (оч. слаб.), 658 (оч. слаб.), 754 (слаб.), 812 (слаб.). Наиболее интенсивная полоса $513\text{--}514\text{ см}^{-1}$ в рамановском спектре связана с симметричными колебаниями ν_s мостикового атома кислорода в связях Т–О–Т, фрагментом наименьшей локальности которых является 4-членное кольцо из TO_4 -тетраэдров [46–48]. В неполяризованном рамановском спектре порошка санидина в области $0\text{--}1250\text{ см}^{-1}$ [49] наблюдались четкие полосы 162, 288, 474, 514 (наиболее интенсивная) и 1127 см^{-1} .

Спектр диффузного отражения в видимой и ближней инфракрасной области $0,35\text{--}2,5\text{ мкм}$ ($4000\text{--}28600\text{ см}^{-1}$) исследован в [45].

С помощью ЭПР в образце К-санидина из лейцитового фонолитового туфа в Фолькесфельде, Айфель, Германия, $Or_{86}Ab_{14}$, с содержанием FeO 0,15 мас.%, на частоте 9,5 ГГц в температурном интервале $4,2\text{--}295\text{ К}$ (X-область спектра) и на частоте 35 ГГц при 295 К (Q-область) наблюдался центр Fe^{3+} . Идентифицированы пять широких линий в спектре при $g_{\text{eff}} \sim 7,9$, $g_{\text{eff}} \sim 4,3$, $g_{\text{eff}} \sim 3,7$ (X-область), $g_{\text{eff}} \sim 2,045$, $g_{\text{eff}} \sim 2,003$ (Q-область). Данные линии относятся к ориентировке вектора магнитного поля параллельно c^* и являются результатом переходов $m_s = \pm 3/2$ ($g \sim 4,3$ и $3,7$), $m_s = 5/2 \rightarrow 3/2$ ($g \sim 7,9$) и $m_s = \pm 1/2$ ($g \sim 2,045$ и $2,003$). Линии при $g_{\text{eff}} \sim 4,3$ и $2,003$ соответствуют Fe^{3+} в позиции Т(1). Линии при $g_{\text{eff}} \sim 3,7$ и $2,045$ – Fe^{3+} в позиции Т(2). Кроме того, наблюдалась слабая резонансная линия с $g \sim 6$ при ориентировке вектора магнитного поля вдоль оси a (Q-область), приписанная группе $\text{Fe}^{3+}\text{O}_3\text{OH}$, замещающей тетраэдры в позициях Т(1) или Т(2). Ионы Fe^{3+} в санидине распределены неупорядочно, но с некоторым преобладанием в позиции Т(1). Кинетика замещений $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$, так же как и $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$, по-видимому, должна быть медленной, возможно ниже, чем замещения $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ между тетраэдрическими позициями [50].

Методом ядерного магнитного резонанса NMR для ^{23}Na и ^{27}Al исследован санидин из Лаахер-Зее, Айфель (Германия), состава $Or_{86}Ab_{11}An_3$ с углом $2V = 23\text{--}25^\circ$ (в пл. \parallel (010)), он дал спектр с основным, но сильно размытым пиком Al и слабыми пиками Na. Спектр близок к спектру отожженного при 1323 К (1050°C) в течение 17 сут микроклина [51] (см. “Микроклин”). Размытость спектра связывается с перераспределением Si и Al и переходом Si в позицию Al.

Физ.-хим. конст. Параметры порядка Томпсона X, Y, Z и U, связывающие Si/Al-перераспределение с термодинамическими свойствами [52], см. "Калиевые полевые шпаты". На их основе рассчитаны равновесные температуры для разных степеней порядка Z, что в силу независимости от давления (изолинии равных Z в координатах T-P имеют незначительный положительный наклон менее 3°C/кбар) можно использовать для К-санидинов и других моноклинных К-п.ш. в качестве *однополевошпатового* геотермометра [11].

Равновесные температуры (°C) для моноклинных К-п.ш. с параметром порядка $0 < Z < 1$ при давлениях 1 бар и 5000 бар [11]:

Z	1 бар	5 кбар	Z	1 бар	5 кбар	Z	1 бар	5 кбар
0,0	1159	1177	0,4	623	633	0,8	306	313
0,1	979	995	0,5	536	546	0,9	218	224
0,2	838	851	0,6	457	466	1,0	-273,15	-273,15
0,3	721	733	0,7	382	390			

Молярный объем $108,98 \pm 0,20$ см³ [18]. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при 74,7° молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} для К-санидинов из Кокомо, шт. Колорадо, США, $Or_{74}Ab_{26}$, и Вейра, Айфель, Германия, $Or_{71,5}Ab_{22,5}$, равны -147,41 и -145,99 ккал/моль соответственно [53].

По данным Бермана [54], для санидина при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta_f G^{P,T} = -3738,804$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3959,704$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 229,157$ кДж · град. К⁻¹/моль и молярный объем $V^{P,T} = 10,896$ Дж/бар. Отличие термодинамических данных [54] от данных [55] обусловлено тем, что они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов. Теплоемкость c_p (Дж/моль · град.) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0,5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 381,37$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -19,410$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -120,373$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 183,643$ в интервале 250–370° [56] и 339–997° [57]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V^{P,T} / V^{P_r,T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6$ бар⁻¹ = -1,805; $V_2 \cdot 10^{12}$ бар⁻² = 5,112 при максимальном давлении до 39 кбар [58]; $V_3 \cdot 10^6$ град. К⁻¹ = 15,145; $V_4 \cdot 10^{10}$ град. К⁻² = 54,850 при максимальной температуре до 1000° [59] (все по данным Бермана [54] со ссылками на указанные работы).

Энтальпия образования из элементов для санидина: по [60] -3965,6 кДж/моль; по [61] -3964,90 кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для санидина: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3744,21$ кДж/моль, энтропия $S = 230,00$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,900$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,4488$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,0075$ кДж · град. К⁻², $c = -1007,3$ кДж · град. К, $d = -3,9731$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термини-

ческого расширения $a = 3,35$ град. K^{-1} , модуль сжатия (расширения) при $298 K$ $k = 574$ кбар.

Прямых измерений самодиффузии Si и Al или K и Na нет. Диффузия Si и Al намного медленнее диффузии щелочных атомов. Имеются только данные о кинетике Si/Al-разупорядочения на воздухе и упорядочения в гидротермальных условиях.

Согласно Кролю и Книттер [62], для санидинов из вулканического туфа Фолькесфельда, Айфель, Германия, $Or_{84,1}Ab_{15,8}An_{0,1}$ и $Or_{84,4}Ab_{15,6}An_{0,1}$, первоначально разупорядоченных сухим отжигом при 1050° за 18 сут, равновесное упорядочение вновь достигается при 850° и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар за 10 сут, при 750° и $P_{H_2O} = 1$ кбар за 100 сут и при 650° и $P_{H_2O} = 1$ кбар за 10 лет. Время Si/Al-обмена при разупорядочении/упорядочении, описываемого уравнением $Al[T(1)] + Si[T(2)] \rightleftharpoons Al[T(2)] + Si[T(1)]$, может быть оценено из уравнения $-dX_{Al}^{T(1)}/dt = 0,5C_0(k^{\rightarrow}X_{Al}^{T(1)}X_{Si}^{T(2)} - k^{\leftarrow}X_{Al}^{T(2)}X_{Si}^{T(1)})$, где X – атомные доли Si и Al в позициях T(1) и T(2), C_0 – общее число позиций T(1) + T(2) на единицу объема, k^{\rightarrow} и k^{\leftarrow} – константы скорости прямого (разупорядочение) и обратного (упорядочение) обмена. В случае равновесия $-dX_{Al}^{T(1)}/dt = 0$. Константа равновесия $K_d = X_{Al}^{T(2)}X_{Si}^{T(1)} / X_{Al}^{T(1)}X_{Si}^{T(2)} = C_0k^{\rightarrow} / C_0k^{\leftarrow}$. Константа скорости C_0k^{\rightarrow} рассчитывается из уравнения Аррениуса: $\ln C_0k^{\rightarrow} = 23,51 (\pm 1,34) - 26854 (\pm 1359)/T$, а константа равновесия K_d – из уравнения: $\ln K_d = 0,977 (\pm 0,042) - 1500 (\pm 43)/T$. Расчет показывает, что при 650° $X_{Al}^{T(1)} = 0,3100(15)$, $K_d = 0,5221(88)$, $C_0k^{\rightarrow} = 0,01300(260)$ и $0,00353(71)$ сут $^{-1}$ (для ненагретого и нагретого образцов); при 750° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2950(10)$, $K_d = 0,6162(67)$, $k^{\rightarrow} = 0,0755(151)$ и $0,0755(151)$ сут $^{-1}$; при 850° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2837(5)$, $K_d = 0,6969(38)$, $C_0k^{\rightarrow} = 1,300(260)$ и $0,618(124)$ сут $^{-1}$; при 1050° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2730(10)$, $K_d = 0,7820(84)$. Рассчитанная энергия активации Si/Al-упорядочения $E_{ак} = 223,0 (\pm 11,3)$ кДж/моль при $P_{H_2O} = 1$ кбар, что значительно ниже, чем в сухих условиях (~ 375 кДж/моль). Равновесная температура данного санидина (соответствующая температуре расплава до извержения) $T_{равн} = 685 (\pm 38)^\circ$.

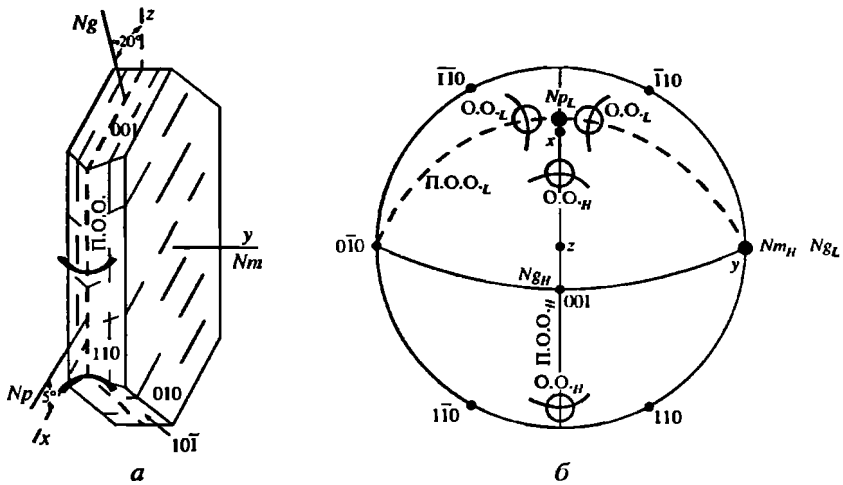
Показано, что зафиксированное структурное состояние санидина будет различным в зависимости от скорости и режима охлаждения. При постепенном непрерывном охлаждении с большей скоростью, чем равновесное ее значение η ($K^{-1}/сут$), структурное состояние санидина закаливается при определенной “кинетически вырожденной” температуре. Так, при охлаждении от 800° с $\eta = 10^{-6} K^{-1}/сут$ ($0,28 \cdot 10^3$ °C/год при $T = 600^\circ$) закалывание санидина с $t_1 = 0,3045$ произойдет при $\sim 500^\circ$, при $\eta = 10^{-9}$ с $t_1 = 0,3394$ – при $\sim 400^\circ$, при $\eta = 10^{-12}$ с $t_1 = 0,3713$ – при $\sim 300^\circ$. Ниже $480 \pm 20^\circ$ он в результате инверсии перейдет в микроклин [62].

Эксперименты по парционированию микропримесей между K-санидином и равновесным хлоридным гидротермальным раствором выявили следующие его ионообменные свойства при 600° и $P_{H_2O} = 1000$ бар [63]:

	Na ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺
Предельное содержание примеси в санидине, до которого твердый раствор остается идеальным (мол. дол., мас.%, ppm), $N(x)_{ideal}$	10 ⁻¹ 0,83% Na	1,07 · 10 ⁻¹ 3,23% Rb	1,5 · 10 ⁻³ 716 ppm Cs	5 · 10 ⁻⁴ 72 ppm Ca	5 · 10 ⁻⁴ 157 ppm Sr	10 ⁻² 4920 ppm Ba
Коэффициент разделения хлоридный раствор – полевой шпат, k	12,8 [64] 20,0 [65]	2,4[64,66] 3,3[65]	40	8,70	0,12	0,04
Тип отклонения от идеальности	–	–	–	+	+	+
Предел растворимости примеси в санидине (мол. дол., мас.%, ppm), $N(x)$	0,30 2,52% Na	1,0 26,32% Rb	5 · 10 ⁻³ 2380 ppm Cs	6 · 10 ⁻³ 862 ppm Ca	1,4 · 10 ⁻² 4400 ppm Sr	0,12 5,68% Ba
Фаза, появляющаяся на пределе растворимости	Альбит	–	Поллунцит	Анортит + + волластонит	SrAl ₂ Si ₂ O ₈ трикл.	BaO · Al ₂ O ₃ × × 4SiO ₂ × × γ BaCl ₂ × × zH ₂ O куб.
Ссылка	[64, 65]	[64–66]	[65, 67]	[68]	[68]	[68]

К-санидин образует непрерывные твердые растворы с RbAlSi₃O₈ при 600° [66, 69] и с BaAl₂Si₂O₈ [70], однако при ионообменном замещении Ba → K в санидине вместо $Cn_{10}Or_{90}$ на пределе растворимости образуется кубическая фаза BaO · Al₂O₃ · 4SiO₂ · γ BaCl₂ · zH₂O, описанная ранее Баррером с соавт. [71]. Парционирование Cs, Ca и Sr в санидине нормальное, соответствующее идеальным растворам, но растворимость мала. Коэффициенты парционирования для одновалентных микропримесей $k > 1$, и они накапливаются в гидротермальном растворе в большей степени, чем в сосуществующем санидине (особенно Cs и в наименьшей степени Rb). Двухвалентные примеси (за исключением Ca) при $k < 1$ преимущественно входят в полевой шпат (особенно Ba) [63].

Согласно [65], коэффициент парционирования санидин/гидротермальный раствор при 600° и $P_{H_2O} = 1000$ бар для Rb = 0,45, для Cs = 0,025; коэффициент распределения мусковит/санидин для Rb = 1,2, а для Cs варьирует от 4 до 2 в зависимости от изменения концентрации Cs в растворе от 10 до 1000 ppm/г. Избирательное обогащение этими элементами санидина или мусковита не выявлено. Соответствующие коэффициенты парционирования для Na = 0,050, а для Li варьирует от 2,9 до 0,047 при изменении концентрации его в растворе от 40 до 1150 ppm/г. Коэффициенты распределения данных элементов между мусковитом и санидином зависят от их концентрации в растворе. Литий при малых его концентрациях обогащает санидин, при больших – мусковит [72]. Согласно [73], распределение примесей между санидином и раствором определяется кристаллохимической константой $p = \Delta r/r_c$, где Δr – различие в радиусах калия и рассматриваемой примеси, r_c – расстояние от К до кислорода в координационном многограннике $p_{Li} = 0,22$, $p_{Na} = 0,12$, $p_{Rb} = 0,040$, $p_{Cs} = 0,11$; при $p > 0,12$ изменение координа-



Фиг. 54. Оптическая ориентировка высокого и низкого санидинов (по Диру и др., 1966)

a – кристаллооптическая ориентировка высокого санидина, П.О.О. – плоскость оптических осей; *b* – стереографическая проекция, показывающая оптическую ориентировку высокого (*H*) и низкого (*L*) санидинов; О.О.-*H* и О.О.-*L* – оптические оси, П.О.О.-*H* и П.О.О.-*L* – плоскости оптических осей; Np_L , Nm_H , Ng_H , Ng_L – оси индикатрисы высокого и низкого санидинов соответственно

ции примесного катиона в структуре санидина приводит к тому, что раствор перестает быть идеальным, а коэффициент парционирования санидин/раствор перестает быть константой.

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Двуосный (-). Описания оптически (+) “изо-ортоклазов” являются ошибочными, так как положительный знак обусловлен суммарным эффектом от субмикроскопических вростков пертитового альбита.

В высоком К-санидине: пл. опт. осей $\parallel (010)$, $Nm = b$, $cNg = 20^\circ$, $aNp = 5^\circ$, $n_g = 1,5240$, $n_m = 1,5230$, $n_p = 1,5192$; $n_g - n_p = 0,0048$; дисперсия показателей преломления $n_F - n_C = 0,008$; $2V = 53,8^\circ$ (максимально 58°). Дисперсия оптических осей сильная, $r < v$. Углы погасания на (001) = 0° , на (010) = $5,2^\circ$ (данные для отожженного при 1075°C , а затем нагретого при $1120\text{--}1130^\circ\text{C}$ в течение 24 ч ортоклаза “Спенсер-А”, $Or_{92,6}$) [29].

В низком санидине: пл. опт. осей $\perp (010)$; $Ng = b$, $cNm = 20^\circ$, $aNp = 5^\circ$; $n_g = 1,5236$, $n_m = 1,5230$, $n_p = 1,5188$; $n_g - n_p = 0,0048$; $2V = 43,6^\circ$; дисперсия оптических осей $r < v$. Углы погасания на (001) = 0° , на (010) = $5,3^\circ$ (данные для санидина “Спенсер-С”, $Or_{92,2}$) [28, 29] (фиг. 54).

Показатели преломления увеличиваются от примеси Na – в интервале от чистого Or_{100} до Or_{70} : $n_g = 1,5220\text{--}1,5270$, $n_m = 1,5220\text{--}1,5250$, $n_p = 1,5180\text{--}1,5210$ [74], а также от примеси Ba и Fe [75].

Для санидина с Монте-Соммы: $n_g = 1,5223$, $n_m = 1,5214$, $n_p = 1,5171$ (λ_{Li}); $n_g = 1,5250$, $n_m = 1,5243$, $n_p = 1,5200$ (λ_{Na}); $n_g = 1,5278$, $n_m = 1,5269$, $n_p = 1,5226$ (λ_{Ti}) [37].

В высоких санидинах $2V$ меняется от $50\text{--}60^\circ$ в пл. $\parallel (010)$ до 0° ; в низких санидинах – от 0 до 35° в плоскости $\perp (010)$ [76–80].

Согласно [62], содержание Al в T(1) связано с углом оптических осей следующим выражением:

$$2t_1 = 0,6197(13) - 0,6308(183)\sin^2 V_{Np} \quad (\sigma^2 = 0,997).$$

Дисперсия угла оптических осей сильная. Для низкого санидина из Лахер-Зее, Вост. Айфель, Германия (хим. ан. 13), $2V$ меняется от 15° для 486 мкм (λ_F) до 22° для 589 мкм (λ_D , $\lambda\text{-Na}$) и до 26° при 671 мкм ($\lambda\text{-Li}$) при 6°C в пл. $\perp(010)$ [81, 82]. Для структурно изученного низкого санидина из Фолькесфельда, Вост. Айфель, "Айфель-СВ17" найдено $2V = 6^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ для 460 нм (собственно "санидиновая оптика"), но 9° для 550 нм и 14° для 690 нм в пл. $\perp(010)$ ("ортоклазовая оптика"). Для других санидинов оттуда же $2V = 6\text{--}20^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ для 460 нм, от 7° в пл. $\perp(010)$ до $4\text{--}17^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ для 550 нм и от $0\text{--}10^\circ$ в пл. $\perp(010)$ до $0\text{--}12^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ для 690 нм [10]. В структурно изученном природном высоком санидине из гроспидитового нодуля в кимберлитах Робертс-Виктор (хим. ан. 3) $2V = 48,1^\circ$ для $\lambda = 486$ нм (λ_F), $46,1^\circ$ для $\lambda = 589$ нм (λ_D , $\lambda\text{-Na}$) и $45,1^\circ$ для $\lambda = 656$ нм (λ_C), $v > r$ [17].

Хим. Теор. состав чистого KAlSi_3O_8 : $\text{K}_2\text{O} - 16,92$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18,32$; $\text{SiO}_2 - 64,76$. Молек. вес 278,35. Однако К-санидины с содержанием *Or* более 80 мол.% редки. Вариации состава для калиевых санидинов $\text{Or}_{70\text{--}100}\text{Ab}_{0\text{--}30}$: $\text{Na}_2\text{O} - 0,00\text{--}3,40$; $\text{K}_2\text{O} - 16,92\text{--}12,05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18,32\text{--}18,64$; $\text{SiO}_2 - 64,76\text{--}65,91$.

Анализы (в порядке увеличения содержания натрия):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,07	0,12	0,19	0,80	1,53	1,62	1,79	2,02
K_2O	16,36	16,25	15,87	15,60	14,40	14,42	13,43	13,30
Rb_2O	—	<0,01	<0,01	—	—	—	—	0,024
MgO	0,01	<0,01	0,02	—	—	—	—	0,06
CaO	0,02	0,03	0,03	0,50	0,00	0,01	—	0,37
SrO	—	<0,01	<0,01	—	0,15	—	—	0,99
BaO	—	0,14	0,13	—	0,61	—	0,79	1,53
Fe_2O_3	0,06	0,06	0,04	0,10	0,09	0,26	0,10	0,00
Al_2O_3	18,27	18,36	18,54	19,54	18,59	18,74	18,78	19,60
SiO_2	64,39	64,66	65,07	63,66	64,63	64,80	64,96	61,20
$\text{H}_2\text{O}^{\pm*}$	—	—	—	—	—	—	—	0,62
Сумма	99,17	99,68	99,97	100,20	100,00	99,88	99,81	99,89
<i>Or</i> (мол.%)	99,3	98,5	97,6	92,2	84,8	84,7	81,9	80,0
<i>Ab</i>	0,6	1,1	1,8	6,8	13,7	13,6	16,6	16,0
<i>An</i>	0,1	0,1	0,2	2,5	0,0	0,0	—	0,1
<i>Cn</i>	—	0,3	0,4	—	1,1	1,2	1,5	2,0
<i>Sr-Fsp</i>	—	—	—	—	—	0,4	—	2,0
<i>Rb-Fsp</i>	—	—	—	—	—	0,06	—	0,1
<i>Fe-Fsp</i>	—	—	—	—	—	0,60	0,3	0,0
Уд.в.	—	—	—	2,5632	—	—	2,560	2,57
n_g	—	—	—	1,5236	—	—	—	—
n_m	—	—	—	1,5230	—	—	—	—
n_p	—	—	—	1,5188	—	—	—	—
$2V_{Np}$	—	—	46,1	43,6	—	22	—	—
a_0	—	—	8,595	8,5616	8,552	8,5425	8,531	8,540
b_0	—	—	13,028	12,9962	13,030	13,0195	13,007	13,036
c_0	—	—	7,175	7,1934	7,179	7,1829	7,179	7,189
β	—	—	115,94	116,015	115,91	115,994	116,0	115,96
t_1	2*	—	0,266	0,345	0,320	0,295	0,28	0,320
t_2	—	—	0,234	0,125	0,190	0,195	0,22	0,195

* Вместе с потерей при прокаливании.

2* Структурное состояние К-п.ш. оценено по рамановской спектроскопии.

1 – из включений в кварце (псевдоморфозы по коуситу) внутри омфацита, коусит-эклогитовая пров. Ши-Лу, Ляньюньган, Вост. Китай, в сумму входит $MnO - 0,01$ [83]; 2, 3 – из гроспидитового нодуля в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор, Южн. Африка, микрозонд. (ан. 3 – оригинал структурного уточнения); в сумму ан. 2 входят $TiO_2 - 0,02$, $Cr_2O_3 - 0,02$, $NiO - 0,03$, в сумму ан. 3 – $TiO_2 - 0,01$, $Cr_2O_3 - 0,02$, $NiO - 0,02$, $MnO - 0,03$ [17]; 4 – рубиновая копь Могок, Верхняя Бирма ("Спенсер-С безцветный Бирма"), анал. Спенсер (оригинал структурного уточнения) [15, 28–29, 36]; 5 – вкрапленник в пемзовом туфе, Лаахер-Зее, Айфель, Германия, микрозонд. (оригинал нейтронографического структурного уточнения) [13]; 6 – из пемзового туфа, там же, анал. Ито (оригинал структурного уточнения) [11], Si/Al-распределение по [12]; 7 – порфиновый вкрапленник в вулканитах Фолькесфельда, Айфель, Германия, микрозонд., в оригинале Fe дано как FeO (оригинал структурного изучения при высокой температуре) [25]; 8 – из ксенолита фенитизированных роговиков в мельтейгит-уртитях, гора Партомчорр (скв. 980), Хибины, Кольский п-ов, анал. Некрасова (оригинал структурного уточнения) [14, 33].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na_2O	1,80	2,25	2,46	2,60	2,52	2,66	2,77	3,46
K_2O	12,87	13,20	12,72	13,58	12,71	12,09	11,96	11,48
MgO	–	0,05	Сл.	0,00	0,12	0,05	0,65	0,03
CaO	0,56	0,53	Сл.	0,18	0,25	0,05	0,69	0,49
BaO	–	–	1,31	–	–	1,56	–	–
Fe_2O_3	0,22	0,28	0,20	0,11	0,00	0,47	0,18	0,27
Al_2O_3	20,24	18,76	18,56	19,00	18,63	19,12	19,07	18,91
SiO_2	64,24	64,90	64,70	63,52	66,11	63,62	63,58	65,35
$H_2O^{\pm*}$	0,50	–	0,42	1,14	–	0,11	0,79	–
Сумма	100,43	100,01	100,37	100,13	100,34	99,73	99,76	100,00
<i>Or</i> , мол%	80,1	78,0	75,2	76,8	75,9	75,5	71,4	67,8
<i>Ab</i>	17,0	19,1	20,8	22,3	22,8	23,9	25,1	29,3
<i>An</i>	2,9	2,6	–	0,9	1,3	0,6	3,5	2,4
<i>Ca</i>	–	–	3,2	–	–	–	–	–
Уд.в.	–	–	2,5763	–	–	–	–	–
n_g	–	–	1,5249	1,5252	–	–	1,5268	–
n_m	–	–	1,5247	1,5248	–	–	1,5261	–
n_p	–	–	1,5202	1,5201	–	–	1,5212	–
$2V_{Np}$	13	–	24,0	17	22 ^{2*}	–	29	–
a_0	–	8,515	–	–	–	–	–	8,471
b_0	–	13,018	–	–	–	–	–	13,009
c_0	–	7,176	–	–	–	–	–	7,172
β	–	116,03	–	–	–	–	–	116,04
t_1	–	0,290	–	–	–	–	–	0,294
t_2	–	0,210	–	–	–	–	–	0,206

* Вместе с потерей при прокаливании.

2* См. повед. при нагревании.

9 – с горы Симоно, Витербо, Италия, анал. Спенсер [29]; 10 (из вулканического туфа в Фолькесфельде, Айфель, Германия ("Спенсер-G"), анал. Спенсер [29]; 11 – вкрапленники в трахите, гора Амиата, обл. Тоскана, Италия, рентгенофлуоресцентный анализ, в сумму входит $TiO_2 - 0,04$ [84]; 12 – вкрапленники, Вейр, Айфель, Германия, анал. фон Кнорринг [53], оптика по [74]; 13 – Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия, анал. Сето [82]; 14 – из лейцит-нефелинового долерита, Фогельсберг, Хессе, анал. Скун [85]; 15 – вкрапленники в лаве, Кокомо, шт. Колорадо, США, анал. фон Кнорринг, в сумму анализа входит $FeO - 0,07$ [53], оптика по [74]; 16 – вкрапленники в риолите, гора Россастрада, обл. Тоскана, Италия, рентгенофлуоресцентный анализ, в сумму входит $TiO_2 - 0,01$ [84].

Диагн. исп. В кислотах нерастворим. П.п.тр. плавится с трудом в пузыри-стое стекло, окрашивая пламя желтым цветом; в растворе кобальта сплав окрашивается в синий цвет.

Диагност. Кролем с соавт. [86] для определения состава моноклинных полевых шпатов предложено уравнение

$$n_{Or} = -535,186 + 2,37332V - 3,52656 \cdot 10^{-3}V^2 + 1,75614 \cdot 10^{-6}V^3,$$

где n_{Or} – мольная доля Or , V – объем ячейки (\AA^3). Стандартная ошибка определения $\sigma = 0,003n_{Or}$

Структурное состояние санидинов оценивается из данных полного рентгеновского или нейтронографического уточнения их кристаллической структуры по расстояниям Т–О в тетраэдрах. Согласно Кролю и Риббе [5], определение содержания $Al(t_i)$ в индивидуальном $[(Si, Al)O_4]$ -тетраэдре (T_i) следует проводить по следующему уравнению, выведенному на основании анализа надежных структурных данных:

$$t_i = 0,25(1 + n_{An}) + (\langle T_i-O \rangle - \langle\langle T-O \rangle\rangle) / \text{const},$$

где t_i – число атомов Al в T_i -тетраэдре, деленное на число тетраэдров, n_{An} – мольная доля анортитового компонента, $\langle T_i-O \rangle$ – среднее значение из 4 расстояний $(Si, Al)-O$ в T_i -тетраэдре, $\langle\langle T-O \rangle\rangle$ – общее среднее значение для всех неэквивалентных Т–О расстояний в ячейке (8 – в моноклинной, 16 – в триклинной), const – общее значение ($\langle\langle Al-O \rangle\rangle - \langle\langle Si-O \rangle\rangle$), равное 0,125 \AA для К-п.ш. или 0,130 \AA для Na-п.ш. При этом предполагается, что в максимальном (низком) микроклине, так же как и в низком альбите, $t_{10} = 1,00$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$. Данная зависимость лежит в основе всех корреляций, предложенных Кролем и Риббе для диагностики щелочных полевых шпатов, в отличие от Стюарта и Райта [7], которые за крайние значения “полевошпатового ромба” принимали максимальные (известные в то время) различия в параметрах.

Согласно Кролю и Риббе [5], в максимально разупорядоченном высоком санидине: $2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,960^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(400) = 46,955^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(060) = 41,547^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,864^\circ$, $\Delta 2\theta_{CuK\alpha_1}(130-1\bar{3}0) = 0,0$, $\Delta 2\theta_{CuK\alpha_1}(131-1\bar{3}1) = 0,0$, $\text{tr}[110] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{1/2} = \text{tr}[1\bar{1}0] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{1/2} = 7,8079 \text{\AA}$, $\Delta \text{tr} = 0,0$.

В моноклинных К-п.ш. $\Sigma t_i \equiv 2t_1 = (1 - 2t_2)$. Для определения содержания Al в Т-позициях предлагаются уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{CuK\alpha_1}(060) - 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)$:

$$2t_1 = \frac{b - 24,8095 + 74,9054c^*}{-3,3261 + 19,5102c^*}$$

или

$$2t_1 = \frac{2\theta_{CuK\alpha_1}(060) + 12,1814 - 1,04093 \cdot 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)}{0,6112 + 0,01592 \cdot 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)}.$$

Эти уравнения точнее, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки *b-c*:

$$2t_1 = \frac{b + 5,1479 - 2,56437c}{2,7945 - 0,44621c}$$

Переход к обратным параметрам может быть осуществлен по известным формулам кристаллографии: $c^* = ab \sin \gamma / V$; $\cos \alpha^* = (\cos \beta \cos \gamma - \cos \alpha) / \sin \beta \sin \gamma$, $\cos \gamma^* = (\cos \alpha \cos \beta - \cos \gamma) / \sin \alpha \sin \beta$.

В моноклинных К-п.ш. векторы $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$. в направлении которых чередуются тетраэдры $T_1 0 \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ и $T_1 m \rightarrow T_2 0 \rightarrow T_2 m$ [87–89], равны, и содержание Al в T(1) может быть рассчитано из уравнения

$$t_1 = 36,030 - 6,5690 \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] + 0,02147V.$$

Повед. при нагрев. Температура плавления $1150 \pm 20^\circ$; плавится инконгруэнтно с образованием лейцитита и богатого SiO_2 расплава.

При длительном отжиге низкого санидина при температуре, близкой к температуре плавления (например, в течение 300 ч при 1075°), он переходит в высокий санидин [10, 29–31, 90, 91]. При этом увеличиваются параметр *a* и объем ячейки и уменьшается угол β , уменьшается уд. в. и меняется угол опт. осей от $2V = 40^\circ$ в пл. $\perp(010)$ до 55° в пл. $\parallel(010)$; показатели преломления практически не меняются.

Для высокого санидина из Фолькесфельде, Айфель, Германия [77, 78], установлено следующее изменение структурного состояния (t_1), параметров ячейки и угла опт. осей в зависимости от температуры и длительности отжига:

<i>T</i> , °C/ч	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β	<i>V</i>	$2V \parallel 010$	t_1^*	t_1^{2*}
–	8,555(2)	13,020(2)	7,185(2)	115,99(1)	719,4(3)	15°	0,31	0,29
750/200	8,557(2)	13,024(2)	7,184(2)	115,97(1)	719,8(3)	20	0,30	0,29
750/200	8,553(2)	13,021(2)	7,183(2)	115,98(2)	719,1(4)	24	0,30	0,29
780/120	8,554(2)	13,025(2)	7,181(2)	115,98(2)	719,3(4)	28	0,29	0,28
850/200	8,558(2)	13,025(2)	7,182(2)	115,99(2)	719,6(4)	30	0,29	0,28
780/120	8,554(3)	13,019(3)	7,180(3)	116,00(3)	718,7(6)	31	0,29	0,28
750/200	8,555(2)	13,023(2)	7,181(2)	116,00(2)	719,1(4)	34	0,29	0,28
780/120	8,555(2)	13,026(2)	7,180(2)	115,96(1)	719,4(3)	38	0,28	0,28
950/134	8,551(2)	13,032(2)	7,178(2)	116,00(2)	719,0(4)	39	0,27	0,26
1050/400	8,558(2)	13,032(1)	7,177(2)	115,97(2)	719,6(4)	44	0,26	0,26

* Расчет по Стюарту [92].

2* Расчет по Кролю [89].

Опыты указывают на аномальное поведение санидина из Фолькесфельде: угол опт. осей при нагревании возрастает в непрогретых образцах до большей величины, чем в предварительно прогретых, – при нагреве от 750 до 1050° (от 5 до 1600 ч) $2V$ возрастал от 10° в пл. $\parallel(010)$ до 45° в пл. $\parallel(010)$, а в отожженных при 750° – от 10 до 20° при нагреве $0-800^\circ$, в отожженных при 850° – от 10 до 30° при нагреве $0-200^\circ$, в отожженных при 950° – от 10 до 37° при нагреве $0-200^\circ$. При последовательном отжиге при 750, 850, 950 и 1050° $2V$ возрастает от 10 до 20, 20–22–23, 20–25, 25–35– 40° при нагреве соответственно $0-800$, $0-200$, $0-200$ и $0-600^\circ$ [77, 78]. Авторы полагают, что причиной аномалии может быть радиация от неизвестного источника. Согласно [93], мегакристы санидина из Фольк-

кесфельда отличаются аномально высокой скоростью Si/Al-разупорядочения при отжиге уже чуть выше 700°.

При отжиге до 1000° санидина из Фолькесфельда ("Айфель-CV17T") дисперсия угла оптических осей значительно ослабевает: $2V = 42^\circ$ для 460 нм, 41° при 550 нм и 40° при 690 нм, а пл. опт. осей переходит из пл. $\perp(010)$ (ортоклазовая оптика) в пл. $\parallel(010)$ (санидиновая оптика) [10]. Для К-санидина из Айфеля (хим. ан. 13) было установлено изменение $2V$ от 15° в пл. $\perp(010)$ при 6°C до 0 при 22°C и 20° при 50°C в пл. $\parallel(010)$ для 486 мкм, от 22° в пл. $\perp(010)$ при 6°C до 0 при 44°C и 20° при 70°C в пл. $\parallel(010)$ для 589 мкм (λ -Na, оранжевый) и от 14° при 6°C в пл. $\perp(010)$ до 0 при 54°C и 14° при 70°C в пл. $\parallel(010)$ при 671 мкм (λ -Li, красный) [81, 82].

Повед. под давлен. При давлении 25–40 кбар и температуре до 900° в присутствии воды синтетический санидин (и природный ортоклаз) переходит в гексагональную фазу $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (гидросанидин) с плотностью 2,58 г/см³ [94]. Эта же фаза получена из природного санидина при 25–80 кбар в интервале $500\text{--}2000^\circ$ [95, 96].

При 120 кбар и 900° синтетический санидин переходит в высокоплотную (3,84 г/см³) тетрагональную фазу KAlSi_3O_8 (пр. гр. $I4/m$) со структурой типа голландита, в которой атомы Si и Al находятся в октаэдрических позициях в шестерной координации [97]. Предполагается, что в этой форме К-п.ш. может присутствовать в мантии. Подобная плотная модификация получена для синтетического аналога К-п.ш. KAlGe_3O_8 при 25 кбар и 980° [98].

Гексагональная (пр. гр. $P6_3/m$) плотная (3,00 г/см³) фаза состава $\text{K}_2\text{SiSi}_3\text{O}_9$ со структурой типа вадеита, в которой атомы Si одновременно находятся в четверной и шестерной координации, получена при высоких давлении и температуре Киномура с соавт. [99]. Молярный объем вадеитоподобной фазы на 25%, а голландитоподобной – на 35% меньше молярного объема санидина, и они могут существовать в условиях земной коры и верхней мантии до глубины ~300 км.

Опыты с гомогенным микроклином и микроклин-пертитом при давлении 30–100 кбар в интервале температур $300\text{--}1500^\circ$ показывают, что при возрастании температуры до $700\text{--}1000^\circ$ и давления до 30–55 кбар соответственно всего за 4–6 мин опыта происходит полное разупорядочение микроклина ($t_10 = 0,980\text{--}0,985$) до санидина ($t_10 = 0,370\text{--}0,270$) (эффект одновременного действия температуры и давления на Si/Al-разупорядочение), а при 80–100 кбар и 900° К-п.ш. разлагается с образованием вадеитоподобной фазы KSiSi_3O_9 ($a = 6,613$, $c = 9,519$ Å; $n_g = 1,634$, $n_p = 1,625$), кианита и коусита по реакции $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{KSiSi}_3\text{O}_9 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2$. Гомогенизации микроклин-пертита при этом не происходит, Na-фаза сохраняется и при $1000\text{--}1200^\circ$ и при 30–55 кбар и выше разлагается с образованием жадеита и коусита [100].

Томпсоном с соавт. [101] в результате опытов при 2,35–2,74 ГПа и $450\text{--}680^\circ$ показано, что вода в санидин-гидрате является структурной. Минимальное ее содержание при 2,7–3,2 ГПа и $450\text{--}680^\circ$ составляло 4,42–5,85 мас.%, $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,83\text{H}_2\text{O}$, ниже максимального содержания 6,07 мас.%, соответствующего формуле кристаллогидрата с одной молекулой воды $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Вода может быть удалена нагреванием при атмосферном давлении с образованием метастабильной фазы гексасанидина ($a = 5,2893 \pm 0,0016$, $c = 7,8185 \pm 0,0036$ Å). Для санидин-гидрата найдено: $a = 5,3366 \pm 0,0022$, $c = 7,7141 \pm 0,0052$ Å. Фазовая диаграмма показывает, что санидин-гидрат устойчив выше линии $400^\circ/2,4$ ГПа – $700^\circ/2,8$ ГПа, санидин +

+ вода – ниже ее. Существование санидин-гидрата в земных условиях должно быть ограничено высоким давлением при низкой температуре, и он может быть потенциальным источником воды в зонах холодной субдукции, однако его образование затруднено в породах гранитного состава.

Нахожд. Санидин сохраняется в быстро остывающих, преимущественно молодых вулканических или субвулканических породах, относительно сухих или потерявших флюидную фазу во время формирования. К-санидин характерен для кислых и щелочных вулканических пород – риолитов, трахитов, фонолитов, гранит- и сиенит-порфиров. Редок в кислых и щелочных интрузивных породах. Как правило, санидин в таких образованиях не является существенно калиевым и в силу высокотемпературного образования содержит значительное количество изоморфного Na.

К-п.ш. со структурным состоянием, соответствующим санидину, образуются также при гидротермальном минералообразовании ниже 500° вследствие склонности щелочных полевых шпатов к метастабильной кристаллизации в неупорядоченной форме в соответствии с правилом Оствальда (принцип “простоты” Гольдсмита) [102–104]. Такие “санидины” см. “Адуляр”.

Классическим районом развития К-санидина считается вулканический район Вост. Айфеля вблизи Рейнского грабена в Германии, откуда санидин был впервые описан и на образцах из которого (из Лаахер-Зее, Фолькесфельда, Вейра, Ванненкёпфе и др.) неоднократно уточнялась его кристаллическая структура и морфология кристаллов, химический состав, оптические и термодинамические свойства [10–13, 23–25, 29, 43, 53, 82 и др.]. Санидин здесь является главным минералом в четвертичных трахитовых и фонолитовых лавах и туфах в ассоциации с олигоклазом, клинопироксеном, амфиболом, гаюином, биотитом, магнетитом, апатитом и сфеном. Однако собственно К-санидин встречается относительно редко, главным образом в виде захваченных фрагментов мегакристов или порфировых вкрапленников в вулканитах; более обычны здесь К,Na-санидин и Na-санидин вплоть до анортклаза (см. “К,Na-полевые шпаты”). Прекрасные его кристаллы наблюдались в риолитах и трахитах Драхенфельсе в Зибенбюргене, близ Бонна, Германия, в Ванненкёпфе, Айфель, в пустотках в пемзовом шлаке [43].

Вторая известная провинция калиевых пород – Альбанские горы близ Рима, Италия. Отсюда санидин и ассоциирующие с ним ортоклазы и промежуточные микроклины структурно изучены с горы Адамелло [16]. Описан и детально кристаллографически изучен из выбросов Монте-Соммы, Везувий, Италия [37]. В пров. Тоскана описан из вкрапленников в трахитах на горе Амиата и риолитах на горе Россастрада (хим. ан. 10, 16). Санидин здесь обогащен Na, имеет $2V \sim 0^{\circ}$ в пл. $\parallel (010)$ и ассоциирует с зональным плагиоклазом, ядро которого сложено низким или структурно-промежуточным битовнитом An_{76-89} , а промежуточная зона и периферия – высоким лабрадором An_{62-72} и андезин-лабрадором An_{48-60} [84]. Предполагается, что в трахитах санидин кристаллизовался после плагиоклаза, а в риолитах – первым, до кварца, при высокой температуре $800-850^{\circ}$ и $P_{H_2O} = 1-2$ кбар. Широко распространен в трахитах: о-в Пантеллярия, Италия, но также в ассоциации с К,Na- и Na-санидином и анортклазом, как и в породах Рейнской пров. в Германии.

В риодацитах в окрестностях Рудника, Югославия, высокий санидин образует крупные (2–6 см) порфировые вкрапленники с гранями (001), (010) и (110) в основной массе андезина An_{27-40} , санидина, кварца, биотита, роговой обманки (редко авгита), с магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном, пири-

том, альбитом, эпидотом, пренитом, хлоритом, кальцитом и др. – в Майданской реке: $Or_{77,1}Ab_{22,9}$ с $2V = 40-52^\circ$, $t_10 = t_{1m} = 0,265$, $t_20 = t_{2m} = 0,235$, в Буревице: $Or_{87,1}Ab_{12,9}$ с $2V = 23-27^\circ$, $t_10 = t_{1m} = 0,295$, $t_20 = t_{2m} = 0,205$, в Градине: $Or_{77,7}Ab_{22,3}$ с $2V = 13-24^\circ$, $t_10 = t_{1m} = 0,282$, $t_20 = t_{2m} = 0,218$ [105].

В кварцевых латитах силла в Сьерра-Бланка, шт. Техас, США, санидин является криптопертитом, обогащен Na ($n_g = n_m = 1,526$, $n_p = 1,520$), $2V = 25-30^\circ$ в пл. 1(010). Ассоциирует с вкрапленниками олигоклаза An_{20} [44].

В кислых эффузивах Приморья (фельзиты, К-риолиты, липариты, вулканические стекла с линзами шаровых риолитов и прослоями риолитовых игнибритов и туфов) К-санидин образует вкрапленники (2–5%, 0,2–2,0 мм) и присутствует в раскристаллизованной основной массе (50–60%) вместе с кварцем (30–35%). На Сергеевском м-нии фарфоровых камней К-риолиты гидротермально изменены и содержат, кроме того, 5–12% монтмориллонита и каолинита и 5–10% опала и халцедона [106].

В третичных неинтрузиях гранитов, развитых в р-не Тырнауза, Сев. Кавказ, представленных малыми интрузивными телами плагиоклазовых и калишпатовых гранит-порфиров и гранит-аплитов, местами интенсивно переработанных рудоносными растворами, а также крупным (~10 км²) Эльджуртинским массивом биотитовых порфиroidных гранитов, прорываемым затем кислыми субэффузивными породами (некки и жилы липаритов, криптолипаритов, витроандезитов, витрофиров), санидин исследован наиболее детально. Во вкрапленниках эльджуртинских гранитов состав санидина варьирует в пределах $Or_{63}(Ab + An)_{37}-Or_{79}(Ab + An)_{21}$ (в среднем $Or_{69,9}(Ab + An)_{30,1}$); в основной массе он перекрывается на ~2/3: $Or_{63}(Ab + An)_{37}-Or_{79}(Ab + An)_{21}$ (в среднем $Or_{69,9}(Ab + An)_{30,1}$); в измененных гранитах: $Or_{70}(Ab + An)_{30}-Or_{78}(Ab + An)_{22}$. По структурному состоянию это низкий санидин: $t_1 = 0,56-0,70$, $t_2 = 0,44-0,30$ (в среднем $t_1 = 0,644$, $t_2 = 0,356$), $t_1 = 0,63-0,70$, $t_2 = 0,37-0,30$ (в среднем $t_1 = 0,671$, $t_2 = 0,329$) и $t_1 = 0,69-0,73$, $t_2 = 0,31-0,27$ соответственно. Санидин сосуществует с зональным плагиоклазом: андезитом An_{36-38} с $-2V = 90-86^\circ$ в ядре и олигоклазом An_{22-26} с $-2V = 70-82^\circ$ по периферии, структурно-промежуточным (ИУ = 50–60). Содержание в санидине (г/т) Rb – 330–550, Cs – 6,2–12,0, Li – 14–24; в плагиоклазе: Rb – 50–120, Li – 16–42 [21, 22].

Показано, что расплавные включения (в сосуществующем кварце) гомогенизируются при 850–800° (слабо раскристаллизованные) и при 790–750° (хорошо раскристаллизованные), включения многофазовых высококонденсированных растворов (рассолов) в интервале 730–330°; наиболее высокотемпературные (730–500°) флюидные включения наиболее высоко минерализованы (концентрация 50% и выше) и содержат Cl⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, а также SiO₂ и Al₂O₃, K/Na = 0,7–0,5, твердые фазы (галоиды и алюмосиликаты) составляют 50–90% объема включений; включения водных (0,01–0,08% H₂O) флюидов (~500°) в основном хлоридные, менее минерализованы (400–500 г/л), K/Na = 0,4–0,3, твердые включения – галит и сильвин; низкотемпературные (<500°) жидкие (0,04–0,14% H₂O) двухфазовые включения наименее минерализованы (40–100 г/л), K/Na = 0,2, имеют также хлоридный состав (HCO₃⁻ повышено только в зонах трещиноватости) [22].

Необычное нахождение санидина в гранитах объясняется специфическими условиями образования Эльджуртинского массива. Согласно Сендерову и Яськину [107], K/Na-равновесие между санидином $Or_{70}Ab_{30}$ (зерно размером 1 см) и расплавом должно быть достигнуто за $2 \cdot 10^5$ лет, что соизмеримо с предполагаемым временем остывания интрузива. По расчетам, Si/Al-

упорядочение также должно быть большим, чем установлено в эльджуртинских санидинах. Поэтому предполагается, что поднявшийся с глубины сухой расплав, успевший к этому времени остыть от 1100 до 700° и существенно насытиться водой при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар (~4 мас.% H₂O), потерял летучие компоненты вследствие вскипания. Именно поэтому санидин оказался неравновесным с сосуществующим расплавом и сохранил свое частично упорядоченное структурное состояние [22].

Изучение эльджуртинского санидина Вит-Айкшеном с соавт. [108] подтвердило, что состав вкрапленников остается практически постоянным, $Or_{70}Ab_{28}An_2$, и в кровле интрузива они формировались действительно в сухих условиях, так как сложены криптопертитами с когерентным прожилковым (1–2 мкм) сростанием низкого санидина ($t_1 = 0,7$, $-2V = 40^\circ$ в пл. $\perp(010)$) состава $Or_{93,1-82,7}Ab_{6,8-18,1}An_{0,1-0,2}$ со сдвойникованным по альбит-периклиновому закону низким альбитом, $Ab_{96,9}An_{1,9}Or_{1,2}$. Однако на глубине К-п.ш. переходит в ортоклаз-микрпертит с оптически видимым пятнистым (~30 мкм) низким альбитом, $Ab_{97-83}An_{1-15}Or_2$ и Or_{96-98} ($t_1 = 0,8$, $-2V = 60^\circ$), что указывает на фазовые преобразования в условиях насыщенности флюидами. Интересно, что сосуществующий плагиоклаз определен как зональный олигоклаз с ядром $Ab_{68}An_{28}Or_4$, каймами состава $Ab_{89}An_{20}Or_1$ и тонкой (~50 мкм) каемкой альбита $Ab_{96}An_3Or_1$.

В противоположность этому вкрапленники низкого санидина в гранит-порфире Самгарского массива, Срединный Тянь-Шань, у кровли более упорядочены, чем в нижней части интрузива, что можно объяснить накоплением летучих под экраном плотных вмещающих пород [109].

В калиевых щелочных породах вулканоплутонических комплексов санидин с $2V = 20-30^\circ$ (карлсбадские двойники) установлен в меланократовых шонкинитах Инаглинского и Якутского комплексов (Центрально-Алданская пров., Якутия) [110].

В калиевых основных породах (щелочно-базальтовых, щелочно-габбродных) К-санидин связан с породами вулканогенных ассоциаций базальтов-трахибазальтов-тефритов-лейцититов (Кирганикское поле, Центр. Камчатка), эпилейцитовых базальтов-эпилейцититов-эпилейцитовых фонолитов-трахитов (Кольбашинское поле, Киргизия) и щелочных оливинных базальтов-лейцитовых тефритов-щелочных трахиандезитов-лейцитовых фонолитов-щелочных трахитов (Тежсарский комплекс, Армения) [110].

Особый случай представляют санидины из реликтов пород верхней мантии, захваченных кимберлитами, в которых наблюдаются наиболее К-санидины с наиболее неупорядоченным структурным состоянием, образовавшиеся в условиях совместного действия высокой температуры и высокого давления. Высокий санидин с наивысшей степенью Si/Al-неупорядоченности устанавливается в эклогитах, что обусловлено, с одной стороны, его формированием при высоких температуре и давлении, а с другой, практически "мгновенной" закалкой. В коусит-санидиновых гроспидитовых нодулях в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор, Южн. Африка, высокий санидин ($t_1 = 0,532$) (хим. ан. 2, 3) вместе с коуситом представляют собой ранние фазы, ассоциирующие с Ca-"Эскола"-клинопироксеном, гросуляр-пироповым гранатом и кианитом; предполагается, что он образовался при 1050–1125° и 48–50 кбар и был закален до 700° всего за несколько часов [17, 111]. Аналогичные высокие санидины установлены в кимберлите Лайк Эллен, шт. Мичиган, США

[112], и в эклогитовых мантийных ксенолитах кимберлитовой провинции Колорадо-Вайоминг в США [113].

Аналогичные образования описаны из коусит-эклогитовой пров. Шилу, Вост. Китай [83]. Предполагается, что практически чисто калиевый санидин возник при декомпрессии эксгумированных с большой глубины ксенолитов эклогита, находившихся там при ультравысоком давлении (~30 кбар). Это привело к выделению К-компонента К-содержащего омфацита и замещению коусита кварцем, за счет которых и образовался К-п.ш. Процесс был быстрым, в результате чего сохранилось неупорядоченное структурное состояние.

В Хибинском массиве низкий санидин (хим. ан. 8) возник при фенитизации ксенолитов роговиков в гнейсовидных мелкозернистых мельтейгит-уртитях. Он отличается высоким содержанием Na и Ba и необычно высоким содержанием Sr, но (что удивительно) полным отсутствием Fe. Роговики и вмещающие их мельтейгит-уртиты не были захвачены процессом постмагматической ортоклазизации, и здесь не образовался существенно калиевый адуляровидный ортоклаз, характерный для хибинских рихсчорритов (см. "Адуляр") [14, 33].

Глобулярные сферолиты (0,5–1,0 мм) очень чистого санидина (K/(K + Na) = 0,99) с параметрами ячейки, соответствующими санидину, найдены в флишевой глине базального слоя на стратиграфической границе мела и третичных отложений в р-не Караваки, Испания, аномально обогащенной Sr, Co, Ni, Os и Ir (44 и 86,7 частей на 10⁹) и обедненной P3Э [114]. Поскольку аутигенное образование санидина вряд ли возможно из-за длительности и равновесности процессов при низкой температуре, его вулканогенное образование невероятно из-за чисто калиевого состава минерала и отсутствия в глине вулканитов, авторы утверждают, что сферолиты санидина являются микротектитами с заимствованием вещества из импактного кратера. Данные исследования связываются с гипотезой катастрофического вымирания динозавров, фораминифер и других организмов в результате метеоритной бомбардировки Земли с резким повышением концентрации иридия.

Измен. Данных по изменению санидина в гипергенных условиях мало. Исследуя механизм низкотемпературного гидротермального преобразования К-риолитов на Сергеевском м-нии фарфорового камня (Приморье), Самотоин с соавт. [115] показали, что он имеет метасоматический характер: минералы риолитов растворяются и тут же, *in situ*, кристаллизуются устойчивые в изменившихся условиях новообразования. При растворении санидина (с образованием ямок, полостей и каналов, а также тонкого рельефа растворения) на плоскостях (001), (010), (110) и (201) в закономерной ориентировке нарастает железосодержащий диоктаэдрический монтмориллонит. Эпитаксический характер роста монтмориллонита ограничивается 1–3 слоями, последующие слои зарождаются в произвольных ориентировках. Он кристаллизуется в виде турбостратически ориентированных 2:1 слоев из двух-трехслойных пачек и повторяет рельеф растворения санидина. На поверхности санидина образуется также каолинит с размером кристаллитов на плоскости (001) до 1 мкм при толщине до 10 элементарных слоев (70–80 Å). В отличие от монтмориллонита каолинит не образует псевдоморфоз замещения полевого шпата. Кристаллизация новообразований происходит из растворов и осуществляется непосредственно по замещаемым минералам без участия каких-либо промежуточных аморфных или кристаллических фаз. Характер преобразования

санидина в монтмориллонит и каолинит согласуется с данными экспериментальных исследований [116].

Практ. знач. Гидротермально-измененные калиевые риолиты Сергеевского м-ния (70 км сев.-вост. г. Партизанска, Приморский край, Россия), состоящие на 50–60% из санидина, 30–35% кварца, 5–12% монтмориллонита и каолинита и 5–10% опала и халцедона, являются месторождением фарфорового камня – нового вида сырья для фарфоро-фаянсовой промышленности [106, 117].

Межплоскостные расстояния низкого санидина из Бирмы (ортоклаз “Спенсер-С”)
CuK α_1 -излучение. Дифрактометр [118]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ
110	5	6,621	13,38	$\bar{3}12$	18	2,600	34,46	222	12	1,9705	46,02
020	5	6,498	13,62	221	4	2,578	34,84	$\bar{3}33$	3	1,9536	46,44
001	2	6,464	13,62	241	37	2,574	34,84	$\bar{2}61$	1	1,9267	47,22
$\bar{1}11$	6	5,861	15,12	112	8	2,550	35,16	400	11	1,9235	47,22
021	2	4,583	19,36	310	8	2,516	35,66	$\bar{3}51$	3	1,9207	47,22
$\bar{2}01$	57	4,217	21,06	240	3	2,482	36,16	$\bar{4}03$	6	1,9101	47,56
111	17	3,941	22,54	$\bar{1}51$	8	2,417	37,18	260	2	1,8874	48,18
200	5	3,847	23,10	$\bar{3}31$	12	2,381	37,74	331	2	1,8825	48,30*
130	74	3,775	23,56	$\bar{1}13$	7	2,323	38,74	133	7	1,8533	49,12
$\bar{1}31$	15	3,616	24,60	$\bar{3}32$	3	2,263	39,80	420	2	1,8444	49,36
$\bar{2}21$	10	3,537	25,16	$\bar{2}23$	1	2,231	40,40	152	2	1,8383	49,54*
$\bar{1}12$	52	3,465	25,70	132	1	2,229	40,40	$\bar{4}23$	1	1,8326	49,70*
220	100	3,310	26,92	151	4	2,201	40,98	350	3	1,8256	49,92*
$\bar{2}02$	59	3,283	27,14	060	25	2,166	41,66	$\bar{2}62$	4	1,8080	50,44
040	29	3,249	27,44	241	11	2,125	42,52	062	9	1,7993	50,74
002	78	3,232	27,58	$\bar{4}01$	4	2,114	42,72*	$\bar{2}04$	23	1,7976	50,74
131	59	2,991	29,84	$\bar{4}02$	5	2,108	42,84*	043	10	1,7956	50,74
$\bar{2}22$	7	2,930	30,48	202	2	2,068	43,84	$\bar{4}41$	7	1,7722	51,52
041	25	2,903	30,78	311	3	2,064	43,84	$\bar{4}42$	3	1,7687	51,64
022	10	2,894	30,86*	061	5	2,054	44,06	242	4	1,7445	52,40
$\bar{1}32$	22	2,767	32,34	$\bar{4}22$	13	2,006	45,18	$\bar{1}14$	1	1,7271	52,98

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса CuK α_2 .

Литература

1. Nose K.W. // Mineralogische Studien uber die Gebirge am Niederrhein. 1808. S. 24.
2. Hofman C.A.S. // Handbuch Miner. 1812. Bd. 2. S. 369.
3. Rose G. // Poggendorff's Ann. Phys. 1829. Bd. 15. S. 193.
4. Kroll H., Ribbe P.H. // Rev. Miner. 1983. Vol. 2. P. 57–99.
5. Kroll H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 491–506.
6. Černý P., Chapman R. // Bull. miner. 1984. Vol. 107. P. 369–384.
7. Stewart D.B., Wright T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97. P. 356–377.
8. Černý P., Chapman R. // Canad. Miner. 1986. Vol. 24, pt 4. P. 217–228.
9. Ribbe P.H. // Acta crystallogr. 1963. Vol. 16, pt 5. P. 426–427.
10. Weitz G. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 136, H. 5/6. S. 418–494.
11. Hovis G.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
12. Phillips M.W., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 3/4. P. 263–270.
13. Brown G.E., Hamilton W.C., Prewitt C.T., Sueno S. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 68–80.
14. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

15. Colville A.A., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 25–37.
16. Dal Negro A., De Pieri R., Quareni S., Taylor W.H. // Acta crystallogr. B., 1978. Vol. B-34, pt 9. P. 2699–2707; 1980. Vol. B-36, pt 12. P. 3211.
17. Scambos T.A., Smyth J.R., McCormick T.C. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 9/10. P. 973–978.
18. Donnay G., Donnay J.D.H. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 115–132.
19. Shaw H.R. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 7/8. P. 883–896.
20. Orville P.M. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 55–86.
21. Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
22. Хитаров Н.И., Бычков А.М., Сендеров Э.Э., Попов А.А. // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 216–224.
23. Ohashi Y., Finger L.K.W. // Carnegie Inst. Washington Yb. 1974. Vol. 73. P. 539–544.
24. Ohashi Y., Finger L.K.W. // Ibid. 1975. Vol. 74. P. 569–572.
25. Kimata M., Shimizu M., Saito S. // Europ. J. Miner. 1996. Vol. 8, N 1. P. 15–24.
26. Smyth J.R., Hatton C.J. // Earth and Planet Sci. Lett. 1977. Vol. 34. P. 284–290.
27. Angel R.J., Hazen R.M., McCormick T.C. et al. // Phys. and Chem. Miner. 1988. Vol. 15, N 4. P. 313–318.
28. Spencer E. // Miner. Mag. 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
29. Spencer E. // Ibid. 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // Полевые шпаты. М., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
30. Chao S.H., Hargreaves A., Taylor W.H. // Miner. Mag. 1940. Vol. 25, N 168. P. 498–512. Пер.: Чо С.Х., Харгривс А., Тэйлор В. // Полевые шпаты. М., 1952. Вып. 1. С. 27–42.
31. Cole W.F., Sörum H., Kennard O. // Acta crystallogr. 1949. Vol. 2, N 1, pt 5. P. 280–287. Пер.: Коул В.Ф., Серум Х., Кеннард О. // Полевые шпаты. М., 1952. Вып. 1. С. 43–63.
32. Jones J.B., Taylor W.H. // Ibid. 1961. Vol. 14, pt 5. P. 443–456. Пер.: Джонс Дж.Б., Тэйлор В.Х. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 96–116.
33. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
34. Ribbe P.H., Phillips M.W., Gibbs G.V. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 25–48.
35. Blasi A., Blasi De Pol C. // Feldspars and their reactions / Ed. I. Parsons. Dordrecht: Kluwer. 1994. P. 51–101. (NATO ASI Ser.).
36. Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
37. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli: S.I.E.M., 1935. 463 p. (см. с. 404–412).
38. Woensdregt C.F. // Ztschr. Kristallogr. 1982. Bd. 161, H. 1. S. 15–33.
39. Woensdregt C.F. // Ibid. 1983. Bd. 162, H. 1/4. S. 239–255.
40. Поваренных А.С., Продайвода Г.Т., Серга А.Ю. и др. // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1972. № 26, вып. 1. С. 46–63.
41. Brown I.D., Shannon R.D. // Acta crystallogr. A. 1973. Vol. 29. P. 266–282.
42. Brown I.D., Wu K.K. // Acta crystallogr. B. 1976. Vol. B-32. P. 1957–1959.
43. Mineralien Welt. 1999. Jg. 10, H. 6. S. 39–44.
44. Ingerson E. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 252-A: Bowen volume, pt 1. P. 189–202.
45. Adams J.B. // Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals / Ed. C. Karr, Jr. N.Y.: Acad. press, 1975. P. 91–116.
46. White W.B. // Ibid. P. 325–358.
47. Von Stengel M.O. // Ztschr. Kristallogr. 1977. Bd. 146, H. 1/2. S. 1–18.
48. Matson D.W., Sharma S.K., Philpotts J.A. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 694–704.
49. Velde B., Boyer H. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 3675–3682.
50. Petrov I., Hafner S.S. // Amer. Miner. 1988. Vol. 73, N 1/2. P. 97–104.
51. Brun E., Hafner St., Hartman P. et al. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113: M. Laue-Festschrift. S. 65–76. Пер.: Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П. и др. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 257–268.
52. Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R., Hovis G.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 218–248.
53. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 252-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 261–286.
54. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
55. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci.; Vol. 278-A).
56. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // J. Res. US Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.

57. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1202–1215.
58. Bridgman P.W. // Amer. Acad. Arts. Sci. Soc. 1948. Vol. 76. P. 71–87.
59. Skinner B.J. // Thermal expansion: Handbook of physical constants / Ed. S.P. Clark. Wash. (D.C.), 1966. P. 75–96. (Geol. Soc. Amer. Mem.: N 97).
60. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
61. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
62. Kroll H., Knitter R. // Amer. Miner. 1991. Vol. 76, N 5/6. P. 928–941.
63. Iiyama J.T. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 552–573.
64. Lagache M. // C.r. Acad. sci. D. 1969. Vol. 268. P. 1241–1243.
65. Volfinger M. // Ibid. Vol. 269, N 1. P. 1–3.
66. Gehlis M., Lagache M. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 1. P. 157–158.
67. Lagache M. // C.r. Acad. sci. D. 1968. Vol. 267. P. 141–144.
68. Iiyama J.T. // Proc. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal. 1972. Sect. 10: Geochemistry. P. 122–130.
69. Gehlis M., Gasperin M. // C.r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 22. P. 1928–1929.
70. Roy N.N. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 277. P. 43–49.
71. Barrer R.M., Hinds L., White E.A. // J. Chem. Soc. 1953. P. 1466–1475.
72. Volfinger M. // C.r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 16. P. 1345–1347.
73. Volfinger M. // Ibid. N 17. P. 1487–1488.
74. Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 252-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–567. Пер.: Туттл О.Ф. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 342–357.
75. Coombs D.S. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 226. P. 409–427. Пер.: Кумбс Д.С. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 298–318.
76. Priess U. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141. S. 17–29.
77. Zeipert Ch., Wondratschek H. // Fortschr. Miner. 1980. Bd. 58, Beih. 1. S. 141–144.
78. Zeipert Ch., Wondratschek H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1981. H. 9. S. 407–415.
79. Su S.-C., Ribbe P.H., Bloss F.D. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1285–1296.
80. Su S.-C., Ribbe P.H., Bloss F.D., Warner J.K. // Ibid. P. 1393–1398.
81. Kôzu S. // Miner. Mag. 1916. Vol. 18, N 82. P. 237–252.
82. Kôzu S., Seto K. // Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Ser. 3. 1921. Vol. 1, N 1. P. 25–32.
83. Yang J., Godard G., Smith D.C. // Europ. J. Miner. 1998. Vol. 10, N 5. P. 969–985.
84. Balducci S., Leoni L. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 143, N 1. S. 15–36.
85. Tilley C.E. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43. P. 758–761.
86. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
87. Kroll H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 91–94.
88. Kroll H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 36. P. 141–156.
89. Kroll H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1980. S. 31–36.
90. Des Cloizeaux A. // C.r. Acad. sci. 1861. Vol. 53. P. 64–67.
91. Kôzu S., Suzuki M. // Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Ser. 3. 1923. Vol. 1. P. 233–241.
92. Stewart D.B. // Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Miner. Soc. Amer. Southern print. co, 1975. Vol. 2. S. 1–30.
93. Widder W., Wondratschek H., Fehlmann M., Klapper H. // Ztschr. Kristallogr. 1994. Bd. 209. S. 206–209.
94. Seki Y., Kennedy G.C. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1688–1708.
95. Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К., Делицын И.С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 6. С. 3–9.
96. Петров В.П., Делицын И.С., Марков В.К., Рябинин Ю.Н. // Там же. 1969. № 10. С. 28–39.
97. Ringwood A.E., Reid A.F., Wadsley A.D. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, N 7. P. 93–95.
98. Kume S., Matsumoto T., Koizume M. // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, N 20. P. 4999–5000.
99. Kinomura N., Kume S., Koizume M. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 312. P. 401–404.
100. Каменцев И.Е., Ровина В.С., Каминская Т.Н. // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 6. С. 722–728.
101. Thompson P., Parsons I., Graham C.M., Jackson B. // Contrib. Miner. and Petrol. 1998. Vol. 130. P. 176–186.
102. Laves F. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 152–172.
103. Goldsmith J.R. // J. Geol. 1953. Vol. 61, N 5. P. 439–451.
104. Goldsmith J.R., Laves F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 5, N 1. P. 1–19. Пер.: Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 204–230.
105. Terzić M., Vlasova E.V., Vukov M., Ivanov V.P. // Гласн. Природнач. Музеја. Сер. А. Београд. 1985/86. Кн. 40/41. С. 27–32.

106. *Финько В.И., Вачаев Б.И., Коренбаум В.С.* // Каолины: Минералогия и генезис. М.: Наука, 1988. С. 110–122.
107. *Сендеров Э.Э., Яськин Г.М.* // Геохимия. 1976. № 7. С. 1038–1054.
108. *Witt-Eickschen G., Evangelakakis C., Seck H.A. et al.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1997. Vol. 124, N 1. P. 71–81.
109. *Таджибаев Г.Т., Иванов В.П., Власова Е.В., Боруцкий Б.Е.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 74–84.
110. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 136 с. (см. с. 78–80).
111. *Smyth J.R., Hatton C.J.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 34. P. 284–290.
112. *McGee E.S., Hearn B.C.* // Kimberlites. Amsterdam: Elsevier. 1984. Vol. 1: Kimberlites and related rocks / Ed. J. Kornprobst. P. 143–154.
113. *Ater P.C., Eggler D.H., McCallum M.E.* // Ibid. Vol. 2: The mantle and crust-mantle relationships / Ed. J. Kornprobst. P. 309–318.
114. *Smit J., Klaver G.* // Nature. 1981. Vol. 292. P. 47–49.
115. *Самотойн Н.Д., Магазина Л.О., Финько В.И., Чекин С.С.* // Геология руд. месторождений, 1996. Т. 38, № 3. С. 278–286. Пер.: *Samotoin N.D., Magazina L.O., Fin'ko V.I., Chekin S.S.* // Geol. Ore Deposits. 1996. Vol. 38, N 3. P. 247–252.
116. *Wirsching U.* // Neues Jb. Miner. 1977. H. 8. S. 333–343.
117. *Горбачев Б.Ф., Финько В.И., Васянов Г.П.* и др. Фарфоровые камни СССР. М.: Наука, 1988. 140 с.
118. *Borg J., Smith D.K.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.

Микроклин Microcline



Название от греч. $\mu\chi\rho\sigma$ (микрос) – небольшой и $\kappa\lambda\upsilon\nu$ (клин) – угол, за небольшое отклонение угла между спайностями от 90° . Впервые описан из Фридриксверна, Южн. Норвегия (Брейтхаупт – Breithaupt, 1830), но поскольку первоначально предполагалось, что все К-п.ш. являются моноклинными, это отклонение ($\sim 10'$) рассматривали как ошибку измерения. Триклинная симметрия микроклина окончательно подтверждена Бёггильдом [1] на основании гониометрических измерений, выполненных с ювелирной точностью. Истинные углы решетки микроклина впервые уточнены Лавесом [2]. Причиной триклинизации микроклина является упорядоченное распределение Si и Al в тетраэдрических позициях кристаллической структуры (Al в T_{10} , Si в T_{1m} , T_{20} и T_{2m}), нарушающее симметрию Al,Si,O-каркаса относительно плоскости симметрии (010).

В настоящее время под микроклином понимается структурно-упорядоченная (с содержанием Al в позициях $T_1 = T_{10} + T_{1m}$ от 0,75 до 1,00) низкотемпературная модификация К-п.ш. с отчетливо проявленной триклинностью. Последнее отличает микроклин от ортоклаза, который фактически является псевдомоноклинным тонкосдвойникованным микроклином (см. “Ортоклаз”).

Разнов. По структурному состоянию: *максимальный микроклин* – maximum microcline, с содержанием Al в $T_{10} + T_{1m} = 1,00$ ($2t_1 = 1,00$), в котором весь Al практически сконцентрирован в T_{10} ($t_{10} = 1,00$); *низкий микроклин* – low microcline ($0,95 < 2t_1 < 1,00$); *промежуточный микроклин* – intermediate microcline ($0,80 < 2t_1 < 0,95$); *высокий микроклин* – high microcline ($0,75 < 2t_1 < 0,80$). По морфологии: *крипторешетчатый микроклин*, *микрорешетчатый микроклин*, *шахматный микроклин*, *уравновешенный* или *неуравновешенный решетчатые микроклины* (часто в сочетании с характеристикой структурного состояния) – параморфозы микроклина по ранее образованному первичному К-п.ш. (санидин), сохраняющие общую моноклинную сим-

метрию ранее образованного минерального индивида, с различной степенью крупности проявления решетчатого (альбит-периклинового) двойникования и разным соотношением “правых” и “левых” двойников в решетчатом блок-кристалле. По окраске: *амазонит* – amazonite, *солнечный камень* (*авантюрин*) – sunstone, aventurine, red clouded feldspar.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы. Параморфозы по первичному высокотемпературному К-п.ш. (санидину). Продукт фазового распада и дальнейшего Si/Al-упорядочения К,Na-п.ш. (в микропертитах). Псевдоморфозы по альбиту при микроклинизации.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$). $a_0 = 8,56-8,58$, $b_0 = 12,96-12,98$, $c_0 = 7,21-7,22$ Å; $\alpha = 90,25-90,57$, $\beta = 115,8-116,0$, $\gamma = 87,7-89,0^\circ$; $V = 719,8-722,3$ Å³; $Z = 4$.

Для максимально упорядоченного микроклина, по Кролю и Риббе [3]: $a = 8,592$, $b = 12,963$, $c = 7,222$ Å, $c^* = 0,153997$ Å⁻¹; $\alpha = 90,62$, $\alpha^* = 90,44$, $\beta = 115,95$, $\gamma = 87,67^\circ$, $\gamma^* = 92,29^\circ$; $V = 722,65$ Å³.

Для характеристики степени триклинности микроклина Голдсмитом и Лавесом [4] введено понятие “рентгеновская триклинность” – Δ (в отечественной литературе – Δ_r , “р” – “рентгеновская”), исходя из наибольшей величины ($\Delta d = 0,08$ Å) расщепления отражений 131 и $1\bar{3}1$ на порошкограммах, наблюдавшегося ими для микроклина из р-на Ориерви, Финляндия: $\Delta = 12,5 \left[d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)} \right]$. Аналогичное расщепление отражений 130 и $1\bar{3}0$ для той же цели ранее использовалось Мак-Кензи [5]. Мерой триклинности являются также углы обратной решетки α^* и γ^* [6]. А.С. Марфуниным (1962) введено понятие “оптическая триклинность” – Δ_o (“о” – “оптическая”), исходя из максимального угла $\perp(010)$ с Ng , равного 18° , или угла погасания на (001): $\Delta_o = 0,0555 \left[\perp(010) \wedge Ng \right]$. Длительное время данная константа была единственным критерием определения структурного состояния К-п.ш., весьма популярной в петрологической литературе. Однако величина “триклинности” не аналогична “степени Si/Al-упорядоченности” полевого шпата, как предполагали Голдсмит и Лавес [4, 7], так как отражает перераспределение Si и Al только между двумя позициями (T_1 и T_2) из четырех. В случае крипторешетчатого двойникования микроклина из-за суммарного (аддитивного) эффекта степень триклинности в блок-кристалле занижается в зависимости от соотношения “левых” и “правых” двойниковых индивидов. Описаны субмикроскопически сдвойникованные оптически псевдомоноклинные, но рентгеновски триклинные микроклины (например, описанные А.С. Марфуниным (1962) обр. “Воиновка” или “Адабаш”), а также обнаруженные Хафнером и Лавесом [8] субрентгеновски сдвойникованные (с $\Delta_r = 0$) псевдомоноклинные микроклины (см. “Ортоклаз”).

Параметры ячейки для микроклинов с уточненной кристаллической структурой:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,560(4)	12,964(7)	7,215(3)	90,605	115,833	87,70	720,0
2	8,5726	12,9618	7,2188	90,57	115,92	87,75	721,3
3	8,578(4)	12,957(3)	7,213(1)	90,25	116,03	89,22	720,3
4	8,560(2)	12,984(2)	7,209(2)	90,28	116,03	89,03	719,8
5	8,574(2)	12,962(7)	7,210(2)	90,35	116,03	88,80	719,8
6	8,567(2)	12,970(7)	7,221(2)	90,43	116,00	88,48	720,9
7	8,561(2)	12,972(7)	7,223(2)	90,57	115,93	87,92	720,9

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
8	8,590(3)	12,962(5)	7,220(3)	90,50	115,95	87,83	722,3
9	8,5732(4)	12,9668(4)	7,2227(3)	90,658	115,917	87,626	721,54
10	8,5724(7)	12,9642(8)	7,2231(6)	90,647	115,946	87,641	721,19

1 – "Пеллотсало" [9, 10]; 2 – "Понтискалк" [11]; 3 – "Спенсер-U" [12]; 4 – "Адамелло-СА1В" [13]; 5 – "Адамелло-Р1С" [13]; 6 – "Адамелло-РС20С" [13]; 7 – "Адамелло-СА1Е" [13]; 8 – "Хибины-1667" [14]; 9 – "Пайкс-Пик-7813А" [15]; 10 – "Пайкс-Пик-7813В" [15].

Поскольку процесс Si/Al-упорядочения очень медленный и структурное состояние максимального микроклина за геологическое время могло быть не достигнуто, параметры ячейки для него рассчитаны экстраполяцией:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,597	12,964	7,222	90,637	115,933	87,683	723,24
2	8,5903	12,9659	7,2224	90,65	115,96	87,65	722,62
3	8,582(5)	12,965(5)	7,222(5)	90,63(2)	115,94(2)	87,68(2)	722,0
4	8,592	12,962	7,222	90,62	115,95	87,67	722,6
5	8,592	12,963	7,222	90,62	115,95	87,67	722,65

1 – по Стюарту и Райту [16], 2 – по Смитту (Smith, 1974); 3 – по Фергусону [17]; 4 – по Кролю и Риббе [18]; 5 – по Кролю и Риббе [3].

Они использовались в качестве реперных значений при выводе корреляционных уравнений для диагностики.

Для некоторых образцов микроклина из разных месторождений:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,549	12,945	7,212	90,78	116,45	88,05	716,7
2	8,577	12,961	7,220	90,63	115,95	87,75	721,2
3	8,578	12,961	7,221	90,67	115,98	87,63	721,1
4	8,563	12,961	7,211	90,23	116,03	89,10	719,1
5	8,564	12,979	7,199	90,18	116,05	88,32	718,9

1 – Or_{100} [19]; 2 – микроклин Хьюго, Or_{96} [20]; 3 – микроклин из Блу-Маунтинз, Лейк-Каунти, шт. Орегон, США, $Or_{92,5}Ab_{7,2}An_{0,2}$ [21]; 4 – $Or_{88,2}Ab_{11,8}$ [19]; 5 – "Спенсер Е", $Or_{83,3}Ab_{14,9}An_{1,8}$ [16].

Уточнены кристаллические структуры микроклинов с различной морфологией и разной степенью Si/Al-упорядоченности: для нерешетчатого низкого микроклина из гранита Пеллотсало, Финляндия, "Пеллотсало" – $Or_{98}Ab_2An_0$ [9, 10, 22] (слабо развитая микроклиновая решетка в образцах из Пеллотсало все же наблюдалась [7]); для аутигенного гомогенного низкого микроклина из доломитизированных известняков формации "Понтискалк", Швейцарские Альпы, – $Or_{98}Ab_2An_0$ [11, 22]; для промежуточного микроклина из пегматита Кодарма, шт. Бихар, Индия, "Спенсер-U", – $Or_{87,6}Ab_{12}An_{0,4}$ (хим. ан. 1) [12, 22, 23]; для серии гомогенных низких и промежуточных микроклинов из массива Адамелло, Сев. Италия: "Адамелло-Р1С" – $Or_{90,0}Ab_{8,8}An_{0,5}Cn_{0,7}$, "Адамелло-СА1В" – $Or_{88,6}Ab_{9,9}An_{0,3}Cn_{1,2}$, "Адамелло-РС20С" – $Or_{85,5}Ab_{13,3}An_{0,9}Cn_{0,3}$ и "Адамелло-СА1Е" – $Or_{88,6}Ab_{9,9}An_{0,3}Cn_{1,2}$ [13]; для гомогенного низкого микроклина из пегматита "Эвдиалитовой перемычки" горы Кукисвумчорр, Хибины, Кольский п-ов, "Хибины-1667", – $Or_{95,9}Ab_{4,2}An_{0,05}Cn_{0,1}Rb-Fsp_{0,3}$ (хим. ан. 2) [14, 24] и для гомогенных низких ми-

кроклинов, нарастающих на амазонит, в пегматите Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США: "Пайкс-Пик-7813А" и "Пайкс-Пик-7813В" – $Or_{94,3}Ab_{5,2}An_{0,0}Rb-Fsp_{0,4}Cn_{0,1}$ (хим. ан. 4) [15].

Для кристаллической структуры максимально-упорядоченного микроклина из "Пайкс-Пик-7813В" [15] приведены следующие данные.

Расстояния (Si,Al)–O в кремнекислородных тетраэдрах (Å):

В тетраэдре T ₁ 0		В тетраэдре T ₁ m	
T ₁ 0–O _{A1}	1,744(3)	T ₁ m–O _{A1}	1,593(3)
T ₁ 0–O _{B0}	1,729(3)	T ₁ m–O _{Bm}	1,606(3)
T ₁ 0–O _{C0}	1,739(3)	T ₁ m–O _{Cm}	1,623(3)
T ₁ 0–O _{D0}	1,742(3)	T ₁ m–O _{Dm}	1,626(2)
Среднее	1,739(1)	Среднее	1,612(1)
В тетраэдре T ₂ 0		В тетраэдре T ₂ m	
T ₂ 0–O _{A2}	1,619(2)	T ₂ m–O _{A2}	1,639(3)
T ₂ 0–O _{B0}	1,586(3)	T ₂ m–O _{Bm}	1,629(3)
T ₂ 0–O _{Cm}	1,629(3)	T ₂ m–O _{C0}	1,598(3)
T ₂ 0–O _{Dm}	1,627(3)	T ₂ m–O _{D0}	1,588(3)
Среднее	1,615(1)	Среднее	1,614(1)

Расстояния между атомами кислорода в тетраэдрах:

В тетраэдре T ₁ 0		В тетраэдре T ₁ m	
O _{A1} –O _{B0}	2,756(4)	O _{A1} –O _{Bm}	2,585(4)
O _{A1} –O _{C0}	2,916(4)	O _{A1} –O _{Cm}	2,695(4)
O _{A1} –O _{D0}	2,773(4)	O _{A1} –O _{Dm}	2,589(4)
O _{B0} –O _{C0}	2,889(4)	O _{Bm} –O _{Cm}	2,633(4)
O _{B0} –O _{D0}	2,854(4)	O _{Bm} –O _{Dm}	2,662(4)
O _{C0} –O _{D0}	2,833(4)	O _{Cm} –O _{Dm}	2,626(4)
Среднее	2,837	Среднее	2,632
В тетраэдре T ₂ 0		В тетраэдре T ₂ m	
O _{A2} –O _{B0}	2,654(4)	O _{A2} –O _{Bm}	2,607(4)
O _{A2} –O _{Cm}	2,563(4)	O _{A2} –O _{C0}	2,565(4)
O _{A2} –O _{Dm}	2,615(4)	O _{A2} –O _{D0}	2,636(4)
O _{B0} –O _{Cm}	2,656(4)	O _{Bm} –O _{C0}	2,648(4)
O _{B0} –O _{Dm}	2,665(4)	O _{Bm} –O _{D0}	2,654(4)
O _{Cm} –O _{Dm}	2,660(4)	O _{C0} –O _{D0}	2,684(4)
Среднее	2,636	Среднее	2,632

Углы O–(Si,Al)–O в тетраэдрах (град.):

В тетраэдре T ₁ 0		В тетраэдре T ₁ m	
O _{A1} –T ₁ 0–O _{B0}	105,1(1)	O _{A1} –T ₁ m–O _{Bm}	107,8(1)
O _{A1} –T ₁ 0–O _{C0}	113,6(1)	O _{A1} –T ₁ m–O _{Cm}	113,8(1)
O _{A1} –T ₁ 0–O _{D0}	105,4(1)	O _{A1} –T ₁ m–O _{Dm}	107,1(1)
O _{B0} –T ₁ 0–O _{C0}	112,8(1)	O _{Bm} –T ₁ m–O _{Cm}	109,3(1)
O _{B0} –T ₁ 0–O _{D0}	110,6(1)	O _{Bm} –T ₁ m–O _{Dm}	111,0(1)
O _{C0} –T ₁ 0–O _{D0}	108,6(1)	O _{Cm} –T ₁ m–O _{Dm}	107,8(1)
Среднее	109,4	Среднее	109,5

В тетраэдре T ₂ O		В тетраэдре T ₂ m	
O _{A2} -T ₂ O-O _{B0}	111,8(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _{Bm}	105,8(1)
O _{A2} -T ₂ O-O _{Cm}	104,2(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _{C0}	104,8(1)
O _{A2} -T ₂ O-O _{Dm}	107,4(1)	O _{A2} -T ₂ m-O _{D0}	109,5(1)
O _{B0} -T ₂ O-O _{Cm}	111,4(1)	O _{Bm} -T ₂ m-O _{C0}	110,2(1)
O _{B0} -T ₂ O-O _{Dm}	112,1(1)	O _{Bm} -T ₂ m-O _{D0}	111,1(1)
O _{Cm} -T ₂ O-O _{Dm}	109,5(1)	O _{C0} -T ₂ m-O _{D0}	114,8(1)
Среднее	109,4	Среднее	109,4

Углы (Si,Al)-O-(Si,Al) в кремнекислородном каркасе (град.):

T ₁ O-O _{A1} -T ₁ m	144,2(2)	T ₁ O-O _{C0} -T ₂ m	130,9(2)
T ₂ O-O _{A2} -T ₂ m	138,6(2)	T ₁ m-O _{Cm} -T ₂ O	131,3(2)
T ₁ O-O _{B0} -T ₂ O	151,2(2)	T ₁ O-O _{D0} -T ₂ m	140,4(2)
T ₁ m-O _{Bm} -T ₂ m	155,5(2)	T ₁ m-O _{Dm} -T ₂ O	142,6(2)
		Среднее	141,8

Расстояния в полости щелочного атома:

K-O _{A2}	2,757(3)	K-O _{B0}	2,965(3)
K-O _{A1}	2,875(3)	K-O _{Bm}	3,124(3)
K-O _{A1}	2,878(3)	K-O _{C0}	2,909(3)
K-O _{D0}	2,904(3)	K-O _{Cm}	3,352(3)
K-O _{Dm}	2,991(3)	Среднее	2,973

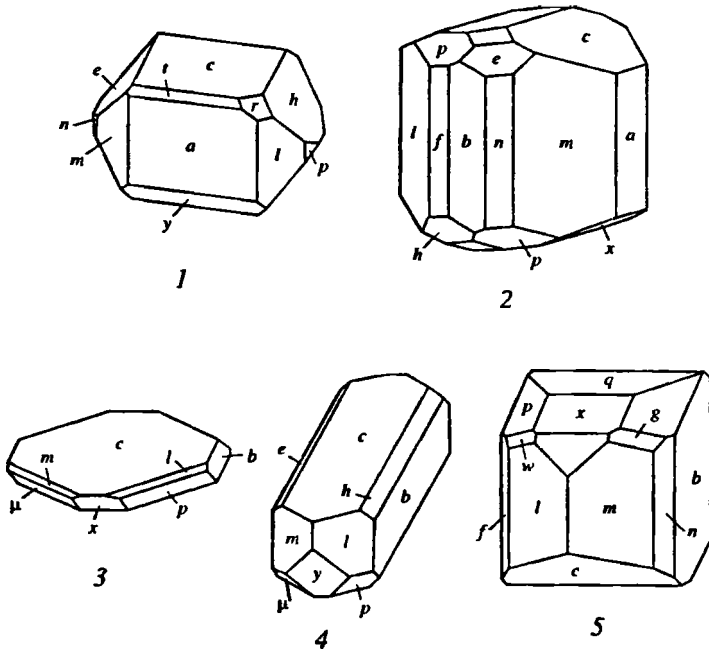
Координация атомов К равна 7 (остальные атомы кислорода удалены более чем на 3,00 Å). Атомы кислорода [AlO₄]-тетраэдров приближены к щелочному атому по сравнению с атомами кислорода [SiO₄]-тетраэдров, чьи отрицательные заряды уже насыщены соседними атомами Si⁴⁺ [11]. Эллипсоид анизотропии тепловых колебаний вытянут вдоль оси с.

Средние расстояния T-O (Å) и распределение Al по T-позициям (t) в долях от ΣAl = 1,00 (рассчитаны по уравнениям Смита, 1974*) для уточненных структур микроклинов:

	T ₁ O-O	T ₁ m-O	T ₂ O-O	T ₂ m-O	t ₁ O	t ₁ m	t ₂ O	t ₂ m	ΣAl _T
1	1,694	1,642	1,618	1,616	0,630	0,235	0,045	0,030	0,945
2	1,694	1,643	1,620	1,619	0,645	0,240	0,065	0,055	1,005
3	1,701	1,631	1,620	1,619	0,680	0,150	0,065	0,055	0,95
4	1,717	1,630	1,615	1,615	0,800	0,140	0,025	0,025	0,99
5	1,731	1,618	1,616	1,616	0,900	0,050	0,030	0,030	1,01
6	1,734	1,615	1,613	1,615	0,921	0,023	0,008	0,023	0,975
7	1,735	1,613	1,619	1,609	0,930	0,010	0,055	0,025	1,02
8	1,737	1,615	1,612	1,614	0,942	0,023	0,000	0,016	0,981
9	1,739	1,612	1,615	1,614	0,957	0,000	0,023	0,016	0,996
10	1,741	1,614	1,611	1,612	0,970	0,015	0,000	0,000	0,985

* Методом Риббе [25] получаются несколько отличные цифры заселения, с большей концентрацией Al в T₁O.

1 - "Спенсер-U" [12]; 2 - "Адамелло-СА1В" [13]; 3 - "Адамелло-Р1С" [13]; 4 - "Адамелло-РС20С" [13]; 5 - "Адамелло-СА1Е" [13]; 6 - "Хибины-1667" [14,24]; 7 - "Понтискалк" [11]; 8 - "Пайкс-Пик-7813А" [15]; 9 - "Пайкс-Пик-7813В" [15]; 10 - "Пеллотсало" [10].



Фиг. 55. Кристаллы микроклина (Гольдшмидт, 1916)

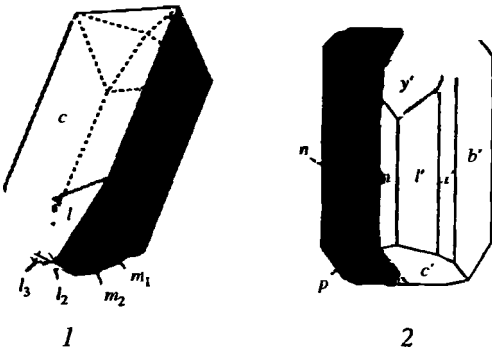
1, 2 – Тунаберг, Швеция; 3 – Гиллинж, Швеция; 4 – Анкарс-Хаммар, Швеция; 5 – Мальбергет, Швеция (все по Флинку, 1914)

Пинакоидальный вид симметрии. В силу незначительного отклонения углов α и γ от 90° кристаллы аналогичны кристаллам санидина и ортоклаза (фиг. 55, 56). Решетчатые микроклины вообще от них не отличаются, так как имеют псевдомоноклинную морфологию. Подтверждение триклинной симметрии кристаллов детальными гониометрическими измерениями имеет важное генетическое значение, так как указывает на непосредственную кристаллизацию микроклина при низкой температуре в поле его устойчивости. Один из немногих микроклинов с триклинной морфологией описан Бёггильдом [1, 26] из Ивигтута, Гренландия, в виде мелких кристаллов, нарастающих на решетчатый микроклин. Триклинной морфологией также обладают аутигенные микроклины, часто обнаруживающие секториальный рост в виде четвериков [27].

Плоскостью срастания периклиновых двойников является ромбическое сечение, которое в микроклине близко к (100) (в отличие от альбита, в котором оно близко к (001)) [28].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) менее совершенная, под углом, до $20'$ отличающимся от прямого. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,54–2,57. Цв. белый, серый, желтый, кремовый, коричневый, красный, зеленый, голубой (см. “Амазонит”), черный. Прозрачен до просвечивающего. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на плоскости спайности (001) иногда перламутровый.

В спектрах фотолюминесценции, возбужденных ртутно-кварцевой лампой ДРШ-120 со светофильтром УФС-2 (полоса пропускания 200–400 нм), наблюдались узкие полосы фиолетовой ФЛ с максимумами излучения $\lambda_{\max} = 285$ нм, обусловленная люминогеном Tl^+ , и $\lambda_{\max} = 395$ нм, связанная с люминогеном Eu^{2+} , замещающими калий, а также широкая



Фиг. 56. Двойники микроклина (Гольдшмидт, 1916)

1 - Иксё Купферг, Швеция; 2 - Скагласа, Швеция (все по Флинку, (1914))

полоса излучения в красной области при 700–760 нм, обусловленная центром Fe^{3+} , замещающим Si и Al в тетраэдрах [29]. В микроклинах из мусковитовых пегматитов Бирюсы и Мамы (Вост. Сибирь), Хета-Ламбины (Сев. Карелия), возбужденных источником с $\lambda_{\text{max}} = 395$ нм, наблюдалась фиолетовая ФЛ с полосой Eu^{2+} ($\lambda_{\text{max}} = 337$ нм) [30]. Влияние отжига на термолюминесценцию облученных микроклинов из пегматитов Приазовья исследовано в [31].

В спектрах рентгенолюминесценции наблюдались полосы с максимумами при 390 и 470 нм, обусловленные экситонными центрами $\text{O}^*(\text{Si})$ и $\text{O}^*(\text{Al})$, а также полоса с $\lambda_{\text{max}}^{\text{em}} = 285$ нм, обусловленная центром Ti^+ в позиции K^+ , полоса Fe^{3+} (700–760 нм) в позиции (Si, Al) и Pb^+ в позиции K^+ [29]. Эти центры наблюдались в спектрах рентгенолюминесценции микроклинов из редкометалльных пегматитов Вишняковского м-ния (Вост. Сибирь) и Калбы (Казахстан), но центр Fe^{3+} не был зафиксирован в микроклине из мусковитового пегматита Хета-Ламбины (Сев. Карелия) [32]. Люминесцентным свойствам микроклинов посвящены работы [33–35] и др. (см. также “Полевые шпаты” и “Калиевый полевой шпат”).

ИК-спектр поглощения микроклина детально исследован Хафнером и Лавесом [8, 36]. Характеристическими полосами поглощения микроклина являются выделенные ими полосы А в области 15,4–15,8 мкм ($633\text{--}649\text{ см}^{-1}$) и В в области 18,1–18,7 мкм ($535\text{--}552\text{ см}^{-1}$). Для максимального микроклина, согласно [37]: А = 15,49–15,54 мкм ($643,5\text{--}645,5\text{ см}^{-1}$), В = 18,61–18,65 мкм ($536\text{--}537\text{ см}^{-1}$); согласно [38]: А = 15,43–15,47 мкм ($646\text{--}648\text{ см}^{-1}$), В = 18,59–18,72 мкм ($534\text{--}538\text{ см}^{-1}$); по данным [39]: А = 15,43–15,48 мкм ($646\text{--}648\text{ см}^{-1}$), В = 18,575–18,585 мкм ($538,1\text{--}538,4\text{ см}^{-1}$). Согласно [38] и [40], полоса В обусловлена взаимодействием деформационных колебаний O-Si-O с валентными колебаниями K-O . Поскольку положение максимумов полос А и В варьирует в зависимости от условий съемки, Кузнецовой [41] предложено использовать расстояние между ними, обозначаемое ею как $\Delta\nu = \nu_2 - \nu_1$, равное в максимальном микроклине 110 см^{-1} .

ИК-спектры поглощения микроклинов изучались также в дальней инфракрасной области 25–333 мкм ($30\text{--}400\text{ см}^{-1}$) [42] и 50–1000 мкм ($10\text{--}200\text{ см}^{-1}$) – в амазоните и К-замещенном микроклине при 110–300 К [43].

Ииши с соавт. [40, 44], исследовавшие ИК-спектр микроклина в ближней ($400\text{--}1200\text{ см}^{-1}$) и дальней ($400\text{--}100\text{ см}^{-1}$) инфракрасных областях при комнатной температуре, на основе анализа силового поля Юри-Брэдди, дают следующую его интерпретацию:

ω (см^{-1})	γ^*	Описание	ω (см^{-1})	γ^*	Описание
96	-0,91	K-O растяжение	467	0,34	Взаимодействие
113	4,27	K-O растяжение	537	0,45	O-Si-O изгиба
137	3,06	K-O растяжение			и K-O растяжения

ω (см ⁻¹)	γ^*	Описание	ω (см ⁻¹)	γ^*	Описание
146	3,96	K—O растяжение	580	0,40	O—Si(Al)—O изгиб
157	0,86	K—O растяжение	607	0,48	O—Si(Al)—O изгиб
223	—	—	648	0,51	O—Si(Al)—O изгиб
232	—	Si—O—Al деформация или скручивание	716	—	Si—Al(Si) растяжение
280	—	Si—O—Al деформация или скручивание	728	1,74	Si—Al(Si) растяжение
302	—	—	769	0,51	Si—Si растяжение
329	0,43	Si—O—Si(Al) деформация или скручивание	778	0,09	Si—Si растяжение
344	-0,92	Si—O—Si(Al) деформация или скручивание	1007	0,75	Si(Al)—O растяжение
373	—	—	1017	1,14	Si(Al)—O растяжение
386	1,16	—	1054	1,02	Si(Al)—O растяжение
405	—	Si—O—Si деформация	1073	1,02	—
418	-0,30	—	1091	—	Si—O растяжение
432	—	Si—O—Si деформация	1118	0,99	Si—O растяжение
446	1,82	Si—O—Si деформация	1138	1,13	Si—O растяжение

*Параметр Грюнейзена, $\gamma = [d \ln \omega / d \ln V]$.

Следовательно, в области 96–157 см⁻¹ проявляются валентные колебания $\nu(\text{K—O})$, в области 232–446 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{Si—O—Al})$, $\delta(\text{Si—O—Si(Al)})$ и $\delta(\text{Si—O—Si})$, в области 467–537 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{O—Si—O})$ во взаимодействии с валентными колебаниями $\nu(\text{K—O})$, в области 580–648 см⁻¹ – деформационные колебания $\delta(\text{O—Si(Al)—O})$, в области 716–1138 см⁻¹ – валентные колебания $\nu(\text{Si—Al(Si)})$, $\nu(\text{Si—Si})$, $\nu(\text{Si(Al)—O})$ и $\nu(\text{Si—O})$.

Ииши с соавт. [44] исследовались также ИК-спектры поглощения и ИК-спектры отражения микроклина по методу монокристалла в пластинках $\parallel (001)$ с электрическим вектором вдоль оси b и $\parallel (010)$ с электрическим вектором вдоль осей a и c .

В неполяризованном рамановском спектре порошка микроклина в области 0–1250 см⁻¹ наблюдались четкие полосы 108, 128, 148, 179, 200, 225, 266, 286, 332, 373, 400, 413, 454, 476, 514 (наиболее интенсивная), 651, 749, 814, 995, 1099, 1124 и 1138 см⁻¹ [45].

Исследования ядерного магнитного резонанса (MNR) для ²³Na и ²⁷Al в максимальном ($\alpha^* = 90^\circ 25'$, $\gamma^* = 92^\circ 15'$) микроклине из Кристал-Пик (шт. Колорадо, США) с альбит-периклиновым “решетчатым” двойникованием (10–20% пертитового альбита) показали наложение хорошо разрешенных спектров ²⁷Al, состоящих из центрального интенсивного и четырех сателлитовых слабых отражений, в двух симметричных (010) положениях от двойников и слабого пика ²³Na от альбитовых вростков. После отжига при 1323 К (1050 °С) в течение 17 сут микроклин перешел в санидин ($\alpha^* = \gamma^* = 90^\circ$) с $2V = 44\text{--}48^\circ$ (в пл. $\parallel (010)$), после чего в его спектре осталось только одно положение ²⁷Al (исчезло двойникование) с плохо разрешенными сателлитовыми пиками, что указывает на изменение электрического окружения ядер Al в силовом поле [46]. Методом ЯМР ²⁷Al исследована серия решетчатых максимальных микроклинов (крипто- и микропертитов с 14–33% Na-фазы) с

различной степенью уравновешенности альбит-периклинового двойникования, детально изученных рентгеновскими и оптическими методами. В монокристаллах $0,8 \times 0,8 \times 1,0$ см, одинаково ориентированных с осью a [100] перпендикулярно магнитному полю H_0 и $\perp(010)$ под углом $70 \pm 5^\circ$ к нему, удалось наблюдать четыре тонкие линии ^{27}Al (раздельно и в крайнем положении) – по две от каждого двойника в обеих фазах пертита, соотношение интенсивностей которых по отношению к образцу, взятому в качестве эталона, характеризует уравновешенность двойникования и полноту структурного упорядочения [47]. Методом ЯМР под магическим углом вращения образца (MASS-NMR) в микроклине устанавливаются три пика ^{29}Si , соответствующие позициям T_{1m} , T_{20} и T_{2m} [48].

Физ.-хим. конст. Молярный объем $108,69 \pm 0,20$ см³ [2, 4, 7].

По данным Бермана [49], для микроклина при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) свободная энергия образования Гиббса из химических элементов $\Delta_f G^{P,T} = -3745,415$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -3970,791$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 214,145$ кДж · град. К⁻¹/моль и молярный объем $V^{P,T} = 10,869$ Дж/бар. Отличие термодинамических данных [49] от данных [50] обусловлено тем, что они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов. Теплоемкость c_p (Дж/моль · град) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0,5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 381,37$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -19,410$; $k_2 \cdot 10^{-5} = -120,373$; $k_3 \cdot 10^{-7} = 183,643$ в интервале $250\text{--}370^\circ$ [51] и $339\text{--}997^\circ$ [52]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V^{P,T} / V^{P_r,T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6$ бар⁻¹ = $-1,805$; $V_2 \cdot 10^{12}$ бар⁻² = $5,112$ при максимальном давлении до 39 кбар [53]; $V_3 \cdot 10^6$ град. К⁻¹ = $15,145$; $V_4 \cdot 10^{10}$ град. К⁻² = $54,850$ при максимальной температуре до 1000° [54] – все по данным Бермана [49].

Энтальпия образования из элементов для микроклина по [55]: $-3974,6$ кДж/моль.

Энтальпия образования из элементов для микроклина по [56]: $-3975,05$ кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях молярные термодинамические свойства для микроклина: свободная энергия образования Гиббса $\Delta_f G = -3975,05$ кДж/моль, энтропия $S = 216,00$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,892$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,4488$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,0075$ кДж · град. К⁻², $c = 1007,3$ кДж · град. К, $d = -3,9733$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $\alpha = 3,35$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 574$ кбар.

Микр. В шл. прозрачный, бесцветный. Двуосный (–). В максимальном микроклине пл. опт. осей наклонена, почти $\perp(010)$, $\angle aNp = 18^\circ$, $\angle bNg = 18^\circ$, $\angle cNm = 18^\circ$. $n_g = 1,526$, $n_m = 1,524$, $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,006$; $2V = 83,5^\circ$; дисперсия опт. осей слабая, $r > v$. Углы погасания: Ng с $\perp(010) = 18^\circ$, Nm с $\perp(001) = 12^\circ$. Углы погасания: на (001) = 0° , на (010) = $5,3^\circ$ [57]. В низких, промежуточных и высоких микроклинах оптическая ориентировка приближается к ориентировке низкого санидина (ортоклаза), а угол опт. осей уменьшается до 50° . Угол $2V$ явля-

ется структурно-чувствительной константой, отражающей степень Si/Al-упорядоченности К-п.ш. (см. "Калиевый полевой шпат").

Для аутигенного микроклина "Понтискалк": $n_g = 1,525$, $n_m = 1,522$, $n_p = 1,518$; $2V_{Np} = 78-82^\circ$ [58].

Хим. Теор. состав $KAlSi_3O_8$: $K_2O - 16,92$; $Al_2O_3 - 18,32$; $SiO_2 - 64,76$. Мо-лек. вес 278,35.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	1,48	0,45	0,49	0,58 ^{3*}	0,98	0,82	0,82	0,87
K ₂ O	14,32	15,54	16,07	15,86	15,36	15,37	15,09	14,32
Rb ₂ O	—	0,110	—	0,14	0,05	—	—	—
MgO	Сл.	0,08	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
CaO	0,28	0,008	0,17	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00
SrO	—	0,000	—	0,00	0,02	—	—	—
BaO	—	0,04	—	0,04	0,11	0,99	0,84	0,80
FeO	—	—	—	—	—	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,11	0,46	0,14	0,03 ^{4*}	0,07	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,50	18,24	18,55	18,58	18,63	19,20	19,02	19,26
SiO ₂	64,38	64,13	64,46	65,12	64,94	63,52	64,85	62,80
H ₂ O [±]	0,28*	0,55	0,06	—	0,27	—	—	—
Сумма	100,35	99,63	99,94	100,32	100,45	99,93	100,95	99,64
Or (мол.%)	85,2	95,9	94,8	94,3 ^{3*}	90,7	92,4	92,3	91,6
Ab	13,4	4,2	4,4	5,2	8,8	7,5	7,6	8,4
An	1,4	0,05	0,8	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
Cn	—	0,1	—	0,1	0,2	—	—	—
Sr-Fsp	—	0,0	—	0,0	0,1	—	—	—
Rb-Fsp	—	0,3	—	0,4	0,2	—	—	—
Fe-Fsp	—	1,5	—	—	—	—	—	—
Уд. в.	2,5692	2,56	—	—	—	—	—	—
n_g	1,5255	—	—	—	—	—	—	—
n_m	1,5232	—	—	—	—	—	—	—
n_p	1,5195	—	—	—	—	—	—	—
2V	76,2	81	—	—	—	—	—	—
a_0	8,578 ^{2*}	8,590	—	8,5759	8,5747	—	—	—
b_0	12,957	12,962	—	12,9663	12,9601	—	—	—
c_0	7,213	7,220	—	7,2220	7,2202	—	—	—
α	90,25	90,50	—	90,653	90,643	—	—	—
β	116,03	115,95	—	115,934	115,977	—	—	—
γ	89,22	87,83	—	87,654	87,660	—	—	—
t_{10}	0,630 ^{2*}	0,921	—	0,973 ^{5*}	0,997	—	—	—
t_{1m}	0,235	0,023	—	0,000	0,002	—	—	—
t_{20}	0,045	0,008	—	0,015	0,000	—	—	—
t_{2m}	0,030	0,023	—	0,015	0,000	—	—	—

* H₂O[±] — п.п.п.

^{2*} По [12].

^{3*} Высокое содержание Na обусловлено примесью альбита; рентгеновские данные указывают на существенно более калиевый состав.

^{4*} Примесь Fe связана с пленками гидроксидов железа.

^{5*} Определено по методу [25].

1 — из слюдяного пегматита Кодарма, шт. Бихар, Индия, "Спенсер-U", анал. Спенсер [57] (оригинал структурного уточнения) [12, 22, 23]; 2 — из пегматита в рисчорритах "Эвдиалитовой перемышки", гора Кукисвумчорр, Хибины, анал. Некрасова (оригинал структурного уточнения) [14, 24]; 3 — из пегматита в гренаите, Норра-Кёрр, Швеция, анал. Скун [59]; 4 — микроклин, нарастающий на амазонит, из "пакета Рэй-Зиглер" в пегматите массива Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США (оригинал структурного уточнения) [15]; 5 — низкий микроклин из пегматита, Бедфорд-Каунти, шт. Виргиния, США [60]; 6–8 — микроклин из гранодиорита Портмен-Лейк, Сев.-Зап. Территория Канады [61]; 6 — белый микроклин, кроме того в сумму входит PbO — 0,02, 7 — зеленый амазонит, кроме того в сумму входит PbO — 0,30, 8 — изумрудно-зеленый амазонит, кроме того в сумму входит PbO — 1,59.

Диагн. исп. Кислоты, кроме HF, не действуют. П.п.тр. оплавляется в тонких краях.

Диагност. Кролем с соавт. [62] для определения состава триклинных полевых шпатов предложено уравнение

$$n_{Or} = -1209,142 + 5,28104V - 7,70522 \cdot 10^{-3}V^2 + 3,75650 \cdot 10^{-6}V^3,$$

где n_{Or} – мольная доля Or, V – объем ячейки (Å^3). Стандартная ошибка определения $\sigma = 0,004n_{Or}$.

Согласно Кролю и Риббе [3], определение содержания Al(t_i) в индивидуальном [(Si,Al) O_4]-тетраэдре (T_i) следует проводить на основании анализа надежных структурных данных по уравнению

$$t_i = 0,25 (1 + n_{An}) + (\langle T_i-O \rangle - \langle\langle T-O \rangle\rangle) / \text{const},$$

где t_i – число атомов Al в T_i -тетраэдре, деленное на число тетраэдров, n_{An} – мольная доля анортитового компонента, $\langle T_i-O \rangle$ – среднее значение из четырех расстояний (Si,Al)-O в T_i -тетраэдре, $\langle\langle T-O \rangle\rangle$ – общее среднее значение для всех неэквивалентных T-O-расстояний в ячейке (8 – в моноклинной, 16 – в триклинной), const – общее значение ($\langle\langle Al-O \rangle\rangle - \langle\langle Si-O \rangle\rangle$), равное 0,125 Å для К-п.ш. или 0,130 Å для Na-п.ш. При этом предполагается, что в максимальном (низком) микроклине, так же как в низком альбите, $t_{10} = 1,00$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$. Данная зависимость лежит в основе всех корреляций, предложенных Кролем и Риббе для диагностики щелочных полевых шпатов, в отличие от Стюарта и Райта [16], которые за крайние значения “полевошпатового ромба” принимали максимальные (известные в то время) различия в параметрах.

Согласно Кролю и Риббе [3], в максимальном микроклине: $2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,992^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(400) = 47,049^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(060) = 41,813^\circ$, $2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,522^\circ$, $\Delta 2\theta_{CuK\alpha_1}(130 - \bar{1}30) = -0,815^\circ$, $\Delta 2\theta_{CuK\alpha_1}(131 - \bar{1}31) = -0,807^\circ$; $\text{tr}[110] \equiv 1/2(a^2 + b^2 + 2abc\cos\gamma)^{1/2} = 7,9202 \text{ Å}$, $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] \equiv 1/2(a^2 + b^2 - 2abc\cos\gamma)^{1/2} = 7,6290 \text{ Å}$, $\Delta \text{tr} = 0,2912$.

В триклинных К-п.ш. $\Sigma t_i \equiv (t_{10} + t_{1m})$ и $\Delta t_i \equiv (t_{10} - t_{1m})$, откуда: $t_{10} = (\Sigma t_i + \Delta t_i)/2$, $t_{1m} = (\Sigma t_i - \Delta t_i)/2$, $t_{20} = t_{2m} = (1 - \Sigma t_i)/2$. Для определения содержания Al в T-позициях предлагаются следующие уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{CuK\alpha_1}(060) - 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)$, а также $\alpha^* - \gamma^*$:

$$\Sigma t_i \equiv (t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 21,5398 + 53,8405c^*}{2,1567 - 15,8583c^*}$$

или

$$\Sigma t_i = \frac{2\theta_{CuK\alpha_1}(060) + 8,3063 - 0,96459 \cdot 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)}{-6,5616 + 0,15724 \cdot 2\theta_{CuK\alpha_1}(\bar{2}04)}.$$

Эти уравнения лучше, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки $b-c$:

$$\Sigma t_i \equiv (t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 1,6757 - 1,61388c}{-8,9210 + 1,18443c},$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\gamma^* - 44,778 - 0,50246\alpha^*}{6,646 - 0,05061\alpha^*}.$$

Переход к обратным параметрам может быть осуществлен по известным формулам кристаллографии: $c^* = ab \sin \gamma / V$; $\cos \alpha^* = (\cos \beta \cos \gamma - \cos \alpha) / \sin \beta \sin \gamma$; $\cos \gamma^* = (\cos \alpha \cos \beta - \cos \gamma) / \sin \alpha \sin \beta$. График $\alpha^* - \gamma^*$ использовался еще [63] и в виде последнего уравнения эта зависимость оформлена в [64].

Для микроклинов можно использовать уравнение регрессии с $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) \equiv 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{1}\bar{3}0)$ (структурно-чувствительный параметр) и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)$ (параметр, чувствительный к изменению состава) [3]:

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130)}{-2,700 + 0,08986 \cdot 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}.$$

Поскольку эффект Si/Al-упорядочения/разупорядочения может быть прослежен по содержанию Al в тетраэдрах T_{10} и T_{1m} , он сказывается на величине векторов $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_{10} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ и $T_{1m} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ [65–67]. Уравнения регрессии для микроклинов:

$$t_{10} = \frac{\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] - 5,6954 - 3,0406 \cdot 10^{-3} V}{-0,67815 + 5,7439 \cdot 10^{-4} V},$$

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta(\text{tr}[110] - \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0])}{0,6457 - 0,4902 \cdot 10^{-3} V}.$$

Повед. при нагрев. При нагревании микроклина увеличиваются параметр b и углы β и γ ячейки, уменьшаются параметр c и угол α , тогда как параметр a и объем ячейки остаются постоянными [60]. Происходит Si/Al-разупорядочение в его структуре, и он переходит в санидин. Обратный процесс: переход санидина в микроклин $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ имеет место в природе, но идет с очень малой скоростью, из-за чего практически не может быть воспроизведен экспериментально.

Согласно Гольдсмиту и Лавесу [4] этот переход происходит при 525° , по Сендерову и Яськину [68] – при 550° (в щелочных растворах), по Мартину [69] и Зырянову [70] – при 375° .

Экспериментально показано [71, 72], что при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10^8$ Па степень упорядоченности санидина постепенно падает с понижением температуры, и при 500° санидин с $2t_1 \sim 0,75$ переходит в микроклин по типу переходов первого рода. Однако Ховис [73] рассчитал из энтальпии растворения, что равновесный переход санидина в микроклин должен быть при $451 \pm 47^\circ$ для моноклинного К-п.ш. с $2t_1 > 0,8$, т.е. низкий санидин с $2t_1 \sim 0,75$ может быть метастабильным.

Блази с соавт. [60], проводя сухой отжиг микроклина при $1050 \pm 5^\circ$, показали, что он полностью переходит в санидин ($2t_1 = 0,514 - 0,476$) за 60–150 сут, но еще частично сохраняется в опытах в течение 50 сут. При этом переход идет как одноступенчатый. Отсюда делается вывод, что двухступенчатый

переход санидина в микроклин, имеющий место в природе, по-видимому, является неравновесным и образующийся при этом ортоклаз является метастабильным, что возможно благодаря его тонкой структуре двойникования.

К аналогичным выводам пришли Бычков с соавт. [74], проводившие опыты при 250–500° и $P_{H_2O} = 10^8$ Па, согласно которым ортоклаз с $2t_1 \sim 0,75$ является нестабильным: ниже 425° он переходит в микроклин, а выше 475° перекристаллизовывается в санидин.

Находж. Микроклин образуется несколькими способами: 1) непосредственно кристаллизуется из остаточных расплавов или растворов (а также возникает в результате перекристаллизации или метасоматического замещения) в поле своей стабильности, т.е. ниже $500 \pm 50^\circ$, в виде самостоятельных выделений (гомогенный микроклин); 2) возникает в результате твердофазовых посткристаллизационных превращений ранее образованного моноклинного К-п.ш. – санидина, высокого ортоклаза, при снижении температуры (решетчатый микроклин, калиевая фаза микроклин-пертитов).

Максимально упорядоченный гомогенный микроклин является минералогической редкостью. Пленки толщиной 2–3 мм бледно-желтого микроклина, нарастающие на кристаллах амазонита, установлены в ассоциации с дымчатым кварцем, альбитом, колумбитом и флюоритом в так называемом “пакете Рэй Зиглер”, в 2,6 км севернее Кристал-Пик в батолите Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США; их образование связано с деятельностью надкритических флюидных растворов [15, 75].

Микроклины кристаллизуются в магматических породах, в пегматитах, в метасоматитах (микроклиниты), в ходе регионального метаморфизма.

Аутигенный микроклин установлен в неогеновых, меловых и юрских известняках Парижского бассейна и других французских месторождений [76–78] в виде кристаллов или параллельных их сростков ($\sim 0,05$ мм), нередко обрастающих обломки каолинизированного детритового К-п.ш., что указывает на рост в процессе седиментации на дне моря. При этом известняки озерного происхождения не содержали полевого шпата. Гранджин [76–78] описал также микроскопические кристаллы микроклина, сдвойникованные по карлсбадскому закону, в зоне *Fusulina cylindrica* карбонатных известняков Мячковского горизонта под Москвой, что отмечалось как первый случай обнаружения аутигенного полевого шпата в палеозойских породах. Очень чистый ($Na_2O \sim 0,2\%$) максимальный микроклин из доломитов формации Понтискалк, Швейцарские Альпы, был выбран для структурного уточнения [11, 58].

В калиевых щелочных породах вулcano-плутонических комплексов микроклин установлен в наложенных парагенезисах с экерманитом в щелочных сиенитах Инаглинского и Якокутского комплексов [79].

В результате детального изучения К-п.ш. в гранитоидах массивов Аар и Готтард, Центр. Швейцарские Альпы (параметры ячейки, $2V$, ИК-спектрокопия), в районе альпийского метаморфизма была установлена микроклин/санидиновая изографа (450°), к северу от которой развит низкий микроклин с четким решетчатым двойникованием (1–4 мол.% *Ab*, $t_10 = 1,0$, $2V = 75-88^\circ$), а к югу – высокий микроклин (2,5–6,5 мол.% *Ab*, $t_10 = 0,0-0,4$, $2V = 53-75^\circ$). Предполагается, что высокий микроклин представляет собой параморфозу по альпийскому санидину. Изографа прослеживается на 140 км и хорошо согласуется с проявлением позднего альпийского метаморфизма [80, 81]. Аналогичные соотношения установлены в докембрийских породах

высокой степени метаморфизма в Центр. Австралии [82], где микроклин распространен в гнейсах амфиболитовой фации, а ортоклаз – в породах гранулитовой и переходной к амфиболитовой фаций, переход между которыми соответствует $\sim 560^\circ$.

В гранитоидах Мэггиси-Лейк пояса Уибигон, пров. Онтарио, Канада, чисто калиевый ($N_{Or} = 0,955-0,984$) максимальный микроклин ($t_0 = 0,959-1,013$), ассоциирующий со слегка разупорядоченным альбитом An_2 , является метастабильным и образуется при метасоматическом преобразовании гнейсов и метабазитов, окружающих центральный шток гранодиорита, в кварцевый монзонит под влиянием отщепленных от гранодиорита флюидов в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма [83].

В огромном большинстве магматических пород и пегматитов, судя по химическим анализам, микроклины обогащены натрием, однако эти данные относятся к суммарному составу микроклин-пертита; как правило, К-фаза этих пертитов, по рентгеновским данным, является чисто калиевым максимальным микроклином, гомогенным или с решетчатым двойникованием.

Измен. При выветривании микроклин является относительно более устойчивым минералом, чем плагиоклазы, и замещается каолинитом без образования каких-либо промежуточных фаз [84–86]. С помощью электронно-микроскопического метода вакуумного декорирования показано, что он нарастает эпитаксически. Например, на плоскости (001) микроклина кристаллиты каолинита ориентированы так, что их ось b совпадает с одним из главных направлений в полевом шпате – [100], [010], [110], [$\bar{1}\bar{1}0$], [310] или [$\bar{3}\bar{1}0$]. Первоначально кристаллиты каолинита имеют ромбовидную форму, ограниченную ребрами [110] и [$\bar{1}\bar{1}0$], что указывает на преимущественный их рост в направлении [010]. Затем образуются частицы обычного псевдогексагонального облика. Однако на границе между микроклином и каолинитом был установлен промежуточный слой неясного происхождения, по видимому, со структурой, промежуточной между микроклином и каолинитом [85].

Согласно [87], на ранней стадии выветривания микроклина из щелочного магматического комплекса Илха-Бела (Ilha Bela), Южн. Бразилия, на его поверхности методом высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии (TEM-EDAX) обнаружена не фиксируемая при рентгеновском изучении фаза примитивного слоистого силиката (200–250 Å) с меньшим содержанием Si, Al и K; ее электронограмма дает диффузные кольца, свидетельствующие о низкой степени кристалличности или беспорядочной ориентации. Дальнейшее изменение приводит к образованию трубчатого метгаллуазита и гиббсита.

Разнов. Солнечный камень – sunstone. Назван из-за “солнечного” внутреннего сияния, искристо-золотистого отлива, яркого свечения точечными бликами в оранжево-красных, ярко-желтых или малиновых тонах, вызванного отражением света от микроскопических ориентированных чешуек гематита или гётита в К- или К,Na-п.ш. (обычно микроклин-пертите) – разновидность авантюринового или красного “облачного” полевого шпата, красный отлив которых обусловлен отражением света от субмикроскопических включений. Полудрагоценный камень.

Синонимы: *авантюриновый шпат* – aventurine; *красный облачный полевой шпат* – red-clouded feldspar (Андерсен, 1915) [88] (не путать с настоящим

авантюрином, который представляет собой золотистый кварц (или кварцит) с аналогичными включениями чешуек гематита, гетита или слюды [89]; *зе-леолит*, *астраханит* (старое название у немецких ювелиров) [90]. Свойствами солнечного камня обладают также авантюриновые альбиты, олигоклазы и некоторые лабрадоры [88].

Образует кристаллы, пластинчатые массы. Во всех случаях солнечный камень оказывался микроклином.

Окраска обусловлена игрой отраженного света от закономерно ориентированных включений гематита или гетита шестиугольной, треугольной, ромбовидной или неправильной формы. В зависимости от размера и ориентировки чешуек отраженный свет может быть не только желто-красным, но и бурым, серым и даже черным (Smith, Brown, 1988).

Химические анализы ничем примечательным не отличаются. Для солнечного камня (розового микроклина) из копи Пилипенко, Слюдянка, Прибайкалье, анал. Свержинская [91]: $\text{Na}_2\text{O} - 2,62$; $\text{K}_2\text{O} - 11,61$; $\text{MgO} - 0,20$; $\text{CaO} - 0,35$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,27$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,73$; $\text{SiO}_2 - 65,30$; $\text{H}_2\text{O}^\pm - 0,05$; п.п.п. - 0,08; сумма - 100,21. *Or* (мол.%) - 75, *Ab* - 25.

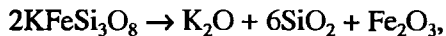
Наиболее крупные месторождения солнечного камня известны в пров. Квебек и Онтарио, Канада [92]. В России солнечные камни описаны из плагиоклаз-микроклиновых пегматитовых жил с кварцем и биотитом, залегающих среди змеевиков Няшевского массива, Средний Урал, вблизи их контакта с гранито-гнейсами, в районе ст. Миасс к сев.-вост. от Ильменского щелочного интрузива. Авантюрин наблюдался в блоковой и субграфической зонах пегматита в виде просвечивающих и непрозрачных кристаллов микроклина и микроклин-пертита, содержащих пластинки гематита (иризирующие участки до $7 \times 10 \text{ см}^2$), вместе с лунным камнем (отдельные мелкие участки) в ассоциации с мусковитом, апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом и бетафитом [92].

В микроклиновой жиле копи Пилипенко на Слюдянском флогопитовом м-нии, расположенном в пределах пояса редкоземельных гранитных пегматитов Прибайкалья, солнечный камень образует участки в розовом микроклин-пертите (см. хим. ан.) в блоковой зоне пегматита в ассоциации с кварцем, титанитом, биотитом, роговой обманкой, магнетитом, ортитом, а также цирконом, торитом, монацитом и фергусонитом [91].

Значительные скопления солнечного камня (микроклин) были найдены в дер. Уточкино, вниз по р. Селенга от Улан-Удэ, Забайкалье (Бурятия), в пегматитовых жилах, секущих сильно сдавленные гранито-гнейсы и амфиболиты, в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, альбитом, биотитом, роговой обманкой, мусковитом, гранатом, скаполитом, ортитом, сфеном, апатитом, магнетитом, флюоритом. Солнечный камень приурочен к приконтактовому пегматиту с роговой обманкой и сфеном [90, 93].

Относительно образования солнечного камня существуют три гипотезы: 1) одновременная кристаллизация полевого шпата и гематита [94]; 2) фазовый распад в твердом состоянии (Johnson, 1911), по [88]; 3) позднее проникновение Fe в полевой шпат [95].

Первая гипотеза отвергнута Андерсеном [88], так как плоскости срастания полевого шпата с гематитом (112) и (150) не соответствуют обычным их ростовым граням. Фазовый распад может идти по простейшей реакции:



но при этом необходимо выяснить, куда уходят щелочные металлы и кремнезем, оценить фугитивность кислорода, роль воды, температуру и давление и характер сосуществующих Fe-содержащих минералов. Поскольку замещение Al на Fe³⁺ уменьшается с падением температуры, фазовый распад должен инициироваться при охлаждении. Розенквистом [95] с помощью меченых атомов показано, что микроклин в контакте с гематитом поглощает железо (0,21, 0,12, 0,04 и 0,02 мас.% Fe₂O₃ при 1253, 1053, 873 и 753 К соответственно), это согласуется с гипотезой о фазовом распаде, но он полагает, что гематит выпадает, скорее всего, в результате метасоматического замещения железа алюминием в Fe-содержащем полевоом шпате.

Практическую ценность имеют только желтые и оранжево-красные солнечные камни с искристо-золотистым отливом – полудрагоценная разновидность авантюринового К-п.ш. Используется как поделочный ювелирный и декоративный камень [92]. Месторождения крайне редки и практически выработаны. Согласно старым данным с невыясненным источником, в России прекрасные солнечные камни издавна добывались на о-ве Седловатый в Порье-губе на Терском берегу Белого моря, близ Архангельска [90, 93]. Практическое значение имело открытое в 1832 г. Фидлером м-ние у дер. Уточкино в Забайкалье (Бурятия) [90, 93].

Амазонит – amazonite. Название по р. Амазонка, откуда, как предполагалось ранее, амазонский камень впервые попал в Европу. Впервые описан Венетте (Venette, 1701), позднее де Аргенвилем (d'Argenville, 1755) и Брейтхауптом (Breithaupt, 1847). Согласно другим данным [89], амазонит на р. Амазонке никогда не был обнаружен, а название происходит по имени мифического народа женщин-воительниц амазонок, якобы любивших зеленый цвет. Как правило, это микроклин, реже ортоклаз, с характерной зеленой, голубовато-зеленой или голубой окраской.

Синонимы: *амазонский камень* – amazon stone, *амазонский жад* – amazon jade.

Образует полностью окрашенные голубовато-зеленые кристаллы, крупнокристаллические агрегаты или отдельные зоны, сектора в микроклине, микроклин-пертите, реже ортоклаз-пертите обычной окраски. Окраска часто носит характер “наложенной”, в связи с чем процесс ее образования носит название “амазонитизация”.

Кристаллическая структура, по-видимому, не уточнялась, но ясно, что она соответствует в большинстве случаев максимальному микроклину. Параметры ячейки двух амазонитов (голубого и зеленого) из пегматитов горы Плоская, Кейвы, Кольский п-ов [96, 97]: $a = 8,597$ и $8,594$; $b = 12,955$ и $12,971$; $c = 7,218$ и $7,221$ Å; $\alpha = 90,5$ и $90,9$; $\beta = 116,0$ и $115,9$; $\gamma = 87,8$ и $87,6^\circ$; $V = 721,73$ и $723,23$ Å³ соответственно. Они соответствуют максимально упорядоченному распределению Al: $t_{10} = 0,99$ и $0,97$; $t_{1m} = 0,01$ и $0,01$; $t_{20} = t_{2m} = 0,00$ и $0,01$.

Максимальный микроклин-амазонит может быть как гомогенным, так и решетчато-сдвойникованным, составлять зерно полевого шпата целиком или быть К-фазой микропертита или макропертита, причем чем интенсивнее окраска, тем полнее полевой шпат освобождается от вростков пертитового альбита [96, 97]. Максимальные решетчатые микроклины-амазониты установлены в аляскитовых редкометалльно-мусковитовых пегматитах Индии $Or_{70-91}Ab_{30-9}$: $\Delta\rho = 0,92(0,88-0,96)$, $\Delta z = 0,97(0,94-1,00)$, $-2V = 68-82^\circ$ и аляскитовых пегматитах Прибайкалья $Or_{60-80}Ab_{40-20}$: $\Delta\rho = 0,96(0,92-1,00)$, $\Delta z = 0,97(0,94-1,00)$, $-2V = 78-84^\circ$, в жильных дериватах амазонитовых гранитов Казахстана $Or_{88-95}Ab_{12-5}$: $\Delta\rho = 0,95(0,91-1,00)$, $\Delta z = 0,97(0,93-1,00)$,

$-2V = 78-84^\circ$, в редкоземельных щелочно-гранитных пегматитах Кольского п-ова $Or_{62-85}Ab_{38-15}$: $\Delta\rho = 0,95(0,90-1,00)$, $\Delta z = 0,97(0,92-1,00)$, $-2V = 80-86^\circ$, в редкометалльных щелочно-гранитных пегматитах Урала $Or_{63-90}Ab_{37-10}$: $\Delta\rho = 0,91(0,78-0,96)$, $\Delta z = 0,95(0,84-1,00)$, $-2V = 76-85^\circ$, в эндоконтактовых метасоматитах Украины $Or_{91-98}Ab_{9-2}$: $\Delta\rho = 0,97(0,94-1,00)$, $\Delta z = 0,98(0,96-1,00)$, $-2V = 78-80^\circ$. Промежуточный микроклин (триклинный ортоклаз) установлен в амазонитовых гранитах Забайкалья $Or_{57-95}Ab_{47-5}$: $\Delta\rho = 0,73(0,20-0,93)$, $\Delta z = 0,92(0,85-0,96)$, $-2V = 68-78^\circ$ и в онгонитах Монголии $Or_{70-91}Ab_{30-9}$: $\Delta\rho = 0,70(0,10-0,86)$, $\Delta z = 0,78(0,60-1,90)$, $-2V = 68-84^\circ$ [96, 97].

Как редкие исключения описаны амазониты, не являющиеся микроклинами, – зеленый Pb-содержащий ортоклаз из Брокен-Хилл, Австралия ($\Delta\rho = 0,00$, $-2V = 61^\circ$ [98]), и бледно-зеленый и голубовато-зеленый ортоклазы из пегматита в районе рудопроявления “Мика”, Мургабский р-н, Центр. Памир, Таджикистан ($\Delta\rho = 0,00$, $t_10 = t_1m = 0,38$ и $0,42$, $t_20 = t_2m = 0,12$ и $0,08$) [96, 97].

Габитус кристаллов соответствует микроклиновому. На кристаллах из пегматитов Зап. Кейв (Кольский п-ов), Ильменских гор (Урал), Пайкс-Пик (шт. Колорадо, США) и кварц-амазонитовых жил Забайкалья установлены грани (в порядке их убывания): $m(110)$, $b(010)$, $c(001)$, $x(\bar{1}01)$, $z(130)$, $\alpha(111)$,

$y(\bar{2}01)$, $n(021)$. Наблюдались карлсбадские, манебахские и бавенские двойники. Амазонитовые кристаллы встречаются редко – в занорышах и полостях выщелачивания. Обычен пегматоидный и блоковый микроклин с пятнистой, неравномерно распределенной окраской. В порфириновых гранитоидах и субвулканических породах (онгонитах) амазонит образует вкрапленники в основной мелкозернистой массе.

Амазонитовые и обычные микроклины на месторождениях образуются в несколько генераций. Наблюдались нарастания бесцветного или иначе окрашенного микроклина или ортоклаза на амазонит (и альбит) и внедрение поздних кварц-амазонитовых прожилков в блоковый обычный микроклин. В Западном массиве Забайкалья [99] и в Ильменских горах [100, 101] наблюдались секториальные кристаллы, в которых пирамиды роста $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ и $\langle \bar{1}01 \rangle$ имели зеленую или голубую окраску, пирамиды $\langle 010 \rangle$ и $\langle 130 \rangle$ были бесцветными или белыми, а $\langle \bar{2}01 \rangle$ – с зональным чередованием окрашенных и неокрашенных зон. Подчеркивалось, что зональное и секториальное распределение окраски указывает на первичную природу “предцентров” окрашивания, возникновение их в ходе роста кристалла. В Пайкс-Пик наблюдалось нарастание ортоклаза и альбита на кристаллы амазонита, причем только на базисную грань (“белая головка”) и грани призмы, а в ряде случаев – только на альтернативные грани призмы [75].

Физические свойства – обычные для микроклина. Сп. по (001) совершенная, по (010) менее совершенная, под углом, до $20'$ отличающимся от прямого. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,54–2,57. Объективность окраски амазонитов описывается несколькими колориметрическими параметрами: цветовым тоном λ , варьирующим в пределах 491–575 нм, чистотой (насыщенностью) цвета P (5–25%) и яркостью Y (25–70%). По цветовому тону выделяются четыре группы: голубые ($\lambda = 491-494$ нм), зеленовато-голубые ($\lambda = 495-500$ нм), голубовато-зеленые ($\lambda = 501-510$ нм) и зеленые ($\lambda = 511-545$ нм). Амазониты из разных месторождений различаются по этим параметрам, но характеристики перекрываются: в амазонитах из пегматитов Зап. Кейв: $\lambda = 491-543$ нм, $P = 17-22\%$, $Y = 27,1-33,1\%$ (наибольшая

чистота цвета), Ильменских гор: $\lambda = 495\text{--}574$ нм, $P = 6\text{--}22\%$, $Y = 18\text{--}69\%$, в амазонитах из гранитов Забайкалья: $\lambda = 500\text{--}560$ нм, $P = 5\text{--}7\%$, $Y = 54\text{--}70\%$ и Казахстана: $\lambda = 512\text{--}570$ нм, $P = 5\text{--}9\%$, $Y = 47\text{--}61\%$ [97].

Выяснение причин окраски амазонита выросло в одну из интереснейших минералогических проблем [102]. Она обсуждалась во многих работах. Брейтхаупт (1847) полагал, что хромофором является Cu, Заварицкий [103] и Капустин [104] – Rb. Затем была установлена корреляция интенсивности окраски с содержанием Rb. Авторы работ [105, 106] нашли, что в амазонитах Rb в 3 раза больше, чем в неокрашенных микроклинах, а Плюсниным [107] обращено внимание на роль воды (поскольку амазониты тускнеют при обезвоживании) – предполагалось, что OH-группа может быть компенсатором заряда при изоморфном замещении $\text{Pb}^{2+} + 2(\text{OH})^- \rightarrow 2\text{K}^+ + \text{O}^{2-}$ (свинец замещает один из атомов калия, а второй замещается гидроксильной группой); это приводит к смещению максимума поглощения микроклина в голубую область. Елисеев [108] полагал, что амазонит окрашивается закисным Fe, а обесцвечивание его при нагревании вызвано окислением $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Эти данные подтверждались работами [109, 110]. Фуд и Мартин [75] полагали, что окрашивание возникает вследствие реакции: $\text{Pb}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Pb}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$. Авторы работ [102] и [111] отметили, что амазонитовая окраска возникает только в максимально упорядоченных К-п.ш. – максимальных микроклинах, а автор [112] показал, что она может возникнуть в пертитах, претерпевших явления фазового распада, сегрегации и очищения от пертитовых вростков альбита.

Спектроскопическое изучение амазонитов показывает, что в формировании их окраски участвуют две полосы поглощения: коротковолновая с $\lambda_{\text{max}} = 400$ нм и длинноволновая с $\lambda_{\text{max}} = 625\text{--}740$ нм [110, 113]; детализация спектра показала, что последняя имеет неэлементарное строение и представляет суперпозицию двух полос: $\lambda_{\text{max}} = 625$ и 720 нм [110]. От положения этих полос и их интенсивности зависят цветовой тон и насыщенность цвета.

Под микроскопом в поляризованном свете обнаруживается резко выраженный плеохроизм: густо-синий или ярко-зеленый при $\epsilon \parallel Nm$ ($\angle aNm = 18^\circ$), бледно-голубой или бледно-зеленый при $\epsilon \parallel Np$ ($\angle bNp = 18^\circ$) и $\epsilon \parallel Ng$ [114].

Платоновым с соавт. [114] для голубого и зеленого амазонитов получены поляризованные оптические спектры поглощения: в коротковолновой области спектра (200–400 нм), кроме узкой полосы 250 нм (не влияющей на окраску), фиксируются полосы с максимумами 285 и 320 нм, а в красной области зафиксирована почти симметричная “амазонитовая” полоса с максимумом 635 нм при Nm -поляризации, смещающимся до 615 нм при Np -поляризации – в голубом амазоните и расщепленная на две компоненты с максимумами 670 нм ($\epsilon \parallel Nm$) – 650 нм ($\epsilon \parallel Np$) и 725 нм. Детально исследовано изменение поглощения при нагревании. Рассматривая возможные причины амазонитовой окраски, Платонов с соавт. [114] считают наиболее вероятным механизмом переноса заряда в обменно-связанных парах металлов: $\text{Fe}^{2+}\text{--}\text{Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{2+}\text{--}\text{O}\text{--}\text{Fe}^{3+}$ или $\text{Pb}^{2+}\text{--}\text{O}\text{--}\text{Fe}^{3+}$ (Fe в полевых шпатах – ферриортоклазах – дает полосу поглощения при 610–670 нм). При этом важно структурное положение Fe, упорядочивающееся вместе с Al в одной из Т-позиций каркаса. Появление “предцентров” амазонитовой окраски, следовательно, обусловлено вхождением в полевой шпат Fe и Rb, но сформироваться она может только в процессе Si/Al-упорядочения до максимального микроклина.

В амазонитах из редкометальных месторождений Кольского п-ова, Ильменских гор, Урала, Прибайкалья и Канады установлена красная фотолюминесценция с малоинтенсивной широкой полосой при 285 нм и интенсивной широкой полосой при ~500 нм [115]. Полоса с $\lambda = 285$ нм не коррелирует с цветом амазонитов и раскладывается на четыре гауссовские полосы: $\lambda_{\text{max}} = 260, 285, 345$ и 390 нм, разложение синей полосы дало $\lambda_{\text{max}} = 485$ и 512 нм [29, 115].

ЭПР-центры, приписанные Pb^+ , впервые наблюдались в амазоните [116], но их интерпретация основывалась на значениях g -факторов только для четных изотопов, соответствующих иону в p^1 -состоянии; сверхтонкая структура не наблюдалась (указание на это в [117] ошибочно). Минеевой с соавт. [118, 119] в амазонитах разной окраски, из разных месторождений на частоте ~9,2 ГГц при 5–295 К наблюдался димерный ЭПР-центр $(\text{Pb}_A-\text{Pb}_B)^{3+}$, описанный с помощью стандартного спин-гамильтониана с $S = S, I_A = I_B = S$ и найденными главными значениями $g_{11} = 1,80, g_{22} = 1,56, g_{33} = 1,36, A_{11}^A = 790, A_{22}^A = 1575, A_{33}^A = 1770, A_{11}^B = 695, A_{22}^B = 1270, A_{33}^B = 1530$ (все A_{ii} в ед. $10^{-4} T$). Показано, что вклад нечетного изотопа ^{207}Pb с $6s$ -орбиталями в электронную плотность как в случае Pb^+ , так и в случае центра $(\text{Pb}-\text{Pb})^{3+}$ незначителен (всего 0,1). Электрон локализуется на двух ионах Pb^{2+} , замещающих K^+ в двух соседних позициях: $(\text{Pb}^{2+} + \text{Pb}^{2+} + e) \rightarrow (\text{Pb}-\text{Pb})^{3+}$; при этом компенсация заряда осуществляется в результате упорядоченного (в $T(1)$ -позиции) замещения одного из ближайших ионов Si^{4+} на Al^{3+} . Интенсивность данного сигнала коррелирует с интенсивностью окраски амазонита. Он сохраняется без изменения интенсивности при нагревании синезеленых образцов амазонита (тип "Т") до 300° , а голубых (тип "В") до 400° и ослабевает и исчезает в обоих при 550° . Показано, что нагревание при 543 К в течение 10 ч вызывает диффузию Pb и около 70% пар разрушаются, что приводит к исчезновению окраски, сигнала ЭПР и полосы поглощения 630 нм. Облучение может восстановить до 30% синей окраски, полосы абсорбции и сигнала ЭПР. При нагревании выше 1073 К происходит полная диффузия Pb и указанные характеристики амазонита утрачиваются безвозвратно. Рассчитанная энергия активации диффузии Pb : 12 для голубого, 14,5 для синего и 21 ккал/моль для зеленого амазонитов. Формирование димерного комплекса $(\text{Pb}-\text{Pb})^{3+}$ в амазонитах представляет собой сложный посткристаллизационный процесс структурно-химической эволюции, начинающийся с метасоматического преобразования К-п.ш., в условиях постоянной радиационной подсветки в течение нескольких млрд лет.

Авторами [118, 119] установлен также центр Fe^{3+} , обычный для микроклинов [120], однако его наличие на связано с амазонитовой окраской.

По хим. составу микроклин-амазонит является чистым К-п.ш. Например, в Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США, – $Or_{95-99}Ab_{5-1}$ [75]. Однако нередко состав амазонита характеризуют суммарным составом всего пертитового блок-кристалла, который, естественно, является более натриевым. Так, валовый состав амазонитовых микроклин-пертитов в докембрийских пегматитах аляскитовой и щелочно-гранитной формаций варьирует в пределах $Or_{91-60}Ab_{9-40}$, хотя фазы распада соответствуют чистым микроклину Or_{95-99} и альбиту Ab_{98-99} [97].

Анализы амазонитов из различных зон пегматитов в щелочных гранитах Кольского п-ова [97]:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	4,20	3,68	2,28	2,56	2,08	1,72	1,76	1,53
K ₂ O	10,8	11,8	13,5	13,2	14,0	14,0	14,6	14,2
Rb ₂ O	0,23	0,23	0,34	0,27	0,44	0,51	0,69	0,65
Cs ₂ O	0,028	0,027	0,022	0,012	0,019	0,027	0,058	0,036
Fe ₂ O ₃	0,06	0,07	0,09	0,08	0,03	0,04	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	18,9	18,7	18,8	18,8	18,5	18,6	18,8	18,8
SiO ₂	66,2	66,06	65,29	65,53	64,97	65,32	64,44	65,0
Pb*	0,82	0,041	0,10	0,11	0,30	0,36	0,83	0,73
Сумма	100,42	100,57	100,32	100,45	100,39	100,22	100,39	100,25
Or(мол.%)	62,2	67,1	78,8	76,6	80,5	83,0	82,8	84,3
Ab	37,1	32,2	20,2	22,6	18,2	15,5	15,2	13,8
Rb-Fsp	0,67	0,67	1,00	0,78	1,28	1,52	1,97	1,94
K/Na	2,57	3,23	5,93	5,15	6,73	8,14	8,30	8,99
K/Rb	47	51	40	40	32	27	20	22
K/Cs	386	437	614	110	736	518	252	395
K/Pb	109	239	112	100	39	32	15	16
Rb/Cs	8,2	8,5	15,4	22,4	23,2	18,9	12	18
λ, нм	497	495	501	500	512	514	542	542
t ₁ 0	0,99		0,98			0,96	0,95	
t ₁ m	0,01		0,02			0,02	0,03	
t ₂ 0	0,00		0,00			0,01	0,01	
t ₂ m	0,00		0,00			0,01	0,01	
Δp	1,00		0,98			0,94	0,93	
Δz	0,98		0,98			0,96	0,95	

* Отдельные определения в виде металла, в сумму не входят.

Амазониты пегматитовой жилы горы Плоская, Кейвы, Кольский п-ов: из пегматитовой зоны: 1,2 – голубой; 3,4 – зеленовато-голубой; из мелкоблоковой зоны: 5,6 – травяно-зеленый; из блоковой зоны: 7,8 – темно-зеленый.

Характерной особенностью амазонитов является повышенная концентрация Rb, Cs, Pb и радиоактивных элементов – U и Th [97, 121]. Так, в аляскитовых редкометалльно-мусковитовых пегматитах Индии в амазоните содержится (г/т): 2100 (ср.) при 900–3300 (вариации) Rb, 156 (18–280) Cs, 410 (100–900) Pb, тогда как в обычном микроклине 855 (570–1346) Rb, 66 (10–130) Cs, 280 (150–585) Pb; то же в аляскитовых пегматитах Прибайкалья: 1990 (1300–2477) Rb, 191 (100–312) Cs, 160 (40–500) Pb – в амазоните, 1419 (710–1975) Rb, 98 (13–217) Cs, 32 (26–40) Pb – в микроклине; в субщелочных амазонитовых гранитах Забайкалья: 3100 (1410–5000) Rb, 32 (23–50) Cs, 160 (60–250) Pb – в амазоните, 589 (427–954) Rb, 12 (8–15) Cs, 32 (14–60) Pb – в микроклине; в жильных дериватах гранитов Казахстана: 5800 (3800–7900) Rb, 64 (24–120) Cs, 450 (150–810) Pb – в амазоните, 1870 (1150–2880) Rb, 17 (10–22) Cs, 54 (18–100) Pb – в микроклине; во вкрапленниках в онгонитах: 5007 (3958–6400) Rb, 109 (40–170) Cs, 98 (53–250) Pb – в амазоните, 3094 (1815–4415) Rb, 40 (17–82) Cs, 113 (28–360) Pb – в микроклине; в редкоземельных щелочно-гранитных пегматитах Кольского п-ова: 3400 (1100–6800) Rb, 320 (30–600) Cs, 3410 (300–9400) Pb – в амазоните, 800 (500–1000) Rb, 28 (10–50) Cs, 120 (50–250) Pb – в микроклине; в редкометалльных щелочно-гранитных пегматитах Урала: 7730 (1000–22000) Rb, 270 (30–530) Cs, 460 (50–1100) Pb – в амазоните, 960 (560–1500) Rb, 60 (20–90) Cs, 90 (40–180) Pb – в микроклине; в эндоконта-

ктовых метасоматитах Украины: 2900 (1000–4200) Rb, 34 (24–48) Cs, 210 (80–400) Pb – в амазоните, 2380 (930–3830) Rb, 22 (16–34) Cs, 30 (10–50) Pb – в микроклине.

Амазониты относительно микроклинов обогащены также Tl, Ga и Be, но обеднены Ba и Sr [97, 121]. В амазонитах Кольского п-ова: 34 (10–150) Tl, 60 (30–150) Ga, 10 (2–20) Be, 135 (10–200) Ba, 56 (30–200) Sr, в микроклинах: 20 (4–70) Tl, 35 (5–66) Ga, 3 (1–5) Be, 350 (200–520) Ba, 180 (100–300) Sr. В амазонитах Урала: 17 (6–30) Tl, 120 (40–250) Ga, 9 (5–20) Be, 100 (10–270) Ba, 11 (2–28) Sr, в микроклинах: 8 (0–10) Tl, 72 (10–100) Ga, 6 (3–7) Be, 200 (100–300) Ba, 125 (100–200) Sr.

Амазонит характерен для некоторых редкоземельных и редкометалльных щелочно-гранитных пегматитов и амазонитовых гранитов [97, 101, 113, 122–124].

Наиболее крупными пегматитовыми полями и месторождениями являются: Западно-Кейвское (Кольский п-ов), Ильменогорское (Южн. Урал), Улан-Нурское (Прибайкалье); пегматитовыми проявлениями: Нарын-Кунтинское, Абчадское, Анское, Самсальское, Зашихинское, Баян-Кольское, Слюдянское, Поперечинское, Туракинское, Усмуное (Вост. Сибирь), Баркракское, Дарантутское, Рауид-Даринское, Турпинское, Ярзывское, Ранкульское, Мазарское (Средняя Азия), Амелия, Резерфорд, Морфилд (шт. Виргиния), Пайкс-Пик, Кристал-Пик, Флориссант, Камерон-Коун (шт. Колорадо), Рокпорт (шт. Массачусетс, США), Вудкок, Ренфру, Перии-Сауд (пров. Онтарио), Бушет-Халл, Вильнев, Ледюк (пров. Квебек, Канада), Амбохитраворано, Сахаворона, Ампангабе, Андина, Андриамена, Махабу, Соарано, Андибакели, Махаритра, Сахафурана (Мадагаскар), Сан-Мигульде-Пирасикаба, Джаохума, Феррос, Итабира, Коксеймао (Бразилия); месторождения и проявления амазонита в гранитах: Хоройское, Сайвонское, Биту-Джидинское, Оймурское, Безымянское, Кутимское, Неругандинское, Харагульское, Шагайтэ-Гольское, Хуху-Челотуйское, Хангилай-Шилинское, Горначихинское (Вост. Сибирь), Базардаринское, Карабинское, Майкульское, Кенгкиикское, Катбасарское, Доголанское, Актейсяуское, Кынгыржальское, Нарымское, Хоргосское, Чижинское, Иньльчекское, Ойсазское, Курментинское, Котугинское, Талдынское, Туюксуйское, Аксайское, Тастынское, Карагайлы-Актасское, Джылысуйское, Керегеташское, Тонкское, Раумидаринское (Средняя Азия и Казахстан), Абдарское, Бага-Газрынское, Юдугинское, Жанчивланское, Борун-Цогтинское, Бурал-Хайгайское (Монголия).

Наиболее известным является пегматитовое месторождение в Зап. Кейвах (гора Плоская), Кольский п-ов [97]. Пегматитовые жилы длиной от десятков до сотен метров, мощностью несколько метров (в раздувах до 15–20 м) локализованы в неизменных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах в экзоконтакте интрузии щелочных арфведсонит-эгириновых гранитов (1–3 км от контакта). От периферии к центру кварц-альбит-олигоклазовый и кварц-олигоклазовый пегматит гранитной структуры сменяется кварц-микроклиновым графическим и микроклиновым (амазонитовым) пегматитом пегматоидной и блоковой структур с кварцевым ядром в центре. Пегматит альбитизирован и окварцован с Ta, Nb-, редкоземельной, Bi- и Sn-минерализацией (колумбит-танталит, Pb-пироклор-микролит, фергусонит, гадолинит, касситерит, флюорит, галенит, самородный висмут и др.). Микроклин обычно преобладает над амазонитом, но отдельные жилы целиком сложены амазонитом. В нижней части он

обычно зеленый, в верхней – голубой. Амазонитизация накладывается также на вмещающие гнейсы.

В Ильменских горах (Ильменский заповедник), Челябинская обл., Южн. Урал, насчитывается 65 копей с амазонитом [97, 101]. По преданиям, отсюда, близ дер. Липовой, были добыты кристаллы более пуда весом. Амазонитовые пегматиты прослеживаются в амфиболитах и гранито-гнейсах в 1–3 км от миаскитового массива. Наиболее распространены маломощные (0,5 м) протяженные (до 150–200 м) тела с раздувами (до 4–5 м), сложенные графическим агрегатом без амазонита, переходящим к центру в блоковый пегматит с амазонитом без ихтиоглиптов кварца. Главные минералы: микроклин, альбит, биотит, мусковит, гранат, магнетит, топаз, а также минералы Pb – галенит, козалит, Pb-пирохлор, минералы Be – берилл, фенакит, гельвин, гентгельвин, минералы Bi – висмутин, козалит, бисмутит, клинобисванит, лиллианит, бисмит, минералы Sn – касситерит, иксиолит, минералы Ta – танталит, микролит, а также алюмофториды – криолит, веберит. Амазонитовая окраска главным образом бледно-зеленая, распространена пятнами в желтом микроклине, наиболее интенсивна в верхней и средней частях жил (например, Блюмовская копь), но наблюдаются секущие зоны позднего голубовато-зеленого амазонита.

Классическим месторождением является батолит Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США, из которого голубой, голубовато-зеленый и глубоко-зеленый амазонит извлекается уже 130 лет. Очень редко здесь находили также полихромные амазонитовые кристаллы с “белой головкой” (ортотлаз. нарастающий на амазонит). Пегматитовые жилы протяженностью 50 м и несколько метров мощностью, секущие граниты, разрабатываются в нескольких районах: Кристал-Пик, Вигвам-Крик, Харрис-Парк, оз. Георга и др. Снизу вверх аплит переходит в блоковый пегматит, в котором наблюдаются раздувы, на 70–80% сложенные белым, желтовато-коричневым, бурым или красным обычным микроклином и на 20–30% – амазонитом с дымчатым, аметистовым, цитриновым или бесцветным кварцем, клевеландитом, биотитом, адуляровидным санидином (нарастающим на микроклин), топазом, бериллом, апатитом, цирконом, фенакитом, барилитом, монацитом, ксенотимом и рядом редких минералов [75].

Амазонит используется как поделочный и полудрагоценный камень. Применялся с древности для вставок в украшения в Древнем Египте, на Древнем Востоке, в Центральной Америке. В настоящее время используется для изготовления недорогих бус, брошей, вставок в запонки, вазочек, шкатулок, подставок. В Эрмитаже Санкт-Петербурга хранятся огромные вазы из уральского амазонита, поступившие туда в конце 80-х годов XVIII в. В России крупные месторождения качественного амазонита известны на Южн. Урале (но не разрабатываются, так как они находятся на территории Ильменского заповедника) и Кольском п-ове, за рубежом – в пегматитах Бразилии, Индии, США, Южн. Африки, о-ва Мадагаскар [89, 125]. Используется в астрологии. Предполагается, что ему свойственно рождать в стариках порывы молодости, улучшать состояние кожи и лечить нервные истощения [126].

Межшлюскостные расстояния максимального микроклина
из формации Понтискалк, Швейцарские Альпы [127]

CuK α_1 -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ
110	6	6,736	13,14	$\bar{3}12$	9	2,616	34,24	311	2	2,057	44,06
$\bar{1}10$	1	6,506	13,66	$\bar{2}41$	21	2,616	34,24	061	3	2,053	44,06
001	3	6,494	13,66	221	1	2,614	34,24	$\bar{0}61$	5	2,044	44,28
020	4	6,477	13,66	$\bar{3}12$	13	2,581	34,72	$\bar{4}22$	6	2,026	44,70
$\bar{1}11$	6	5,923	14,96	112	8	2,570	34,86*	222	9	1,9920	45,50
$\bar{1}11$	4	5,800	15,28	$\bar{2}21$	3	2,553	35,14	$\bar{4}22$	13	1,9810	45,76
021	4	4,603	19,28	$\bar{1}12$	3	2,551	35,14	$\bar{3}33$	3	1,9742	45,88*
$\bar{2}01$	76	4,213	21,08	310	5	2,536	35,36	$\bar{2}22$	7	1,9619	46,24
111	17	3,984	22,30	240	2	2,528	35,58	$\bar{3}51$	3	1,9562	46,36*
$\bar{1}11$	8	3,924	22,64	$\bar{2}41$	26	2,521	35,58	400	16	1,9246	47,18
130	44	3,831	23,20	$\bar{3}10$	6	2,499	35,92	331	1	1,9110	47,58
$\bar{1}30$	46	3,704	24,02	$\bar{1}51$	7	2,432	36,94	$\bar{4}03$	9	1,9096	47,58
$\bar{1}31$	15	3,652	24,36	$\bar{2}40$	3	2,431	36,94	$\bar{2}61$	2	1,8922	48,04
$\bar{2}21$	13	3,595	24,76	$\bar{3}31$	11	2,423	37,06*	$\bar{3}52$	1	1,8862	48,18*
$\bar{1}31$	6	3,566	24,94	$\bar{1}51$	4	2,389	37,62	$\bar{3}51$	1	1,8790	48,40
$\bar{1}12$	40	3,484	25,56	$\bar{3}31$	6	2,334	38,60	113	6	1,8660	48,78
$\bar{2}21$	2	3,471	25,56	$\bar{1}13$	4	2,333	38,60	420	1	1,8651	48,78
$\bar{1}12$	29	3,466	25,68*	$\bar{1}13$	6	2,330	38,60	350	3	1,8602	48,92*
220	67	3,368	26,44	$\bar{3}32$	3	2,296	39,20	$\bar{3}31$	1	1,8596	48,92*
$\bar{2}20$	73	3,286	27,12	$\bar{2}23$	1	2,247	40,12	152	2	1,8576	49,00*
$\bar{2}20$	61	3,253	27,46	330	1	2,245	40,12	$\bar{1}13$	4	1,8573	49,00*
002	100	3,247	27,46	$\bar{3}32$	2	2,226	40,52	$\bar{2}60$	3	1,8520	49,14*
040	42	3,238	27,46	151	2	2,224	40,52	$\bar{4}23$	1	1,8480	49,26*
131	33	3,033	29,44	$\bar{2}23$	1	2,224	40,52	$\bar{2}62$	2	1,8261	49,92
$\bar{2}22$	6	2,961	30,22	003	1	2,165	41,80	$\bar{4}20$	2	1,8253	49,92
$\bar{1}31$	42	2,954	30,22	241	12	2,160	41,80	$\bar{1}52$	1	1,8216	50,04
022	8	2,912	30,74	060	31	2,159	41,80	$\bar{4}23$	1	1,8158	50,20*
041	19	2,907	30,74	$\bar{4}01$	5	2,113	42,76	170	1	1,8156	50,20*
$\bar{2}22$	3	2,900	30,74	$\bar{4}02$	6	2,106	42,88*	043	5	1,8060	50,56
041	13	2,889	30,92	$\bar{2}41$	5	2,092	43,20	062	5	1,8042	50,56
$\bar{1}32$	11	2,782	32,16	311	2	2,079	43,58	$\bar{4}41$	4	1,8037	50,56
$\bar{3}11$	1	2,758	32,48	202	3	2,076	43,58	$\bar{2}04$	29	1,8034	50,56
$\bar{1}32$	16	2,755	32,48	$\bar{1}33$	1	2,074	43,58				

* Сильное наложение от предыдущего пика CuK α_2 .

Литература

1. *Bøggild O.B.* // Ztschr Kristallogr. 1911. Bd. 48, H. 5. S. 466–472.
2. *Laves F.* // J. Geol. 1950. Vol. 58, № 5. P. 548–571. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 77–113.
3. *Kroll H., Ribbe P.H.* // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 491–506.
4. *Goldsmith J.R., Laves F.* // Geochim. et cosmochim. acta, 1954. Vol. 5, N 1. P. 1–19. Пер.: Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 204–230.

5. MacKenzie W.S. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 319–342.
6. MacKenzie W.S., Smith J.V. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 707–732.
7. Goldsmith J.R., Laves F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 1. P. 100–118. Пер.: Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. // Полевые шпаты. М., 1956. Вып. 2. С. 231–257.
8. Hafner S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109, N 1/6. S. 204–225.
9. Brown B.E. // Norsk. geol. tidss. 1962. Bd. 42, N 2. S. 25–36.
10. Brown B.E., Bailey S.W. // Acta crystallogr. 1964. Vol. 17, pt 11. P. 1391–1400.
11. Finney J.J., Bailey S.W. // Ztschr. Kristallogr. 1964. Bd. 119, N 5/6. S. 413–436.
12. Bailey S.W. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1540–1545.
13. Dal Negro A., De Pieri R., Quarenì S., Taylor W.H. // Acta crystallogr. B. 1978. Vol. B-34, pt 9. P. 2699–2707; 1980. Vol. B-36, pt 12. P. 3211. (Erratum).
14. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 96–103.
15. Blasi A., Brajkovic A., De Pol Blasi C. et al. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107. P. 411–422.
16. Stewart D.B., Wright T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974(1975). Vol. 97, N 2/5. P. 356–377.
17. Ferguson R.B. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18. P. 443–458.
18. Kroll H., Ribbe P.H. // Rev. Miner. 1983. Vol. 2. P. 57–99.
19. Guidotti C.V., Herd H.H., Tuttle C.L. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 7/8. P. 705–716.
20. Orville P.M. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 52–86. Correction: Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 346–347.
21. Stewart D.B., Walker G.W., Wright T.L., Fahey J.J. // Ibid. 1966. Vol. 51, N 1/2. P. 177–197.
22. Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
23. Bailey S.W., Taylor W.H. // Acta crystallogr. 1955. Vol. 8, pt 10. P. 621–632.
24. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
25. Ribbe P.H. // Feldspar mineralogy: Short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Amer. Miner. Soc. Southern print. co, 1975. Vol. 2. R1–R52.
26. Bøggild O.B. // Medd. Grønland. 1953. Bd. 149, N 3. S. 1–442.
27. Baskin Y. // J. Geol. 1956. Vol. 64. P. 132–155.
28. MacKenzie W.S. // Min. Mag. 1956. Vol. 31, N 232. P. 41–46.
29. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: (Справочник). М.: ВИМС, 2001. 312 с. (Минеральное сырье; № 11).
30. Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 87–91.
31. Шавло С.Т., Москалик И.О. // Конституция и свойства минералов. 1977. № 11. С. 72–77.
32. Кузнецов Г.В., Таращан А.Н. Люминесценция минералов гранитных пегматитов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
33. Морошкин В.В., Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Кривошеков Н.Н. // Зап. ВМО. 2001. Вып. 3. С. 87–94.
34. Борозновская Н.Н. // Там же. 1989. Вып. 1. С. 110–119.
35. Горобец Б.С., Литвинцев Э.Г., Луговской Г.П., Рябцев В.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 118–121.
36. Laves F., Hafner S. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42. S. 57–71.
37. Akizuki M., Sunagava I. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 324. P. 453–462.
38. Lehtinen M. // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 47. P. 223–230.
39. Černý P., Chapman R. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107. P. 369–384.
40. Iiishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y. // Neues Jb. Miner. Abh. 1971. Bd. 115. S. 98–119.
41. Кузнецова Л.Г. // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1971. № 25, вып. 1. С. 18–26.
42. Kovach J.J., Hiser A.L., Karr C., Jr. // Infrared Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals / Ed. C. Karr, Jr. N.Y.: Acad. press, 1975. P. 231–254.
43. Wyncke B., McMillan P.F., Brown W.L. et al. // Phys. and Chem. Miner., 1981. Vol. 7, N 1. P. 31–34.
44. Iiishi K., Tomisaka T., Kato T., Umegaki Y. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, N 3/4. S. 213–229.
45. Velde B., Boyer H. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 3675–3682.

46. Brun E., Hafner St., Hartman P. et al. // *Ztschr. Kristallogr.* 1960. Bd. 113: M. Laue-Festschrift. S. 65–76. Пер.: Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П. и др. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 257–268.
47. Прошко В.Я., Крамаренко Н.К., Литовченко А.С. и др. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 4. С. 27–38.
48. Smith J.V., Blackwell C.S., Hovis G.L. // *Nature.* 1984. Vol. 309. P. 140–142.
49. Berman R.G. // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
50. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (*Amer. J. Sci.*; Vol. 278-A).
51. Openshaw R.E., Hemingway B.S., Robie R.A. et al. // *J. Res. US. Geol. Surv.* 1976. Vol. 4, N 2. P. 195–204.
52. Hemingway B.S., Krupka K.M., Robie R.A. // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66, N11/12. P. 1202–1215.
53. Bridgman P.W. // *Amer. Acad. Arts Sci. Soc.* 1948. N 76. P. 71–87.
54. Skinner B.J. // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1966. N 97. P. 75–96.
55. Robie R.A., Hemingway B.S. // *US. Geol. Surv. Bull.* 1995. N 2132.
56. Holland T.J.B., Powell R. // *J. Metamorphic Geol.* 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
57. Spencer E. // *Miner. Mag.* 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // Полевые шпаты. М., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
58. Perrenoud J.-P. // *Schweiz. mineral. and petrogr. Mitt.* 1952. Bd. 32. S. 179–184.
59. MacKenzie W.S. // *Miner. Mag.* 1954. Vol. 30, N 225. P. 543–366.
60. Blasi A., Brajkovic A., De Pol Blasi C. // *Bull. Miner.* 1984. Vol. 107. P. 423–435.
61. Stevenson R.K. // *Geol. Surv. Canada. Pap.* 1985. N 85-1A. P. 23–28.
62. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
63. MacKenzie W.S., Smith J.V. // *Ibid.* 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 707–732.
64. Stewart D.B., Ribbe P.H. // *Amer. J. Sci. A.* 1969. Vol. 267. P. 444–462.
65. Kroll H. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1971. S. 91–94.
66. Kroll H. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 36. P. 141–156.
67. Kroll H. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1980. S. 31–36.
68. Сендеров Э.Э., Яськин Г.М. // *Геохимия.* 1976. № 7. С. 1038–1054.
69. Martin R.F. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1974. Vol. 97. P. 346–355.
70. Зырянов В.Н. // *Докл. АН СССР.* 1977. Т. 233, № 6. С. 1192–1195.
71. Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Лебедев Е.Б., Дорфман А.М. // *Геохимия.* 1981. № 2. С. 195–207.
72. Сендеров Э.Э., Бычков А.М. // Там же, 1983. № 9. С. 1315–1323.
73. Hovis G.L. // *The feldspars* / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc. Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
74. Бычков А.М., Русаков В.С., Мешалкин С.С. // *Геохимия.* 1993. № 12. С. 1683–1696.
75. Food E.E., Martin R.F. // *Miner. Rec.* 1979. Vol. 10. P. 373–384.
76. Grandjean M.F. // *Bull. Soc. fr. minér.* 1909. Vol. 32. P. 103–133.
77. Grandjean M.F. // *C. r. Acad. sci.* 1909. Vol. 148. P. 723–725.
78. Grandjean M.F. // *Bull. Soc. fr. minér.* 1910. Vol. 33. P. 92–97.
79. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 136 с.
80. Vambauer H.U., Bernotat W.H. // *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.* 1982. Bd. 62. S. 185–230.
81. Bernotat W.H., Vambauer H.U. // *Ibid.* S. 231–244.
82. Collerson K.D. // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 3/4. P. 200–211.
83. Sabag S.F., Martin R.F. // *Canad. Miner.* 1983. Vol. 21, pt. 3. P. 591–601.
84. Фицько В.И., Самотин Н.Д., Чекин С.С. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1972. № 7. С. 108–119.
85. Чекин С.С., Фицько В.И., Самотин Н.Д. // *Каолины.* М.: Наука, 1974. С. 88–95.
86. Petrov V.P., Samotoin N.D., Fin'ko V.I., Chekin S.S. // *Acta miner.-petrogr.* 1980. Vol. 24, suppl.: Proc. of the 10th Kaolin symp. in Budapest 3 Sept. 1979. P. 77–82
87. Tazaki K. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1986. Vol. 92. P. 86–88.
88. Andersen O. // *Amer. J. Sci. Ser. 4.* 1915. Vol. 40. P. 351–398.
89. Куликов Б.Ф. Словарь камней-самоцветов. М.: Недра, 1982. 159 с.
90. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. I. Пг: КЕПС РАН, 1920. 420 с. (см. с. 153–162); Т. II: Месторождения. Л.: КЕПС РАН, 1925. 386 с.

91. Калинин П.В. // Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.; JL: ГОНТИ, 1939. С. 176–244 (см. с. 184–188). Тр. ВНИИ минерал. сырья; Вып. 150.
92. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 18. Ирризирующие полевые шпаты. М.: Мингео СССР, 1978. 73 с.
93. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с. (Избр. тр.; Т. 6).
94. Scheerer T.H. // Ann. Phys. Chem. Poggendorff. 1845. Bd. 64. S. 153–162.
95. Rosenqvist I.T. // Norsk. geol. tidsskr. 1951. Bd. 29. S. 65–76.
96. Остроумов М.Н., Вохменцев А.Я., Марин Ю.Б. // Зап. ВМО. 1982. Вып. 6. С. 719–734.
97. Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н., Марин Ю.Б. и др. Амазонит. М.: Недра, 1989. 192 с.
98. Čech F., Misar Z., Povondra P. // Tschermaks miner. and petrogr. Mitt. 1971. Bd 15. S. 213–231.
99. Попов В.А., Попова В.И. // Докл АН СССР. 1983. Т. 268, № 2. С. 417–419.
100. Поляков В.О., Попов В.А. // Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 59–64.
101. Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О., Щербакова Е.П. Пегматиты Ильменских гор. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 48 с.
102. Шмакин Б.М. // Природа. 1968. № 8. С. 26–30.
103. Заварицкий А.Н. // Зап. ВМО. 1943. Ч. 72, вып. 1. С. 29–38.
104. Капустин Н.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 3. С. 111–115.
105. Жиров К.К., Стишов С.М., Рыжиков Б.Д. // Геохимия. 1959. № 8. С. 48–56.
106. Жиров К.К., Стишов С.М. // Там же. 1965. № 1. С. 32–42.
107. Плюснин Г.С. // Зап. ВМО. 1969. Ч. 98, вып. 1. С. 3–17.
108. Елисейев Э.Н. // Там же. С. 26–39.
109. Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1975. Вып. 27. С. 61–69.
110. Остроумов М.Н., Вохменцев А.Я., Платонов А.Н. и др. // Физика минералов и проблемы типоморфизма. JL; 1976. С. 52–65.
111. Ратиев Л.А., Пулиев Х.Н. // Зап. ВМО, 1964. Ч. 83, вып. 6. С. 655–661.
112. Бугаец А.Н. // Там же. 1967. Ч. 96, вып. 6. С. 641–651.
113. Марин Ю.Б., Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н. // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 1. С. 15–33.
114. Платонов А.Н., Тарацан А.Н., Таран М.Н. // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 4. С. 3–16.
115. Сидоровская Т.Н., Алексеева Е.П., Шмакин Б.М. // Журн. прикл. спектроскопии. 1982. Т. 36, № 1. С. 30–35.
116. Марфунин А.С., Бершов Л.В. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 2. С. 412–414.
117. Hofmeister A.M., Rossman G.R.A. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 7/8. P. 794–804.
118. Mineeva P.M., Bershov L.V., Marfunin A.S. и др. // Геохимия. 1992. № 8. С. 1149–1159.
119. Petrov I., Mineeva R.M., Bershov L.V., Agel A. // Amer. Miner. 1993. Vol. 78, N 5/6. P. 500–510.
120. Marfunin A.S., Bershov L.V., Meilman M.L., Michoulier J. // Schweiz. miner. Petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47. S. 13–20.
121. Остроумов М.Н., Марин Ю.Б., Вохменцев А.Я. // Зап. ВМО. 1981. Вып. 4. С. 437–448.
122. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. М.: Недра, 1967. 63 с.
123. Бескин С.М., Ларин В.М., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитные формации. М.: Недра, 1979. 280 с.
124. Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 200 с.
125. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1983. 262 с.
126. Бурцев А.К., Гуськова Т.В. Драгоценные камни. М.: Прирам, 1992. 128 с.
127. Borg J., Smith D.K. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.

Ортоклаз Orthoclase K[AlSi₃O₈]

Назван от греч. ορθός (ортоз) – прямо, правильно и κλασις (клазис) – излом, скол, подчеркивая, что угол между совершенными спайностями (001) и (010) равен 90° (Брайтхаупт – Breithaupt, 1823).

Понятие *ортоклаз* за время изучения полевых шпатов претерпело существенные изменения. Термин предложен еще Аюи (Hayu, 1801), поскольку в то время считалось, что все полевые шпаты являются моноклинными. Брайтхаупт (Breithaupt, 1830, 1842, 1847) исключил из их числа триклинный К-п.ш. – микроклин, найденный в Фредриксверне, Южн. Норвегия, ограничив термин ортоклаз только моноклинными разностями К-п.ш. Де-Клуазо [1] впервые разделил моноклинные К-п.ш. по углу оптических осей на санидины, адуляры и ортоклазы. Это деление существовало в доструктурный период изучения полевых шпатов, но было неоднозначным. Согласно Спенсеру [2], к “ортоклазам” относились моноклинные К-п.ш. с $2V = -(25-50)^\circ$, по Винчеллам (Winchell A.N., Winchell H., 1951; Винчелл А.Н., Винчелл Г., 1953) – с $2V = -(60-85)^\circ$, по Таттлу [3] – с $2V$ от $-(30-40)$ до $-(65-70)^\circ$. Было также замечено, что угол оптических осей зависит и от химического состава [2], т.е. от примеси в К-п.ш. натрия.

Структурные исследования показали, что величина $2V$ и параметры ячейки отражают степень Si/Al-упорядоченности в каркасе полевошпатовой структуры. Равновесное перераспределение Si и Al в структуре К-п.ш. осуществляется путем двухступенчатого перехода: 1) концентрация Al в позициях T(1) относительно позиций T(2) с сохранением моноклинной симметрии; 2) перераспределение Al из позиции T_{1m} в позицию T₁₀ с изменением симметрии на триклинную. Ортоклаз в этом ряду занимает промежуточное положение. Согласно расчету баланса зарядов [4–6], наиболее устойчивой конфигурацией, соответствующей точке перехода от моноклинной ступени упорядочения к триклинной, будет $2t_1 = 0,72$, $2t_2 = 0,28$, выделяемая этими авторами как *идеальный ортоклаз*. Данное значение, с одной стороны, близко к границе между высоким и низким санидинами ($2t_1 = 0,69-0,70$; $2V = 0$), а с другой – к значению $2t_1 = 0,75$, при котором, согласно экспериментальным данным и физико-химическим расчетам, санидин с таким структурным состоянием в результате фазового перехода первого рода $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ скачкообразно переходит в максимальный микроклин. При такой интерпретации ортоклаз не имеет своего поля стабильности и отождествляется с низким санидином, которому даже приписывается *ортоклазовая оптика*. В то же время, согласно Барту [7, 8], Si/Al-распределение в ортоклазе принимается за $2t_1 = 1,00$, $2t_2 = 0$. Такое значение для моноклинного К-п.ш. действительно было определено методом нейтронографии [9], хотя по рентгеновским данным оно варьирует в пределах 0,75–0,86. Однако принципиально важно то, что моноклинное упорядочение прослеживается за значение $2t_1 = 0,75$ вплоть до 1,00.

Де-Клуазо [10] под оптическим микроскопом при большом увеличении обнаружил, что многие ортоклазы состоят из мельчайших частиц (доменов) сдвойникового микроклина, после чего Малляром [11] была предложена альтернативная гипотеза о существовании в природе

только триклинной модификации К-п.ш. – микроклина и псевдомоноклинной природе ортоклазов вследствие субмикроскопического двойникования триклинных микроклиновых индивидов. В отношении объяснения моноклинной симметрии ортоклаза эта гипотеза была поддержана и развита Лавесом [12, 13] и Марфуниным (Марфунин, 1962). Однако расчеты Барта [14, 15] показали, что из микроклина с $2V = -75^\circ$ таким путем можно получить ортоклаз с $2V = -67,5^\circ$, а по расчетам Марфунина (Марфунин, 1962) из микроклина с $2V = -84^\circ$ – ортоклаз с $2V = -80^\circ 40'$, т.е. результирующий угол $2V$ в ортоклазе уменьшается всего на $\sim 3^\circ$ относительно $2V$ двойникоующихся индивидов микроклина. Эти расчеты показали, что ортоклазы с $2V = -(60-70)^\circ$ не могут быть получены двойникованием максимального микроклина с $2V = -83^\circ$, и, следовательно, в природе должны существовать параллельные ряды триклинных и соответствующих им псевдомоноклинных К-п.ш. с меняющейся степенью Si/Al-упорядоченности. При очень малом размере триклинных двойниковых индивидов (в результате субрентгеновского двойникования) вероятность появления псевдомоноклинности К-п.ш. возрастает [16], чем можно объяснить широкое распространение ортоклазов в природе.

Исследования под электронным микроскопом [17–20] подтверждают эту гипотезу. Систематическое обособление Al в какой-либо из Т-позиций в санидине приводит к образованию четырех возможных вариантов его распределения с переходом к триклинной симметрии: двух, связанных альбитовым двойникованием (утрата плоскости симметрии), и двух, связанных периклиновым двойникованием (утрата оси второго порядка в структуре санидина). Просвечивающая электронная микроскопия показывает наличие в структуре ортоклаза таких локальных участков (триклинных доменов) размером $\sim 100 \text{ \AA}$, между которыми в отличие от двойников в микроклине отсутствуют двойниковые границы. Образуется мелкомасштабная решетчатая *твидовая* структура. Согласно [21], причиной образования ортоклаза (а не непосредственного превращения санидина в микроклин) является кинетический эффект – чрезвычайно медленный процесс Si/Al-упорядочения в К-п.ш. в природе. Твидовая структура, будучи в каждом из отдельных доменов триклинной, в целом имеет псевдомоноклинную симметрию или отклоняется от нее, если одна из систем двойников в решетчатой структуре преобладает. Такую структуру можно рассматривать как модулированную (ритмичную) микроструктуру.

В настоящее время термин “ортоклаз” используется в нескольких значениях: 1) по традиции – как синоним существенно калиевого полевого шпата без уточнения его структурного состояния (особенно в петрологических работах) или как символ *Or* для обозначения калиево-полевошпатовой составляющей при выражении состава щелочных полевых шпатов в миналах (например, $Or_{60}Ab_{40}$); 2) для обозначения моноклинных К-п.ш. с упорядоченным Si/Al-распределением, относительное содержание Al в которых в позициях Т(1) каркаса превышает значение 0,75.

Разнов. Триклинный ортоклаз. Впервые описан Белянкиным как *К-анортоклаз* [22–24] – К-п.ш. со степенью триклинности, промежуточной между ортоклазом и микроклином, соответствующей по величине триклинности К, Na-п.ш. – анортоклаза. Термин *К-анортоклаз* широко использовался в русской литературе в 20–30-е годы (но не имеет отношения к *анортоклазу*). Затем дан-

ная разновидность ортоклаза была заново "открыта" Параскевопуло [25] и Жизеном [26]. Существование триклинных ортоклазов обусловлено неуравновешенностью субмикроскопического или субрентгеновского двойничкования при преобладании правых двойников над левыми (или наоборот).

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы, редко скрытокристаллические (опалоподобные) агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $Z = 4$.

Параметры ячейки для ортоклазов с уточненной кристаллической структурой:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,5632(1)	12,963(14)	7,2099(1)	90,0	116,073	90,0	718,9
2	8,567(2)	12,980(7)	7,200(2)	90,07	116,03	89,75	719,4
3	8,564(2)	12,984(7)	7,201(2)	90,13	116,017	89,53	719,5
4	8,564(2)	12,996(2)	7,200(1)	90,0	116,02(2)	90,0	720,3
5	8,563(2)	12,990(7)	7,210(2)	90,0	115,93	90,0	721,2
6	8,583(2)	12,988(7)	7,202(2)	90,0	116,05	90,0	721,3
7	8,603(2)	12,990(2)	7,207(1)	90,0	116,07(2)	90,0	723,5

1 – шахта Гималайя, Меза Гранде, шт. Калифорния, США [9]; 2 – "Адамелло-Р17С" [27]; 3 – "Адамелло-А1D" [27]; 4 – "Хибины-1481/Д" [28, 29]; 5 – "Адамелло-СА1А" [27]; 6 – "Адамелло-Р2А" [27]; 7 – "Хибины-848/М" [29, 30].

Уточнены кристаллические структуры ортоклазов из массива Адамелло, Сев. Италия: "Адамелло-Р2А" – $Or_{93,1}Ab_{5,5}An_{0,9}Cn_{0,5}$ и "Адамелло-СА1А" – $Or_{88,6}Ab_{9,9}An_{0,3}Cn_{1,2}$ и два триклинных ортоклаза "Адамелло-Р17С" – $Or_{87,1}Ab_{12,0}An_{0,1}Cn_{0,0}$ и "Адамелло-А1D" – $Or_{90,4}Ab_{8,5}An_{0,5}Cn_{0,6}$ [27], из шахты Гималайя, пегматитового района Меза Гранде, Сан-Диего, шт. Калифорния, США, – $Or_{86}Ab_{10}$ (хим. ан. 9, 10) [9, 31] и для двух адуляровидных ортоклазов из Хибинского щелочного комплекса: "Хибины-1481/Д" из пегматита в грубозернистых уртитях горы Юкспор – $Or_{91,0}Ab_{7,8}Cn_{1,2}$ (в том числе 3,8 мол.% $KFeSi_3O_8$) (хим. ан. 11) [28, 29] и пойкилобластового К-п.ш. "Хибины-848/М" из рихторитов горы Расвумчорр – $Or_{96,5}Ab_{2,0}Cn_{1,4}$ (в том числе 3,2% $KFeSi_3O_8$) (хим. ан. 12) [29, 30].

Ортоклаз "Спенсер-С" из Бирмы, структура которого многократно уточнялась многими исследователями, в настоящее время трактуется как низкий санидин (см. разделы "Структура К-санидина", а также "Структура адуляра").

Средние расстояния Т – О (Å) и распределение Al по Т-позициям (t) в долях от $\Sigma Al = 1,00$ (уточнены по уравнениям Смита (Smith, 1974)):

	T_1O-O	$T_{1m}O$	T_2O-O	$T_{2m}O$	t_{10}	t_{1m}	t_{20}	t_{2m}	ΣAl_T
1	1,665	1,655	1,626	1,626	0,415	0,335	0,110	0,110	0,970
2	1,669	1,654	1,623	1,623	0,445	0,330	0,085	0,080	0,940
3	1,660	1,663	1,627	1,625	0,379	0,398	0,117	0,102	0,996
4	1,674	1,651	1,624	1,621	0,485	0,305	0,090	0,070	0,950
5	1,672	1,659	1,623	1,623	0,470	0,365	0,085	0,085	1,005

	T ₁ 0-O	T ₁ m-O	T ₂ 0-O	T ₂ m-O	t ₁ 0	t ₁ m	t ₂ 0	t ₂ m	ΣAl _T
6	1,663	1,661	1,625	1,624	0,419	0,419	0,081	0,081	1,000
7		1,667		1,616	0,430	0,430	0,030	0,030	0,92
7*					0,41*	0,41*	0,09*	0,09*	

* В оригинале; рассчитано по [32].

1 – "Адамелло-Р2А" [27]; 2 – "Адамелло-Р17С" [27]; 3 – "Хибинь-1481/Д" [28, 29]; 4 – "Адамелло-А1D" [27]; 5 – "Адамелло-СА1А" [27]; 6 – "Хибинь-848/М" [29, 30]; 7 – шахта Гималайя, Сан-Диего, шт. Калифорния, США [9].

Нейтронорафическое уточнение структуры ортоклаза из шахты Гималайя, Сан-Диего, шт. Калифорния, США [9] показало максимально возможную его Si/Al-упорядоченность в позициях Т(1):

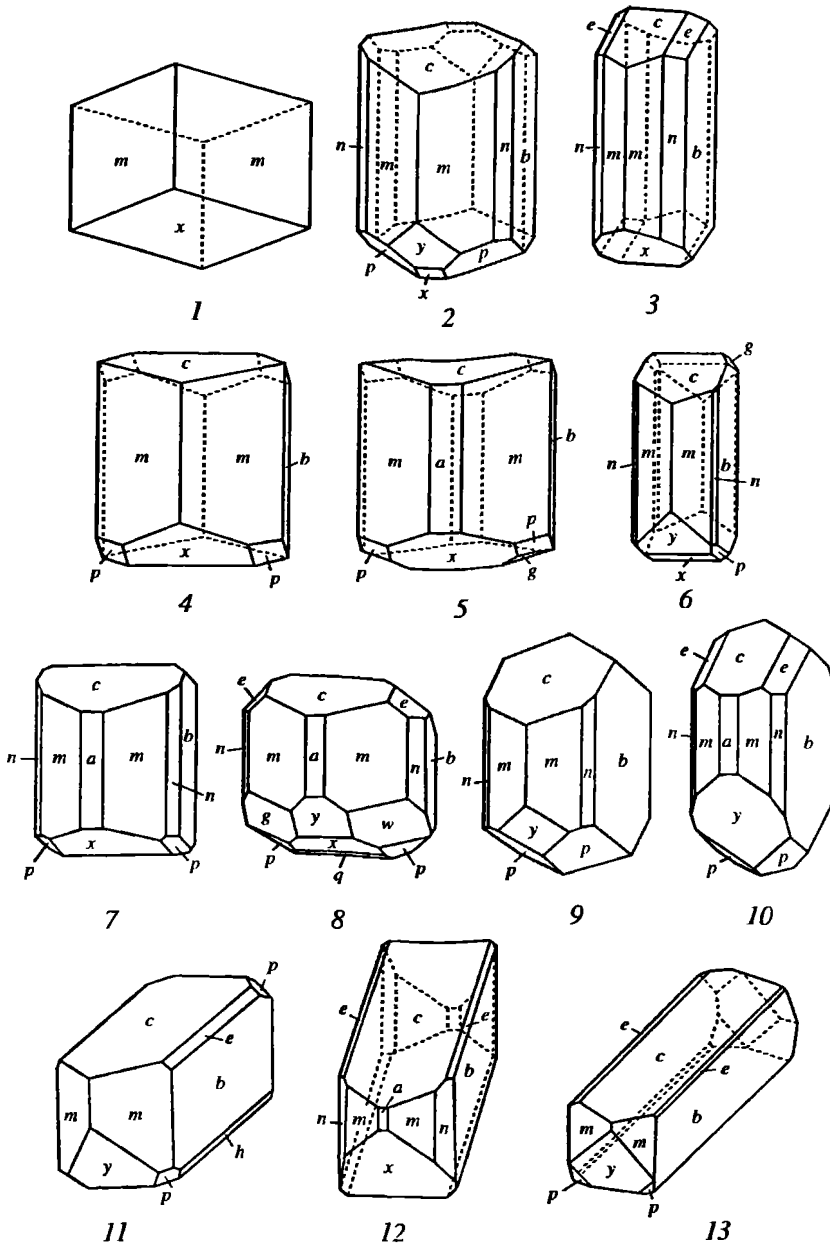
T ₁ 0-O	T ₁ m-O	T ₂ 0-O	T ₂ m-O	t ₁ 0	t ₁ m	t ₂ 0	t ₂ m	ΣAl _T
1,667			1,616	0,500	0,500	0,000	0,000	1,000

Призматический вид симметрии. Кристаллы аналогичны кристаллам К-санидина и микроклина (фиг. 57, 58).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) менее совершенная, под прямым углом, по (110) несовершенная. Изл. раковистый до неровного, занозистый. Хрупок. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,53–2,58. Цв. белый, серый, желтоватый, зеленоватый, иногда бесцветен. Полупрозрачен, реже прозрачен. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности часто перламутровый; иногда с отливом (см. "Лунный камень") или с золотистыми искорками (см. "Солнечный камень").

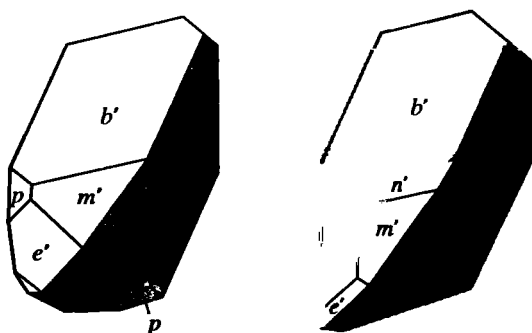
В неполяризованном рамановском спектре порошка ортоклаза в области 0–1250 см⁻¹ наблюдались четкие полосы 117, 140, 157, 195, 283, 455, 474, 513 (наиболее интенсивная), 765, 809, 965 и 1130 см⁻¹ [33].

Микр. В шл. прозрачный, бесцветный. Двуосный (-). Пл. опт. осей ⊥ (010), $N_g = b$, $\angle aNp \approx 5^\circ$, $\angle cNm = 20^\circ$ (такая ориентировка называется "ортоклазовой", в отличие от "санидиновой" оптики, когда пл. опт. осей || (010)). Для бесцветного ортоклаза "Спенсер-С" из Бирмы (6,5% Ab-компонента): $n_g = 1,5236$, $n_m = 1,5230$, $n_p = 1,5188$; $n_g - n_p = 0,0048$; дисперсия показателей преломления слабая, горизонтальная; $2V = 43,6^\circ$; дисперсия оптических осей слабая, $r < v$. Углы погасания: N_g с ⊥(010) = 0° , Nm с ⊥(001) = 5° . Углы погасания: на (001) = 0° , на (010) = $5,3^\circ$ [2, 34]. Для голубого ортоклаза "Спенсер-Д" из Бирмы (13,5% Ab): $n_g = 1,5248$, $n_m = 1,5240$, $n_p = 1,5199$; $n_g - n_p = 0,0049$; $2V = 46,2^\circ$; $r < v$; угол погасания на (010) = $6,2^\circ$. Для голубого ортоклаза "Спенсер-Г" из Бирмы (18,5% Ab): $n_g = 1,5260$, $n_m = 1,5249$, $n_p = 1,5200$; $n_g - n_p = 0,0054$; $2V = 52,9^\circ$; $r < v$; угол погасания на (010) = $7,0^\circ$. Для ортоклаза "Спенсер-Е" из Калаханди, шт. Орисса, Индия (14,5% Ab): $n_g = 1,5251$, $n_m = 1,5239$, $n_p = 1,5201$; $n_g - n_p = 0,0050$; $2V = 57,6^\circ$; $r < v$; угол погасания на (010) = $7,5^\circ$ [2, 34]. Показатели преломления и угол погасания на (010) незначительно возрастают с увеличением содержания Na-составляющей и угла оптических осей, т.е. зависят от состава (содержания Na в гомогенном К-п.ш.) и степени Si/Al-упорядоченности. Такая же тенденция характерна и для ортоклаз-пертитов, однако выпадение Na-фазы из твердого полевош-



Фиг. 57. Кристаллы ортоклаза (Гольдшмидт, 1916)

1 – месторождение не указано (по Гауи (1823)); 2, 3 – Алабашка, дер. Липовая, Урал (по Кокшарову (1866)); 4, 5 – месторождение не указано (по Розе (1823)); 6 – месторождение не указано (по Брейтгаупту (1847)); 7, 8 – Тинаберг, Швеция (по Флинку (1914)); 9 – месторождение не указано (по Дана (1892)); 10 – Хаммонд, шт. Нью-Йорк, США (по Дана (1892)); 11 – Франция (по Лакруа (1897)); 12 – месторождение не указано (по Миллеру (1852)); 13 – Куверсдорф, Германия (по Клокману (1882))



Фиг. 58. Бавенские двойники ортоклаза (Гольдшмидт, 1916); месторождение не указано (по Дана (1892))

патового раствора исключает ее влияние на оптические свойства ортоклазовой фазы, преобладающей в блок-кристалле.

Для аутигенного ортоклаза из сенонских отложений Ганновера: $n_p = 1,520$, $n_m = 1,524$, $2V_{Np} = 43^\circ$ [35].

Хим. Теор. состав $KAlSi_3O_8$: $K_2O - 16,92$; $Al_2O_3 - 18,32$; $SiO_2 - 64,76$. Молек. вес 278,35. По содержанию Na-компонента ортоклаз занимает промежуточное положение между санидином и микроклином. Как правило, содержит повышенное количество Ba, Rb, Fe.

Отмечалось повышенное содержание воды, видимо (исходя из баланса валентностей) в виде $(OH)^-$, однако методом нейтронографии не удалось установить смещений координат атомов O_C , что указывает на то, что если замещение $(OH) \rightarrow O$ и есть, то оно не превышает 3% в данной позиции [9].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,46	0,80	1,62	1,74	2,20	1,21	0,00	0,41
K ₂ O	16,14	15,60	14,18	13,91	13,07	13,76	14,80	15,37
MgO	Сл.	—	—	—	—	0,39	0,70	—
CaO	"	0,50	0,34	0,36	0,45	1,10	0,58	0,56
BaO	—	—	—	—	—	—	0,29	1,70
FeO	0,09	—	—	—	—	0,20	0,01	0,06
Fe ₂ O ₃	0,62	0,10	0,16	0,48	0,10	0,87	0,04	0,23
Al ₂ O ₃	18,70	19,54	18,84	19,10	19,60	19,93	19,88	19,21
SiO ₂	64,40	63,66	65,30	63,75	65,14	61,58	63,78	63,16
H ₂ O [±]	—	—	—	0,62	—	0,66	0,33	0,07
Сумма	100,41	100,20	100,44	99,96	100,56	99,85	100,76	100,77
Or(мол.%)	95,4	92,2	83,8	82,2	77,2	83,7	91,6	91,0
Ab	3,9	6,8	13,7	14,7	18,6	10,7	3,2	3,0
An	—	2,5	1,7	1,8	2,3	5,6	4,2	3,0
Сп	—	—	—	—	—	—	1,0	3,0
Уд. в.	2,5625	2,5632	2,5673	2,5697	2,5712	—	—	—
n_g	1,5241	1,5236	1,5248	1,5251	1,5260	—	—	—
n_m	1,5237	1,5230	1,5240	1,5239	1,5249	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8
n_p	1,5194	1,5188	1,5199	1,5201	1,5206	—	—	—
$-2V$	34,8	43,6	47,6	57,6	52,9	60–63	—	—

1 – желтый ортоклаз "Спенсер-А", Мадагаскар, анал. Спенсер [2, 34], образец по-видимому, является низким санидином; 2 – бесцветный ортоклаз "Спенсер-С", Бирма, анал. Спенсер [2, 34], низкий санидин – высокий ортоклаз; 3 – голубой ортоклаз "Спенсер-Д", Бирма, анал. Спенсер [2, 34]; 4 – ортоклаз "Спенсер-Е", Калаханди, шт. Орисса, Индия, анал. Спенсер [2, 34]; 5 – голубой ортоклаз "Спенсер-Ф", Бирма, анал. Спенсер [2, 34]; 6 – ортоклаз из биотит-диопсид-ортоклазового метасоматита по трахибазальтам, Кирганикская вулканогенно-осадочная толща, Центр. Камчатка, в сумму анализа входит $TiO_2-0,15\%$ [36]; 7 – ортоклаз из дайки щелочного сиенита, секущего пироксенит, Красномайский массив, Казахстан, в сумму анализа входят $MnO-0,03$, $TiO_2-0,32$, анал. Максимова и Зайцева [37]; 8 – ортоклаз из ортоклазита по пироксенитам, Красномайский массив, Казахстан, анал. Максимова и Зайцева [37].

	9	10	11	12	13	14	15
Na_2O	1,12	1,08	0,86	0,22	0,76	0,86	0,13
K_2O	14,25	14,76	15,13	15,65	14,09	14,70	16,19
Rb_2O	0,47	0,49	0,032	0,044	—	—	—
MgO	—	—	0,11	0,10	—	—	—
CaO	0,05	0,00	0,030	0,025	0,40	0,27	—
SrO	0,00	0,00	0,011	0,026	0,32	He опр.	—
BaO	0,25	0,02	0,63	0,72	1,28	"	1,54
FeO	—	—	—	—	0,09	0,34	—
Fe_2O_3	—	—	1,09	0,95	—	—	1,09
Al_2O_3	18,25	18,45	17,77	17,68	17,98	18,13	17,74
SiO_2	65,32	65,39	63,40	62,16	64,46	64,73	63,75
H_2O^\pm	0,46	—	0,55*	0,43*	—	—	—

Сумма	100,17	100,19	99,61	98,11	99,44	99,16	100,44
Or (мол.%)	84	86	90,6	96,0	87,4	90,6	96,0
Ab	10	10	8,0	2,0	7,2	8,1	1,2
An	—	0,0	0,2	0,1	2,1	1,4	—
Cn	—	0,0	1,2	1,4	2,4	—	2,8
$Sr-Fsp$	0,0	0,0	0,0	0,1	0,9	—	—
$Rb-Fsp$	1	1	0,1	0,1	—	—	—
$Fe-Fsp$	—	—	(3,6)	(3,2)	—	—	—
Уд.в.	2,563	—	2,57	2,56	—	—	—
$-2V$	63	44	50	—	—	—	—
a_0	9,5632	8,564	8,603	—	—	—	—
b_0	12,963	12,996	12,990	—	—	—	—
c_0	7,2099	7,200	7,207	—	—	—	—
α	90,0	90,0	90,0	—	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15
β	116,07	116,02	116,07	—	—	—	—
γ	90,0	90,0	90,0	—	—	—	—

* H_2O^+ – п.п.п.

9 – ортоклаз из занорыша в пегматите пегматитового поля Меза Гранде, турмалиновая шахта Гималайя, Сан-Диего, шт. Калифорния, США, анал. Хорска (оригинал структурного исследования) [9, 38]; 10 – то же, анал. Хадидиакос, микрозонд. (оригинал нейтронографического уточнения) [9]; 11 – из пегматита в массивных грубозернистых уртигах, штольня Материальная, апатитовое месторождение Юкспор, "Хибины-1481/Д" (оригинал структурного исследования), анал. Некрасова [28, 29]; 12 – из рисчорриатов, "Апатитовый цирк", м-ние Расвумчорр, "Хибины-848/М" (оригинал структурного исследования), анал. Некрасова [29, 30]; 13 – вкрапленник в эпилейцитовом фonoлите, Киргизия, анал. Лапутина, микрозонд. [39]; 14 – из эпилейцитового фonoлита, Якутия, анал. Лапутина, микрозонд. [39]; 15 – из щелочного сиенита, Мурунский массив, микрозонд. [40].

В отличие от микроклина ортоклаз часто содержит повышенные количества натрия и бария

Диагн. исп. Кислоты, кроме HF, не действуют. П.п.тр. трудно плавится в мутное пузыристое стекло; с раствором кобальта сплав окрашивается синим цветом. В фосфорной соли разлагается с трудом с образованием скелета кремнезема.

Диагност. К ортоклазам относятся существенно калиевые полевые шпаты с $t_1 = t_{10} + t_{1m} > 0,75$ и $2V > 44^\circ$ в плоскости $\perp (010)$.

Нахожд. Ортоклаз возникает в относительно низкотемпературных условиях (ниже $500\text{--}550^\circ$) в результате Si/Al-упорядочения в санидине или самостоятельной кристаллизации (или метасоматического замещения К-п.ш. других минералов, например плагиоклаза) в этих температурных условиях. Si/Al-упорядочение в натрийсодержащих санидинах может сопровождаться фазовым распадом; в этом случае ортоклаз представляет собой К-фазу пертитов (см. "Пертиты").

Хотя ортоклаз по кинетическим причинам является метастабильным образованием, важное значение имеет определение температуры равновесного фазового перехода санидин \rightarrow микроклин, поскольку поле стабильности ортоклаза совпадает с полем стабильности микроклина. Температура этого перехода для чистого К-п.ш. оценивается в $500 \pm 50^\circ$. Значение $<525^\circ$ обычно заимствуется из работы Гольдсмита и Лавеса [16], оно показывает, что ниже этой температуры санидин не может быть получен из шихты микроклина в гидротермальных опытах. Экспериментально впервые Эйлером и Гелнером [41] при 500° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар получен в гидротермальных условиях чистый К-п.ш. (адуляр с $2V_{Np} = 50\text{--}52^\circ$), в котором было установлено слабое отклонение от моноклинности. Теоретически Ховисом [42] из термодинамических данных температура перехода рассчитана как $451 \pm 47^\circ$ при 1 бар и $460 \pm 47^\circ$ при 5 кбар. Значение, рассчитанное Стейджером и Хартом [43] петрологически из теплового потока на контакте гранитной интрузии, равно $350\text{--}400^\circ$. Аналогичная оценка, данная Райтом [44], 375° для состава Ab_5Or_{95} . К такому же значению пришел Зырянов [45, 46] (однако он считал, что ортоклаз имеет самостоятельное поле стабильности, и оценивал температуру верхней его границы – пере-

хода ортоклаз \rightarrow санидин в $680 \pm 15^\circ$ [47]). Наконец, разрыв между низким (1–4 мол.% Ab , $t_0-t_m = 1,0$, $2V_{Np} = 75-88^\circ$) и высоким (2,5–6,5 мол.% Ab , $t_0-t_m = 0,0-0,4$, $2V_{Np} = 53-75^\circ$) микроклинами, характерными для зелено-биотитовой и ставролитовой зон метаморфизма в массивах Аар и Готтард, Швейцарские Альпы, интерпретируемый как изографа между санидином и микроклином, оценивается в 450° при 3 кбар [48].

Для составов с большим содержанием натрия температура перехода в соответствии с правилом Ван-Лаара, должна понизиться, согласно Сендерову [49], от 500 до $\sim 400^\circ$. По расчетам Ховиса [42], для состава $Ab_{5-10}Or_{95-90}$ – до 450° при 3 кбар.

Учет упругой энергии, возникающей при твердофазовом переходе из моноклинного в триклинное состояние в напряженной решетке произведен в [19, 50]. Он приводит к увеличению мольной энергии Гиббса напряженного микроклина по сравнению с нормальным до ~ 3 кДж/моль, что должно также снизить температуру инверсии на $170-250^\circ$. В итоге температуру перехода санидин \rightarrow микроклин можно принять как $500 \pm 50^\circ$ в том случае, если упругая энергия не оказывает влияния на равновесие (например, при перекристаллизации санидина в микроклин); в случае твердофазового превращения она должна быть снижена до 300° . Фактически, на этот интервал $500-300^\circ$ и приходится процесс образования ортоклаза.

Структурно-изученные ортоклазы отражают различную геологическую обстановку.

Максимально-упорядоченный хрустально-чистый ортоклаз (хим. ан. 8, 9) из турмалиновой шахты Гималайя в пегматитовой провинции Меза Гранде, Сан-Диего, шт. Калифорния, США, наблюдается в карманах с ювелирным турмалином, бериллом и кварцем, где он нарастает в виде каемки (толщиной до 1 см) на длинные “подвески” К-п.ш., свисающие с висячего бока пегматитовой жилы. По мере роста “подвески” переходят из приконтактной зоны кварц-полевошпатового графического пегматита в зону блокового кварца и полевого шпата и далее в карман с ювелирными минералами, что сопровождается переходом микроклин-пертита в ортоклаз-пертит и затем в чистый монокристалльный ортоклаз. Судя по наличию замещений между минералами и флюидных включений в полевом шпате, ортоклаз имеет гидротермальное происхождение, но кристаллизовался по температуре выше поля стабильности микроклина. Данный ортоклаз содержит повышенную концентрацию Rb и воду (ОН)- и может рассматриваться как адуляр, но не обладает адуляровой морфологией [9, 31, 38, 51].

Существенно-калиевый ортоклаз характерен для относительно редких щелочных пород калиевого ряда: калиевых основных пород – щелочно-базальтовых и щелочно-габброидных и лейкократовых калиевых щелочных трахитов и сиенитов. Он характерен для вулканогенных пород следующих ассоциаций: 1) базальтов–трахибазальтов–тефритов–лейцититов (Кирганикское поле, Центр. Камчатка); 2) эпилейцитовых базальтов–эпилейцититов–эпилейцитовых фонолитов–трахитов (Кольбашинское поле, Киргизия); 3) щелочных оливиновых базальтов–лейцитовых тефритов–щелочных трахиандезитов–лейцитовых фонолитов–щелочных трахитов (Тежсарский комплекс, Армения); и для интрузивных пород ассоциаций: 1) калиевых перидотитов и пироксенитов–псевдолейцитовых и нефелиновых шонкини-

тов–сиенитов (шт. Монтана, США); 2) псевдолейцитовых пироксенитов–псевдолейцитовых сиенитов–нефелиновых биотит–гранатовых сиенитов–эссекситов (Ишимский комплекс, Казахстан); 3) меланитовых перидотитов–меланит–нефелиновых сиенитов (ледморитов)–меланит–биотит–псевдолейцитовых сиенитов (бороланитов)–лейкократовых сиенитов (Лох–Борралан, Шотландия) [52].

В ортоклазовых трахибазальтах Кирганикской вулканогенно-осадочной толщи позднемелового–палеогенового возраста (Камчатско-Корякский антиклинорий, Центр. Камчатка) ортоклаз ($K_2O - 12,77$, $Na_2O - 1,95\%$; $Or_{81,4}Ab_{18,6}$; $2V = 64-66^\circ$, до 70°) образует вкрапленники (совместно с вкрапленниками андезина An_{35-47} , салита, биотита, роговой обманки и гиперстена), а также микролиты в основной массе (нередко лучистые) совместно с микролитами соссюритизированного плагиоклаза, хлоритизированного пироксена, зернами магнетита, хлорита, эпидота и альбита. В лейцититах и эпилейцитовых шонкинитах плагиоклаз отсутствует; ортоклаза 40–45%; во вкрапленниках $2V = 55-60^\circ$, в основной массе $2V = 49-51^\circ$. Эпилейцит (округлые выделения до 5 мм) сложен агрегатом радиально-лучистых лейст ортоклаза и мелких зерен клиноцоизита, серицита и содалита [36]. В интрузивных ортоклаз-амфибол-пироксеновом габбро ортоклаз (до 10%) ассоциирует с зональным андезином (An_{45} в ядре, An_{37-38} на краях), в кварцевых сиенитах и сиенито-диоритах (45–50%) – с андезином An_{36-52} (20–35%), а в монцонитах и кварцевых монцонитах (10–35%) – с андезином An_{41-45} и An_{31-35} [36].

В Ишимском магматическом комплексе, например в псевдо- и эпилейцитовых фонолитах и сиенитах Есильского вулcano-плутона (Тургайская обл., Казахстан), наблюдается ортоклаз-пертит с более высоким содержанием натрия [37, 53] (см. “Пертиты”).

В Инаглинском интрузивном комплексе Центрально-Алданской провинции (Сибирь) ортоклаз появляется уже в калиевых перидотитах (до 3–3,5%) в ассоциации с андезином An_{37-40} (1%) и является главным породообразующим минералом в псевдолейцитовых и нефелинсодержащих шонкинитах (23–60%) и щелочных сиенитах (65%). В шонкинитах: $2V = 40-60^\circ$, $K_2O - 13,22-10,13$; $Na_2O - 0,34-1,57$; $BaO - 0,32-1,51$; $SrO - 0,04-0,84\%$. В лейкократовых шонкинитах встречаются его зональные кристаллы с $2V = 58^\circ$ в ядре и 40° по периферии. Ортоклаз содержит Ba (3000 г/т) и Sr (380 г/т). Псевдолейцитовые агрегаты (4–6%) восьмигранной или неправильной округлой формы (0,1–3,0 мм), состоящие из дактилоскопических или микрографических прорастаний нефелина с ортоклазом (иногда с примесью анальцима), заключены в зерна ортоклаза шонкинитов [52]. В отличие от шонкинитов (содержащих апатит и титаномагнетит, на поздней стадии – циркон и сфен) К-п.ш. щелочных сиенитов (содержащих циркон, апатит, ильменит, флюорит, на поздней стадии – монацит, рутил, батисит, иннэлит) [54, 55] представлен ортоклаз-пертитом, замещаемым микроклин-пертитом: $2V = 60-66^\circ$; $K_2O - 14,14-12,45$; $Na_2O - 0,57-3,85$; $BaO - 0,35$; $SrO - 0,005-0,03\%$ [52]. В хромдиопсид-флогопитовых метасоматитах, возникших при взаимодействии щелочных пород с дунитами, ортоклаз (до 15%) образуется в интерстициях (5–12 мм): $2V = 74^\circ$; $K_2O - 13,74$; $Na_2O - 1,32$; $BaO - 0,85$; $SrO - 0,48\%$ [52].

В Якокутском вулcano-плутоническом комплексе Центрально-Алданской провинции (Сибирь) ортоклаз появляется в пироксенитах (до 8,5%), содержание его увеличивается в псевдолейцитовых и нефелинсодержащих шонкинитах (40%), нефелиновых и нефелин-псевдолейцитовых сиенитах (50–51%) и щелочных сиенитах (75,5%) [52]. Ортоклаз нефелиновых сиенитов: $2V = 65^\circ$, $K_2O - 16,80$; $Na_2O - 0,50\%$ [56]. Ортоклаз-пертит щелочных сиенитов содержит значительное количество Na: $2V = 60-86^\circ$; $K_2O - 7,98-7,02$; $Na_2O - 3,26-4,67\%$ [55]. Ортоклаз известен и в других массивах этой провинции: Томмотском, горы Стрелка, Курунг-Саалинском, Джекондинском, Ылымахском, Юхтинском.

Ортоклаз (45–80%, хим. ан. 7) характерен для дайковых щелочных сиенитов, секущих пироксениты Красномайского комплекса (Кокчетавская обл., Казахстан), где он ассоциирует с плагиоклазом (до 10%), биотитом, эгирином или эгирин-авгитом и меланитом (до 15%) [37, 53].

Ортоклаз характерен для калиевых пород в континентальных структурах: в Есильском вулcano-плутоне, Кенском, Тасоткульском, Державинском, Пятигорском, Шинсайском, Северо-Шинсайском, Шолаксандыкском, Койтасском, Жусалинском, Кенталдысайском массивах в Казахстане, Сыннырском, Сакунском массивах в Прибайкалье, Верхнедункальдыкском массиве на Памире, массивах Хайнуд и Берпо (шт. Монтана, США), Пуба (пров. Онтарио, Канада)

Ортоклаз – типичный минерал метасоматитов. В биотит-диопсид-ортоклазовых с апатитом и магнетитом (по составу отвечающих шонкиниту) метасоматитах по трахибазальтам Кирганикской вулканогенно-осадочной толщи (Центр. Камчатка) высококалиевый ортоклаз (хим. ан. 6) образует гигантозернистые ($3 \times 1,5$ см) “лапчатые” лейстовые порфиробласты ($2V = 70-75^\circ$), крупные ксенобласты ($2V = 63-66^\circ$) и мелкозернистые кристаллы в основной массе ($2V = 52-54^\circ$), образующие псевдоморфозы по плагиоклазу и содержащие в виде микро- и криптопертитов замещения An_{6-8} . С данными метасоматитами связаны апатитовые проявления (до 15–20%) и медная минерализация с халькопиритом, халькозином, борнитом, пиритом и магнетитом [36]. В результате диффузионно-инфильтрационного магматического замещения основных и ультраосновных пород (верлитов, оливинных пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро) сиенитовым расплавом здесь образовались ортоклазсодержащие гибридные монцониты (в эндоконтакте) и амфиболизированные породы и калиевые сиенит-фениты (в экзоконтакте), сменяющие друг друга в следующем порядке: гастингсит-биотит-эпидот-диопсидовые фениты → гастингсит-биотит-эпидот-альбит-диопсидовые фениты → гастингсит-диопсид-ортоклазовые фениты. Ортоклаз (40–60%) образует гигантозернистые порфиробласты ($4 \times 1,5$ см) ($K_2O - 12,07$; $Na_2O - 2,69\%$; $2V = 62-63^\circ$) [36].

В метасоматитах по пироксенитам Красномайского магматического комплекса (Кокчетавская обл., Казахстан), возникших в результате их калишпатизации, биотитизации, эгиринизации, шорломитизации (меланитизации) и карбонатизации, ортоклаз (хим. ан. 8) характерен для ортоклаз-пироксеновых, ортоклаз-меланитовых, кальцит-ортоклазовых и биотит-кальцит-ортоклазовых метасоматитов; образует крупные (до 3 мм) ксеноморфные зерна с пойкилитовыми вростками биотита [37, 53].

Аутигенный ортоклаз установлен в юрских известняках Французских Альп [57, 58] – в виде мелких кристаллов внутри раковины аммонита в ассоциации с двухконечным кварцем, пиритом и битуминозным веществом, в ракушечнике триасового возраста в Эльзасе и Региональном природном парке Лоррен, Франция [59], – вместе с микроклином и кварцем. Аутигенный ортоклаз найден в доломитах формации Ватертон, пров. Альберта, Канада, кембрийского и докембрийского возраста, лишенных признаков влияния последующего метаморфизма или магматизма [60], где он цементирует зерна доломита, достигая до 40 об.% породы, в виде мелких (0,01–0,05 мм) водянoproзрачных кристалликов.

Измен. На поздних стадиях магматического процесса и в постмагматических условиях ортоклаз превращается в микроклин (в результате Si/Al-упорядочения) или метасоматически им замещается.

Практ. исп. Полевошпатовое сырье для керамической и фарфоровой промышленности (см. “Полевые шпаты”, “Калиевый полевой шпат”).

Литература

1. *Des Cloizeaux A.* // C.r. Acad. sci. 1861. Vol. 53. P. 64–67.
2. *Spencer E.* // Miner. Mag. 1937. Vol. 24, № 156. P. 453–494. Пер.: *Спенсер Э.* // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
3. *Tuttle O.F.* // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–568.
4. *Ferguson R.B., Traill R.J., Taylor W.H.* // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 5. P. 331–348. Пер.: *Фергусон Р.Б., Трэйл Р.Дж., Тэйлор В.Х.* // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57–95.
5. *Ferguson R.B.* // Canad. Miner. 1960. Vol. 6, pt 3. P. 415–436.
6. *Ferguson R.B.* // Ibid. 1979. Vol. 17, pt 3. P. 515–525.
7. *Barth T.F.W.* // Ztschr. Kristallogr. 1959. Bd. 112. S. 263–274.
8. *Barth T.F.W.* // Tschermaks miner. and petrogr. Mitt. 1965. Bd. 10, N 1/4. S. 14–33.
9. *Prince E., Donnay G., Martin R.F.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 500–507.
10. *Des Cloizeaux A.* // Ann. chim. phys. 1876. Vol. 9 P. 433–499. Summary: Ztschr. Kristallogr. 1877. Bd. 1. S. 76–86.
11. *Mallard E.* // Ann. mines. Ser. 7. 1876. Mem. 10. P. 187–240.
12. *Laves F.* // J. Geol. 1950. Vol. 58, № 5. P. 548–571. Пер.: *Лавес Ф.* // Полевые шпаты. М., 1952. С. 77–113.
13. *Laves F.* // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450; N 6. P. 549–550. Пер.: *Лавес Ф.* // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 152–172, 173–203.
14. *Barth T.F.W.* // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1930. Vol. 19, N 110. P. 135–146.
15. *Barth T.F.W.* // Amer. Miner. 1930. Vol. 15, N 4. P. 129–143.
16. *Goldsmith J.R., Laves F.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 2/3. P. 100–118. Пер.: *Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф.* // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 231–257.
17. *McConnell J.D.C.* // Philos Mag. 1965. Vol. 11. P. 1289–1301.
18. *Nissen H.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, № 4. P. 354–360.
19. *Eggleton R., Buseck P.* // Ibid. 1980. Vol. 74, N 2. P. 123–133.
20. *Wooster W.* // Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 335. P. 351–353.
21. *Patnis A., McConnell J.D.C.* Principles of mineral behavior. Oxford etc.: Blackwell, 1980. Пер.: *Патнис А., Мак-Коннелл Дж.* Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
22. *Белянкин Д.С.* // Изв. Петрогр. политехн. ин-та. 1915. Т. 24, вып. 2. С. 437–452.
23. *Белянкин Д.С.* // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1937. С. 225–233.
24. *Белянкин Д.С.* // Там же. 1944. С. 65–68.
25. *Paraskevopoulos G.M.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. Ser. 3. 1953. Bd. 3. S. 191–271.

26. Gysin M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1957. Bd. 37. S. 159–178.
27. Dal Negro A., De Pieri R., Quareni S., Taylor W.H. // Acta crystallogr. B. 1978. Vol. B-34, pt 9. P. 2699–2707; 1980. Vol. B-36, pt 12. P. 3211 (Erratum).
28. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 96–103. Transl.: Borutzky B.Ye., Organova N.I., Marsiy I.M. et al. // Intern. Geol. Rev. 1985. Vol. 27, N 6. P. 746–753.
29. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
30. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 69–74.
31. Phillips M.W., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 3/4. P. 263–270.
32. Jones J.B. // Acta crystallogr. B. 1968. Vol. B-24, pt 3. P. 355–358.
33. Velde B., Boyer H. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 3675–3682.
34. Spencer E. // Miner. Mag. 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
35. Schöner H. // Beitr. Miner. und Petrogr. 1960. Bd. 7, N. 2. S. 76–103.
36. Флёров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
37. Нурлыбаев А.Н. Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 230 с. (см. с. 22–71).
38. Horsky S.J., Martin R.F. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1191–1199.
39. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
40. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН; НИЦ ОИГТМ, 1996. 221 с.
41. Euler R., Hellner E. // Ztschr. Kristallogr. 1961. Bd. 115, N. 5/6. S. 433–438.
42. Hovis G.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
43. Steiger R.H., Hart S.R. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 87–116.
44. Wright T.L. // Ibid. P. 117–136.
45. Зырянов В.Н. // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1192–1195.
46. Зырянов В.Н. // Там же. 1978. Т. 241, № 4. С. 917–919.
47. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
48. Vambauer H.U., Bernaldi W.H. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1982. Bd. 62. S. 185–230.
49. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 205 с.
50. Carpenter M.A. // Physical properties and thermodynamic behaviour of minerals / Ed. E.K.H. Salje. Dordrecht: Reidel, 1988. P. 265–323.
51. Jahns R.H., Wright L.A. Gem- and lithium-bearing pegmatites of the Pala district, San Diego County, California // Calif. Div. Mines Spec. Rep. 1952. N 7-A. 1951. 72 p.
52. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 136 с.
53. Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука КазССР, 1973. 296 с.
54. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 16. С. 141–175.
55. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.
56. Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 245 с.
57. Lory C. // Arch. sci. phys. natut. Geneve. Ser. 3. 1886. Vol. 16. P. 237–239.
58. Lory C. // C. r. Acad. sci. 1886. Vol. 103. P. 309–311.
59. De Lapparent J. // Ibid. 1929. Vol. 171. P. 862–865.
60. Daly R.A. // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1917. Vol. 3. P. 659–665.

Адулярь Adularia
K[AlSi₃O₈]

Назван по месту первой находки в районе Сен-Готарда в Швейцарских Альпах, который ранее относился к горному массиву Адула (Пайни, 1783; Митчелл, 1982). В настоящее время под адуляром понимают относительно низкотемпературную и потому стерильную в отношении микропримесей разновидность калиевого полевого шпата. Как структурное – это понятие не имеет смысла, так как адуляры могут быть и санидином, и ортоклазом, и даже микроклином. Однако традиционно к адулярам, в отличие от микроклинов, относят в основном моноклинные К-п.ш. или промежуточные микроклины с небольшим отклонением от моноклинности. Поскольку моноклинная модификация при низкой температуре является метастабильной, структурное состояние адуляра и особенности морфологии его выделений обнаруживают признаки неравновесности.

Характ. выдел. Кристаллы специфического призматического габитуса (см. “Калиевый полевой шпат”) в пустотах и прожилках. Секториальные кристаллы. Сплошные массы и корки, нарастающие на ранний К-п.ш. Игольчатые и нитевидные образования (“мустади”), образующиеся при замещении адуляром Na-фазы в микроклин-пертитах. Псевдоморфозы по санидину, по плагиоклазу, по анальциму.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$ и трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условная пр. гр. $C\bar{1}$). $Z = 4$.

Параметры ячейки адуляров с уточненной кристаллической структурой:

Образцы:	a_0	b_0	c_0	β	V
1 “Сен-Готард UNT-7007”	8,545(2)	12,967(5)	7,201(13)	116,00(2)	717,1
2 “Спенсер-В”	8,554(2)	12,970(2)	7,207(2)	116,007(10)	718,6
3 “Хибиньы-1481/Д”	8,564(2)	12,996(2)	7,200(1)	116,02(2)	720,3
4 “Хибиньы-848/М”	8,603(2)	12,990(2)	7,207(1)	116,07(2)	723,5

1 – по Филиппсу и Риббе [1]; 2 – по Колвиллу и Риббе [2] для образца “Спенсер-В” [3]; 3 – по Боруцкому с соавт. [4,5]; 4 – по Боруцкому с соавт. [5,6].

Для структурно-уточненного триклинного санидиноподобного полевого шпата из Хибин, который по своим свойствам должен быть отнесен к адулярам: $a = 8,615(9)$, $b = 13,030(7)$, $c = 7,200(5)$ Å; $\alpha = 89,99(5)$, $\beta = 116,01(6)$, $\gamma = 89,98(7)^\circ$; $V = 726,4(1)$ Å³ [7] (хотя для данного образца указывается триклинная пр. гр. $C\bar{1}$, отклонение углов α и γ от 90° при указанной точности вряд ли можно признать достоверным).

Кристаллическая структура уточнена для двух типичных адуляров с Сен-Готарда, Швейцария: “Спенсер-В”, изученного Спенсером [3], – $Or_{90,0}Ab_{9,7}Cn_{0,3}$ (хим. ан. 1) [2, 8] и “Сен-Готард UNT-7007”, изученного Ховисом [9], – $Or_{88,2}Ab_{11,0}An_{0,1}Cn_{0,6}Sr-Fsp_{0,1}$ (хим. ан. 5) [1], для адуляра “Хибиньы-1481/Д” из пегматита в грубозернистых урритах горы Юкспор, Хибиньы, – $Or_{91,0}Ab_{7,8}Cn_{1,2}$ (в том числе 3,8 мол.% $KFeSi_3O_8$) (хим. ан. 8) [4, 5] и адуляр-видного пойкилобластового К-п.ш. “Хибиньы-848/М” из рихорритов горы Расвумчорр, Хибиньы, – $Or_{96,5}Ab_{2,0}Cn_{1,4}$ (в том числе 3,2% $KFeSi_3O_8$) (хим. ан. 12) [5, 6]. Все они по структурному состоянию соответствуют ортоклазам с

различной степенью Si/Al-упорядоченности. Для адуляров с Сен-Готарда наблюдалась размытость рефлексов [1] или сильные сателлитовые рефлексы, указывающие на наличие блоков в структуре с локальной симметрией $P2_1/a$ [2], образование которых связано с низкотемпературным метастабильным формированием полевого шпата.

Кристаллическая структура адуляра из Хибин $K_{0,99}(Rb,Na,Sr)_{0,01}[AlSi_3O_8]$ (хим. ан. 7), уточненная в триклинном аспекте [7], показала, по мнению авторов работы, "триклинное" распределение Si и Al по Т-позициям, что объясняется ими микродвойникованием. Данный адуляр образует секториальные кристаллы, но структура его уточнена как суммарная.

Средние расстояния Т—О (Å) и распределение Al по Т-позициям (t) в долях от $\Sigma Al = 1,00$, уточненные по уравнениям Смита (Smith, 1974) в адулярах:

Образцы	$T_{10}-O, T_{1m}-O$	$T_{20}-O, T_{2m}-O$	t_{10}	t_{1m}	t_{20}	t_{2m}	ΣAl_T
"Хибинь-1481/Д" [4,5]	1,660 1,663	1,627 1,625	0,379	0,398	0,117	0,102	0,996
"Сен-Готард- UNT-7007" [1]	1,665	1,621	0,395	0,395	0,070	0,070	0,93
"Спенсер-В" [2,8]	1,664	1,622	0,405	0,405	0,080	0,080	0,97
"Хибинь-848/М" [5,6]	1,663 1,661	1,625 1,624	0,419	0,419	0,081	0,081	1,000
Санидиноподоб- ный полевой шпат [7]	1,659 1,652	1,631 1,635	0,37	0,31	0,15	0,18	1,01

Адуляры значительно варьируют по симметрии, структурному состоянию и морфологии кристаллов. Они могут быть моноклинными санидинами и высокими ортоклазами, триклинными низкими ортоклазами, промежуточными и максимальными микроклинами, но преобладают моноклинные разности. Нередко наблюдается изменение структурного состояния в пределах одного монокристалла [10].

В пегматитах Болгарии (гора Витоша, г. Черноморец, с. Вищерица, Нова Махала) адуляры не отличаются по структурному состоянию от К-п.ш., на который они нарастают ($t_1 = 0,74-0,78$) [11, 12]. Триклинный адуляр установлен только в пегматитах Смиловене ($t_{10} = 0,44-0,90$; $\Delta\rho = 0,15-0,84$), где он нарастает на блоковый максимальный микроклин ($t_{10} = 0,98$; $\Delta\rho = 0,97$), причем каемка адуляра, непосредственно нарастающего на микроклин, наиболее близка к максимальному микроклину ($t_{10} = 0,90$; $\Delta\rho = 0,81$), кристаллы типа "Фелсобания (Felsöbánya)" соответствуют промежуточному микроклину ($t_{10} = 0,68$ и $0,67$; $\Delta\rho = 0,53$ и $0,48$), а наиболее удаленные от блокового микроклина поздние кристаллы адулярового типа почти моноклинны ($t_{10} = 0,44$; $\Delta\rho = 0,15$). В пегматитах Вищерицы адуляровая корочка, нарастающая на микроклин-пертит ($t_{10} = 0,95-0,98$; $\Delta\rho = 0,92-0,97$), сложена моноклинным ($t_1 = 0,82$) или слабо триклинным ($t_1 = 0,53$; $\Delta\rho = 0,14$) полевым шпатом [11].

Адуляр в жилах альпийского типа Болгарии по структурному состоянию соответствует ортоклазу ($t_1 = 0,70-0,80$) и близок к К-п.ш. (ортоклазу) вмещающих гнейсов ($t_1 = 0,76-0,82$), хотя всегда немного разупорядочен [11].

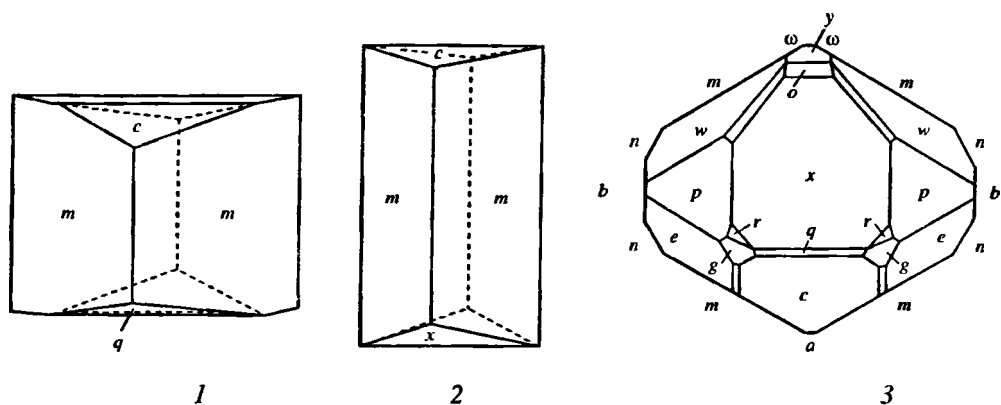
Адуляр в гидротермально-измененных вулканитах золото-полиметаллического м-ния Маджарово, Болгария, варьирует от низкого санидина до высокого ортоклаза ($t_1 = 0,68-0,75$) и более упорядочен по сравнению с заме-

щаемым садином порфировых вкрапленников в неизменных латитах ($t_1 = 0,62-0,65$) [11].

Породообразующие адуляровидные ортоклазы в рисчорритах Хибинского массива, представляющих собой метасоматиты, сформированные по уртитам в результате K,Si-метасоматоза, – гигантокристаллы с характерной пойкилитовой структурой, в основном являются высокими ортоклазами ($t_10 = 0,39-0,41$), переходящими в промежуточные ортоклазы ($t_10 = 0,42-0,43$). В отдельных участках пойкилитового ортоклаза, в прожилках, трещинках и пустотках в рисчорритовой породе, а также в пегматитах и гидротермальных жилах кристаллизуется водяно-прозрачный низкий санидин ($t_10 = 0,36-0,38$) [5]. Несколько более разупорядоченным является описанный из отвалов карьера м-ния Коашва в Хибинах [7] низкий санидин ($t_1 = 0,68$); он имеет секториальное строение и в пирамидах роста на грани (100) и (001), судя по оптической ориентировке, достигает состояния высокого санидина.

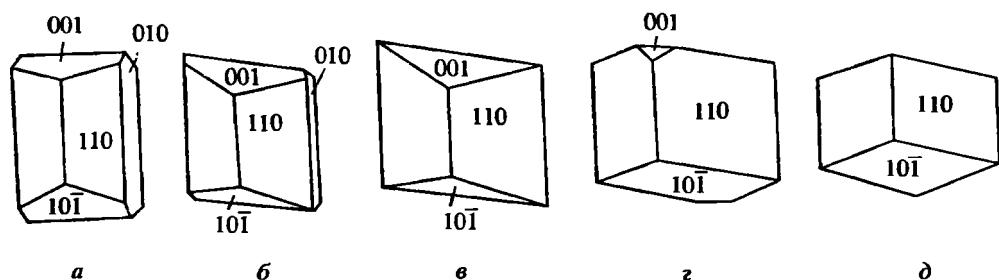
Наиболее детально структурное состояние адуляров из ряда месторождений проанализировано Черны [13, 14]. Для санидин-адуляра из сподуменсодержащего пегматита Танко в Берник Лейк, пров. Манитоба, Канада, были установлены необычно высокие значения параметра b и низкие – параметра c [14], выходящие за пределы “ромба” Стюарта и Райта [15]. Такие же значения были установлены среди других 22 исследованных адуляров из разных месторождений [14]. Отсюда был сделан вывод, что ни в природе, среди вулканогенных полевых шпатов, ни среди продуктов синтеза до сих пор не были найдены максимально разупорядоченные санидины. В соответствии с этим был скорректирован график зависимости содержания Al в T(1)-позиции от параметров $b - c$ [16, 17]. Санидин-адуляр с экстремальным структурным состоянием найден в гидротермальных жилах [18, 19]. Согласно выводам Черны [19], калиевый полевой шпат, кристаллизующийся и в высокотемпературных вулканитах, и в продуктах синтеза первоначально в максимально неупорядоченной форме [20], претерпевает все же некоторое Si/Al-упорядочение. Максимально неупорядоченные санидины образуются только в случае быстрого роста, метастабильно, в поле устойчивости микролина, т.е. в относительно низкотемпературных гидротермалитах, и сохраняются в случае консервации, в условиях низкой щелочности и отсутствия последующего воздействия на них летучей фазы. В тех случаях, когда консервация нарушается, санидин-адуляр испытывает последующее Si/Al-упорядочение и может превратиться даже в микролин-адуляр.

Адуляровый тип кристаллов К-п.ш. имеет ромбический габитус и характеризуется преимущественным развитием граней призмы (110) с подчиненным развитием граней (001) и ($\bar{1}01$), т.е. (110) > (001) > ($\bar{1}01$) (фиг. 59) (см. “Калиевый полевой шпат”). С появлением граней (010) он переходит к типу “Циллерталь (Zillertal)”, для которого, согласно Ниссену [21], характерны вытянутость кристаллов вдоль осей a и c и преобладание граней (010) и (001), но такие адуляры редки (например, в альпийских жилах р. Мала Урдина, Чепеларе, Болгария; в пегматитах Черноморца и Нова Махалы) (фиг. 60). Кристаллы типа “Мадеранер (Maderaner)” и “Фелсобания (Felsöbanya)” характеризуются вытянутостью по оси b и преобладанием граней ($\bar{1}01$) над (001) или полным отсутствием граней (001) соответственно. Они характерны для гидротермальных месторождений и гидротермально-измененных пород Болгарии [11]. В последних широко распространены также скрытокристаллические агрегаты адуляра и сферолиты пластинчатых его



Фиг. 59. Типичная морфология кристаллов адуляра (Гольдшмидт, 1916)

1 – месторождение не указано (по Брейтгаупту (1847)); 2 – Кукбёрн-Крэйк, Новый Южный Уэльс, Австралия (по Дана (1892)); 3 – Циллерталь, Австрия (по Хамбергу (1887))



Фиг. 60. Кристаллы адуляра различных типов (по Арнауоду и Арнауодовой [11])

а – типа “Циллерталь”; б, в – типичного адулярового облика; г – типа “Мадеранер”; д – типа “Фелсобания”

кристаллов [11]. Следовательно, морфология кристаллов не является определяющим признаком принадлежности полевого шпата к адуляру.

Тенденция изменения габитуса кристаллов адуляра от типа “Циллерталь” через “адуляровый” тип до типов “Мадеранер” и “Фелсобания” соответствует снижению температуры образования (от альпийских жил к пегматитам и гидротермальным образованиям) [19, 21–23] и подтверждается экспериментальными исследованиями по кристаллизации К-п.ш. из гидротермальных растворов [24].

В случае образования адуляра нескольких генераций сохраняется такая же тенденция (пегматиты Смиловена и Латинка, альпийские жилы Чепеларе и Стойките, гидротермальное оруденение Росен, метасоматиты Сырница в Болгарии), причем ранние кристаллы, независимо от нахождения – из альпийских жил, из пегматитов или гидротермальных жил, имеют высокотемпературный, а поздние – низкотемпературный габитус [11].

Согласно [21], адуляры типа “Циллерталь” кристаллизовались при $\sim 400^\circ$, адуляры типа “Мадеранер” и “Фелсобания” – при $\sim 230^\circ$. Эти данные подтверждаются на адулярах Болгарии [11]: кристаллы адуляра гидротермалитов удлинены по c или b с типичным адуляровым габитусом: $(110) > (\bar{1}01) > (001) \pm (010)$, с понижением температуры возрастает роль граней $(\bar{1}01)$ и уменьшается роль граней (001) . Чувствительное к повышению

температуры образования адуляра появление граней (010) и (100), иногда (130) приближает огранку кристаллов к типу “Циллерталь”; при снижении температуры образуются кристаллы типа “Мадеранер” и “Фелсбаания”, нарастающие на кристаллы адулярового облика и кристаллы типа “Циллерталь”.

Для низкотемпературных адуляров типично секториальное строение кристаллов. Такие кристаллы наблюдались в альпийских жилах Сен-Готарда и Тавештала (Швейцария), с Везувия (Италия), из Зальцбурга (Австрия) и Гуанахуато (Мексика) [25]. Пирамиды роста различаются по оптическим и рентгенографическим свойствам (см. раздел “Микр.”). Дискутируются причины их образования: возникают ли они в ходе неравновесного роста кристаллов адуляра или в результате твердофазовых превращений после кристаллизации.

Для низкотемпературного адуляра из Ксанти (Греция) методом профильного анализа установлено обогащение *Or*- и *Sn*-составляющими и обеднение *Ab*-составляющей по мере роста секторов (010) и (110) [23]. Кристаллы секториального санидиноподобного полевого шпата (адуляр), описанного из Хибин [7], образованы гранями (010), (001), (110) и (111). Детальное изучение секториальной зональности в адулярах методами оптической, инфракрасной и электронной микроскопии проведено Акизуки и Сунагава [22, 26, 27]. Наиболее распространенными оказались секторы, опирающиеся на грани (110) и (010), более редкие – на (130), (001) и ($\bar{1}01$). Кроме секториальной, в адулярах методом просвечивающей электронной микроскопии была установлена тонкая ($< 0,1$ мкм) ростовая зональность параллельно (110).

Физ. св. Физические свойства аналогичны свойствам других К-п.ш. Для плохо окристаллизованных разностей характерны несовершенная сп., раковистый излом. Обычно бесцветный, водяно-прозрачный, реже желтоватый, зеленоватый, коричневатый.

ИК-спектры адуляров [28] соответствуют спектрам ортоклазов и, согласно Хафнеру и Лавесу, отражают эффект тонкого микродвойникования кристаллов, так как это было показано в работах [29–32].

Физ.-хим. конст. Коэффициент самодиффузии Na и энергия активации для адуляров состава Or_{86-100} , рассчитанные из коэффициентов внутренней диффузии между кристаллами и расплавом NaCl при 1018–1324 К и 0,1 МПа, $D_0 = 3,5 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $Q = 213 \cdot 33 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$. То же для калия: $D_0 = 2 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $Q = 209 \cdot 29 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ [33].

Коэффициенты самодиффузии и энергия активации для кислорода, найденные для адуляра $Ab_{17}Or_{87}$ в воде масс-спектроскопическим интеграционным методом при 793–1073 К и 32,5–60 МПа, $D_0 = 9 \cdot 10^{-11} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $Q = 134 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ [34]. То же для адуляра Or_{100} , в растворе KCl при 673–973 К и 200 МПа, $D_0 = 5,3 \cdot 10^{-11} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $Q = 124 \pm 5 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ [35]. Для адуляра Or_{98} , в разрезе $\perp(001)$ с помощью ионного зонда в воде при 623–973 К и 100 МПа, $D_0 = 4,5 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $Q = 107 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ [36]. Скорость диффузии возрастает от давления воды: например, при 923 К и 400 МПа коэффициент зависимости $\log D^{18O} (\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1})$ от $10^3/T (\text{К}^{-1})$ возрастает в 12–12,5 раз [35].

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Двуосный (–).

В адулярах, соответствующих по структурному состоянию высокому санидину: пл. опт. осей $\parallel (010)$, $Nm = b$, $cNg \approx 20^\circ$, $aNp \approx 5^\circ$, $n_g = 1,524$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,519$; $n_g - n_p = 0,005$; $2V = 28-56^\circ$, дисперсия оптических осей сильная,

$r < v$. Углы погасания на (001) = 0° , на (010) = 5° . В адулярах, соответствующих низкому санидину-высокому ортоклазу: пл. опт. осей $\perp(010)$, $N_g = b$, $cNm \approx 20^\circ$, $aNp \approx 5^\circ$, $n_g = 1,524$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,519$; $n_g - n_p = 0,005$; $2V = 20-60^\circ$, дисперсия оптических осей $r < v$. Углы погасания на (001) – 0° , на (010) – 5° .

Показатели преломления могут быть выше из-за небольшой примеси Na, Ba и Fe: n_g – до 1,527, n_m – до 1,525, n_p – до 1,521. Для адуляровидного ортоклаза из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива: $n_g = 1,524-1,528$, $n_p = 1,516-1,522$, а из пегматитов в массивных уртитах: $n_g = 1,525-1,529$, $n_m = 1,523-1,527$, $n_p = 1,519-1,523$ [37]. Для секториального адуляра из Хибин [7]: $n_g = 1,526(2)$, $n_m = 1,525(2)$, $n_p = 1,520(2)$; показатели преломления одинаковы во всех секторах.

Секториальность в кристаллах адуляра наблюдалась под микроскопом еще Малляром (1876) в образцах ромбического габитуса из альпийских жил Сен-Готарда. В разрезе перпендикулярно оси c в центре ромба погасание было строго параллельным пл. сп. по (010), а у краев отличалось от прямого на $2-3^\circ$; при этом ромб разбивался на четыре сектора: секторы (110) и ($\bar{1}\bar{1}0$) угасали одновременно в положительном направлении, секторы ($\bar{1}10$) и (1 $\bar{1}0$) – в отрицательном. Для этого образца Барт [38, 39] установил наличие решетчатого двойникования из альбитовых и периклиновых двойников, но рентгенографические данные показали отличие от моноклинности всего в $10'$.

Чейсон, исследуя адуляры из разных месторождений [25], установила в большинстве образцов отклонение от оптической моноклинности (на угол ϕ) и разворот плоскости оптических осей. Для небольшого (1–2 мм) монокристалла адуляра из Сен-Готарда (Швейцария) это отклонение было незначительным: $\phi = 0-4^\circ$, $-2V = 30-64^\circ$, пл. опт. осей $\perp(010)$, но в большом монокристалле: $\phi = 4,5^\circ$, $-2V = 58^\circ$, пл. опт. осей $\sim \perp(010)$ – в ядре, $\phi = 15,5^\circ$, $-2V = 47^\circ$, пл. опт. осей отклонена на 45° от $\perp(010)$ – на краю кристалла; для другого кристалла: $\phi = 1^\circ$, $-2V = 22^\circ$, пл. опт. осей отклонена на 15° от $\perp(010)$ – в ядре, $\phi = 12^\circ$, $-2V = 36^\circ$, пл. опт. осей отклонена на 45° от $\perp(010)$ – на краю кристалла. Для адуляра из Таветшталя (Швейцария): $\phi = 0-2,5^\circ$, $-2V = 30-50^\circ$, пл. опт. осей $\sim \perp(010)$ – в ядре, $\phi = 5,5^\circ$, $-2V = 28^\circ$, пл. опт. осей почти $\parallel(010)$ – на краю кристалла. Для адуляра с Везувия: $\phi = 2-7^\circ$, $-2V = 22-35^\circ$, пл. опт. осей $\sim \perp(010)$ – в ядре, $\phi = 6-11,5^\circ$, $-2V = 25-35^\circ$, пл. опт. осей почти $\parallel(010)$ – на краю кристалла. Для адуляра из Гуанахуато (Мексика): $\phi = 0-0,5^\circ$, $-2V = 45^\circ$, пл. опт. осей $\parallel(010)$ – в ядре, $\phi = 6^\circ$, $-2V = 56^\circ$, пл. опт. осей почти $\parallel(010)$ – на краю кристалла. Внутри монокристаллов наблюдались участки, sdвойникованные по альбитовому и периклиновому законам. Лавесом [40] данное отклонение от оптической моноклинности было сопоставлено с величиной рентгеновской триклинности: для триклинного адуляра с Везувия с $2V = 26^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ найдено $\alpha = 90^\circ 32'-90^\circ 33'$ ($90,53-90,55^\circ$), $\gamma = 89^\circ 54'-89^\circ 56'$ ($89,90-89,93^\circ$), для триклинного адуляра из Гуанахуато с $2V = 52^\circ$ в пл. $\parallel(010)$ $\alpha = 90^\circ 24'$ ($90,40^\circ$), $\gamma = 89^\circ 57'$ ($89,95^\circ$). Одновременно в оптически моноклинном адуляре были установлены диффузные пятна, которые проинтерпретированы как блоки с решетчатым альбит-периклиновым двойникованием и свидетельствуют о триклиннизации, переходе моноклинного санидин-ортоклаза в триклинный микроклин. В дальнейшем это положение развито в работе [41]. Двойникование непосредственно наблюдалось под электронным микроскопом Ниссенем [42].

Вращение пл. опт. осей наблюдалось также в адуляровидном санидине-ортоклазе в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах) и ювитах Хибинского массива; для данного ортоклаза с $-2V$ от 20 до $50-60^\circ$ в пл. $\perp(010)$ угол отклонения от пл. сп. (010) составлял до 28° , что было объяснено несовершенством роста полевого шпата в твердой среде при метасоматическом замещении уртитового субстрата [43–45].

Для адуляра из Хибин [7] установлено секториальное строение в виде пирамид роста, опирающихся на грани (100) (сектор А), грани (010) (сектор В) и грани (001) (сектор С). Оптическая ориентировка и величина угла $2V$ меняются в разных пирамидах роста: пл. опт. осей $\parallel(010)$, $-2V$ от $10-12$ до 45° в секторах А и С (такая оптика характерна для высокого санидина), пл. опт. осей $\perp(010)$, $2V$ от 40 до 50° в секторе В (обычная оптика низкого санидина-ортоклаза).

Хим. Все адуляры характеризуются относительно низким содержанием Na и Ca. Состав, близкий к теоретическому $KAlSi_3O_8$, найден для адуляров из низкотемпературных полиметаллических гидротермальных месторождений, например в Маджарово и Звездел, а также в пегматитах, например Смиловене (Болгария) [11]. Низкое содержание Na и в адулярах из альпийских жил, хотя их формирование проходило при более высоких температурах [46, 47]. То же наблюдается и в Швейцарских Альпах.

С другой стороны, увеличение содержания Na в адуляре наблюдается в образованиях более высокотемпературных стадий по сравнению с низкотемпературными в одном и том же рудном поле, например в Росенском, Болгария [48, 49], и в пегматите Смиловене, Болгария [11].

Примесь Ba типична для адуляров. В адулярах из пегматитов Болгарии $0,01-0,24\%$ BaO, из альпийских жил $-0,05-0,37\%$, из гидротермалитов Маджарово $-0,06-0,33$ (в одном случае до $1,41\%$) [11]. В отличие от содержания Na и Ca, которое уменьшается с понижением температуры, содержание Ba в адулярах не зависит от температуры и состава породы. По другим данным, в адуляре альпийских жил найдено $0,14-6,2\%$ BaO [50, 51].

Анализы (в порядке уменьшения содержания Na-компонента):

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	1,99	1,86	1,61	1,46	1,29	1,17	0,95
K ₂ O	13,08	14,01	13,98	13,70	14,49	14,43	14,98
MgO	—	—	—	—	—	0,04	0,03
CaO	0,23	0,15	0,43	0,26	—	0,04	0,53
BaO	0,92	0,41	—	1,46	—	0,08	—
FeO	—	—	—	—	—	0,00	0,25
Fe ₂ O ₃	0,23	—	0,00	0,32	0,10	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	18,51	19,25	19,50	18,40	18,61	19,66	18,97
SiO ₂	64,87	64,00	64,84	64,80	64,92	63,95	64,45
H ₂ O [±]	0,07	0,50	—	0,90	—	0,72	0,17
Сумма	99,90	100,18	100,36	99,71	99,45	100,14	100,40
Or (мол.%)	80,6	82,7	83,3	85,1	88,2	88,8	87,8
Ab	18,2	16,5	14,6	13,6	11,0	10,9	8,5
An	1,2	0,8	2,1	1,3+Ba	0,1	0,3+Ba	3,7
Cn	—	—	—	—	0,6	—	—
Sr-Fsp	—	—	—	—	0,1	—	—
Rb-Fsp	—	—	—	—	0,05	—	—
Fe-Fsp	—	—	—	—	0,03	—	—
Уд. в.	2,572	2,570	—	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7
n_g	—	1,5249	1,5249	2,568	—	1,525	1,5240
n_m	—	1,5228	1,5238	—	—	1,523	1,5205
n_p	—	1,5191	1,5200	—	—	1,519	1,5178
$-2V$	—	—	—	—	65	61	56°50'
a_0	—	—	—	—	8,5509	—	—
b_0	—	—	—	—	12,9656	—	—
c_0	—	—	—	—	7,2075	—	—
α	—	—	—	—	90,0	—	—
β	—	—	—	—	116,037	—	—
γ	—	—	—	—	90,0	—	—
t_{10}	—	—	—	—	0,395*	—	—
t_{1m}	—	—	—	—	0,395	—	—
t_{20}	—	—	—	—	0,070	—	—
t_{2m}	—	—	—	—	0,070	—	—

* По Филлипсу и Риббе [1].

2* H_2O^+ — п.п.п.

3* H_2O — п.п.п.

4* По Колвиллу и Риббе [2].

1 — Бурж, д'Уасан, Дофине, Франция [52]; 2 — Сен-Готард, Швейцария [53]; 3 — Ридертobel, Бристеншток, Швейцария, анал. Сето [54] (оптические данные по [55]); 4 — Криммл, Зальцбург, Австрия [52]; 5 — Сен-Готард, Швейцария, "UNT-7007" (оригинал структурного изучения), анал. Ито [1, 9]; 6 — Сен-Готард, Швейцария, анал. Гонье [56]; 7 — из жилы альпийского типа с кварцем в сланцах, Кукутцу, о-в Тайвань, анал. Таи [57].

	8	9	10	11	12	13	14
Na_2O	0,86	0,92	0,82	0,74	0,22	0,03	0,00
K_2O	15,13	15,30	15,22	15,78	15,65	16,64	16,56
Rb_2O	0,032	—	—	—	0,044	0,17	0,00
MgO	0,11	0,10	0,24	0,07	0,10	—	—
CaO	0,030	0,11	0,07	—	0,025	—	0,00
SrO	0,011	—	—	—	0,026	0,10	0,02
BaO	0,63	0,11	0,23	—	0,72	—	0,00
Fe_2O_3	1,09	0,09	—	0,04	0,95	0,03	—
Al_2O_3	17,77	19,19	19,41	18,69	17,68	18,33	18,24
SiO_2	63,40	64,28	64,35	64,69	62,16	64,53	64,80
H_2O^{\pm}	0,55 ^{2*}	0,36 ^{3*}	0,08	0,10	0,43 ^{2*}	—	—
Сумма	99,61	100,46	100,42	100,14	98,11	99,83	99,65
Or (мол.%)	90,6	90,4	90,6	92,8	96,0	98,6	100
Ab	8,0	7,8	7,4	6,6	2,0	0,3	—
An	0,2	0,6	2,0	0,6	0,1	0,0	—
Cn	1,2	0,3	—	—	1,4	0,0	—
$Sr-Fsp$	0,0	—	—	—	0,1	0,3	—
$Rb-Fsp$	0,1	—	—	—	0,1	0,5	—
$Fe-Fsp$	(3,6)	—	—	—	(3,2)	—	—
Уд. в.	2,57	2,5661	2,577	2,559	2,56	—	—
n_g	—	1,5245	1,5253	1,525	—	1,526	—
n_m	—	1,5228	1,5235	1,523	—	1,525	—
n_p	—	1,5192	1,5189	1,519	—	1,520	—
$-2V$	44	68,4	64°30'	—	50	—	—
a_0	8,564	8,554 ^{4*}	—	—	8,603	8,615	—
b_0	12,996	12,970	—	—	12,990	13,030	—
c_0	7,200	7,207	—	—	7,207	7,200	—
α	90,0	90,0	—	—	90,0	89,99	—

	8	9	10	11	12	13	14
β	116,02	116,007	–	–	116,07	116,01	–
γ	90,0	90,0	–	–	90,0	89,98	–
t_10	0,379	0,3954*	–	–	0,419	0,37	–
t_1m	0,398	0,395	–	–	0,419	0,31	–
t_20	0,117	0,070	–	–	0,081	0,15	–
t_2m	0,102	0,070	–	–	0,081	0,18	–

8 – из пегматита в массивных грубозернистых урритах, штольня Материальная, апатитовое м-ние Юкспор, “Хибинь-481/Д” (оригинал структурного исследования), анал. Некрасова [4, 5, 45]; 9 – Сен-Готард, Швейцария, “Спенсер-В” (оригинал структурного изучения), анал. Спенсер [2, 3]; 10 – адуляр с кварцем, хлоритом и сфеном в трещинах в гнейсах, гора Форно, Валь-Девверо, Оссола, Пидмонт, Италия [58]; 11 – Валь-Кристаллина, Грисонс, Швейцария [59]; 12 – из рихсдорритов, “Апатитовый цирк”, м-ние Расвумчорр, “Хибинь-848/М” (оригинал структурного исследования), анал. Некрасова [5, 6, 45]; 13 – м-ние Коашва, Хибинские Тундры [7]; 14 – адуляр, замещающий поллцит, из пегматита в Сан-Пьер, о-в Эльба, Италия [60].

Для адуляров из пегматитов и жил альпийского типа Болгарии [11]:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,43	0,11	0,11	0,59	0,96	0,31	1,92	1,30
K_2O	16,67	16,80	16,56	15,98	15,48	15,80	14,22	14,92
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
BaO	0,00	0,19	0,24	0,21	0,02	0,05	0,11	0,07
Al_2O_3	18,47	18,00	17,99	18,24	18,34	19,21	18,75	18,02
Fe_2O_3	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,52	0,02	0,00
SiO_2	64,91	64,54	63,94	64,49	64,74	63,38	65,65	64,64

Сумма	100,51	99,07	98,91	99,50	99,66	99,42	100,73	98,96
<i>Or</i>	97,0	98,8	98,7	94,4	91,4	96,9	82,7	88,1
<i>Ab</i>	3,0	0,9	0,9	5,2	8,6	3,0	16,9	11,7
<i>Cn</i>	–	0,3	0,4	0,4	–	0,1	0,3	0,2
<i>An</i>	–	–	–	–	–	–	0,1	–
t_10	0,90	0,68	0,44	0,37	0,39	0,35	0,39	0,38
t_1m	0,09	0,16	0,28	0,37	0,39	0,35	0,39	0,38
t_1	0,99	0,84	0,72	0,74	0,78	0,70	0,78	0,76
t_2	0,01	0,16	0,14	0,26	0,22	0,30	0,22	0,24
Δp	0,81	0,53	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

1–5 – адуляры из пегматитов: 1 – Смиловене, адуляр, нарастающий на блоковый К-п.ш. состава $Or_{94,8}Ab_{5,2}$ ($t_10 = 0,98$; $t_1m = 0,01$; $\Delta p = 0,97$), 2 – там же, мясо-красный адуляр, 3 – там же, водяно-прозрачный адуляр, 4 – гора Витоша, Зап. Среднегорье, адуляр, нарастающий на блоковый К-п.ш. состава $Or_{87,6}Ab_{11,8}Cn_{0,3}$ ($t_10 = t_1m = 0,39$; $\Delta p = 0$), 5 – Черноморец, Вост. Среднегорье, адуляр, нарастающий на К-п.ш. состава $Or_{64}Ab_{33}Cn_{0,1}An_{29}$ ($t_10 = t_1m = 0,40$; $\Delta p = 0$); 6–8 – адуляры из жил альпийского типа: 6 – с. Стойките (вблизи Чепеларе), Центр. Родопы, адуляр нарастающий на К-п.ш. состава $Or_{86,7}Ab_{12,3}Cn_{0,7}An_{0,3}$, кроме того, $\text{MgO} = 0,12$, 7 – Чепеларе, Центр. Родопы, прозрачный адуляр, развивающийся среди К-п.ш. состава $Or_{86,0}Ab_{12,9}Cn_{0,6}An_{0,5}$ ($t_10 = t_1m = 0,41$; $\Delta p = 0$), 8 – р. Мала Урдина, Родопы, прозрачный адуляр в пустотах среди амфибол-биотитовых гнейсов. Все анализы – микроанализатор “JEOL Superprobe”, анал. Нейков.

Для адуляров из гидротермальных рудных месторождений Болгарии [11]:

	1	2	3	4
Na ₂ O	0,39	0,28	0,27	0,28
K ₂ O	15,34	16,10	15,81	15,80
CaO	0,01	0,08	0,01	0,05
BaO	1,41	0,24	0,25	0,18
Al ₂ O ₃	19,25	18,41	18,98	18,70
Fe ₂ O ₃	0,12	0,14	0,38	0,28
SiO ₂	64,79	64,70	64,10	65,06
Сумма	101,20	100,06	99,92	100,47
<i>Or</i>	93,9	96,6	97,0	96,5
<i>Ab</i>	3,5	2,5	2,6	2,9
<i>En</i>	2,6	0,4	0,4	0,3
<i>An</i>	—	0,5	—	0,3
<i>t</i> ₁₀	0,34	0,345	0,37	0,375
<i>t</i> _{1m}	0,34	0,345	0,37	0,375
<i>t</i> ₁	0,68	0,69	0,74	0,75
<i>t</i> ₂	0,32	0,31	0,26	0,25
$\Delta\rho$	0,00	0,00	0,00	0,00

1 – Маджарово, Вост. Родопы, адуляр из полостей в прожилках; 2, 3 – там же, адуляр из гидротермально-измененных вулканитов (латитов); 4 – там же, псевдоморфоза адуляра по вкрапленникам санидина в гидротермально-измененном латите. Все анализы – микроанализатор "JEOL Superprobe", анал. Нейков.

Находж. Адуляр традиционно рассматривается как низкотемпературная (ниже 400°) разность К-п.ш., образующаяся в гидротермальных условиях, при низкотемпературном метаморфизме, в процессе седиментации и диагенеза. Из-за ограниченной изоморфной емкости при низкой температуре адуляры являются стерильно чистыми в отношении микропримесей. Кристаллизация ниже 400° как главный признак принадлежности к адуляру позволяет отнести к этой разности К-п.ш., помимо кристаллов адуляровидного облика, также и плохо образованные кристаллы, ксеноморфные образования, плотные агрегатные массы, корки, игло- и нитевидные образования ("мустацы"), а также окрашенные, мутные или непрозрачные разности. Температурная граница 400° [3, 21] условна, так как даже в альпийских жилах описаны кристаллы типа "Фиббия (Fibbya)" [21] и бавенские двойники, а также кристаллы с хорошо развитыми гранями (001) и (010), характерные для магматических и пегматитовых полевых шпатов.

Вторым признаком адуляра является его неупорядоченное структурное состояние, которое при низкотемпературной кристаллизации является метастабильным [21]. По этой причине адуляры представлены в основном структурными формами низкого санидина, ортоклаза или промежуточного микроклина, хотя стабильной при данной температуре является форма максимального микроклина.

Большинство исследователей рассматривают кристаллизацию щелочных полевых шпатов как метастабильную, в неупорядоченном структурном состоянии, с дальнейшим Si/Al-упорядочением в случае достижения равновесия с минералообразующей средой. Если такое равновесие не достигается, то сохраняется ("закаливается") неупорядоченное структурное состояние полевого шпата. Факторами, вызывающими метастабильную кристаллиза-

цию, являются температурный режим [10, 14, 19, 25, 41, 61], неравномерное (анизотропное) сжатие при охлаждении [23, 62], химизм среды (K/(K + Na) [14, 19, 63, 64]), влияние флюидов [19, 65, 66]. Однако не исключена и непосредственная кристаллизация полевого шпата с равновесным структурным состоянием [22, 27, 67].

Предполагается, что триклинный адуляр, нарастающий на максимальный микроклин ($D_r = 0,97$) в пегматитах Смиловене, Болгария, одновременно с выделением в пустотах в микроклине и берилле адуляра с $D_r = 0,48-0,53$ (промежуточный микроклин) и моноклинного адуляра ($D_r = 0,15$) указывает на частичное унаследование триклинной структуры замещаемой матрицы [11]. Аналогичное образование слабо триклинного адуляра ($D_r = 0,10$) описано при замещении плагиоклазовых фенокристаллов в гидротермально-измененных андезитах и дацитах халькопирит-пиритового оруденения в Центр. Среднегорье Болгарии, в то время как в кварц-адуляровых прожилках адуляр моноклинен [11, 68]. Влияние на структурное состояние образующегося адуляра замещаемой матрицы при эпитактическом нарастании его на моноклинный ортоклаз или триклинный промежуточный микроклин показано в [14].

Адуляр распространен в пегматитах, в жилах альпийского типа и гидротермальных рудных месторождениях в одной и той же ассоциации: кварц, альбит, серицит, хлорит, эпидот, часто апатит, актинолит, цеолиты, кальцит, пирит и другие сульфиды [11].

В жилах альпийского типа адуляр детально описан в работах [21, 65, 66, 69–74]. Классическим местонахождением является адуляр с Сен-Готарда, особенности структуры, морфологии, химического состава и оптики которого рассмотрены в соответствующих разделах.

Жилы альпийского типа в серицит-кварцитовых сланцах с хлоритом и эпидотом в Груни (Малея), вблизи г. Петрошани, Румыния, в Южн. Карпатах, содержат короткопризматические кристаллы адуляра с гранями (110), (001) и $(\bar{2}01)$ с повышенным содержанием Na (0,70% Na_2O), Ca (0,12% CaO) и Ba (1,42% BaO) ($\text{Or}_{89}\text{Ab}_7\text{Cn}_3\text{An}_1$), рентгеновски и оптически триклинные, с углом опт. осей $2V = 67-83^\circ$; адуляр ассоциирует с кварцем, хлоритом, эпидотом, сфеном и апатитом [65, 66].

В жилах альпийского типа, в пустотах среди амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов р. Мала Урдина, Родопские горы, Болгария, кристаллы адуляра типа “Циллерталь” (см. фиг. 60, а) или адулярового облика (см. фиг. 60, в) нарастают на К-п.ш. или плагиоклаз совместно с кварцем и хлоритом [11]. Кристаллы типа “в”, найденные в пустотах среди амфибол-биотитовых гнейсов в районе оз. Урдини, Родопы, нарастают на К-п.ш. в ассоциации с хлоритом, эпидотом, кварцем, сфеном и альбитом. В биотитовых гнейсах у с. Пастра, западнее Рильского монастыря, встречены пустоты с кристаллами адуляра типа “в” и мелкими кристалликами адуляра типа “Фелсобания” и “Мадеранер” (см. фиг. 60, д, з), нарастающими на сферолиты хлорита и кварц. В Чепеларе в Центр. Родопах в пустотах среди биотитовых гранито-гнейсов в ассоциации с кварцем, хлоритом, эпидотом, стильбитом наблюдались кристаллы адуляра типов “а”, “в” и “з” [11, 75]. В с. Стойките вблизи Чепеларе, Центр. Родопы в гнейсах кристаллы адуляра (до 7–8 мм) иногда нарастают на ранний К-п.ш. в ассоциации с кварцем, хлоритом, эпидотом и стильбитом [11, 76].

В альпийских жилах Мирошова, Чехия, адуляр образует кристаллы ромбического облика, секториального строения – с пластинчатым ядром и че-

тырьмя секторами, опирающимися на грани (110) [19]; полевой шпат является моноклинным, максимально разупорядоченным, поскольку на диаграмме $b-c$ выходит за пределы ромба Райта и Стюарта [15].

Адуляр в альпийских жилах образовался при 290–350° [46, 47]. Согласно Ховису [9], температура образования адуляра из жил в районе Монблан, Франция, аналогична условиям образования адуляра с Сен-Готарда, Швейцария, и на основании гомогенизации флюидных включений в сингенетичном кварце оценивается в 300–500°.

Адуляр описан также из разнообразных трещин и прожилков в метаморфических и изверженных породах [77–81] – в гнейсах Биалских гор в Польских Судетах [77], в силлах камптонитов в горах Сакраменто, Отеро-Каунти, шт. Нью-Мексико, США [78, 79], в фельзитовых спилитах [80] и др. Описан из флюоритовых жил вблизи г. Регенсбурга, Баварский Лес, Германия [82].

Адуляр – типичный минерал гидротермальных рудных месторождений. При этом, как отмечено выше (см. раздел “Структ. и морф. крист.”), устанавливаются существенные вариации в его структурном состоянии, морфологии выделений, оптических свойствах.

Два типа адуляра – полупрозрачный с неадуляровым габитусом, с гранями (001), $(\bar{1}01)$, (010) и слабо развитыми (110) и с ромбоэдрическим габитусом, с гранями (110) и (001) и слабо развитыми $(\bar{1}01)$, установлены в медно-молибденовом Россенском рудном поле, Вост. Среднегорье, Болгария [49]. Однако основу жил составляют типичные кристаллы адуляра типа “ ϵ ”, ассоциирующие с магнетитом, халькопиритом и хлоритом [11].

На полиметаллическом золото-серебряном м-нии Маджарово, Вост. Родопы, адуляр замещает в приповерхностных вулканических породах фенокристы санидина и плагиоклаза совместно с кварцем, хлоритом, серицитом, халцедоном, опалом, каолинитом и др. и образует кварц-адуляровые метасоматические зоны, содержащие бедную сульфидную и сульфосольную минерализацию с пиритом, халькопиритом и сфалеритом [83–85]. В пустотах в кварц-адуляровой зоне друзы адуляра типа “ ϵ ” совместно с друзами кварца срastaются с клейофаном, халькопиритом, пиритом и галенитом [11].

В полиметаллическом м-нии у с. Звездел в Вост. Родобах в гидротермально-измененных андезитах образуется плотная адуляр-кварцевая порода с включениями сульфидов и рутила, в которой адуляр замещает как фенокристы альбитизированного плагиоклаза, так и основную массу андезита. Мелкие кристаллики адуляра типа “ δ ” (“Фелсобания”) наблюдаются в пустотах в ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом, каолинитом, галлуазитом, баритом [11, 86, 87]. У с. Сырница, Вост. Родопы, кристаллы адуляра того же типа вместе с кварцем, морденитом, клиноптилолитом, опалом и смектитом замещают гидротермально-измененный трахириолит-перлит [88], а также наблюдаются в слабо измененной центральной зоне трахириолитового купола в ассоциации с морденитом, кварцем и иллитом [11]. Замещение адуляром с небольшой триклинностью ($\Delta r = 0,10$) фенокристов плагиоклаза установлено в гидротермально-измененных андезитах и дацитах, вмещающих халькопирит-пиритовое оруденение в Центр. Среднегорье, Болгария [68].

Адуляр из эпитеpmальных жил рудного района Гуанахуато, Мексика, судя по малому углу опт. осей 2V и ориентировке пл. опт. осей \parallel (010), соответствует по структурному состоянию высокому санидину [19], однако Кроль

[89] обнаружил раздвоенность рефлексов на рентгенограммах, указывающую на внутреннее двойникование. Согласно [90], это свидетельствует о существенном Si/Al-упорядочении в структуре. В Хот-Спрингс, шт. Арканзас, США, адуляр по структурному состоянию соответствует ортоклазу [19]. В золото-серебряных месторождениях р-на Боди, шт. Калифорния, США, адуляр ромбического габитуса соответствует низкому санидину с $-2V = 64^\circ$ в пл. $\perp(010)$ [19, 91]. Интересно, что по рентгеновским данным в этом адуляре должно содержаться до 30 мол.% *Ab*, хотя химическим анализом найдено всего 4,7%. Высокое содержание Na-составляющей (до 45 мол.% *Ab*, 5,3% Na_2O , 9,2% K_2O) установлено в голубоватом (с лунным отливом) моноклинном адуляре ромбического облика в оловянном м-нии Блек-Рейндж, р-н Грант, шт. Нью-Мексико, США [19]; по сути дела, это уже Na,K-санидин.

В мезотермальных серебряных месторождениях Санкт-Андреасберга, Германия, адуляр имеет ромбический габитус и моноклинную структуру санидина, но при малом угле опт. осей $2V$ в пл. $\perp(010)$ и $\parallel(010)$ обнаруживает оптическую триклинность; адуляр отличается также повышенным содержанием *Ba* и *Sr* [19].

Поздний адуляр из медных месторождений мыса Аппер-Мичиган, шт. Мичиган, США, ромбического габитуса, с умеренной величиной угла $2V$ в пл. $\parallel(010)$, соответствует низкому санидину с параметрами, выходящими за пределы ромба Райта и Стюарта. В шахте Керсарди-Лоуд, округ Хоутон этого р-на, он нарастает на ранний триклинный К-п.ш. (максимальный микроклин), выполняющий миндалины в базальте, переполненный флюидными включениями, с красной окраской в результате окисления железа под их воздействием. Высоко-неупорядоченное структурное состояние и водяно-прозрачность адуляра, лишённого включений, сохраняются благодаря очень низкой температуре образования и отсутствию воздействия на него флюидов [19].

Температура образования наиболее чистых адуляров из гидротермалитов полиметаллических м-ний Маджарово и Звездел, Болгария, $230\text{--}270^\circ$ [11], в гидротермально-измененных породах – 265° по данным [67], $160\text{--}200^\circ$ по данным [22], $220\text{--}300^\circ$ по данным [91]. Температура образования адуляра в кварц-адуляровых жилах р-на Хот-Спрингс, шт. Арканзас, США, по изотопным кислородным данным $250\text{--}265^\circ$ [92].

Адуляр распространен также в *пегматитах* как позднее новообразование в прожилках, миароловых пустотах и т.п., замещающий или нарастающий на ранний полевой шпат и сосуществующие минералы.

В редкометальном поллуцитсодержащем пегматите в Сан-Пьеро, Кампо, о-в Эльба, Италия, залегающем в монцонитах плутона Монте-Капанне, адуляр (хим. ан. 14) замещает поллуцит, кристаллизовавшийся в миароловых пустотах в ассоциации с микроклином, альбитом, кварцем, мусковитом и эльбаитом. Поллуцит при этом замещается также прожилками лепидолита и позднего микроклина с мусковитом и сподуменом, а в позднюю стадию – анальцимом, цеолитами и аргиллитом [60].

В пегматитах Болгарии адуляр типа “в” установлен в миароловых пустотах в шпировых кварц-биотит-плагиоклаз-ортоклазовых пегматитах среди монцонитов, в ассоциации с гидротермальными минералами: клевеландитом, кварцем, актинолитом, аксинитом, эпидотом, шабазитом, мезолитом, апофицитом, стильбитом, кальцитом, пиритом, халькопиритом, молибденитом и др., на горе Витоша, Зап. Среднегорье [11, 93]. Там же в аплит-пегматитовых жилах адуляр типа “б” или “в” нарастает на блоковый ортоклаз в

друзах с клевеландитом, амфиболом и длиннопризматическим кварцем [11]. В Смиловене, Центр. Среднегорье, в альбит-микроклиновых пегматитах среди гранитов Семилуовенского плутона адуляр наблюдался в гидротермальной ассоциации минералов с кварцем, мусковитом, эпидотом, стильбитом, бавенитом, берtrandитом, пиритом и др. [94]. Адуляр типа "в" вместе с длиннопризматическим кварцем и берtrandитом найдены в пустотах выщелачивания в кристаллах берилла или вместе с кварцем, бавенитом и зеленым мусковитом – в пустотах в берилле и микроклин-пертите [11]. Вблизи г. Черноморец, Вост. Среднегорье, в аплит-пегматитовых жилах и шлирах в монзонитах адуляр типа "а" нарастает на ортоклаз в ассоциации с кварцем, альбитом, шабазитом, эпидотом, пиритом, халькопиритом, молибденитом и кальцитом [11].

В р-не Вищерицы, Болгария, в пегматитах среди гранитов Рило-Родопского батолита адуляр найден в пустотах в микроклин-пертите вместе с кварцем, альбитом, мусковитом, переотложенным бериллом, гелиодором и пиритом. Местами образуются корки и своеобразные сталактиты адуляра [11]. Вблизи г. Ардино, в Центр. Родопах, в пегматитах, возникших в результате мигматизации метаморфического комплекса, адуляр типа "з" нарастает на ортоклаз, образуя щетки. Наблюдаются также кристаллы адуляра типа "з", сростающиеся с кварцем, альбитом и пиритом, иногда с апатитом, циртолитом, хлоритом [11, 12]. У с. Нова Махала Центр. Родопы, в альбит-микроклиновых пегматитах среди амфиболитов и гнейсов адуляр типа "а" найден в гидротермальной ассоциации с кварцем, эпидотом и актинолитом [11].

Новообразования адуляра палеозойского возраста установлены в породах докембрийского фундамента, в Сайото Каунтри, шт. Огайо, США [95].

Адуляровидный ортоклаз существенно-калиевого состава является главным пороодообразующим минералом пойкилитовых полевошпатовых пород центральной дуги Хибинского массива – ричесорритов и ювитов. Петрологами эти породы обычно рассматриваются как магматические, однако наличие в них реликтов мельтейгит-уртитовых пород, отчетливые признаки калишпатизации с замещением нефелина и пироксена, кристаллизация в них комплекса калиевых высокощелочных акцессорных минералов указывают на их постмагматическое происхождение в результате K,Si-метасоматоза [5, 37, 96, 97]. Морфологические особенности данного пойкилобластического адуляр-ортоклаза, наличие дактилоскопических, дендритовидных, лучистых и графических сростаний с нефелином и кальсилитом детально анализировались в работах [5, 44, 45, 96–99]. По химическому составу это почти чисто калиевый полевой шпат с низким содержанием микропримесей Ca и Sr, но повышенным содержанием Ba. Его структурное состояние соответствует в основном высокому ортоклазу ($t_10 = t_{1m} = 0,39–0,41$, $2V = 45–50^\circ$) или промежуточному ортоклазу ($t_10 = t_{1m} = 0,42–0,43$, $2V = 54–65^\circ$), реже (23% измерений) водяно-прозрачному низкому санидину ($t_10 = t_{1m} = 0,36–0,38$, $2V = 33–44^\circ$ в пл. $\perp(010)$) с аномальной триклинной ориентировкой; адуляр сосуществует с микроклином (13,5% измерений, $t_10 = 0,78–0,99$, $2V = 75–80^\circ$) [5, 37, 45, 99]. Водяно-прозрачный адуляр сечет по прожилкам микроклин и слагает отдельные участки внутри его зерен как в породе, так и в присутствующих в ней пегматитах. Кристаллические структуры пороодообразующего пойкилитового адуляровидного ортоклаза и адуляра пегматитов уточнены в работах [4–6, 100]. В приконтактных нефелиновых сиенитах адуляровидный ортоклаз метасоматически замещает альбитовую фазу микропертитов, в

результате чего возникают своеобразные ортоклаз-санидиновые и ортоклаз-микроклиновые сростки.

Сосуществование адуляра и максимального микроклина в рисчорритах Хибинского массива, его структурное состояние, фазовое соответствие полевого шпата с нефелину указывают на то, что калишпатизация происходила при температуре не выше 500–550°.

Санидиноподобный существенно калиевый полевой шпат $K_{0,99}(Rb,Na,Sr)_{0,01}[AlSi_3O_8]$ в кристаллах секториального строения установлен Хомяковым [7] в осыпях карьера апатитового м-ния Коашва, Хибинский массив. Он выделяется в пустотках выщелачивания, нарастая на иголки эгирина, в ассоциации с натролитом, лабунцовитом и карбонатапатитом. По структурному состоянию он соответствует низкому санидину, хотя в пирамидах роста, опирающихся на грани (100) и (001), наблюдалась аномальная оптическая ориентировка с пл. опт. осей $l(010)$, характерная для высокого санидина. Авторами работы [7] предполагается, что в разных пирамидах роста достигалась различная степень Si/Al-упорядочения в ходе кристаллизации полевого шпата.

Образование адуляровидного ортоклаза характерно для поздних карбонатитов [101]. Водяно-прозрачный адуляр нарастает с периферии на брекчированные обломки микроклин-пертита, микроклина или альбита. Такие образования описаны в барит-анкеритовых карбонатитах жильного поля Намо-Вара, Кольский п-ов, в кварц-бастнезитовых породах жильного поля Каронги, Бурунди. Ортоклаз-кварц-анкеритовые и ортоклаз-флюоритовые жилы наблюдались в Нижнесаянском карбонатитовом массиве. В Новополтавском карбонатитовом комплексе, Украина, ортоклаз появляется во внешней зоне анкеритизации и обрастает зерна флогопита, амфибола, реже пироксена. Адуляровидный ортоклаз – моноклинный, $-2V = 10-15^\circ$. Содержит 0,17–0,35% Na_2O , 0,04–0,11% CaO , 0,11–0,21% BaO , 0,01% SrO , 0,021–0,070% Rb_2O , 0,004–0,022% Cs_2O .

Адуляр описан из современных действующих гидротерм: в гидротермальных полях Вайрака [67] и Броадлэндс [102] в Новой Зеландии и в гидротермально-измененных породах гейзера Бесин в Йеллоустонском национальном парке, шт. Вайоминг, США [103].

Как аутигенное образование порфиробластовый адуляр описан из метаморфизованных катангских докембрийских известняков в карьере Шимабала, Центральная пров., Замбия [104]. Кристаллы адуляра размером $2,5 \times 4 \times 1$ мм (максимально) ромбического габитуса с гранями (110) и (001) имеют секториальное строение в виде четвериков, внутри которых оптически различимо решетчатое двойникование. Угол опт. осей $2V = -69^\circ$ в пл. $\sim l(010)$ под углом 4° . Симметрия моноклиная с переходом к слабо триклинной. Адуляр характеризуется повышенным содержанием Na (0,64% Na_2O), Ca (0,65% CaO), Ba (1,75% BaO) и Sr (0,05% SrO) ($Or_{86,2}Ab_{5,7}An_{3,4}Cn_{4,5}Sr-Fsp_{0,2}$). Предполагается, что адуляр кристаллизовался в известняке, нарастая на частицы карбоната; при этом карбонат-ион морской воды играл роль осадителя. Впоследствии он частично замещался кальцитом вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Аутигенные кристаллы моноклинного К-п.ш. с ромбовидным габитусом, характерным для адуляра, размером 5–15 мкм, структурно (судя по $2V = 45-50^\circ$) соответствующие низкому санидину, описаны из триасовых песчаников формации Брамсгроув в Центр. Англии [105]. Кристаллики адуляра нарастают на детритовый К-п.ш. и кварц и являются практически чис-

тым KAlSi_3O_8 (16,70–17,76 мас.% K_2O ; 99,2–99,8 мол.% *Or*) с низким содержанием Na-компонента (0,015–0,080% Na_2O ; 0,2–0,8 мол.% *Ab*), но необычно высоким для аутигенных полевых шпатов содержанием Ba-компонента (0,023–0,088% BaO ; до 0,3 мол.% *Cn*). Детритовые К-п.ш. являются санидином, ортоклазом и микроклином и содержат K_2O – 14,41–17,10% (91,3–99,3 мол.% *Or*), Na_2O – 0,060–0,964 (0,5–8,5 *Ab*), BaO – 0,023–0,969 (0,1–3,4 *Cn*); CaO – 0,021–0,230 (0,2–2,3 *An*). В своем образовании аутигенный К-п.ш. проходит несколько стадий: от мелких (1–5 мкм) ромбовидных (адулярвидных) кристалликов, ориентированно нарастающих на поверхность детритового К-п.ш., через их укрупнение и срастание друг с другом до образования идиоморфных зерен с хорошо развитыми гранями (100) и (001), иногда (101). Интересно, что нарастающий аутигенный адуляр находится в одинаковой ориентировке с детритовым ядром санидина, но в отличающейся ориентировке, когда он обрастает детритовое ядро ортоклаза или микроклина. Адуляр нарастает также на зерна кварца и иллита и, в свою очередь, обрастает аутигенным кварцем и иллитом, что указывает на то, что источником ионов K, Si и Al являлась морская вода, растворявшая детритовые минералы. Предполагается, что осаждение аутигенного К-п.ш. возможно при высокой активности K^+ (относительно H^+) и H_4SiO_4 .

Аутигенные К-п.ш. были описаны ранее из триасовых песчаников Сев. Ирландии [106], из пермо-триасовых песчаников Великобритании [107, 108] и др. Подтверждением, что источником вещества являются гидролизующиеся детритовые минералы, являются сравнительные изотопные исследования состава свинца в детритовых зернах и аутигенных нарастаниях К-п.ш. [109].

Измен. Известны псевдоморфозы адуляра по санидину, плагиоклазу, например в гидротермально-измененных латистах [11], по альбитовой фазе микропертитов [5, 37]. В жилах альпийского типа наблюдались псевдоморфозы адуляра и хлорита по кварцу (с. Стойките Чепеларского р-на, Родопы, Болгария) [11]. Известны псевдоморфозы адуляра по анальциму (Лизард, Корнуэл, Англия) [109].

Эксперим. Исследовалось поведение адуляра при гидротермальном изменении. При гидратации полевого шпата он насыщался водой до 4,50% H_2O , 1,90% которой удалялось затем при 105–115° (абсорбированная вода), 0,85% – при 148–158° (связанная вода), 1,75% – при 306–410° (ОН-группы), что соответствовало на дифференциально-термической кривой эндотермическим эффектам при 102, 142 и 385°. Было установлено уменьшение интенсивностей рентгеновских отражений (001), (002) и 0*k*0-рефлексов, что указывает на структурные изменения в плоскостях спайности (001) и (010). В ИК-спектре поглощения адуляра в области 3000–4000 см^{-1} появлялись полосы при 3380, 3400, 3450, 3532 и 3628 см^{-1} , что было интерпретировано как замещение K^+ на ионы оксония H_3O^+ . Энергия связи в системе (Si)Al–O...H...OH₂ оценивается около 3 ккал/моль [110]. Эксперименты по адсорбции протонов на поверхности кристаллов адуляра из альпийских жил Вал-Кристаллина в массиве Готард, Швейцарские Альпы, состава $\text{Or}_{90}\text{Ab}_{10}$ ($t_1 = 0,92$) выполнены в [111].

Разнов. Бариевый адуляр описан из гор Квачита, шт. Арканзас, США [112]. Адуляры из альпийских жил содержат 0,2–3,2 мас.% Ba [113], тогда как в адуляре из гранитных пегматитов менее 0,1–0,5 мас.% Ba [14], а в аутигенных адулярах – 0,02–0,08 мас.% Ba [105].

Межплоскостные расстояния адуляра "Спенсер-В",
 $Or_{80}Ab_9Cn_2$ ($t_1 = 0,39$), Сен-Готард, Швейцарские Альпы,
 по Боргу и Смигу [114]. Рассчитано из данных
 полного структурного уточнения Колвилла и Риббе [2]

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	5	6,613	311	3	2,063	$\bar{4}63$	2	1,432
020	4*	6,485	061	5	2,050	$\bar{5}52$	2	1,427
001	2*	6,477	$\bar{4}22$	14	2,004	$\bar{6}02$	7	1,424
$\bar{1}11$	7	5,863	222	12	1,972	190	2	1,416
021	2	4,583	$\bar{3}33$	3	1,954	402	7	1,404
$\bar{2}01$	50	4,215	400	11	1,922	$\bar{4}05$	3	1,394
111	18	3,943	$\bar{3}51$	3	1,918	$\bar{5}53$	2*	1,384
200	5	3,844	$\bar{4}03$	6	1,911	$\bar{2}64$	4*	1,384
130	72	3,768	260	3*	1,884	134	2*	1,384
$\bar{1}31$	15	3,612	331	2*	1,882	$\bar{4}25$	2	1,363
$\bar{2}21$	10	3,534	113	7	1,856	$\bar{6}21$	2	1,347
$\bar{1}12$	52	3,471	420	2	1,843	$\bar{1}92$	6	1,338
220	100	3,307	152	2	1,838	$\bar{6}04$	2	1,327
$\bar{2}02$	60	3,286	$\bar{4}23$	1	1,833	$\bar{1}35$	6	1,315
040	30*	3,243	350	4	1,823	$\bar{2}45$	2	1,310
002	78*	3,230	$\bar{2}62$	5	1,804	$\bar{5}15$	2	1,308
131	57	2,990	$\bar{2}04$	23	1,801	531	2	1,304
$\bar{2}22$	8	2,932	043	10*	1,797	204	3	1,302
041	25*	2,899	062	10*	1,796	0.10.0	2*	1,297
022	10*	2,897	$\bar{4}41$	72*	1,770	083	2*	1,296
$\bar{3}11$	1	2,782	$\bar{4}42$	32*	1,767	$\bar{4}82$	11	1,285
$\bar{1}32$	22	2,768	242	4	1,745	600	2*	1,281
$\bar{3}12$	18	2,600	133	2	1,721	$\bar{4}45$	3*	1,281
221	4*	2,578	$\bar{5}12$	2	1,695	282	11	1,276
$\bar{3}41$	37°	2,570	$\bar{3}53$	6	1,674	$\bar{6}41$	3*	1,268
112	8	2,553	$\bar{1}72$	4	1,648	$\bar{3}92$	2*	1,266
310	8	2,514	$\bar{3}34$	1*	1,631	$\bar{5}35$	32*	1,258
240	3	2,478	351	7*	1,627	$\bar{3}55$	42*	1,257
$\bar{1}51$	9	2,413	$\bar{5}13$	12*	1,624	$\bar{2}.10.2$	2	1,206
$\bar{3}31$	12	2,378	080	22*	1,621	$\bar{3}16$	3	1,196
$\bar{1}13$	7	2,328	$\bar{4}24$	6	1,593	$\bar{7}33$	2	1,173
$\bar{3}32$	3	2,262	024	6	1,571	$\bar{4}84$	4	1,154
$\bar{2}23$	1*	2,234	223	1	1,559	$\bar{5}16$	2*	1,143
132	1*	2,231	$\bar{5}33$	8	1,531	064	5*	1,146
330	12*	2,204	063	2	1,528	443	3	1,124
151	52*	2,198	$\bar{4}61$	8	1,511	$\bar{1}94$	2	1,112
060	25*	2,162	280	22	1,494	$\bar{7}53$	3	1,103
003	1*	2,159	$\bar{5}14$	4	1,478	710	2	1,094
241	11	2,123	$\bar{1}78$	3	1,459	155	3	1,085
$\bar{4}01$	3	2,112	114	4*	1,451	$\bar{6}83$	2	1,062
$\bar{4}02$	5	2,107	530	3*	1,449	$\bar{6}65$	2	1,060
$\bar{1}33$	1	2,076	243	9	1,439	$\bar{2}.10.4$	2*	1,053
202	2	2,070	460	2	1,436	590	2*	1,051

* и 2* Объединены отражения, которые накладываются при CuK_{α} -излучении.

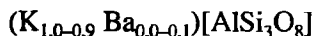
Литература

1. Phillips M., Ribbe P. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 3/4. P. 263–270.
2. Colville A.A., Ribbe P.H. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 25–37.
3. Spencer E. // Miner. Mag. 1937. Vol. 24. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
4. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 12. С. 96–103. Пер.: Borutzky B.Ye., Organova N.I., Marsiy I.M. et al. // Intern. Geol. Rev., 1985. Vol. 7, N 6. P. 746–753.
5. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
6. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 69–74.
7. Ямнова Н.А., Хомяков А.П., Злыхенская И.В. // Кристаллография. 2000. Т. 45, № 5. С. 824–829.
8. Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
9. Hovis G.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 114–144.
10. Vambauer H., Laves F. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1960. Bd. 40, H. 2. S. 177–205.
11. Арнаудова П., Арнаудов В. // Геохимия, минералогия и петрология. 1995. Кн. 30. С. 31–50.
12. Пейчева И., Арнаудова П., Арнаудов В., Секцранов А. // Спис. Бълг. геол. д-во. 1994. Кн. 55, № 1. С. 25–35.
13. Černý P. // Canad. Miner. 1972. Vol. 11. P. 714–726.
14. Černý P., Chapman R. // Bull. miner. 1984. Vol. 107. P. 369–384.
15. Stewart D.B., Wriгth T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974(1975). Vol. 97, N 2/5. P. 356–377.
16. Ferguson R.B. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18. P. 443–458. (Corrigendum, 1981. Vol. 19. P. 363–365.)
17. Kroll H., Ribbe P.H. // Reviews in Mineralogy. 1983. Vol. 2. P. 57–99.
18. Černý P. // Eos. 1985. Vol. 66. P. 1117.
19. Černý P., Chapman R. // Canad. Miner. 1986. Vol. 24, pt 4. P. 217–228.
20. Goldsmith J.R. // J. Geol. 1953. Vol. 61, N 5. P. 439–451.
21. Nissen H. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47. S. 1140–1145.
22. Akizuki M., Sunagawa J. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 324. P. 454–462.
23. Dimitriadis S., Soldatos K. // Neues Jb. Miner. Abh. 1978. Bd. 133, H. 1. S. 88–105.
24. Franke W., Ghobarkar H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1982. Bd. 137. S. 57–68.
25. Chaisson U. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 537–547.
26. Akizuki M., Sunagawa J. // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1975. Vol. 3, N 13. P. 67–84.
27. Akizuki M. // 15th IMA general meeting abstr. 1990. Vol. 1. P. 380.
28. Hafner S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109, H. 1/6. S. 204–225.
29. Laves F. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 5. P. 436–450. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 152–172.
30. Laves F. // Ibid. 1952. Vol. 60, N 6. P. 549–574. Пер.: Лавес Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1956. Вып. 2. С. 173–203.
31. Goldsmith J.R., Laves F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 1. P. 100–118.
32. Goldsmith J.R., Laves F. // Ibid. Vol. 5, N 1. P. 1–19.
33. Petrovič R. Alkali ion diffusion in alkali feldspars: Ph.D. thesis. New Haven, 1972 (по: Smith, Brown, 1988).
34. Merigoux H. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1968. Vol. 91. P. 51–64.
35. Yund R.A., Anderson T.F. // Carnegie Inst. Wash. Publ. 1974. N 634. P. 99–105.
36. Giletti B.J., Semet M.P., Yund R.A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 1. P. 45–57.
37. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.; Т. 2. 586 с.
38. Barth T.F.W. // Ztschr. Kristallogr. 1928. Bd. 68. S. 473–475.
39. Barth T.F.W. // Fortsch. Miner., Krystallogr., Petrogr. 1929. Bd. 13/14. S. 185–189.
40. Laves F. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 548–571. Пер.: Лавес Ф. / Полевые шпаты. М., 1952. Вып. 1. С. 77–113.
41. Gubser R., Laves F. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 1. S. 177–188.
42. Nissen H.-U. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 4. P. 354–360.
43. Боруцкий Б.Е., Козырева Л.В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 244–250.
44. Боруцкий Б.Е. // Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969. С. 220–243.

45. *Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л., Некрасова Л.П.* // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 246–273.
46. *Костов И.* // Год. Софийск. ун-та. Биол.-геол.-геогр. фак. 1963. Кн. 56. С. 253–260.
47. *Костов И., Грозданов Л., Петрусенко С.* // Геохимия, минералогия и петрология. 1986. Кн. 20/21. С. 25–48.
48. *Кръстева М., Рашкова Д.* // Там же. 1982. Кн. 16. С. 47–57.
49. *Рашкова Д.* // Спис. Бълг. геол. д-во. 1987. Кн. 48, № 2. С. 56–62.
50. *Rybach L., Nissen H.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 1. S. 189–197.
51. *Kevin L., Shelton K., Reader J. et al.* // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 916–924.
52. *Zaniewska-Chilipalska E.* // Arch. Miner. Soc. Sci. Warsawa. 1937. Vol. 13. P. 20 (по реферату М.А. 2-223).
53. *Белякин Д.С.* // Изв. Петрогр. политехн. ин-та. Отд. техники и естествознание. 1915. Т. 26. С. 432.
54. *Seto K.* // J. Geol. Soc. Tokyo. 1920. Vol. 27. P. 403 (по реферату А.М. 1-141).
55. *Kôzu S.* // Miner. Mag. 1916. Vol. 17. P. 253–273.
56. *Kracek F.C., Neuvonen K.J.* // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: *Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж.* // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1956. Вып. 2. С. 261–297.
57. *Huang C.K.* // Acta geol. Taiwanica. 1953. N 5. P. 27 (по реферату А.М. 12-532).
58. *Azzini F.* // Atti Accad. sci. Veneto-Trentino-Istria. 1933. Vol. 23. P. 45 (по реферату А.М. 5-366).
59. *Rosenholtz J.L., Smith D.T.* // Amer. Miner. 1941. Vol. 26. P. 391–394.
60. *Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. et al.* // Ibid. 1998. Vol. 83, N 11/12. P. 1335–1339.
61. *Русинова О.В., Русинов В.Л., Гребенчиков А.М.* // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104, вып. 3/4. С. 336–340.
62. *Clark S.* Geol. Soc. Amer. Mem. 1966. Vol. 97. P. 26–38.
63. *Martin R.F.* // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 313–336.
64. *Martin R.F.* // Granitic pegmatites in science and industry / Ed. P. Černý. Winnipeg, 1982. P. 41–62. (Miner. Assoc. Canada. Short Course Handbook; Vol. 8.)
65. *Constantinescu E., Saban G.* // Ann. Inst. geol., geofiz. 1983. Vol. 62. P. 9–18.
66. *Constantinescu E., Saban G.* // Ibid. 1984. Vol. 64. P. 33–43.
67. *Steiner A.* // Miner. Mag. 1970. Vol. 37. N 292. P. 916–921.
68. *Chipchakova S.* // Bull. volkanol. 1974. Vol. 38, N 4. P. 1147–1156.
69. *Weibel M.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1957. Bd. 37, H. 2. S. 545–553.
70. *Weibel M., Meyer F.* // Ibid. H. 1. S. 153–158.
71. *Weibel M.* // Ibid. 1961. Bd. 41. S. 8–11.
72. *Parker R.L.* Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Basel: Wepf, 1973. 433 S.
73. *Bass M.N., Ferrara G.* // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 491–498.
74. *Halliday A.N., Mitchell J.C.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 29. P. 227–237.
75. *Костов И.* // Спис. Бълг. геол. д-во. 1965. Кн. 37, № 3. С. 271–278.
76. *Костов И., Иванов И., Петрусенко Св.* // Тр. геол. България. Сер. геохим. и полез. изк. 1962. Кн. 3. С. 69–92.
77. *Ansilewski J.* // Bull. Acad. pol. sci. Ser. chim., geol. et geogr. 1958. Vol. 7. P. 275–282.
78. *Asquith G.B.* // Texas J. Sci. 1975. Vol. 26. P. 628–631.
79. *Asquith G.B.* // Ibid. P. 331–338.
80. *Munha J., Fyee W.S., Kerrich R.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 75. P. 15–19.
81. *Nowakowski A.* // Bull. Acad. pol. sci. Ser. chim., geol. et geogr. 1959. Vol. 6. P. 751–757.
82. *Kraus G.* // Neues. Jb. Miner. Abh. 1958. Bd. 92. S. 109–146.
83. *Велинов И., Батанджиев И., Чолаков П., Блажев Б.* // С.г. Acad. bulg. sci. 1977. Vol. 30, N 12. P. 1749–1752.
84. *Velinov I., Nokov S.* // Ibid. 1991. Vol. 44, N 9. P. 65–68.
85. *Arnaudova R., Velinov I., Gorova M. et al.* // Exploration geochemistry, 1990: Proc. of the 3 rd Intern. joint symposium of the IAGC and AEG. Prague, 1991. P. 13–16.
86. *Радонова Т.* // С.г. Acad. bulg. sci. 1970. Vol. 23, N 9. P. 1119–1122.
87. *Радонова Т.* // Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геохим., минер. и петрогр. 1973. Кн. 22. С. 123–140.
88. *Райнов Н., Янев Й.* // Геохимия, минералогия и петрология. 1991. Кн. 27. С. 96–106.
89. *Kroll H.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 2. P. 141–156.
90. *Prince E.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 500–507.
91. *Nokov S., Christova J., Stanchev C.* // С.г. Acad. bulg. sci. 1992. Vol. 45, N 8. P. 63–66.
92. *O'Neil J.R., Taylor H.P., Jr.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52. P. 1414–1437.
93. *Костов И., Бресковска В., Минчева-Стефанова Й., Киров Г.* Минералите в България. София: БАН, 1964. 540 с.

94. Иванов И., Арnaudов В. // Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геохим., минер. и петрогр. 1964. Кн. 13. С. 71–79.
95. Mensing T.M., Faure G. // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 82. P. 327–333.
96. Солодовникова Л.Л. // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7–72.
97. Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.
98. Кузнецов Ж.М. // Зап. ВМО. 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 246–253.
99. Боруцкий Б.Е. // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 165–177.
100. Organova N.I., Marcille I.M., Borutzky B.Ye. // Abstr. IX Europ. crystallogr. meeting. Turino, 1985. Vol. 2. P. 4483.
101. Канустин Ю.Л. // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 209–213.
102. Blattner P. // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 275. P. 785–800.
103. Bargar K., Melwin B. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66. P. 473–490.
104. Mallick D.I.J. // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 270. P. 401–407.
105. Ali A.D., Turner P. // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52, N 1. P. 187–197.
106. Reynolds D.L. // Geol. Mag. 1929. Vol. 66. P. 390–399.
107. Waugh B. // J. Geol. Soc. London. 1978. Vol. 135. P. 51–56.
108. Tatsumoto M., Patterson C. // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 232–242.
109. Seager A. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 245–249.
110. Bondam J. // // Medd. Dansk geol. foren. 1967. Vol. 17, N 3. P. 357–370.
111. Stillings L.L., Brantley S.L., Machesky M.L. // Geochim. et cosmochim. acta. 1995. Vol. 59, N 8. P. 1473–1482.
112. Shelton K.L., Reader J.M., Ross L.M. et al. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 916–923.
113. Nissen H.-U., Rybach L. // Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry. Oslo: Universitetsforlaget, 1971. P. 437–443. (Proc. NATO. ASI. Ser.).
114. Borg J., Smith D. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.

Барийсодержащие калиевые полевые шпаты Varian K-feldspars



К барийсодержащим К-п.ш. относят калиевые полевые шпаты с содержанием цельзиановой (Сп) составляющей до 10% (до 5,3 мас.% ВаО). Разности с 10–90% Сп относят к гиалофанам, с 90–100% Сп – к цельзиану (см. “Калиево-бариевые полевые шпаты”, “Гиалофан”, “Цельзиан”).

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Кристаллические структуры и морфология кристаллов аналогичны К-п.ш. Известны Ва-содержащие К-санидины, ортоклазы, микроклины, адуляры.

Параметры ячейки для серии Ва-содержащих К-п.ш. из мусковитовых пегматитов Мамского пояса (с содержанием Na 1,0–1,7% в виде пертитового альбита) приведены в [1]. Установлено, что вхождение Ва в структуру К-п.ш. в количестве до 2% вызывает уменьшение объема ячейки (722,6–720,4 Å³) и параметров *a* (8,585–8,560) и *c* (7,224–7,204 Å). При более высоком содержании эти параметры остаются постоянными, и возрастает параметр *b* [2]. Зависимость параметров ячейки от примеси Ва (мас.%):

$$a = 0,0007 Ba^2 - 0,0088 Ba + 8,5848 \quad (\sigma = \pm 0,0064 \text{ \AA}),$$

$$b = 0,0015 Ba^2 - 0,0029 Ba + 12,9712 \quad (\sigma = \pm 0,0036 \text{ \AA}),$$

$$c = 0,0015 Ba^2 - 0,0113 Ba + 7,2243 \quad (\sigma = \pm 0,0046 \text{ \AA}),$$

$$\alpha = -0,348 Ba^3 + 0,3295 Ba^2 - 0,9291 Ba + 90,7143 \quad (\sigma = \pm 0,2898^\circ),$$

$$\gamma = 0,0839 Ba^3 - 0,9018 Ba^2 + 2,9914 Ba + 87,0878 \quad (\sigma = \pm 0,4993^\circ),$$

$$V = 0,1626 Ba^2 - 1,2727 Ba + 722,5965 \quad (\sigma = \pm 0,5986 \text{ \AA}).$$

Предполагается, что в Ва-содержащих К-п.ш. мамских пегматитов до содержания Ва ~1,5% он изоморфно замещает К по схеме $Ba^{2+} + \square \rightarrow 2K^{+}$ (с образованием дырочного центра), так как увеличение Ва не сопровождается замещением Si на Al (изменением отношения Al/Si). Щелочноземельные полевые шпаты с вакансией в позиции M синтезированы для $CaAl_2Si_2O_8$ и $SrAl_2Si_2O_8$. При более высоком содержании Ва осуществляется обычная "компенсационная" схема изоморфизма: $Ba^{2+} + Al^{3+} \rightarrow K^{+} + Si^{4+}$.

Структурное состояние Ва-содержащих К-п.ш. исследовалось, исходя из параметров ячейки. Для К-п.ш. мамских пегматитов установлена корреляция между распределением Al по позициям $T_{1,0}$ и $T_{1,m}$, углом опт. осей 2V и содержанием Ва: образцы с 0–1% Ва в основном соответствуют максимальным микроклинам с $\Delta\rho = 0,7\text{--}1,0$, углом γ ячейки менее 88° , $2V = 80\text{--}88^\circ$, $t_{1,0} = 0,97\text{--}0,70$ и $2t_1 = 0,97\text{--}0,94$; образцы с 1–2% Ва – промежуточному-высокому микроклину с $\Delta\rho = 0,4\text{--}0,1$, углом $\gamma = 88\text{--}90^\circ$, $2V = 69\text{--}78^\circ$, $t_{1,0} = 0,65\text{--}0,50$, но $2t_1 = 0,98\text{--}0,90$; образцы с большим содержанием, чем 2% Ва, – низкому-промежуточному ортоклазу с $\Delta\rho = 0,0$, углом $\gamma = 90^\circ$, $2V = 75\text{--}60^\circ$, $t_{1,0} = 0,45\text{--}0,40$ и $2t_1 = 0,90\text{--}0,85$. Таким образом происходит перераспределение Al между позициями $T_{1,m}$ и $T_{1,0}$ при постоянно высоком суммарном его содержании в Т-позициях (содержание Al даже увеличивается, так как параллельно с возрастанием содержания Ва Al^{3+} замещает Si^{4+}). Согласно [1], это указывает на стабилизацию примесными атомами Ва неупорядоченного структурного состояния К-п.ш., препятствующую процессу "триклинного" упорядочения.

Физ. св. Свойства аналогичны свойствам К-п.ш. Отмечается некоторое увеличение плотности: уд. в. 2,6–2,7. Цв. белый, серый, розовый, голубовато-серый, кремовый. Прозрачен, полупрозрачен или просвечивает по краю.

Возрастание содержания Ва в К-п.ш. увеличивает интенсивность пика термолюминесценции с максимумом $190\text{--}235^\circ$, обусловленной электронно-дырочным центром, возникающим при вхождении Al^{3+} в тетраэдрические позиции Si^{4+} с компенсацией положительной дырки на ионе кислорода, так как Ba^{2+} , замещая два иона K^{+} , образует прочную связь с ионами кислорода ближайшего окружения и выступает в роли ловушки для некомпенсированных электронов вокруг вакансии [3]. Обратная корреляционная связь между максимумом термолюминесценции при $190\text{--}235^\circ$ и рентгеновской триклинностью $\Delta\rho$ установлена для Ва-содержащих К-п.ш. из гранитоидов Украинского щита [4]. При более высоком содержании Ва (гиалофаны) при изоморфизме по схеме $Ba^{2+} + Al^{3+} \rightarrow K^{+} + Si^{4+}$ ортоклазовая структура переходит в гиалофановую и Ва утрачивает способность стабилизировать дырочные центры в тетраэдрах; поэтому термолюминесценция отсутствует [3].

Предполагается, что М-вакансия в К-п.ш. может замещаться ионом NH_3^+ или нейтральной NH_3 -группой. Сигналы ЭПР от ионов NH_3^+ были установлены для Ва-содержащих К-п.ш. из мамских пегматитов с низким содержанием Ва, входящим по "некомпенсационной" схеме изоморфизма $Ba^{2+} + \square \rightarrow 2K^{+}$ [1].

Хим. Теор. состав: K_2O – 16,92–14,72; BaO – 0,00–5,32; Al_2O_3 – 18,32–19,47; SiO_2 – 64,76–60,49. Постоянно присутствует значительное количество Na, Ca и Fe. Повышенные содержания Ва, как правило, сопровождаются повышением содержания Sr.

Анализы (в порядке увеличения содержания ВаО):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	1,14	2,02	0,41	4,07	2,92	3,71
K ₂ O	14,14	13,30	13,87	7,41	11,52	8,00
MgO	0,52	0,06	—	0,12	—	0,72
CaO	0,90	0,37	0,16	2,73	—	1,35
BaO	0,89	1,53	3,36	3,76	3,89	5,02
SrO	—	0,99	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,24	0,00	0,29	0,17	—	0,29
Al ₂ O ₃	19,41	19,60	20,58	23,49	20,35	21,55
SiO ₂	61,92	61,20	61,15	56,68	61,17	57,80
H ₂ O [±]	0,20	0,20	0,30	Не обн.	—	0,21
Сумма	100,30	99,93	100,12	100,48	99,85	99,96
Or (мол.%)	83,8	80	88,5	43,4	67,2	46,6
Ab	10,0	18	4,0	36,3	25,8	32,9
Sp	1,7	2	6,6	6,8	7,0	9,0
Al	4,5	0,1	0,9	13,5	—	11,5
Уд. в.	—	2,57	2,585	2,7	—	—
n _g	1,534	—	1,526–1,528	1,532	1,532	1,546
n _m	—	—	—	1,526	1,530	1,542
n _p	1,528	—	1,520–1,522	1,522	1,525	1,536
2V	-70	—	-75	—	-62	-48

1 – бариевый ортоклаз из флогопитового м-ния р. Куранах, в сумму анализа входит п.п.п. – 0,94 [5]; 2 – “бариево-стронциевый” санидин из фенитизированного ксенолита роговиков в гнейсовидно-трахитоидных мелкозернистых мельтейгит-уртитях Хибинского массива, анал. Некрасова, в сумму входят TiO₂ – 0,04, Rb₂O – 0,024, п.п.п – 0,60 [6]; 3 – “бариевый адуляр” из гематитового рудника Исагосава, преф. Ивате, Япония, анал. Сирочу [7]; 4 – “гиалофан” из пород Украинского щита, анал. Черепинская, в сумму входит Rb₂O – 0,05 [8]; 5 – “гиалофан” из марганцевого м-ния Отёсонду, Юго-Зап. Африка, анал. Ван-дер-Вальт [9]; 6 – “бариевый санидин” из фонолита, гора Хайвуд, шт. Монтана, США, в сумму входит FeO – 1,14 [10].

Диагн. исп. Для выявления Ва-содержащих полевых шпатов может использоваться высокочувствительная микрохимическая реакция с родизонатом натрия C₆Na₂O₆, дающая красное окрашивание (см. “Гиалофан”). Эта реакция чувствительна также к ионам Sr и Pb [8].

Повед. при нагрев. При сухом отжиге Ва-содержащих К-п.ш. из мамских пегматитов с 0,055% Na и 0,96% Ва в течение 54–576 ч была достигнута гомогенизация пертитового альбита (за 54–143 ч), сопровождавшаяся уменьшением параметров *a*, *c* и объема ячейки (результат растворения Na в К-п.ш.), а затем частичное разупорядочение К-п.ш., приводящее к приближению углов α и γ к 90° [1].

Нахожд. Наиболее характерны Ва-содержащие К-п.ш. для мусковитовых гранитных пегматитов [1]. Средние содержания Ва и Sr в К-п.ш. Мамского пегматитового пояса (Северо-Байкальское нагорье) и мусковитовых пегматитов Индии, согласно [11]:

Пегматитовый пояс (пегматитовое поле)	Структуры или зоны с К-п.ш.	Ва, мас.%	Sr, мас.%
Мамский пояс	Пегматоидные граниты	1,28	0,071
	Первичные структуры пегматитов	0,72	0,055
	Апографическая структура	0,46	0,072
	Зоны мусковитизации	0,037	0,009

Пегматитовый пояс (пегматитовое поле)	Структуры или зоны с К-п.ш.	Ba, мас.%	Sr, мас.%
Гутаро-Бирюсинский пояс	Первичные структуры пегматитов	0,98	0,052
	Алографическая структура	0,54	0,033
Букачанское поле	Зоны мусковитизации	0,060	0,006
	Первичные структуры пегматитов	1,28	0,035
Баргинское поле	Зона окварцевания	0,26	0,014
	Первичные структуры пегматитов	0,42	0,022
Бихарский пояс	Зоны мусковитизации	0,072	0,006
	Первичные структуры пегматитов	0,19	0,022
Раджастанский пояс	Зоны мусковитизации	0,007	0,002
	Первичные структуры пегматитов	0,29	0,037
Неллорский пояс	Зона окварцевания	0,068	0,007
	Первичные структуры пегматитов	0,97	0,035
	Зона окварцевания	0,027	0,005

Показано, что первично-магматический К-п.ш. гранитов и пегматитов первичных структур наиболее обогащен Ba и (хотя и на порядок меньше) Sr, в метасоматических зонах мусковитизации и окварцевания содержания этих примесей резко снижаются. Пегматиты Мамского пояса имеют инъ-екционную природу и связаны с палингенными гранитами, сформировавшимися в условиях высокого давления (6–8 кбар, 700°), внедрившимися по разломам в мамскую толщу, метаморфизованную в условиях дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа (500–650°, 5–7 кбар). По структурному состоянию К-п.ш. соответствует ортоклазу. Постмагматические генерации К-п.ш. сформировались при существенном снижении температуры и давления (400–300°, 2–2,5 кбар) и представлены решетчатым микроклином [12].

Барийсодержащие К-п.ш. известны во флогопитовых месторождениях. В Слюдянском р-не (Иркутская обл.) они встречаются совместно с гиалофаном во флогопит-кальцитовых жилах в устье пади Улунтуй, среди пироксен-амфиболитовых гнейсов [13]; голубовато-серый барийсодержащий ортоклаз, вросший в серовато-желтый кальцит, прирастает к светло-зеленой диопсидовой породе и замещается шахматным альбитом, баритом и мелкочешуйчатым флогопитом [14]. Согласно [14], химический состав (частные определения), оптические свойства и структурное состояние двух образцов этих К-п.ш. следующие:

	Обр. ПВК-5	Обр. ПВК-6		Обр. ПВК-5	Обр. ПВК-6
Na ₂ O	2,61	2,57	n_p	1,521	1,519
K ₂ O	11,17	11,19	$2V$	-79	-79
CaO	0,12	Сл.	a	8,531	8,534
BaO	1,91	1,85	b	12,966	12,951
Or (мас.%)	73,6	71,9	c	7,196	7,195
Ab	22,2	24,6	α	90,13	89,52
An	0,6	–	β	115,44	116,11
Sp	3,6	3,6	γ	89,44	90,06
n_g	1,528	1,526	V	717,1	713,6
n_m	1,523	1,522	$2\epsilon_1$	0,81	0,85

Отклонения α и γ от 90° объясняются погрешностью рентгеновского анализа по шести рефлексам.

“Бариевый” ортоклаз (хим. ан. 1) описан из микроклиновых пегматитов флогопитовых месторождений р. Куранах в Алданской флогопитовой про-

винции (аналог флогопитовых жил Слюдянки) в ассоциации с кальцитом и бариевыми минералами, где он образовался в результате перекристаллизации первичного микроклина пегматитов с содержанием 0,01% BaO [5].

В марганцевом м-нии Отёсонду, Юго-Зап. Африка, барийсодержащий К-п.ш. (хим. ан. 5) ассоциирует с гиалофанами состава Sn_{50-55} и цельзианом [9].

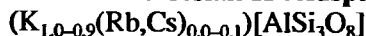
Барийсодержащий К-санидин с необычно высоким содержанием стронция, без Са и Fe (хим. ан. 2) установлен в ксенолите фенитизированных роговиков в толще гнейсовидно-трахитоидных мельтейгит-уртитов Хибинского массива. Необычный его состав подтвержден дополнительными микронзондовыми определениями: BaO – 0,11, 0,68 и 1,49 мас.%; SrO – 0,92, 0,78 и 1,44; CaO – 0,00, 0,00 и 0,01; K₂O – 16,81, 15,60 и 13,68; Na₂O – 0,52, 1,16 и 1,35 мас.% соответственно [6]. Полное уточнение его кристаллической структуры привело к $2t_1 = 0,598$ [15] (см. “Калиевый санидин”).

Литература

1. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.
2. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 87–94.
3. Марфунин А.С., Бершов Л.В. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 2. С. 412–414.
4. Щербаков Н.Б., Платонов А.Н., Таращан А.Н., Поваренных А.С. // Геол. журн. 1971. Т. 31, № 4. С. 20–27.
5. Шмакин Б.М. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 4. С. 39–42.
6. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
7. Yosimura T., Schirozi H. // Proc. 7th Pacific sci. congr.: (Auckland and Christchurch meeting). 1953. Pt 2. P. 206 (по Диру с соавт., 1966).
8. Марченко Е.Я., Щербаков В.П., Васенко В.И. // Основы и принципы прогнозирования, поисков и оценки гранитных пегматитов. Алма-Ата, 1982. С. 122–125.
9. Vermaas F.H.S. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 845–857.
10. Larsen E.S., Hurlbut C.S., Jr., Griggs D., Burgess C.H. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1941. Vol. 52. P. 1733.
11. Шмакин Б.М., Костюкова Е.С. // Геохимия. 1969. № 10. С. 1224–1237.
12. Шмакин Б.М., Макагон В.М. // Докл. I Междунар. геохим. конгр. М.: 1972. Т. 3, кн. 2. С. 410–419.
13. Калинин П.И. // Докл. АН. Н.С. 1939. Т. 23, № 2. С. 167–168.
14. Кумеев С.С., Калинин П.В. // Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста: Калмыц. ун-т, 1980. С. 82–97.
15. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

Рубидий- и цезийсодержащие калиевые полевые шпаты

Rubidian- and cesian K-feldspars



К рубидийсодержащим К-п.ш. условно относят калиевые полевые шпаты с содержанием Rb-п.ш. минала (Rb-Fsp) до 10% (до 2,9 мас.% Rb₂O). Разности с 10–90% Rb-Fsp относят к K,Rb-п. ш., с 90–100% – к Rb-п. ш. Rb-санидин и Rb-микроклин синтезированы; последний найден в природе, но с максимальным содержанием Rb-Fsp до 70% (рубиклин) (см. “Калиево-рубидиевые полевые шпаты”, “Рубидиевый полевой шпат”). Образование Rb-содержащих К-п.ш. связано с редкометальными гранитами и пегматитами, в которых, кроме обычных по окраске К-п.ш., распространены также

Таблица 4

Зависимость параметров моноклинной фазы и соотношения относительного содержания моноклинной и триклинной фаз (%) от химического состава Rb, Cs-содержащих K-п.ш. в одном из редкометаллических пегматитовых полей Кольского п-ова, по Гордиенко и Камешеву [2]

№ п/п	K ₂ O	Na ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Li ₂ O	a	b	c	β	-2V	Монокл. фаза, %	Трикл. фаза, Δр
1	12,08	3,12	0,121	0,009	0,004	8,593	12,929	7,206	114,76	79	14	0,92
2	13,00	2,70	0,24	<0,001	<0,001	8,581	12,937	7,1946	115,68	77-79	14	0,95
3	14,60	0,75	0,50	0,025	0,026	8,575	12,929	7,206	115,67	-	12	0,97
4	11,68	3,23	0,514	0,038	0,011	8,572	12,932	7,2055	115,31	78-81	24	0,84
5	11,08	3,36	0,58	0,11	0,015	8,578	12,937	7,205	115,4	-	18	0,90
6	10,88	3,06	0,77	0,104	0,015	8,576	12,937	7,205	115,99	74-77	23	0,89
7	12,40	2,15	0,89	0,170	0,034	8,576	12,932	7,202	115,50	-	24	0,85
8	11,64	1,48	1,00	0,170	0,47	8,565	12,929	7,207	115,89	-	12	0,91
9	11,50	1,35	1,30	0,091	0,110	8,572	12,932	7,198	115,99	-	34	0,80
10	12,96	1,96	1,33	0,077	0,033	8,562	12,940	7,199	115,02	61-70	47	0,72
11	12,60	1,00	1,50	не опр.	0,10	8,566	12,937	7,207	115,89	-	30	0,87
12	12,06	1,69	1,55	0,212	0,067	8,588	12,947	7,198	115,43	50-76	38	0,85
13	11,20	1,80	2,46	0,215	0,050	8,593	12,955	7,198	116,23	50-56	100	-
14	10,95	1,99	2,74	0,236	0,056	8,616	12,951	7,180	115,51	-	100	-
15	12,10	1,72	2,85	0,281	0,040	8,609	12,958	7,1856	116,07	41-45	100	-
16	11,70	1,75	3,75	0,465	0,090	8,629	12,951	7,198	115,76	46-50	100	-

1-8 - преобладает K-п.ш. триклинной симметрии; 9-12 - триклинный + моноклинный; 13-16 - только моноклинный.

амазониты (см. "Микроклин", "Амазонит"). В данных К-п.ш. синхронно с Rb повышается содержание и Cs, поэтому их можно называть Rb,Cs-содержащими К-п.ш.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Симметрия, параметры ячейки и морфология кристаллов аналогичны К-п.ш. Известны Rb-содержащие К-санидины, ортоклазы, адуляры и микроклины. Предполагалось, однако, что крупный ион Rb стабилизирует моноклинное неупорядоченное состояние К-п.ш., препятствуя переходу его в микроклин [1, 2], с чем не согласны другие исследователи, полагая, что микропримесь Rb не может дать такого эффекта и степень упорядоченности К-п.ш. определяется скорее геохимическими факторами, чем кристаллохимическими [3]. В природе Rb-содержащие ортоклазы и микроклины сосуществуют, иногда даже в пределах одного монокристалла.

Параметры ячейки при вхождении Rb в К-п.ш. увеличиваются: главным образом a , c и объем ячейки, в меньшей степени b и β (см. "Калиево-рубидиевые полевые шпаты").

Анализ зависимости параметров ячейки от химического состава Rb-содержащих К-п.ш. в одном из редкометальных пегматитовых полей Кольского п-ова проанализирован [2] (табл. 4). Авторами этой работы найдена прямая корреляция между содержанием Rb, Cs и симметрией полевого шпата: чем больше содержание Rb, Cs, тем выше содержание в нем моноклинной фазы. Авторы работы [4] для того же пегматитового поля нашли вариации (мас.%) в 0,08–3,52 Rb, 0,01–0,40 Cs и $\Delta\rho = 1,00-0,00$, $\Delta z = 0,98-0,47$. Однако сосуществование ортоклаза и микроклина в одном и том же образце не наблюдалось. Для двух редкометальных пегматитовых полей Сибири ими было найдено: 0,01–2,50 Rb; 0,01–0,28 Cs; $\Delta\rho = 0,98-0,00$; $\Delta z = 0,97-0,60$ и 0,05–2,60 Rb; 0,01–0,41 Cs; $\Delta\rho = 0,96-0,75$; $\Delta z = 0,96-0,86$. Как следует из этих данных, большинство Rb-содержащих К-п.ш. в этих полях представлены микроклинами, хотя (на что акцентируют внимание авторы [4]) и не максимальными. Параметры ячейки при содержании Rb + Cs более 2 мас.% следующие:

Rb+Cs, мас.%	a	b	c	α	β	γ	V
2,06	8,621	12,979	7,216	90,41	115,69	88,33	727,3
2,16	8,617	12,990	7,204	90,15	115,98	89,92	724,8
2,24	8,617	12,976	7,220	90,57	115,95	88,14	725,5
2,41	8,625	12,976	7,204	90,78	115,74	87,94	725,7
2,47	8,642	13,009	7,206	90,03	115,88	90,03	728,9
2,71	8,621	12,974	7,228	90,75	116,11	87,94	725,5
2,75	8,621	13,008	7,205	90,34	116,05	89,60	725,8
2,84	8,626	12,971	7,224	90,58	115,95	87,92	726,3
2,90	8,631	12,976	7,225	90,64	115,90	87,89	727,5
3,19	8,635	12,995	7,204	90,04	115,95	90,06	726,9
3,35	8,643	12,987	7,209	89,93	115,90	90,03	727,9
3,92	8,652	13,010	7,204	90,00	115,89	89,99	729,5

При значительных колебаниях параметров b и c , варьирующих в зависимости от структурного состояния К-п.ш., авторы [4] нашли четкую корреляцию: $(Rb+Cs)$ мас.% = $613,329-23,148 \cdot 2\theta_{201FeK\alpha}$.

Хим. Вариации содержаний Rb и Cs в К-п.ш. определялись многими исследователями. Согласно [5], средние содержания K и Na (мас.%) и Rb, Cs, Li (г/т) в К-п.ш. редкометальных пегматитов разных типов следующие. *Пема-*

литовая подформация: в монтебразит-петалит-калишпат-альбитовых (Р, Та, Li) пегматитах Александровского поля (Вост. Саян) – $D_r = 0,87-0,96$, $K = 10,20-11,05$, $Na = 1,42-0,84$, $Rb = 5900-11300$, $Cs = 200-1200$, $Li = 56-190$; в топаз-лепидолит-альбитовых (F, Та, Li) пегматитового поля Хух-Дель-Ула (пустыня Гоби, МНР) – $K = 10,30$, $Na = 1,79$, $Rb = 3420$, $Cs = 202$, $Li = 58$; в комплексных пегматитах без поллукита Вишняковского (Елашского) поля (Вост. Саян) – альбит-калишпатовых – $D_r = 0,92$, $\Delta z = 0,94-1,00$, $K = 10,90$, $Na = 1,23$, $Rb = 10350$, $Cs = 955$, $Li = \text{сл.}$, петалит-калишпат-альбитовых – $D_r = 0,00-0,90$, $\Delta z = 0,56-1,00$, $K = 8,74-11,58$, $Na = 2,86-0,84$, $Rb = 5600-20800$, $Cs = 107-2970$, $Li = 50-214$; в комплексных пегматитах с поллукитом Калбинского поля (Вост. Казахстан) – калишпатовых – $K = 10,63$, $Na = 1,62$, $Rb = 970$, $Cs = 40$, $Li = \text{сл.}$, альбит-калишпатовых – $K = 10,78$, $Na = 1,46$, $Rb = 2128$, $Cs = 353$, $Li = 92$, петалит-калишпат-альбитовых – $K = 11,06$, $Na = 1,20$, $Rb = 4520$, $Cs = 1232$, $Li = 1$; в петалит-калишпат-альбитовых пегматитах м-ния Бикита (Зимбабве) – $K = 10,70$, $Na = 1,38$, $Rb = 13000$, $Cs = 240$, $Li = 208$. *Сподуменовая подформация:* в Та,Ве-пегматитах Дурулгуевского поля (Вост. Забайкалье) – $D_r = 0,00-0,25$, редко $0,3-0,86$, $\Delta z = 0,5-0,64$, редко $0,7-0,9$, гранит-пегматитовых – $K = 10,75$, $Na = 2,10$, $Rb = 1100$, $Cs = 35$, $Li = 6$, блоковых калишпатовых – $K = 11,05$, $Na = 2,09$, $Rb = 2110$, $Cs = 75$, $Li = 20$, калишпат-альбитовых – $K = 11,26$, $Na = 1,79$, $Rb = 2380$, $Cs = 112$, $Li = 48$, мусковит-калишпат-альбитовых – $K = 12,05$, $Na = 1,27$, $Rb = 4020$, $Cs = 288$, $Li = 122$; в Та, Ве-пегматитах Кулиндинского поля (Вост. Забайкалье) – калишпат-альбит-олигоклазовых – $D_r = 0,00-0,10$, $\Delta z = 0,5-0,66$, $K = 11,51$, $Na = 1,44$, $Rb = 1410$, $Cs = 38$, $Li = 52$, калишпат-альбитовых – $D_r = 0,00-0,26$, $\Delta z = 0,68$, $K = 11,62$, $Na = 1,47$, $Rb = 3640$, $Cs = 187$, $Li = 194$; в Li-пегматитах Колмозерского поля (Кольский п-ов) – альбит-олигоклаз-калишпатовых – $K = 10,12$, $Na = 2,16$, $Rb = 800$, $Cs = 50$, $Li = 15$, мусковит-альбит-калишпатовых – $K = 11,29$, $Na = 1,45$, $Rb = 2750$, $Cs = 54$, $Li = 84$, сподумен-калишпат-альбитовых – $K = 10,95$, $Na = 1,73$, $Rb = 6700$, $Cs = 190$, $Li = 145$; в сподумен-калишпат-альбитовых Li-пегматитах Гольцового поля (Вост. Саян) – $D_r = 0,87-0,90$, $\Delta z = 0,89-0,96$, $K = 10,90$, $Na = 1,12$, $Rb = 6500$, $Cs = 560$, $Li = 393$; в сподумен-калишпат-сподуменовых Li-пегматитах Тастыгского поля (Тува) – $D_r = 0,97$, $Rb = 6790$, $Cs = 530$, $Li = 190$; в Li-пегматитах Завитинского поля (Вост. Забайкалье) – $D_r = 0,00-0,22$, $\Delta z = 0,51-0,71$; в зап. его части: в гранит-пегматитах – $K = 11,23$, $Na = 1,99$, $Rb = 1304$, $Cs = 73$, $Li = 122$, двуполевошпатовых пегматитах – $K = 11,19$, $Na = 1,94$, $Rb = 1780$, $Cs = 74$, $Li = 196$, альбитовых – $K = 11,67$, $Na = 1,94$, $Rb = 3065$, $Cs = 166$, $Li = 330$, в сподуменовых – $K = 11,70$, $Na = 1,89$, $Rb = 3470$, $Cs = 153$, $Li = 486$; в вост. части поля: в гранит-пегматитах – $K = 11,10$, $Na = 2,28$, $Rb = 1025$, $Cs = 33$, $Li = 20$, двуполевошпатовых – $K = 11,43$, $Na = 1,99$, $Rb = 1860$, $Cs = 81$, $Li = 32$, альбитовых – $K = 11,45$, $Na = 1,67$, $Rb = 3330$, $Cs = 150$, $Li = 37$; в Li-пегматитах Намангутского поля (Памир, Таджикистан) – олигоклаз-калишпатовых – $D_r = 0,82$, $Rb = 1205$, $Cs = 106$, $Li = 79$, сподумен-калишпат-альбитовых – $D_r = 0,43-0,68$, $Rb = 4000-4100$, $Cs = 168-260$, $Li = 188-296$; в сподумен-калишпат-альбитовых Та,Sn,Li-пегматитах Бельского поля (Вост. Саян) – $D_r = 0,75-0,88$, $K = 10,85-13,10$, $Na = 1,36-0,87$, $Rb = 2000-4400$, $Cs = 39-306$, $Li = 16-216$; в Р,Та,Li-пегматитах поля Уайт-Пикачо (шт. Аризона, США) – $D_r = 0,89-0,99$, $\Delta z = 0,78-0,96$: альбит-калишпатовых – $K = 10,9$, $Na = 1,87$, $Rb = 2000$, $Cs = 60$, $Li = 2$, монтебразит-сподумен-калишпат-альбитовых – $K = 11,17$, $Na = 1,24$, $Rb = 6800$, $Cs = 404$, $Li = 4$; в комплексных с поллукитом сподумен-калишпат-альбитовых пегматитах Гольцового поля (Вост. Саян) – $D_r = 0,75-0,91$, $\Delta z = 0,86-0,95$, $K = 10,45$, $Na = 1,07$, $Rb = 15700$, $Cs = 2190$, $Li =$

317; в комплексных с поллуцитом сподумен-калишпат-альбитовых пегматитах Вороньегундровского поля (Кольский п-ов) – $D_r = 0,0-0,2$, $K = 9,71$, $Na = 1,36$, $Rb = 26460$, $Cs = 1930$, $Li = 183$; в комплексных с поллуцитом сподумен-калишпат-альбитовых пегматитах Калбинского поля (Вост. Казахстан) – $K = 10,23$, $Na = 1,13$, $Rb = 4667$, $Cs = 2287$, $Li = 238$; в комплексных без поллуцита лепидолит-сподумен-калишпат-альбитовых пегматитах м-ния Хардинг (шт. Нью-Мексико, США) – $D_r = 0,95-0,99$, $D_z = 0,90-0,96$, $K = 11,56$, $Na = 1,55$, $Rb = 6910$, $Cs = 1090$, $Li = 7,1$; в комплексных без поллуцита пегматитах Кангинского поля (Вост. Забайкалье) – в гранит-пегматитах – $D_r = 0,00-0,23$, $D_z = 0,68-0,73$, $K = 10,57$, $Na = 1,61$, $Rb = 1000$, $Cs = 27$, $Li = 12$, калишпат-альбитовых – $D_r = 0,00-0,97$, $D_z = 0,58-0,97$, $K = 11,06$, $Na = 1,76$, $Rb = 2370$, $Cs = 71$, $Li = 31$, лепидолит-сподумен-альбитовых – $D_r = 0,10-0,88$, $D_z = 0,61-0,84$, $K = 12,26$, $Na = 1,48$, $Rb = 8000$, $Cs = 680$, $Li = 62$ [5].

Повышенные содержания Rb , Cs и Li устанавливаются также в К-п.ш. миароловых гранитных пегматитов [6], причем наиболее высокие содержания Rb , Cs и Li характерны для К-п.ш. в пегматитах *редкометальной формации* (Мензинского и Завитинского полей в Центр. и Вост. Забайкалье, жил Стюарт, Пала-Чиф, Элизабет-Р и Уайт-Куин в шт. Калифорния, США) – в среднем: $K = 11,35$, $Na = 1,68$ мас.%, $Rb = 3058$, $Cs = 592$, $Li = 184$ г/т, являющихся как высоко-упорядоченными ортоклазами ($2t_1 = 0,79-0,89$, $D_r = 0,0-0,3$), так и микроклинами ($2t_1 = 0,94-0,98$, $D_r = 0,7-1,0$), а также для К-п.ш. из пегматитов *редкометально-редкоземельной формации* (амазониты Ильменских гор, Урал, Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США), в среднем: $K = 9,70$, $Na = 2,28$ мас.%, $Rb = 2800$, $Cs = 50$, но Li – всего 2,6 г/т, являющихся редко ортоклазами ($2t_1 = 0,87-0,90$, $D_r = 0,0$), но чаще промежуточными ($2t_1 = 0,91-0,93$, $D_r = 0,64-0,75$) и максимальными микроклинами ($2t_1 = 0,93-0,99$, $D_r = 0,81-0,96$). В К-п.ш. пегматитов *редкометально-мусковитовой слюдоносной формации* (Азад Кашмир, Пакистан) в среднем: $K = 11,07$, $Na = 1,58$, $Rb = 1548$, $Cs = 446$, $Li = 29$ (высокое содержание Cs), в кристаллоносной субредкометальной формации: турмалинового ряда (Кангинское поле, жила Моховая, м-ние Лесковское на Борщовочном крыже, Малханское поле в Центр. Забайкалье, Рангульское поле в Центр. Памире, пегматит Гималай и Литл-Три, шт. Калифорния, США) – $K = 10,91$, $Na = 1,93$, $Rb = 1139$, $Cs = 105$, $Li = 107$ (высокое содержание Li), топаз-бериллового ряда (Волянь, Украина, Кибиревское поле на Борщовочном крыже, Адун-Челон в Вост. Забайкалье, Алабашское и Адуйское поля Среднего Урала, Рангульское поле в Центр. Памире) – $K = 9,99$, $Na = 2,36$, $Rb = 1852$, $Cs = 57$, $Li = 12$ и в К-п.ш. пегматитов кристаллоносной флюорит-хрусталеносной формации (Горихо, Джун-Баин, Баруи-Баин, Жанчивлан в Монголии, Акжайляу в Центр. Казахстане, Уринское поле в Прибайкалье, Золотая гора на Борщовочном крыже, Адуйское поле Среднего Урала) – $K = 9,00$, $Na = 2,64$, $Rb = 879$, $Cs = 20$, $Li = 7$ [6].

Данные о распределении Rb , Cs , Li , Tl в К-п.ш. отдельных районов развития редкометальных пегматитов и структурном их состоянии имеются в работах [7–34 и др.].

Наход. Наиболее известные редкометальные пегматиты [5] в России: Вороньегундровское и Колмозерское поля на Кольском п-ове, Сольбельдерское (северное) и Тастыгское (южное) поля в массиве Сангилен (Тува), Вишняковское (Елашское) и Александровское поля в Елашской грабен-синклинали Вост. Саяна и Гольцовое поле в Урикско-Ийском грабене Вост. Саяна, Бельское и Белореченское м-ния в Белореченском поле (Вост. За-

байкалье), Завитинское поле на севере Агинской плиты и Дурулгуевское на юге и Кулиндинское на востоке Агинской плиты (Вост. Забайкалье), а также Кангинское и Седловское поля в пределах Борцовочного кряжа (Вост. Забайкалье). На Украине редкометалльные пегматиты описаны в Приазовском, Желтореченском (Криворожье) и Корсунь-Новомиргородском районах (Украина)

Крупнейшим в мире регионом распространения редкометалльных пегматитов является Памиро-Гиндукушская провинция, в частности Памиро-Шугнанский, Рушанский (поле Намангут) и Язгулемский пояса на Памире (Таджикистан) и Бадахшанский, Нуристанский (Парунское поле с м-ниями Джаманак, Пасгушта I и II, Друмгал, Цамгал, Пашка, Яригул), Гиндукушский и Гельмендский в Гиндукуше (Афганистан); наиболее изучены пегматиты Агаджанского поля на хр. Сарыколь (Памир), а в Афганистане известны два крупнейших поля – Тагавлерское в гранитах Гельменда и Шамакатское в гранитах комплекса Лагман, где, кроме пегматитов, наблюдаются секущие их афанитовые сподуменовые дайки длиной до 1,5 км при мощности около 10 м. В Южн. Азии известны также м-ния Нишиланг в Вост. Гиндукуше (Пакистан), Бастарское (Вост.-Гатское) (шт. Мадхья-Прадеш и Орисса) и Райчурское (шт. Карнатака) поля (Индия), Нонг-Суа и Фукет в Таиланде, Хоапхан в Лаосе.

В Вост.-Казахстанской редкометалльной провинции крупнейшим является Калбинский пегматитовый пояс, продолжающийся в Монгольском Алтае – м-ние Коктогай (пров. Синьцзян, КНР). В пустыне Гоби изучено пегматитовое поле Хух-Дель-Ула и Унчжувское (МНР). В КНР имеются редкометалльные пегматитовые поля в пров. Хэнань, Хубей, Фуцзянь и Шанси.

В Европе поля редкометалльных пегматитов известны в Шведско-Финском (Ботническом) поясе – Сомеро-Таммела (в том числе жила Луолямяки), в районе г. Пересейнайюки (Финляндия), Варутреск-Клунтарна, Фалун-Стокгольм, а также пегматиты о-ва Утё (Швеция); в Вейнебене (Каринтия, Австрия), Мангуальди (Португалия), в Фихгельских горах (например, Оберпфальц) в Баварии.

В США три пегматитовых поля – Кистоунское, Кастерское и вблизи г. Хилл-Сити объединены в пров. Блэк-Хиллс (шт. Южн. Дакота). Редкометалльные пегматиты распространены также в пров. Новой Англии (шт. Коннектикут, Массачусетс, Нью-Гэмпшир и Мэн) и Пидмонт-Блу-Ридж (шт. Сев. Каролина – наиболее известен район г. Кинг-Маунтин). В Кордильерах известны две провинции: Западная (Кордильерская) (шт. Калифорния, Невада и Аризона) – м-ние Стюарт в округе Пала, м-ние Сан-Диего и пегматиты поля Уайт-Пикачо в шт. Аризона, и Восточная (Скалистых гор) (шт. Колорадо, Нью-Мексико и Вайоминг) – в том числе м-ние Браун-Дерби в шт. Колорадо, Глоуб-Майн и Хардинг в шт. Нью-Мексико.

В Канаде наибольшее значение имеют пегматиты провинции Виннипег-Нипигон с огромным полем Кэт-Лейк – Виннипег-Ривер, насчитывающим до тысячи пегматитовых тел. Самое знаменитое из них м-ние Берник-Лейк (Танко) в пров. Манитоба (Канада). Кроме него, известны м-ния Гурон-Клайм, Сильвер-Лиф, Шетфорд-Лейк, Грир-Лейк. В пров. Абитиби находятся два пегматитовых пояса: Прейсак-Лакорн и Абитиби-Тимискаминг.

В Южн. Америке известны поле Джорджакрик во Французской Гвиане и Суринаме, Борборемская (м-ние Серидозиньо в шт. Параиба, м-ния Алту-Маримонду и Алту-Бокейран в шт. Риу-Гранди-ду-Норти и шесть м-ний в шт. Сеара) и Минас-Жерайская (м-ние Назареу в шт. Минас-Жерайс и др.)

пегматитовые провинции в Бразилии, поле Ла-Белья в Боливии (вблизи г. Санта-Крус), м-ние Лас-Тампиас в провинции Кордова и др. в провинции Сан-Луис, Катамарка, Ла-Риоха, Сальта, Рио-Негро, Тукуман и Ла-Пампа в Аргентине.

В Зап. Африке сподуменовые пегматиты известны в формации Бирри-мия на границе Сенегала и Мали и на юге Мали вблизи г. Бугуни, комплексные пегматиты в Гане, на плато Джос и на юго-зап. Нигерии (поля Ирегун и Икерре). В Вост. Африке – в пров. Шатиссо в Эритреи (м-ние Кентича), Сигибское, Дарбурук-Иссутуганское и Маджиянское поля на сев. Сомали. В Центр. Африке – пегматитовый пояс Манано-Китололо, также поля Лугулу и Кобо-Кобо в пров. Киву в Заире, поля Анколе, Кигези, Мбале, Нампейо-Хилл, Каабонг в Уганде, амблигонитовые пегматиты Бурунди и Руанды. В Южн. Африке известны пегматитовый пояс Намакваленд-Гордония на берегу р. Оранжевой в ЮАР, поле Намаленд и пегматитовый пояс Кариб-Омаруру в Намибии. В вост. части Южн. Африки выделяются Родезийско-Трансваальская пегматитовая пров. с крупнейшим в Африке редкометальным м-нием Бикита, а также м-ниями Бенсон, Мотобо, Грин-Мамба (Зимбабве) и на западе Зимбабве, в метаморфическом поясе Замбези, полосой пегматитов Камавити, переходящей в пояс Чома в Замбии, и с полем Ошоек в Трансваале и Свазиленде. В Мозамбикской пегматитовой пров. (Мозамбик, Малави) выделяется пояс Алту-Лигонья с м-ниями Муяне, Муано, Мурропаси, Морруа, Марропино, Жинадас, Муррула, Илодо и др. В Мадагаскарской пегматитовой пров. крупные м-ния Малакиалина, Ам-пандрамаика, Берере и др.

На зап. Австралии самой крупной является пров. Йилгарн с полем Кулгарди (м-ния Кэтлин-Крик, Лондондерри, Маунт-Мэрион и Сперговиль) и с крупнейшим в мире по запасам лития полем Гринбушес, а также пров. Пилбара с полем Уоджина, поясом Пилгангура и полем Табба-Табба (с м-нием Стрелли). В Центр. Австралии – пров. Аранта (с м-нием Делни в районе г. Алис-Спрингс) и пров. Масгрейв с полями Сентинел-Хилл и Гранит-Дауис. На сев. Австралии – пров. Кимберли-Дарвин (м-ния Финнис-Ривер, Энтерпрайз и поле Уэст-Арм). В шт. Новый Южный Уэльс редкометальные пегматиты локализованы в пров. Брокен-Хилл, с полями Булкумата-Бимбури и Эуриови [5].

Повышенные содержания Rb, Cs, Li в К-п.ш. используются как поисковый критерий при прогнозе и оценке специализации и рудоносности редкометальных пегматитовых м-ний [35-39].

Эксперим. Изоморфная емкость К-п.ш. в отношении микропримесей Rb, Cs и Li исследована в интервале 500–700° при 1000 бар [40–48]. Определены коэффициенты распределения K_D (Rb/K) и K_D (Cs/K) между К-п.ш. и расплавом. Экспериментально найденные значения K_D (Rb/K) = 0,3–0,4 при 500–700° [49–51] показывают, что Rb менее предпочтителен в составе К-п.ш., чем К, поскольку сумма радиусов Rb–O заметно больше, чем кратчайшее расстояние M–O(A2) в структуре К-п.ш. (2,68–2,75 Å), практически равное сумме радиусов K–O. То же справедливо и для Cs. Поскольку M–O(A2) в альбите и плагиоклазах еще меньше (2,34–2,37 Å), K_D (Rb/K) в них еще меньше, и, следовательно, К-п.ш. всегда обогащены Rb и Cs по сравнению с сосуществующим альбитом и плагиоклазами.

Согласно [52, 53], в гранитоидах Португалии K_D (Rb/K) ≈ 0,28 для пары К-п.ш./биотит и 0,67 для пары К-п.ш./мусковит K_D (Cs/K) ≈ 0,13 и 0,38 соответственно. Следовательно, Rb и Cs накапливаются в слюдах относительно

К-п.ш.. При этом в К-п.ш. входит больше Rb и Cs, если он сосуществует с мусковитом, нежели с биотитом. K_D (Rb/K) = 0,05 для пары плагиоклаз /биотит, т.е. Rb практически не входит в плагиоклаз, концентрируясь в биотите.

Низкая изоморфная емкость К-п.ш. относительно Rb и Cs в гидротермальных системах при 500–600° предопределяет распад К,Rb-п.ш. и образование собственно Rb-фазы в постмагматических процессах.

Таусоном с соавт. [54] экспериментально и теоретически рассмотрен эффект “улавливания” микропримесей Rb и Cs дефектами кристаллической структуры К-п.ш., наблюдаемый при их низких концентрациях в щелочном гидротермальном флюиде при 500° и давлении 1 кбар. Показано, что он незначителен для Rb, но существен для Cs; дислокационно-связанный Cs заметно увеличивает коэффициент сокристаллизации в отношении твердой фазы в области концентраций меньше 10⁻⁴ мол.% Cs-Fsp и в меньшей степени в области концентраций > 0,4 мол.% Cs-Fsp.

Литература

1. Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. // Геохимия. 1967. № 4. С. 408–412.
2. Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. // Минералогия и геохимия. Вып. 2. Л.: ЛГУ, 1967. С. 52–70.
3. Боруцкая Б.Е., Боруцкая В.Л. // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980. С. 5–18.
4. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.
5. Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин, В.А. Макрыгина, Л.Г. Кузнецова; Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с. (см. с. 141–150).
6. Гранитные пегматиты. Т. 3: Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин; под ред. Б.М. Шмакина и В.М. Макагона. Новосибирск: Наука, 1999. 488 с. (см. с. 224–247).
7. Heier K.S., Taylor S.R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 15, N 4. P. 284–304.
8. Adamson O.J. // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1942. Bd. 64, N. 1, N 428. S. 19–54.
9. Боровик-Романова Т.Ф., Соседко А.Ф. // Геохимия. 1957. № 5. С. 368–379.
10. Боровик-Романова Т.Ф., Калина Е.Д. // Там же. 1958. № 2. С. 107–114.
11. Боровик-Романова Т.Ф., Соседко А.Ф., Савинова Е.Н. // Там же. № 4. С. 334–341.
12. Боровик-Романова Т.Ф., Соседко А.Ф. // Там же. 1960. № 1. С. 34–42.
13. Гордиенко В.В. // Зап. ВМО. 1964. Ч. 93, вып. 3. С. 281–288.
14. Сретенская Н.Г. // Докл. АН СССР. 1964. Т. 154, № 3. С. 621–623.
15. Гамалея Ю.Н. // Там же. 1968. Т. 181, № 2. С. 451–453.
16. Сретенская Н.Г. // Тр. ВНИИСИМС. 1969. № 11.
17. Солодов Н.А. // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 185–194.
18. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М.: Недра, 1970. 235 с.
19. Павлишин В.И., Вовк П.К. // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1971. № 25, вып. 1. С. 27–37.
20. Архангельская В.В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 127 с.
21. Černý P., Macek J. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 615–628.
22. Шмакин Б.М., Глебов М.П., Афонина Г.Г., Петрова М.Г. // Геохимия. 1975. № 11. С. 1645–1652.
23. Боруцкая В.Л., Филиппова Ю.И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Вып. 25. С. 124–129.
24. Shtakin B.M. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 49–56.
25. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. // Геохимия. 1980. № 9. С. 1412–1417.

26. Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. // Полевые шпаты в процессе пегматитообразования. Элиста: Калмыц. ун-т, 1980. С. 98–118.
27. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Кумеев С.С. // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 70–76.
28. Mason R.A. // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 45, № 1. P. 101–106.
29. Жукова И.А., Гордиенко В.В., Каменцев И.Е., Кауров В.О. // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 6. С. 9–18.
30. Черноморская Е.М., Франк-Каменецкая О.В., Каменцев И.Е. и др. // Там же. 1985. Т. 7, № 3. С. 45–51.
31. Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1988. 210 с.
32. Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. Геохимия сподуменовых пегматитов и щелочно-редкометальных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1990. 141 с.
33. Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. // *Canad. Miner.* 1997. Vol. 35, pt 5. P. 1277–1282.
34. Гордиенко В.В., Ликберг П.Л., Михайлов В.В. // Зап. ВМО. 2000. Ч. 129, вып. 3. С. 13–30.
35. Гордиенко В.В. // Там же. 1970. Ч. 99, вып. 2. С. 155–163.
36. Петрова М.Г., Каупинен И.И., Глебов М.П. и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 9. С. 177–178.
37. Granitic pegmatites in science and industry. Winnipeg, 1982. 555 p. (*Miner. Assoc. Canada. Short Course Handbook; Vol. 8*).
38. Загорский В.Е. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 3. С. 715–718.
39. Загорский В.Е. // Геохимия пегматитов и методы их поисков. Новосибирск: Наука, 1983. С. 75–97.
40. Iiyama J.T. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1968. Vol. 91, N 2. P. 130–140.
41. Lagache M. // *C.r. Acad. sci.* 1968. Vol. 267. P. 141–144.
42. Ghélis M., Gasperin M. // *C.r. Acad. sci. D.* 1970. Vol. 271, N 22. P. 1928–1929.
43. Volfinger M. // *Ibid.* P. 1345–1347.
44. Volfinger M. // *Ibid.* P. 1487–1488.
45. Lagache M. // *Ibid.* 1971. Vol. 272, N 10. P. 1328–1330.
46. Ghélis M., Lagache M. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1972. Vol. 95, N 1. P. 157–158.
47. Lagache M., Sabatier G. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37, № 12. P. 2617–2640.
48. Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л. // Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 157–160.
49. Beswick A.E. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37, № 2. P. 183–208.
50. Volfinger M. // *Ibid.* 1976. Vol. 40, № 3. P. 267–282.
51. Fung P.C., Shaw D.M. // *Ibid.* 1978. Vol. 42, № 6-A. P. 703–708.
52. De Albuquerque C.A.R. // *Ibid.* 1973. Vol. 37, № 7. P. 1779–1802.
53. De Albuquerque C.A.R. // *Chem. Geol.* 1975. Vol. 16, № 1. P. 89–108.
54. Таусон В.Л., Тароев В.К., Акимов В.В. и др. // Геохимия. 2001. № 8. С. 803–811.

Железосодержащие калиевые полевые шпаты

Ferrian K-feldspars



К-п.ш. с повышенным содержанием железа выделяются как железосодержащие. Впервые они описаны Лакруа [1] с о-ва Мадагаскар с содержанием до 2,5–3,0 мас.% Fe_2O_3 , что соответствует 9,0–10,4 мол.% $KFe^{3+}Si_3O_8$ (Fe-Fsp). В настоящее время известны железосодержащие К-п.ш. с содержанием Fe_2O_3 до 18,4 мас.% (69,8 мол.% Fe-Fsp).

Синон. Ферриалюмосиликатные полевые шпаты, железистые полевые шпаты – ferric, ferrous, ferreous, ferruginous, ferriferous feldspars.

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Известны Fe-санидины, Fe-ортоклазы и Fe-микроклины. Параметры ячейки для искусственных железистых крайних членов (санидина и микроклина), а также их Rb,Ge- и Rb,Ge-аналогов:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,689(2)	13,160(2)	7,293(2)	90,0	116,07(1)	90,0	749,0(4)
2	8,687(3)	13,144(2)	7,282(2)	90,0	115,97(2)	90,0	747,5(5)
3	8,679(2)	13,114(3)	7,343(2)	90,75(2)	116,01(2)	86,39(2)	749,5(6)
4	8,682(2)	13,127(2)	7,348(1)	90,73(2)	116,00(1)	86,58(2)	751,6(3)
5	8,684(2)	13,125(2)	7,346(1)	90,74(2)	115,98(1)	86,59(2)	751,2(4)
6	8,943(4)	13,177(3)	7,283(3)	90,0	116,32(2)	90,0	769,3(7)
7	8,955(3)	13,080(2)	7,376(2)	90,60(3)	116,48(2)	87,75(3)	772,7(6)
8	8,952(4)	13,127(5)	7,359(2)	90,05	116,47	89,35	774(1)
9	8,891(2)	13,703(1)	7,542(2)	90,0	115,86(2)	90,0	826,9(3)
10	9,1980(14)	13,7037(15)	7,5597(12)	90,0	116,67(1)	90,0	851,5(3)

1, 2 – $K[FeSi_3O_8]$, низкий санидин: 1 – данные Пентингхауса и Дора (Smith, 1974; Smith, Brown, 1988), 2 – [2]; 3–5 – $K[FeSi_3O_8]$, микроклин: 3 – данные Пентингхауса и Дора (Smith, 1974; Smith, Brown, 1988), 4 – [2], 5 – [3]; 6 – $Rb[FeSi_3O_8]$, санидин [2]; 7 – $Rb[FeSi_3O_8]$, микроклин [2]; 8 – $Rb[FeSi_3O_8]$, микроклин [4]; 9 – $K[FeGe_3O_8]$, высокий санидин [5]; 10 – $Rb[FeGe_3O_8]$, высокий санидин [5].

В соответствии с этими данными примесь Fe в К-п.ш. должна увеличивать все параметры ячейки.

Для структурно-уточненного синтезированного низкого санидина состава $K_{0,93}(Al_{0,75}Fe_{0,27}Si_{3,01}O_8)$ [6]: $a = 8,627(4)$, $b = 13,058(3)$, $c = 7,209(3)$ Å; $\beta = 116,00(2)^\circ$; $V = 730,0(7)$ Å³.

В кристаллической структуре этого искусственного Fe-санидина меж-атомные расстояния (Å) и углы (град.) [6] равны:

В тетраэдре T(1)

T(1)–O(B)	1,649(3)	O(A1)–O(B)	2,654(3)	O(B)–T(1)–O(A1)	106,7(1)
T(1)–O(A1)	1,659(1)	O(A1)–O(D)	2,657(2)	O(C)–T(1)–O(A1)	113,3(1)
T(1)–O(C)	1,663(3)	O(C)–O(D)	2,709(4)	O(C)–T(1)–O(B)	110,9(1)
T(1)–O(D)	1,674(2)	O(B)–O(C)	2,729(4)	O(D)–T(1)–O(A1)	105,7(1)
Среднее	1,661	O(B)–O(D)	2,745(4)	O(D)–T(1)–O(B)	111,4(1)
		O(A1)–O(C)	2,776(4)	O(D)–T(1)–O(C)	108,6(1)
		Среднее	2,712	Среднее	109,5

В тетраэдре T(2)

T(2)–O(D)	1,630(2)	O(A2)–O(C)	2,603(3)	O(B)–T(2)–O(A2)	109,7(1)
T(2)–O(B)	1,632(3)	O(A2)–O(D)	2,664(4)	O(C)–T(2)–O(A2)	105,0(1)
T(2)–O(C)	1,639(3)	O(A2)–O(B)	2,678(4)	O(C)–T(2)–O(B)	110,4(1)
T(2)–O(A2)	1,642(2)	O(B)–O(C)	2,686(4)	O(D)–T(2)–O(A2)	108,6(1)
Среднее	1,636	O(B)–O(D)	2,698(3)	O(D)–T(2)–O(B)	111,1(1)
		O(C)–O(D)	2,710(3)	O(D)–T(2)–O(C)	111,7(1)
		Среднее	2,673	Среднее	109,4

Углы T–O–T

T(1)–O(B)–T(2)	153,4(1)
T(1)–O(D)–T(2)	142,0(1)
T(1)–O(A1)–T(1)	144,3(1)
T(2)–O(C)–T(1)	131,2(1)
T(2)–O(A2)–T(2)	139,5(1)
Среднее	142,1

В К-полиэдре

K–O(A2)	2,756(4)	K–O(A2)	3,390(3)
K–O(A1)	2,936(3)	Среднее	3,049 (к.ч. = 9)
K–O(D)	2,972(3)(2)		
K–O(B)	3,069(3)(2)		
K–O(C)	3,137(3)(2)		
Среднее	3,006 (к.я. = 8)		

Общее содержание трехвалентных катионов (Al+Fe) в T(1) ($2t_1$) = 0,68, что соответствует их содержанию в низком санидине (например, в “Спенсер-С”

$2t_1 = 0,70$). Уточнение заселенности с использованием функций атомного рассеяния Fe показало, что наименьший фактор $R_{hkl} = 2,96\%$ соответствует заселенности $T(1) = \text{Fe}_{0,20}\text{Al}_{0,48}\text{Si}_{1,32}$ и $T(2) = \text{Fe}_{0,08}\text{Al}_{0,24}\text{Si}_{1,68}$, т.е. и Al и Fe концентрируются в $T(1)$. Межатомные расстояния в тетраэдрах больше, чем в К-санидине, что обусловлено вхождением железа.

В К-полиэдре по сравнению с К-п.ш. немного увеличиваются средние К-О расстояния, но при этом происходит искажение полиэдра: максимальные К-О(С) расстояния сокращаются до 3,137 Å, а минимальное К-О(А2) расстояние удлиняется до 2,756 Å [6].

Структурные аспекты вхождения Fe в природный ортоклаз из Мурунского щелочного массива рассматривались в [7]. Для каемок Fe-санидина из лампроита в Лейцит-Хиллс (шт. Вайоминг, США) состава $(\text{Na}_{0,035}\text{K}_{0,959}\text{Ba}_{0,005}) \times [(Al_{0,200}\text{Fe}_{0,698}^{3+}\text{Mg}_{0,049}\text{Ti}_{0,026})_{0,973}\text{Si}_{3,025}\text{O}_8]$ параметры ячейки: $a = 8,68(0,15)$, $b = 13,14(0,23)$, $c = 7,31(0,15)$ Å; $\beta = 116,00(0,46)^\circ$; $V = 747(21)$ Å³ [8].

На некоторых кристаллах Fe-ортоклаза из Итронгэй, Мадагаскар, установлены грани (010), (110), (130) и (20 $\bar{1}$) [9].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) хорошая. Уд. в. от 2,56 в маложелезистых до 2,58–2,60 с высоким содержанием железа. Цв. от бледно-желтого до медово- и янтарно-желтого в зависимости от содержания железа. На некоторых образцах – перламутровая иризация, указывающая на криптопертитовое строение Fe-ортоклаза.

В поляризованных и неполяризованных спектрах катодолюминесценции ортоклазов из Бетроки (0,41), Ампандрандавы (0,42) и Итронгэй (1,58 и 1,95 мас.% Fe₂O₃), Мадагаскар, установлена широкая полоса в дальней красной области с максимумом 14230–14460 см⁻¹, соответствующая смещению Стокса ⁴T₁ → ⁶A₁ иона Fe³⁺ [10]. Согласно данным О.М. Жиличевой, спектр импульсной катодолюминесценции ярко-желтого ортоклаза с Мадагаскара характеризуется широкой полосой с основным максимумом при 703 нм.

Методом ЭПР подтверждено, что примесь Fe³⁺ в К-санидине входит в тетраэдры и преимущественно концентрируется в $T(1)$ [11, 12]. То же самое для примеси Fe³⁺ в микроклине ранее установлено в [13, 14] (о люминесценции и электронно-парамагнитных центрах Fe в К-п.ш. см. также “Полевые шпаты”).

Мёссбауэровские исследования спектров ядер ⁵⁷Fe в синтезированных чисто Fe-санидине и Fe-микроклине и кинетики Si/Fe-упорядочения выполнены в [3, 15–17] (спектрометр МС1101Э, ⁵⁷Co-источник в матрице Rh). Анализ распределения сверхтонких параметров спектра – сдвига линии δ (0,220(3) мм/с), квадрупольного смещения ϵ (0,326(9) мм/с) и распределений $\Gamma_{p(\delta)}$ и $\Gamma_{p(\epsilon)}$ (0,0009(1) и 0,191(4) мм/с соответственно) в Fe-микроклине показал, что он не является максимально упорядоченным и максимально триклинным и, кроме связей Fe³⁺–O–Si⁴⁺, во второй координационной сфере частично присутствуют также связи Fe³⁺–O–Fe³⁺, т.е. в феррисиликатных полевых шпатах правило Левенштейна может не выполняться так же, как и в алюмосиликатных полевых шпатах.

Мёссбауэровские исследования железа в К-п.ш. проводились также в [18].

Физ.-хим. конст. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при 74,7° молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} двух Fe-ортоклазов из Итронгэй, Фьянрантсоа, о-в Мадагаскар, $Or_{94}Ab_6$ и $Or_{86,2}Ab_{13,8}$, равна –145,55 и –145,57 ккал/моль соответственно [19].

Микр. В прох. св. бесцветный. Двуосный. Оптически (–). В Fe-санидинах с Мадагаскара (1,25–3,25% Fe₂O₃, 4,8–12,5 мол.% Fe-Fsp): пл. опт. осей ||

II (010), $Nm = b$; $n_g = 1,5265-1,533$, $n_m = 1,5265-1,532$, $n_p = 1,522-1,5285$; $n_g - n_p = 0,0045-0,005$; $-2V = 3-51^\circ$ (ср. $13-50^\circ$); $v > r$. Для мадагаскарских Fe-ортоклазов (0,5-1,7% Fe₂O₃, 1,9-6,6 мол.% Fe-Fsp): пл. опт. осей $\perp(010)$, $Ng = b$; $n_g = 1,524-1,528$, $n_m = 1,5235-1,5275$, $n_p = 1,520-1,5235$; $n_g - n_p = 0,004-0,0045$; $-2V = 12,5-36^\circ$ (ср. значения $18-35,5^\circ$), $r > v$ [9].

Неполяризованные спектры поглощения в области видимого света с полосами Fe³⁺ для мадагаскарского ортоклаза впервые наблюдались в [20]. В поляризованных и неполяризованных спектрах поглощения, измеренных при комнатной температуре Уайтом с соавт. [10] для ортоклазов из Бетроки (0,41), Ампандрандавы (0,42) и Итронгэй (1,58 и 1,95 мас.% Fe₂O₃), Мадагаскар, установлены сильная полоса поглощения $\nu_1 = 26600-26700$ см⁻¹, обусловленная ${}^6A_1(S) \rightarrow {}^4E(D)$ переходом Fe³⁺, две полосы средней интенсивности $\nu_2 = 23800-24200$ см⁻¹ (${}^6A_1(S) \rightarrow {}^4T_2(D)$) и $\nu_3 = 22500-22800$ см⁻¹ (${}^6A_1(S) \rightarrow {}^4A_1, {}^4E(G)$) и несколько слабых полос $\nu_4 = 20800$, $\nu_5 = 19800$ см⁻¹, $\nu_{4-5} = 20000-20400$ см⁻¹ (${}^6A_1(S) \rightarrow {}^4T_2(G)$) и $\nu_6 = 16200-17500$ см⁻¹ (${}^6A_1(S) \rightarrow {}^4T_1(G)$) [10].

Хим. Теор. состав KFeSi₃O₈: K₂O - 15,33; Fe₂O₃ - 25,99; SiO₂ - 58,68. Молек. вес 307,22.

В Fe-санидине из лампроита Лейцит-Хиллс установлен дефицит алюминия, который, кроме железа, восполняется кремнием, титаном и магнием: Fe³⁺ \rightarrow Al³⁺, Si⁴⁺ + Mg²⁺ \rightarrow 2Al³⁺, Ti⁴⁺ + Mg²⁺ \rightarrow 2Al³⁺ [8].

Анализы (в порядке увеличения содержания железа):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,67	0,46	1,86	0,81	0,42	1,62	0,47	< 0,01
K ₂ O	15,91	16,14	14,32	14,69	15,21	15,36	16,00	16,27
MgO	Сл.	Сл.	-	-	0,00	0,07	0,04	-
CaO	0,04	"	0,50	0,39	0,07	0,00	0,06	0,03
BaO	-	-	0,06	0,12	-	0,03	-	0,02
FeO	0,06	0,09	-	0,00	0,09	0,00	0,00	-
Fe ₂ O ₃	0,57	0,62	0,97	1,15	1,15	1,31	1,50	2,41
Al ₂ O ₃	17,82	18,70	18,02	17,98	17,78	17,17	17,22	17,65
SiO ₂	65,10	64,40	63,99	64,50	64,21	64,05	64,76	64,43
H ₂ O [±]	0,14	-	0,51*	0,26*	-	0,70	0,00	-
Сумма	100,31	100,41	100,23	99,90	99,63	100,31	100,05	100,84
Or (мол.%)	91,8	93,4	79,3	87,0	91,3	81,8	89,9	99,9
Ab	6,0	4,1	15,2	7,1	4,0	13,8	4,2	0,0
An	0,2	0,4	2,1	1,9	0,7	0,0	0,6	0,1
Fe-Fsp	2,0	2,1	3,1	4,5	4,0	4,3	5,3	8,0
Уд. в.	-	2,5625	2,58-2,60	-	-	-	-	-
n_g	1,525	1,5241	1,5291	1,5252	1,5239	-	1,5165	-
n_m	1,524	1,5237	-	1,5250	1,5225	-	1,5265	-
n_p	1,521	1,5194	1,5232	1,5202	1,5185	-	1,522	-
$2V_{Np}$	23	34,8	36°06'	40°30'	-	28	11,5-17	-
Пл.опт. осей	-	$\perp(010)$	-	-	-	-	$\perp(010)$	-
Дисперсия	-	$r > v$	-	-	-	-	$v > r$	-

* П.п.п.

1 - Fe-ортоклаз, Итронгэй, Фьянрантсоа, о-в Мадагаскар, анал. фон Кнорринг [19]; 2 - желтый Fe-ортоклаз, там же, анал. Спенсер [21, 22]; 3 - бесцветный Fe-ортоклаз, там же, анал. Рауль [1]; 4 - светло-желтый ортоклаз, там же, анал. Сергиев (оригинал Лакруа) [23]; 5 - светло-желтый К-п.ш., Мадагаскар, анал. Сето [24]; 6 - прозрачный "железистый ортоклаз", Итронгэй, Фьянрантсоа, о-в Мадагаскар, анал. Гонье [19]; 7 - светло-желтый Fe-ортоклаз, Итронгэй, Фьянрантсоа, о-в Мадагаскар, анал. Скун [9]; 8 - железистый К-п.ш., Лонгбан, Швеция, в сумму входят Rb₂O - 0,007, BeO - 0,006, B₂O₃ - 0,01 [25].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	0,79	0,34	0,44	<0,01	<0,1	0,33	0,31	0,36
K ₂ O	15,33	15,81	16,15	15,74	15,87	15,6	15,9	14,9
MgO	0,04	—	0,00	—	—	0,39	0,51	0,65
CaO	0,03	—	Сл.	0,03	0,04	0,00*	0,03	0,00*
BaO	—	—	—	0,02	0,03	0,37	0,46	0,24
FeO	0,00	0,18	0,25	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,56	2,88	2,93	4,36	6,31	7,55	10,7	18,4
Al ₂ O ₃	16,74	16,62	16,06	16,15	14,25	12,2	9,15	3,36
SiO ₂	64,94	64,19	64,25	63,90	64,26	63,2	62,8	60,0
H ₂ O [±]	0,00	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,43	100,02	100,08	100,20	100,81	99,98	100,4	98,7
Or (мол.%)	83,4	86,2	84,7	99,9	99,8	95,9	96,0	96,0
Ab	7,2	3,1	4,9	0,0	0,0	3,1	2,8	3,5
An	0,4	0,7	—	0,1	0,2	1,0	1,2	0,5
Fe-Fsp	9,0	10,0	10,4	14,7	22,0	27,0	38,8	69,8
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	—	—
n _g	1,5315	1,5353	1,5261	—	—	—	—	—
n _m	1,531	1,5248	1,5259	—	—	—	—	—
n _p	1,5265	1,5197	1,5216	—	—	—	—	—
2V _{Np}	32–33,5	34°06'	—	—	—	—	—	—
Пл.опт. осей	∥(010)	—	∥(010)	—	—	—	—	—
Дисперсия	r > v	—	v > r	—	—	—	—	—

* Ниже чувствительности методов.

9 – янтарно-желтый Fe-санидин, Итронгэй, Фьянрантсоа, о-в Мадагаскар, анал. Скун [9]; 10 – желтый железистый К-п.ш., там же, анал. Буато [26]; 11 – желтый Fe-санидин, там же, анал. Сето [24, 27]; 12 – железистый К-п.ш., Лонгбан, Швеция, в сумму входят Rb₂O – 0,007, BeO – 0,006, B₂O₃ – 0,01 [25]; 13 – железистый К-п.ш., там же, в сумму входят Rb₂O – 0,01, BeO – 0,009, B₂O₃ – 0,03 [25]; 14–16 – зональный Fe-санидин из лампроита, Лейцит-Хиллс, шт. Вайоминг, США: 14 – в сумму входят SrO – 0,10, TiO₂ – 0,24, 15 – в сумму входят SrO – 0,05, TiO₂ – 0,40, 16 – в сумму входят TiO₂ – 0,68, SrO – ниже чувствительности методов [8].

Повед. при нагрев. После отжига Fe-ортоклаза “Спенсер-А” с Мадагаскара при 1075° в течение 100 ч пл.опт. осей изменилась от ⊥(010) к ∥(010), а угол 2V увеличился от 34,8 до 53,8° [22]. После отжига Fe-санидинов при 1075° в течение 160 ч пл.опт. осей сохранила ориентировку ∥(010), а угол 2V возрос от 49–51 до 60,5 и от 22–31 до 50,5–54,5° [21]. Параметры *a* и *b* после отжига увеличились, параметр *c* уменьшился [21].

Находж. Медово-желтый поделочный ортоклаз из Итронгэй около Фьянрантсоа на о-ве Мадагаскар впервые описан Лакруа [1] из миароловых пустот в гранитных пегматитах, содержащих также кварц, прозрачный диопсид, адуляр, апатит, халцедон и опал. Тогда же были установлены высокое содержание Fe (2,88% Fe₂O₃) и санидиновая оптика ортоклаза, что никак не согласовывалось с относительно низкотемпературными условиями образования полевого шпата. Поэтому Кумбсом [9] было высказано предположение о тормозящей роли ионов Fe на Si/Al-упорядочение в К-п.ш., стабилизирующей неупорядоченное структурное состояние (см. “Барий- и рубидийсодержащие калиевые п.ш.”), что в дальнейшем не подтвердилось. Данное м-ние является классическим, и Fe-санидины и Fe-ортоклазы отсюда неоднократно изучались разными методами [9, 19, 21–24, 26–28].

Обычно содержание Fe в санидинах, ортоклазах и особенно в микроклинах невелико. Повышенные значения Fe отмечаются в некоторых микроклинах из гранитных пегматитов, в которых оно присутствует в виде мельчайших включений гематита, вызывающих ярко-оранжевое внутреннее свечение полевого шпата (см. "Солнечный камень"). Fe-ортоклазы с $2V = 43-44^\circ$ установлены в гранитах Чипурупалле-Разам, р-н Шрикакулам, шт. Андхра-Прадеш, Индия [29]. Повышенные содержания Fe наблюдались также в К-ортоклазах из некоторых щелочных пород. Например, в адуляровидном ортоклазе из пегматитов и вмещающих массивных уртитов штольни Материальной м-ния Юкспор, Хибины, содержится 0,88–1,17 мас.% Fe_2O_3 (3,4–4,3 мол.% Fe-Fsp), а в адуляровидном ортоклазе из ричорритов м-ния Апатитовый цирк, Расвумчорр, Хибины, – 0,95% Fe_2O_3 (3,2% Fe-Fsp) [30]. Однако в щелочных полевых шпатах из нефелиновых сиенитов Ловозерского (Кольский п-ов) и Илимауссакского (Южн. Гренландия) массивов содержание Fe существенно более низкое [30]. К-п.ш. в щелочных породах Мурунского массива (Алданский щит) содержит до 3% Fe_2O_3 (наибольшие содержания: 2,20 – в чароитовых породах, 2,40 – в Ва, Sr-карбонатитах, 2,64 – в Са-карбонатитах, 2,98 – в фойяитах). В нескольких точках массива встречены слабо-желтые монокристаллы Fe-ортоклаза (10–15 см) ювелирной прозрачности (1,78% Fe_2O_3), аналогичные мадагаскарским [31].

Fe-ортоклаз в Мп-скарнах м-ния Лонгбан, Швеция [25], содержит 2,41 мас.% Fe_2O_3 (8,0 мол.% Fe-Fsp) (ан. 8) и 4,36% Fe_2O_3 (14,7% Fe-Fsp) (ан. 12).

Fe-санидины и Fe-ортоклазы установлены в лампроитах. В ультракалиевых орендитовых лейцит- и санидинсодержащих лавах Лейцит-Хиллс, шт. Вайоминг, США, К-санидины содержат 2,7–4,8 мас.% Fe_2O_3 (10–18 мол.% Fe-Fsp) [32–34]. Использование съемки в обратных электронах позволило выявить зональность выделений этого Fe-санидина в основной массе породы и стекле, с внешними зонами, содержащими до 19,6 мас.% Fe_2O_3 (70 мол.% Fe-Fsp) (ан. 14–16) [8]. Порода сложена фенокристаллами флогопита (1–3 мм), диоксида и апатита; в основной массе преобладают сдвойникованные по карлсбадскому закону, вытянутые по оси с трапециoidalные зерна Fe-санидина (150–400 мкм), с гранями (010), (100) и (101) в ассоциации с кристаллизовавшимися в позднюю стадию диопсидом, форстеритом, лейцитом, К, Ti-рихтеритом, апатитом, Sr-баритом, вадеитом и прайдеритом. Обогащенные Fe каемки, узкие в зоне [001], достигают 10 мкм на гранях, перпендикулярных оси [001]. Предполагается, что Fe-санидин мог образоваться в необычных условиях, из магмы, обогащенной Si, K и Fe (с высокой степенью его окисления) и обедненной Al, причем в ходе кристаллизации ядер санидина пленочный остаточный расплав перед растущими гранями обеднялся Al и обогащался Fe^{3+} , Ti и Mg, которые вошли в состав К-п.ш. на заключительной стадии [8].

До 13,7 мас.% Fe_2O_3 содержит зональный Fe-санидин из лампроитов (канкалитов) Канкарикса, Юго-Вост. Испания [35]. Авторы работы [35] утверждают, что каемки высокожелезистого санидина возникают в результате закалки щелочной магмы вследствие потери летучей (F, S, H_2O) фазы. Потеря летучих увеличивает вязкость остаточного расплава и препятствует диффузии его компонентов, что может способствовать необычному вхождению Fe в периферические зоны растущего полевого шпата.

Искусств. Первый синтез Fe-ортоклаза выполнен Фаустом [36], и экспериментально было доказано, что железо может входить в структуру полево-

го шпата. Уонесом и Апплеманом [37] синтезирован Fe-микроклин и показано, что Si/Fe-упорядочение проходит с более высокой скоростью, чем Si/Al-упорядочение; Fe-санидин экспериментально может быть упорядочен до Fe-микроклина, и таким образом железистые полевые шпаты могут служить моделями для изучения явлений структурного упорядочения в полевых шпатах.

Эксперим. Экспериментальное исследование фазового перехода $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ выполнено Уонесом и Апплеманом [37] и Васильевым и Бычковым [38]. Показано, что это превращение близко к переходам I рода и происходит при $\sim 751^\circ$ [38]. Сравнительное изучение $KFeSi_3O_8$ и $RbFeSi_3O_8$ показало, что в низкотемпературных гидротермальных условиях скорость Si/Fe-упорядочения в Rb-п.ш. меньше, чем в K-п.ш., но в 10^3 выше, чем скорость Si/Al-упорядочения в обычных полевых шпатах [16]. Изучение механизма процесса упорядочения показало [3], что в низкотемпературных (275°) гидротермальных условиях оно происходит путем растворения неупорядоченной и кристаллизации упорядоченной фаз, и меньшая скорость Si/Fe-упорядочения в Rb-п.ш. по сравнению с K-п.ш. обусловлена меньшей его растворимостью и меньшей скоростью растворения.

Практ. знач. Янтарно-желтые прозрачные железистые ортоклазы с Мадагаскара используются как ювелирное сырье для изготовления брошей, кабошонов и других изделий.

Литература

1. Lacroix A. // *C. r. Acad. sci.* 1912. Vol. 155. P. 672–677.
2. Бычков А.М., Русаков В.С., Кузьмина Н.А. и др. // *Геохимия.* 1995. № 11. С. 1600–1615.
3. Бычков А.М., Русаков В.С., Чистякова Н.И. и др. // Там же. 1998. № 6. С. 589–595.
4. Brunton G.D., Harris L.A., Kopp O.C. // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57. P. 1720–1728.
5. Pentlinghaus H., Bambauer H.U. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1971. S. 416–418.
6. Надежина Т.Н., Пуцаровский Д.Ю., Тароев В.К. и др. // *Кристаллография.* 1993. Т. 38, № 6. С. 77–82.
7. Камеицев И.Е., Борисов А.Б. // Там же. 1989. Т. 34, № 3. С. 324–331.
8. Kuehner S.M., Joswiak D.J. // *Amer. Miner.* 1996. Vol. 81. P. 229–237.
9. Coombs D.S. // *Miner. Mag.* 1954. Vol. 30. P. 409–427. Пер.: Кумбс Д.С. // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 298–318.
10. White W.B., Matsumura M., Linnehan D.G. et al. // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71. P. 1415–1419.
11. Petrov I., Hafner S.S. // *Ibid.* 1988. Vol. 73. P. 97–104.
12. Fu Y., Petrov I., Hafner S.S. // *Acta miner. sinica.* 1989. Vol. 9, N 2. P. 97.
13. Marfunin A.S., Bershov L.M., Meilman M.L., Michoulier J. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1967. Bd. 47. S. 13–20.
14. Gaite J.M., Michoulier J. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1970. Vol. 93. P. 341–356.
15. Русаков В.С., Бычков А.М., Чистякова Н.И. и др. // *Геохимия.* 1996. № 1. С. 73–79.
16. Русаков В.С., Бычков А.М., Чистякова Н.И. и др. // *Кристаллография.* 1998. Т. 43, № 4. С. 664–670.
17. Русаков В.С., Котельникова А.А., Бычков А.М. // *Геохимия.* 1999. № 11. С. 1234–1238.
18. Annersten H. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1976. H. 8. S. 337–343.
19. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318.
20. Faye G.H. // *Canad. Miner.* 1969. Vol. 10, pt 1. P. 112–117.
21. Spencer E. // *Miner. Mag.* 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
22. Spencer E. // *Ibid.* 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
23. Белянкин Д.С., Сергеев Н.Г. // *Изв. АН СССР.* 1926. С. 1199–1206.
24. Seto K. // *Jap. Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Ser. 3.* 1923. Vol. 1. P. 218–231.
25. Grew E.S., Yates M.G., Belakowsky D.I. et al. // *Miner. Mag.* 1994. Vol. 58, N 6. P. 285–297.
26. Lacroix A. *Minéralogie de Madagascar.* Vol. 1. P., 1922 (см. с. 557–562).
27. Kôzu S. // *Miner. Mag.* 1916. Vol. 17. P. 253–273.

28. Priess U. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141. S. 17–29.
 29. Dhana Raju R., Rao J.S.R. Krishna // Proc. Ind. Acad. Sci. B. 1972. Vol. 76. N 2. P. 58–70.
 30. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
 31. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 221 с.
 32. Carmichael I.S.E. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 15. P. 24–66.
 33. Kuehner S.M., Edgar A.D., Arima M. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66. P. 663–677.
 34. Gunter W.D., Hoinkes G., Ogden P. // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 96. P. 15911–15928.
 35. Linthout K., Lustenhouwer W.J. // Miner. Mag. 1993. Vol. 57. P. 289–299.
 36. Faust G.T. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21. P. 735–763.
 37. Wones D.R., Appleman D.E. // J. Petrol. 1963. Vol. 4. P. 131–137.
 38. Васильев Н.С., Бычков А.М. // Геохимия. 1996. № 7. С. 682–685.

Рубидиевый полевой шпат Rubidium feldspar $\text{Rb}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Чисто рубидиевые полевые шпаты – Rb-санидин (rubidium sanidine) и Rb-микроклин (rubidium microcline) в природе не известны. Получены искусственно. Рубидиево-доминантный микроклин (рубиклин) с содержанием до 72,3 мол.% $\text{Rb}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Rb-Fsp) описан из гранитного пегматита в Сан-Пьеро, Кампо, о-в Эльба, Италия [1]. Позже были найдены рубиклины с содержанием до 91 мол.% Rb-Fsp.

Разнов. Рубиклин – rubicline (Тиертстра и др. 1998) [1]. Назван по аналогии с микроклином (этимологически непонятное название – “rubi” (rubidium), “cline” (угол) – “рубидиевый угол”). Утвержден КНМиНМ ММА в качестве нового минерального вида. Упорядоченная структурная модификация Rb-п.ш. (см. также “Калиево-рубидиевые полевые шпаты”).

Искусственно получены: неупорядоченная структурная модификация $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$ – рубидиевый санидин [1–12] и его упорядоченная структурная модификация – рубидиевый микроклин [8, 10, 13–15]. При синтезе обычно образуется неупорядоченная модификация; для получения Rb-микроклина необходимы особые условия. Ранее предполагалось, что крупный ион Rb стабилизирует неупорядоченное Si/Al-распределение в структуре [16, 17] и образование Rb-микроклинов в природе маловероятно, хотя этот вывод подвергался сомнению [18]. Синтезированы все промежуточные члены изоморфных серий KAlSi_3O_8 – $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$: высокотемпературного ряда К-санидин–Rb-санидин и низкотемпературного ряда К-микроклин–Rb-микроклин (см. “Калиево-рубидиевые полевые шпаты”).

Синтезированы также $\text{Rb}[\text{GaSi}_3\text{O}_8]$ - [5], $\text{Rb}[\text{FeSi}_3\text{O}_8]$ - [19], $\text{Rb}[\text{AlGe}_3\text{O}_8]$ - [19], $\text{Rb}[\text{GaGe}_3\text{O}_8]$ - [20] и $\text{Rb}[\text{FeGe}_3\text{O}_8]$ - [20] аналоги рубидиевых полевых шпатов.

Характ. выдел. Продукты синтеза. Для рубиклина характерны микровключения в микроклине.

Структ. и морф. крист. Монокл. или трикл. с. Простр. гр. аналогичны К-п.шпатовым. Для Rb-санидина: C_{2h}^3 – $C2/m$, $a_0 = 8,84$, $b_0 = 13,04$, $c_0 = 7,19$ Å; $\beta = 116,3^\circ$; $V = 744$ Å. Для Rb-микроклина: $C_i^1 = P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$. $a_0 = 8,84$, $b_0 = 12,96$, $c_0 = 7,25$ Å; $\alpha = 90,5$, $\beta = 116,2$, $\gamma = 88,0^\circ$; $V = 745,7$ Å.

Параметры ячейки, определенные для синтетических чисто рубидиевых полевых шпатов и их Ga-, Fe- и Ge-аналогов:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
Рубидиевые санидины – $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$							
1	8,843	13,042	7,195	90,0	116,42	90,0	743,1
2	8,839(1)	13,034(1)	7,182(1)	90,0	116,290(9)	90,0	741,8(2)
3	8,827(23)	13,014(09)	7,197(10)	90,0	116,58(14)	90,0	739,3
4	8,811(40)	13,000(50)	7,185(16)	90,0	116,43(16)	90,0	737,0
5	8,444	13,044	7,190	90,0	116,35	90,0	743,3
6	8,842	13,043	7,189	90,0	116,32	90,0	743,2
7	8,8433(9)	13,0441(8)	7,1914(6)	90,0	116,301(6)	90,0	743,7(2)
8	8,8456(11)	13,0483(17)	7,1932(9)	90,0	116,300(8)	90,0	744,3(2)
9	8,837(2)	13,035(3)	7,187(1)	90,0	116,270(9)	90,0	742,4(2)
10	8,841(1)	13,036(1)	7,195(1)	90,0	116,280(8)	90,0	743,5(3)
Рубидиевые микроклины – $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$							
11	8,844(2)	12,964(2)	7,250(2)	90,51(5)	116,14(5)	88,05(5)	745,8(5)
12	8,802(40)	12,9550(14)	7,237(20)	90,70(22)	116,16(20)	88,04(29)	740,8
13	8,799(20)	12,952(10)	7,245(10)	90,60(13)	116,07(13)	87,97(16)	741,1
14	8,843(2)	12,961(2)	7,256(2)	90,53(1)	116,20(1)	88,01(1)	745,7(4)
15	8,8399(9)	12,9619(8)	7,2515(9)	90,521(7)	116,158(6)	88,012(6)	745,33(18)
Fe-, Ga- и Ge-аналоги $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$							
16	8,916(1)	13,089(1)	7,251(1)	90,0	116,43(1)	90,0	757,7(1)
17	8,933(1)	13,029(1)	7,304(1)	90,70(1)	116,57(1)	87,67(1)	759,7(3)
18	8,952(4)	13,127(5)	7,359(2)	90,05	116,47	89,35	774(1)
19	9,1297(1)	13,5705(14)	7,4654(10)	90,0	116,740(7)	90,0	826,00(22)
20	9,1989(8)	13,6277(8)	7,5107(8)	90,0	117,147(5)	90,0	837,83(17)
21	9,1980(14)	13,7037(15)	7,5597(12)	90,0	116,67(1)	90,0	851,5(3)

1 – [3]; 2 – [5]; 3, 4 – [21]; 3 – ионообменное замещение синтезированного К-санидина в расплаве RbCl [8], 4 – то же, по высокому альбиту (замещение, видимо, прошло не полностью) [8]; 5, 6 – [9]; 7, 8 – гидротермальный синтез из гелей [10]; 9 – [11]; 10 – гидротермальный синтез из гелей [12]; 11 – [13, 14]; 12, 13 – [21]; 12 – ионообменное замещение микроклина в расплаве RbCl [8], 13 – то же, по альбиту [8] (см. замечания к № 3, 4); 14 – микроклин состава $\text{Rb-Fsp}_{92,76}\text{Ab}_{1,37}$ [15]; 15 – [10]; 16 – $\text{Rb}[\text{GaSi}_3\text{O}_8]$ -санидин [5]; 17 – $\text{Rb}[\text{GaSi}_3\text{O}_8]$ -микроклин, данные Пентингхауса (Smith, 1974); 18 – $\text{Rb}[\text{FeSi}_3\text{O}_8]$ -микроклин [19]; 19 – $\text{Rb}[\text{AlGe}_3\text{O}_8]$ -санидин [19]; 20 – $\text{Rb}[\text{GaGe}_3\text{O}_8]$ -санидин [20]; 21 – $\text{Rb}[\text{FeGe}_3\text{O}_8]$ -санидин [20].

Параметры ячейки рубиклина состава $(\text{Rb}_{0,57}\text{Cs}_{0,02}\text{K}_{0,41})\text{AlSi}_3\text{O}_8$, определенные методом дифракции электронов: $a = 8,81(3)$, $b = 13,01(3)$, $c = 7,18 \text{ \AA}$; $\alpha = 90,53(1)$, $\beta = 115,7(3)$, $\gamma = 88,2(1)^\circ$ [1]. Они сопоставимы с параметрами искоственного Rb -микроклина состава $\text{Rb-Fsp}_{56}\text{Or}_{44}$ [15].

Для структурно-уточненного нестехиометричного Rb -санидина, синтезированного гидротермально: $a = 8,839(2)$, $b = 13,035(2)$, $c = 7,175(2) \text{ \AA}$; $\beta = 116,11(1)^\circ$; $V = 742,3(3) \text{ \AA}^3$ [22]. Для структурно-уточненного [23] Rb -санидина: $a = 8,820$, $b = 12,992$, $c = 7,161 \text{ \AA}$; $\beta = 116,24^\circ$; $V = 736,0 \text{ \AA}^3$.

Кристаллическая структура синтезированного Rb -санидина уточнена Гасперин [23], однако при этом не уточнялся его химический состав. Распределение Si и Al по Т-позициям: $\text{T}(1) = 0,251 \text{ Al} + 0,749 \text{ Si}$, $\text{T}(2) = 0,2249 \text{ Al} + 0,7751 \text{ Si}$ [23].

Согласно [24], в рубиклинах обычен избыток кремния, и предполагается вхождение ~5 мол. % $\square\text{Si}_4\text{O}_8$. В соответствии с этим высказывалось сомнение, что синтезированные ранее Rb -п.ш. имели стехиометричный состав [22].

Кристаллическая структура нестехиометричного Rb -санидина $(\text{Rb}_{0,811}\square_{0,127})[\text{Al}_{1,059}\text{Si}_{3,003}\text{O}_8]$ уточнена Кионо и Кимата [22].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) [22]:

В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)	
T(1)–O(A1)	1,624(10)	T(2)–O(A2)	1,636(9)
T(1)–O(B)	1,646(16)	T(2)–O(B)	1,626(17)
T(1)–O(C)	1,613(21)	T(2)–O(C)	1,675(19)
T(1)–O(D)	1,643(17)	T(2)–O(D)	1,641(19)
Среднее	1,632	Среднее	1,645

В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)	
O(A1)–T(1)–O(B)	107,4(8)	O(A2)–T(2)–O(B)	110,4(10)
O(A1)–T(1)–O(C)	111,4(11)	O(A2)–T(2)–O(C)	105,7(10)
O(A1)–T(1)–O(D)	107,0(8)	O(A2)–T(2)–O(D)	109,3(9)
O(B)–T(1)–O(C)	110,9(10)	O(B)–T(2)–O(C)	108,2(8)
O(B)–T(1)–O(D)	111,1(9)	O(B)–T(2)–O(D)	111,9(8)
O(C)–T(1)–O(D)	108,9(9)	O(C)–T(2)–O(D)	111,1(8)
Среднее	109,5	Среднее	109,4

В полости щелочного атома			
Rb – O(A1) × 2	3,106(17)	Rb – O(C) × 2	3,140(18)
Rb – O(A2)	2,974(21)	Rb – O(D) × 2	3,049(15)
Rb – O(B) × 2	3,168(18)	Среднее	3,100

Исходя из T–O расстояний, по уравнению Кроля и Риббе [25], заселенность T(1)-тетраэдра: 0,245 Al + 0,755 Si, T(2)-тетраэдра: 0,255 Al + 0,745 Si [22]. Данные близки к результатам, полученным Гасперин [23], и указывают на крайнюю Si/Al-разупорядоченность исследованных Rb-санидинов. Структурные исследования Кионо и Кимата [22] указывают на возможность вхождения в полевые шпаты с крупными щелочными катионами, каким является Rb-п.ш., нейтральных молекул воды, что сопровождается избытком кремния (в виде $\square\text{Si}_4\text{O}_8$) и алюминия (в виде $\text{Al}(\text{Al}_3\text{Si})\text{O}_8$).

Структура $\text{Rb}[\text{FeSi}_3\text{O}_8]$ -микроклина уточнена Брантоном с соавт. [19].

Природный рубиклин представляет собой продукт фазового распада Rb-содержащего K-п.ш. (микроклина) с умеренным содержанием Rb-*Fsp*. Он образует округлые частицы (менее 50 мкм) в микроклине, в единой с ним ориентировке.

Физ. св. Рубидийсодержащие K-п.ш. не отличаются по свойствам от калиевых и натриево-калиевых. Для нестехиометричного Rb-санидина уд. в. 2,776 (вычисл.). Рубиклин имеет совершенную спайность по (001), хорошую – по (010) (совпадает с направлением спайности в микроклине-хозяйине). Хрупкий. Бесцветный. Полупрозрачный.

В ИК-спектре Rb-санидина установлены полосы поглощения: 415 (плечо), 435 (ш.), 467 (плечо), 550 (плечо), 583, 633, 725 и 784 см^{-1} ; $\nu_1-\nu_2 = 83 \text{ см}^{-1}$. В области 1000–1200 см^{-1} диффузные полосы. В ИК-спектре Rb-микроклина: 427, 470, 542, 585, 607, 647, 737 и 778 см^{-1} ; $\nu_1-\nu_2 = 105 \text{ см}^{-1}$. В области 1000–1200 см^{-1} четкие полосы 1018, 1055, 1095 и 1143 см^{-1} . При сравнении с ИК-спектрами K- и Na-п.ш. видно, что полоса ν_1 в области 540–550 см^{-1} , обусловленная валентными симметричными колебаниями TO_4 -тетраэдров, в ряду Na → K → Rb смещается в сторону меньших длин волн как в упорядоченных, так и в неупорядоченных полевых шпатах. Полоса при 430 см^{-1} , отражающая деформационные колебания Si–O, в неупорядоченных полевых шпатах в этом ряду увеличивается, но ослабевает по интенсивности. В отличие от

Na- и K-п.ш. у Rb-п.ш. обнаружены две новые полосы поглощения при 415 и 467 см^{-1} [26]. В ИК-спектре нестехиометричного Rb-санидина в области 2500–4000 см^{-1} установлена четкая полоса при 3450 см^{-1} , соответствующая, согласно Вилкинсону и Сабине [27], деформационным колебаниям O–H в структуре молекулы H_2O .

Микр. Для Rb-санидина: $n_g = 1527$, $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,007$; для Rb-микроклина: $n_g = 1526$, $n_p = 1,519$; $n_g - n_p = 0,007$ [8]. Рубиклин в шлифах прозрачный. Показатели преломления немного выше включающего его микроклина (точно не определены). Двупреломление низкое.

Хим. Теор. состав $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$: $\text{Rb}_2\text{O} - 28,79$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,70$; $\text{SiO}_2 - 55,51$. Молек. вес 324,73.

Содержание Rb-*Fsp* в рубиклине при утверждении его в качестве нового минерала достигало 72,3 мол.%. Однако были найдены разности с содержанием 91 мол.% Rb-*Fsp* [28]. Формально к рубиклину могут быть отнесены микроклины с содержанием Rb-*Fsp* более 50 мол.%.

Анализы:

	1	2	3	4
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	6,23	5,08	4,15	3,75
Rb_2O	17,47	18,86	19,61	21,55
Cs_2O	0,92	0,78	1,37	1,10
SrO	0,00	0,07	0,09	0,08
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	16,48	16,65	15,84	16,32
SiO_2	58,68	57,89	58,42	56,96
Сумма	99,90	99,33	99,49	99,76
<i>Or</i> (мол.%)	40,7	34,2	28,7	25,0
<i>Ab</i>	–	–	–	–
<i>Cn</i>	–	–	–	–
<i>Sr-Fsp</i>	–	0,2	0,3	0,2
<i>Rb-Fsp</i>	57,4	63,9	67,9	72,3
<i>Cs-Fsp</i>	2,0	1,7	3,1	2,5

1–4 – рубиклины из поллудитсодержащего гранитного пегматита в Сан-Пьеро, о-в Эльба, Италия [1]: 1 – оригинал электронно-микроскопического структурного изучения, голотип рубиклина, в сумму входит $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,12$, 2 – включение в адуляре, 3, 4 – включения в микроклине.

Обращает на себя внимание высокое содержание в рубиклинах с о-ва Эльба цезия (0,92–1,37 мас.% Cs_2O , 1,7–3,1 мол.% *Cs-Fsp*). Ионнообменные эксперименты с расплавом CsCl показывают, что в структуру Rb-микроклина может войти максимально 7–8 мол.% $\text{CsAlSi}_3\text{O}_8$ [8].

Наход. Рубиклин описан из поллудитсодержащего пегматита в Сан-Пьеро, Кампо, о-в Эльба, Италия [1], залегающего в монзонитах плутона Монте-Капанне [29]. Он является продуктом фазового распада K,Na, Rb-п.ш., образуя мелкие (менее 50 мкм) округлые включения или тонкие (меньше 5 мкм) прожилки в сдвойникованном микроклине (0,11–0,35 мас.% Na_2O , 0,90–3,39% Rb_2O , 0,10–0,31% Cs_2O), который в виде жилок мощностью 1–2 см совместно с альбитом, кварцем, Rb-содержащим мусковитом (1,4–1,7 мас.% Rb_2O) и Mn-апатитом (4,1 мас.% MnO) сечет выделения поллудита, выполняющего миароловые полости вместе с ранним микроклином, альбитом, мусковитом, кварцем и эльбаитом. Рубиклин присутствует также в виде включений в метасоматическом адуляре (меньше 0,16 мас.% SrO , меньше

0,16% BaO, нет Na и Rb), нарастающем на ранний микроклин и замещающем микроклин и поллцит по границам зерен (см. хим. ан. 1–4). Содержание Rb_2O в пределах частиц, заключенных в микроклин, варьирует от 10 до 22 мас.% (30–70 мол.% Rb-Fsp). Все частицы строго когерентны с максимально Si/Al-упорядоченным микроклином-хозяином.

Предполагается, что образование рубиклина произошло после фазового превращения ортоклаз → микроклин (на что указывает наличие микроклиновой решетки) и фазового распада, в ходе которого Na (в силу более значительной скорости диффузии) был вынесен, а Rb сконцентрировался в виде самостоятельной фазы.

Ранее было высказано предположение, что крупные катионы Rb и Cs, входя в кристаллическую структуру К-п.ш., препятствуют сжатию Al,Si,O-каркаса вокруг щелочного атома при его триклинизации и тем самым стабилизируют неупорядоченное структурное состояние. Поэтому в природе маловероятно нахождение микроклинов с высоким содержанием рубидия [16, 17]. Синтез Rb-микроклина и обнаружение в природе рубиклина противоречат этому утверждению и подтверждают, как было показано [18], что структурное состояние полевых шпатов полностью определяется физико-химическими параметрами минералообразующей среды и кинетикой Si/Al-упорядочения.

Искусств. Rb-санидин синтезирован Баррером и Мак-Коллумом [2], Гелис и Гасперин [3], Гасперин [23], Гелис и Лягаш [4], Челищевым и Боруцкой [6, 7], Боруцкой [8], Пентингхаусом и Хендерсоном [10], Ковальским с соавт. [12].

Челищевым и Боруцкой [6, 7] синтез был выполнен в гидротермальных условиях из гелей соответствующего состава при 500 и 600° и давлении паров воды 1000 кг/см². Кроме того, Боруцкой [8] он был синтезирован ионообменным путем в расплаве RbCl (10-кратный по весу избыток соли) при 850° (105 ч) из предварительно синтезированного (при 600°, 1000 кг/см²) из гелей К-санидина и высокого альбита, с обязательной последующей закалкой, чтобы избежать превращения в Rb-лейцит. Пентингхаусом и Хендерсоном [10] Rb-санидин синтезирован из гелей в гидротермальных условиях при 650–800° и давлении паров воды 1 кбар. Ковальским с соавт. [12] он получен из гелевых смесей также гидротермальным путем при 700° и 1 кбар (1–4 сут) или при 650–680° и 5–5,3 кбар (14–17 сут). Отмечается, что при высокой температуре, кроме Rb-п.ш., кристаллизовался тетрагональный Rb-лейцит ($a = 13,298$, $c = 13,744$ Å; $V = 2430,2$ Å³). Кристаллизация Rb-лейцита прекращалась, и поле устойчивости полевого шпата расширялось при снижении температуры и повышении давления, что согласуется с данными работы [30].

Rb-микроклин получен Вейце [13], Вейце и Висванатаном [14], Гровом и Ито [31], Боруцкой [8], Мак-Милланом с соавт. [15].

Боруцкой [8] он получен путем ионообменного замещения природных микроклина и альбита (из Хибин) в расплаве соли RbCl при 850° за 105 ч с последующей закалкой, чтобы избежать превращения в Rb-лейцит. Продукты синтеза изучались рентгеновским, оптическим и ИК-спектроскопическими методами [8, 21, 26]. Мак-Милланом с соавт. [15] Rb-микроклин синтезирован также ионообменным путем между микроклином и расплавом RbCl при 800°. Химический состав его контролировался рентгенофлуоресцентным анализом.

Нестехиометричный Rb-санидин получен Кионо и Кимата [22] гидротермальным путем из альбита из Минас-Жерайс, Бразилия, в рассоле RbCl при

400° и внешнем давлении 60 МПа. Полученные кристаллики (0,1–0,3 мм длинной) были короткопризматическими с многочисленными гранями, оптически совершенными, но часто сдвойникованными. Химический их состав: Rb₂O – 22,93–25,32 (в среднем 23,77); Al₂O₃ – 15,78–18,13 (16,95); SiO₂ – 53,87–59,40 (56,66); сумма – 94,40–100,52 (97,38) (микросонд JEOL superprobe JXA-8621). Анализы рассчитываются на Rb_{0,811}□_{0,127}Al_{1,059}Si_{3,003}O₈ (в среднем) при O = 8 и обнаруживают избыток Si и Al при дефиците Rb. Наличие H₂O подтверждается четким пиком при 3450 см⁻¹ в ИК-спектре.

Межплоскостные расстояния синтетического Rb-санидина
FeK α -излучение. Дифрактометр [8]

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
$\bar{2}01$	3	4,345	220, 040	34	3,385
111	2	3,962	202	12	3,336
130	33	3,812	001	36	3,227
$\bar{1}31$	12	3,634	131	30	3,014
$\bar{1}12$	33	3,468	041, $\bar{2}22$	18	2,909

Межплоскостные расстояния синтетического Rb-микроклина
FeK α -излучение. Дифрактометр [8]

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
$\bar{2}01$	1–2	4,339	$\bar{2}02$	24	3,338
$\bar{1}11$	3	3,968	$\bar{2}20, 002, 040$	100	3,255
130	13	3,856	131	18	3,056
$\bar{1}30$	6	3,742	$\bar{1}31$	9	2,980
$\bar{1}31$	12	3,666	022, 041, $\bar{2}22$	10	2,927
$\bar{2}21, \bar{1}31$	12	3,593	$\bar{1}32$	4	2,788
$\bar{1}12$	32	3,496	$\bar{3}11, \bar{1}32$	4	2,766
220	14	3,435			

Межплоскостные расстояния рубиклина из Сан-Пьеро, о-в Эльба, Италия [1]

Дифракция электронов, просвечивающая электронная микроскопия

<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)*	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
011	5,82	$\bar{0}31$	3,59
$0\bar{1}1$	5,77	$\bar{1}41$	2,94
021	4,62	221	2,65
130	3,88	$\bar{2}41$	2,63
031	3,61	310	2,61
$\bar{1}31$	3,60	$\bar{2}41$	2,56

*Интенсивность не определена.

Литература

1. Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. et al. // Amer. Miner. 1998. Vol. 83, N 11/12. P. 1335–1339.
2. Barrer R.M., McCallum N. // J. Chem. Soc. 1953. P. 4029–4035.
3. Ghélis M., Gasperin M. // C.r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 22. P. 1928–1929.
4. Ghélis M., Lagache M. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 1. P. 157–158.
5. Bruno E., Pentinghaus H. // The feldspars / Ed. W.S. Mackenzie and J. Zussamann. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 574–610.
6. Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л. // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 694–696.

7. Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л. // Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 157–160.
8. Боруцкая В.Л. // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 924–927.
9. Henderson C.M.B. // Progr. Rep. Nat. Environ. Res. Concil. Ser. D. 1978. Vol. 4. P. 51–54.
10. Penninghaus H., Henderson C.M.B. // Fortschr. Miner. 1979. Bd. 57. Beih. 1. S. 119–120.
11. Voncken J.H.L., Konings R.J.M., Van der Eerden A.M.J. et al. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1993. H. 1. S. 10–16.
12. Ковальский А.М., Котельников А.Р., Бычков А.М. и др. // Геохимия. 2000. № 3. С. 256–260. Пер.: Koval'skii A.M., Kotel'nikov A.R., Bychkov A.M. et al. // Geochem. Intern. 2000. N 38. P. 220–224.
13. Weitze R. Rubidiumeinbau in Tief-Plagioklasen: Diplomarbeit. Hannover, 1971.
14. Weitze R., Viswanathan K. // Fortschr. Miner., Kristallogr. und Petrogr. 1971. Bd. 49. S. 63–64.
15. McMillan P.F., Brown W.L., Openshaw R.E. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 458–464.
16. Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. // Геохимия. 1967. № 4. С. 408–412.
17. Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. Вып. 2. С. 52–70.
18. Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л. // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980. С. 5–18.
19. Brunton G.D., Harris L.A. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 9/10. P. 1720–1728.
20. Penninghaus H., Bambauer H.U. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 416–418.
21. Боруцкий Б.Е., Иванов В.П., Боруцкая В.Л. // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1170–1173.
22. Kyono A., Kimata M. // Miner. Mag. 2001. Vol. 65, N 4. P. 523–531.
23. Gasperin M. // Acta crystallogr. B. 1971. Vol. B-27. P. 854–855.
24. Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. // Canad. Miner. 1998. Vol. 36. P. 483–496.
25. Kroll H., Ribbe P.H. // Feldspar mineralogy. 2nd / Ed. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1983. P. 57–99. (Rev. Miner.; Vol. 2).
26. Боруцкая В.Л., Власова Е.В. // Геохимия. 1975. № 7. С. 1104–1107.
27. Wilkinson R.W.T., Sabine W. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 508–516.
28. Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. // Canad. Miner. 1997. Vol. 35. P. 1277–1281.
29. Orlandi P., Scortecchi P.B. // Miner. Rec. 1985. N 16. P. 353–363.
30. Bambauer H., Kroll H., Nager H., Penninghaus H. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97. P. 313–345.
31. Grove T., Ito J. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1973. Vol. 54. P. 499.

Цезиевый полевой шпат Cesium feldspar Cs[AlSi₃O₈]

Считается, что цезиевый полевой шпат существовать не может из-за слишком большого ионного радиуса цезия [1] (Smith, Brown, 1988). Цезиевый санидин CsAlSi₃O₈ был синтезирован Боруцкой [2]. Цезиевый микроклин синтезировать не удалось.

Структ. и морф. крист. Монокл. с C_{2h}^3-C2/m . Параметры ячейки для чисто Cs-санидина, синтезированного ионообменным замещением K-санидина и высокого альбита в расплаве CsCl соответственно: $a_0 = 9,053(14)$ и $9,077(24)$, $b_0 = 12,951(18)$ и $12,937(27)$, $c_0 = 7,207(7)$ и $7,219(9)$ Å; $\beta = 116,69(6)$ и $116,31(10^\circ)$; $V = 755,1$ и $760,0$ Å³ [3].

Физ. св. В ИК-спектре Cs-санидина: 410, 430 (оч. слаб.), 478 (плечо), 550 (оч. слаб.), 575, 637, 720 и 780 см⁻¹; $\nu_1-\nu_2 = 87$ см⁻¹. В области 1000–1200 см⁻¹ диффузные полосы. При сравнении с ИК-спектрами K- и Na-п.ш. видно, что полоса ν_1 в области 540–550 см⁻¹, обусловленная валентными симметричными колебаниями TO₄-тетраэдров, в ряду Na → K → Rb → Cs смещается в сторону больших частот (меньших длин волн), полоса при 430 см⁻¹, отражающая деформационные колебания Si–O, в неупорядоченных полевых шпатах в этом ряду увеличивается, но ослабевает по интенсивности. В отличие от Na- и K-п.ш. у Cs-п.ш. появляются две новые полосы поглощения при 410 и 478 см⁻¹ [4].

Микр. В Cs-санидине: $n_g = 1,547$, $n_p = 1,540$; $n_g - n_p = 0,007$ [2].

Хим. Теор. состав $CsAlSi_3O_8$: $Cs_2O - 37,86$; $Al_2O_3 - 13,70$; $SiO_2 - 48,44$. Молек. вес 372,16.

Синтез Cs-п.ш. интересен в связи с оценкой возможной изоморфной емкости К-п.ш. в отношении примесей редких щелочей и обсуждением концепции стабилизации крупными ионами щелочных металлов неупорядоченного моноклинного состояния К-п.ш. Максимальное обогащение Cs наблюдалось в Rb-содержащих К-п.ш.: в К-п.ш. из Варутреска найдено 3,3 мас.% Rb_2O и 0,6 мас.% Cs_2O [5], в К-п.ш. с Кольского п-ова – до 4,1% Rb_2O и 0,5% Cs_2O [6], в Нижнем Танко – 4,81% Rb_2O и 0,48% Cs_2O , в Танко – 3,61% Rb_2O и 0,48% Cs_2O [7], в микроклин-пертите из Манитобы – 4,70–5,87% Rb_2O , 0,40–0,48% Cs_2O и 0,0367–0,0450% Tl_2O [7]. Среднее содержание в К-п.ш. девяти полей сподуменовых пегматитов СССР и Афганистана [8]: Rb – 0,5581, Cs – 0,0394 мас.%.

Гордиенко и Каменцевым высказано предположение, что крупные катионы Rb и Cs, входя в кристаллическую структуру К-п.ш., препятствуют сжатию Al, Si, O-каркаса вокруг щелочного атома при его триклинизации и тем самым стабилизируют неупорядоченное структурное состояние. Поэтому в природе маловероятно нахождение микроклинов с высоким содержанием рубидия [6, 9]. Однако это, возможно, справедливо для высокорубидиевых и высокоцезиевых полевых шпатов; обычные “микропримесные” содержания Rb и Cs не должны оказывать определяющего влияния на структуру минерала-хозяина, структурное состояние которого, по мнению авторов [10], полностью определяется физико-химическими параметрами минералообразующей среды и кинетикой Si/Al-упорядочения. Подтверждением гипотезы Гордиенко и Каменцева может служить то, что не удалось синтезировать Cs-микроклин, а опровержением ее – то, что природный Rb-п.ш. – рубиклин [11] является максимальным микроклином, а не санидином.

Искусств. Cs-санидин получен из предварительно синтезированного (600° , 1000 кг/см²) из гелей К-санидина и высокого альбита ионообменным путем в расплаве соли CsCl при 800° , с обязательной последующей закалкой, чтобы избежать превращения в Cs-лейцит или поллуцит [2]. Согласно [1], радиус Cs слишком велик для образования полевошпатовой структуры. Однако Cs-санидин был получен путем ионообменного замещения как К-санидина, так и высокого альбита; и после его закалки не наблюдалось признаков перехода в поллуцит. Продукты синтеза изучены рентгеновским, оптическим и ИК-спектроскопическим методами [2–4].

Эксперим. Вхождение Cs в полевые шпаты экспериментально исследовано в гидротермальных растворах при 600° и давлении 1000 бар [12–14], 650° [15] и 700° [16] (см. “Калиевый полевой шпат”). По данным [16], максимальное количество цезия входит в щелочной полевой шпат состава $Or_{55}Ab_{45}$ при 700° , давлении 1000 кг/см². Цезий-калиевое равновесие в системе санидин–вода исследовалось Эугстером [17].

Межплоскостные расстояния синтетического Cs-санидина
FeK α -излучение. Дифрактометр [8]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
$\bar{2}01$	Диффузное отражение		220, 040, $\bar{2}02$	6	3,349
130	13	3,822	002	6	3,252
$\bar{1}31$	8	3,654	131	12	3,039
112	15	3,480	041, $\bar{2}22$	7	2,905

Литература

1. *Barrer R.M., McCollum N.* // J. Chem. Soc. 1953. P. 4029–4035.
2. *Боруцкая В.Л.* // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 924–927.
3. *Боруцкий Б.Е., Иванов В.П., Боруцкая В.Л.* // Там же. 1977. Т. 235, № 5. С. 1170–1173.
4. *Боруцкая В.Л., Власова Е.В.* // Геохимия. 1975. № 7. С. 1104–1107.
5. *Adamson O.J.* // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1945. Bd. 64. S. 19.
6. *Гордиенко В.В., Каменцев И.Е.* // Геохимия. 1967. № 4. С. 408–412.
7. *Černý P., Penttinghaus H., Macek J.* // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 217–230.
8. *Россовский Л.Н., Коноваленко С.И.* // Геохимия. 1980. № 9. С. 1412–1417.
9. *Гордиенко В.В., Каменцев И.Е.* // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. Вып. 2. С. 52–70.
10. *Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л.* // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980. С. 5–18.
11. *Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. et al.* // Amer. Miner. 1998. Vol. 83, N 11/12. P. 1335–1339.
12. *Iiyama J.T.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 2. P. 130–140.
13. *Volfinger M.* // C.r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271. P. 1345–1347.
14. *Volfinger M.* // Ibid. P. 1487–1488.
15. *Lagache M., Sabatier G.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37. P. 2617–2640.
16. *Lagache M.* // C.r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 10. P. 1328–1330.
17. *Eugster H.P.* // Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Yb. 1955. Vol. 54. P. 112–113.

Баддингтонит Buddingtonite

$$\text{NH}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$$

Назван в честь Артура Френсиса Баддингтона (1890–1980), проф. геологии Принстонского ун-та, избравшегося президентом Минералогического о-ва США в 1942 г. [1]. Минерал описан первоначально как содержащий цеолитную воду: $\text{NH}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, однако последующее изучение голотипа первоначальных исследований из Салфер Бэнк показало, что присутствие воды и ее цеолитный характер обусловлены примесью в образце монтмориллонита [2].

Характ. выдел. Порошковатые налеты из микроскопических (0,025–0,050 мм) кристалликов (Салфер Бэнк), реже крупнее, до 0,1 мм (Вольнь).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3-C2/m [3]. Базоцентрированная 7Å -ячейка следует из-за наличия на рентгенограммах только рефлексов типа "a" и соответствует всем остальным щелочным полевым шпатам. Первоначально приводились пр. гр. $C_{2h}^2-P2_1/m$ или $C_2^2-P2_1$, и параметры по предварительным данным Стюарта и Аплемана: $a_0 = 8,571(3)$, $b_0 = 13,032(3)$, $c_0 = 7,187(1)$ Å; $\beta = 112^\circ 44'(\pm 1)$; $V = 740,42$ Å³; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,658 : 1 : 0,551$ [1]. Эти данные являются устаревшими, но по-прежнему воспроизводятся в новейших минералогических справочниках, например (Дана, 1997). Параметры ячейки:

Местонахождение	a_0	b_0	c_0	β	V
Салфер Бэнк*	8,804(3)	13,024(3)	7,183(1)	116,105(18)	739,6(4)
Салфер Бэнк ^{2*}	8,828(3)	13,059(2)	7,192(2)	116,05(1)	744,9(5)
Вольнь [4]	8,840	13,424	7,183	116,11	(765,4)
Синтетический ^{3*}	8,824(5)	13,077(8)	7,186(4)	116,068(12)	744,8(3,4)
Синтетический ^{4*}	8,832(7)	13,051(3)	7,196(5)	116,270(4)	743,9(1,2)

* Неопубликованные уточненные данные Стюарта и Аплемана (см. [3]).

^{2*} Неопубликованные данные Альтхауза и Пентингхауза (см. [5]).

^{3*} Безводный [6].

^{4*} "Водосодержащий" [7].

Для серии синтетических NH_4 -содержащих санидинов с различным содержанием NH_4 [8]:

NH_4 , мас.%	NH_4/K в растворе	a_0	b_0	c_0	β	V
0,086	1/9	8,593(3)	13,014(3)	7,163(2)	116,16(2)	718,9(5)
0,222	3.7	8,594(3)	13,010(3)	7,156(3)	116,17(2)	718,1(6)
0,252	5/5	8,607(4)	13,016(3)	7,165(3)	116,17(2)	720,5(7)
0,287	7/3	8,606(7)	13,015(7)	7,166(50)	166,12(4)	720,6(12)
0,990	9/1	8,651(2)	13,028(1)	7,166(1)	116,21(1)	724,6(4)

Кристаллическая структура бадингтонита [3] подобна структуре санидина. Средние значения $\text{T}-\text{O}$ в тетраэдрах меньше, чем $\text{T}-\text{O}$ санидина; их соотношение указывает на неупорядоченное Si/Al -распределение. NH_4 -ион имеет девяттерную координацию: $\text{OA}(2)$ удален на 2,95 Å, остальные атомы кислорода – от 3,01 до 3,18 Å. Термические параметры показывают, что анизотропия аммония может быть представлена как одноосный сплюснутый сфероид, осложненный выпуклостью в сторону ближайшего атома кислорода. Положение одного из атомов водорода группы NH_4 упорядочено в виде водородной связи $\text{N}-\text{H}\dots\text{OA}(2)$ (с кратчайшим атомом кислорода), которая является осью вращения группы NH_4 . Структурный анализ не находит места цеолитной H_2O в структуре.

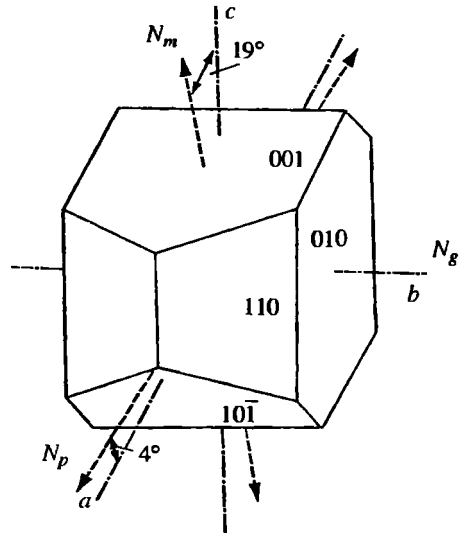
Отмечается высокая анизотропия атомов Si и Al в тетраэдрах с перемещением вдоль главных осей термического эллипсоида, значительно большим, чем в адуляре или анальбите (сопоставимым с анизотропией атомов кислорода), что не может быть объяснено только одним Si/Al -разупорядочением бадингтонита.

Обычны ксеноморфные выделения. Для бадингтонита из Салфер Бэнк отмечались идиоморфные кристаллы, на которых установлены грани (001), (010), (110) и $(\bar{1}01)$ [1], соответствующие габитусу ортоклаза (фиг. 61). Отмечались двойники (не изучались). Под электронным микроскопом наблюдались мелкие, нарастающие на кристаллы бадингтонита чешуйки NH_4 -монтмориллонита, чем объясняется наличие в минерале структурной воды [2]. Для синтезированного бадингтонита получены прекрасные кристаллы (до 0,05 мм) с формами: (010), (110), (100), (001), $(\bar{1}01)$, реже (130), габитус которых соответствовал санидину (фиг. 62) и не изменялся в зависимости от температуры синтеза (500 или 590→500 °С). Под электронным микроскопом на них наблюдалось нарастание мелких чешуек NH_4 -слюды (тобеллита) [16].

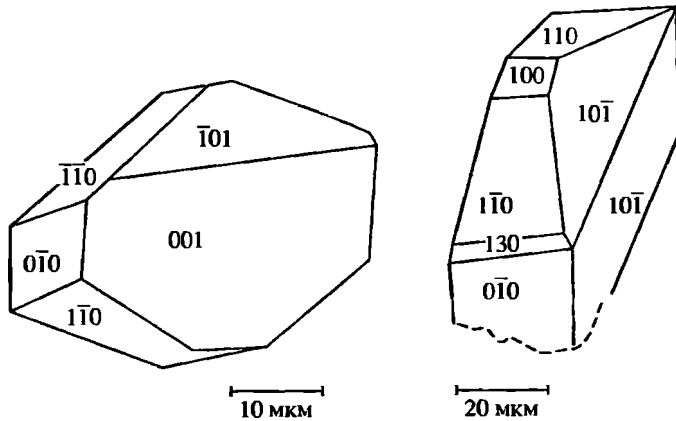
Физ. св. Сп. по (001) хорошая, по (010) отчетливая. Излом раковистый. Хрупок. Тв. 5,5. Уд. в. 2,30–2,32 [1, 3]. Более высокий уд. в. найден для бадингтонита из Фосфорной формации в Идахо – 2,36 [9] и Кондора – 2,38 [10], где материал был замутнен или содержал микровключения органического вещества, иллита и оксидов железа. Для синтезированного – 2,30 [7]. Вычисл. 2,29–2,31 [6] для синтетического и природного бадингтонитов. Более высокий вычисл. уд. в. 2,38–2,388 г/см³ [1, 7] рассчитан для водосодержащего $\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ и не соответствует действительности. Бесцветный. Прозрачный. В сплошных массах полупрозрачный. В порошке – светло-серый до желтовато-серого. Бл. стеклянный.

Спектроскопические свойства. Спектр ЭПР катион-радикала NH_3^+ проявляется в некоторых NH_4^+ -содержащих низкотемпературных К-п.ш.,

Фиг. 61. Типичный габитус кристаллов и оптическая ориентировка баддингтонита из Салфер Бэнк (по Эрду и др. [1])



Фиг. 62. Кристаллы баддингтонита, полученного в результате гидротермального синтеза при 590 → 550° и давлении 2 кбар (по Вонкену и др. [6])



образовавшихся ниже ~200 °С или в более высокотемпературных, но после облучения образцов рентгеновскими или γ-лучами. Спектр от монокристалла состоит из трех квартетов линий, обусловленных взаимодействием спина электрона с ядром атома азота и тремя эквивалентными протонами, и описывается спин-гамильтонианом:

$$H = \beta BqS + SA_N I_N + {}^3 \sum_{i=1} SA_H I_H^{(i)},$$

где A_N и A_H – тензоры сверхтонкого взаимодействия (СТВ) неспаренного электрона с ядром азота и протона соответственно. Значения A -тензоров при 25 °С по главным осям X, Y, Z : $(A_N)_X = 42,0$, $(A_N)_Y = 11,3$, $(A_N)_Z = 5,9$ и $(A_N)_X = -28,0$, $(A_N)_Y = -23,5$, $(A_N)_Z = -22,5$ соответственно; направляющие косинусы главных осей тензоров СТВ относительно ортогональных осей в кристалле $a = [100]$, $b = [010]$ и $c^* = \perp$ к $[100]$ и $[010]$ для $(A)_X$ равны $-0,83$, $0,40$ и $0,38$, для $(A)_Y$: $0,07$, $0,56$ и $0,78$, для $(A)_Z$: $0,55$, $0,69$ и $0,47$ соответственно. Спектр существенно анизотропен, что указывает на строгую ориентировку радикала NH_3^+ , замещающего ион К. Для изотропных констант СТВ $\{(X + Y + Z): 3\}$ получено $19,7$ Э для СТВ с ядром азота и $24,7$ Э для СТВ с протонами; g -тензор для радикала NH_3^+ проявляет слабую анизотропию со средним значени-

ем $2,003 \pm 0,0005$. Анизотропия спектра уменьшается при нагревании в интервале 300–420 К, но еще заметна при 420 К. Сигнал стабилен до 470 К, после чего исчезает, но восстанавливается облучением рентгеновскими и γ -лучами. При этом NH_4^+ переходит в парамагнитный ион NH_3^+ по схеме $\text{NH}_4^+ + \gamma\text{-квант} \rightarrow \text{NH}_3^+ + \text{H}^0$ [11–13].

Спектр ЭПР NH_3^+ в поликристаллическом баддингтоните и NH_4 -содержащих К-п.ш. представляет собой один квартет линий (два боковых квартета из-за высокой анизотропии усредняются и не проявляются в порошке); g -тензор = $-2,0036$, $A_H = -1973$ А/м [8, 14].

В природных образцах К-п.ш. концентрация катион-радикалов NH_3^+ не превышает 10^{15} – 10^{17} см $^{-3}$. Отличительной чертой центра NH_3^+ в баддингтоните является регистрация его при температуре жидкого азота, тогда как в NH_4 -содержащих К-п.ш. в силу большего времени релаксации сигнал ЭПР не регистрируется [14].

Кроме спектра NH_3^+ , методом ЭПР обнаружены другие парамагнитные азотсодержащие центры: NH^+ (три пары линий ~ 40 А/м, спектр исчезает выше 400 К), $\text{N}^{2+}(\text{Si})$ (три линии с сателлитами малой интенсивности, отстоящими на 1200 ± 40 А/м) в двух геометрически неэквивалентных позициях $\text{N}^{2+}(\text{Si}_1)$ и $\text{N}^{2+}(\text{Si}_2)$ и центр $\text{N}^{2+}(\text{Al})$ (три группы по шесть линий, отстоящих на 1114 ± 40 А/м) также в двух неэквивалентных позициях. Данные центры возникают в NH_4 -содержащих К-п.ш. искусственным путем в результате ионизирующего облучения. Парамагнитный центр N^{2-} (три линии, анизотропия A - и g -тензоров меняется с температурой, спектр исчезает выше 820 К) установлен в природных К-п.ш., образовавшихся при активной роли фтора [13, 15].

Спектр ПМР баддингтонита из Волыни однозначно указывает на присутствие в минерале водорода, но форма сигнала отличается от характерных для ОН-групп или дублета молекул H_2O , т.е. не противоречит форме NH_4 [14].

Спектр ЯМР ^{29}Si состоит из двух не полностью разрешенных линий с химическим сдвигом -96 и -100 мД относительно спектра тетраметилсилана. Ширина линий в спектре составляет $\sim 2,5$ мД, что близко к ширине линий в спектре микроклина и указывает на упорядоченное Si/Al-распределение в баддингтоните из Волыни. Спектр ЯМР ^{27}Al того же образца сходен со спектром ^{27}Al микроклина и также указывает на Si/Al-упорядоченность волынского баддингтонита; некоторая размытость спектра связана с диполь-дипольным взаимодействием ^{27}Al с протонами аммония [14].

Спектры ЯМР ^1H баддингтонита, синтезированного при 350° и давлении паров воды $1 \cdot 10^8$ Па, снятом на спектрографе СХР-200 "Брукер" ($-200,13$ МГц) при комнатной температуре, состоят из двух компонент: $\delta\nu_S^1 = 5,4$ кГц, относимый к протонам NH_4 -групп, и $\delta\nu_S^2 = 1,0$ кГц, относимой к протонам абсорбированной воды [8], что, согласно выводам этих авторов, указывает на вхождение цеолитной воды в структуру баддингтонита, полученного при низкотемпературном гидротермальном синтезе.

Не флюоресцирует.

ИК-спектры баддингтонита из Салфер Бэнк и Кондора в области 400 – 4000 см $^{-1}$ характеризуются полосами поглощения в интервалах 425 – 435 (430), 466 – 475 (470), 546 – 550 (540), 583 – 590 (580), 621 – 635 (630), 711 (705), 725 – 731 (735), 785 (785), (895), (920), (1000), 2848 – 2860 (2850), 3068 – 3070

(3070), 3295–3296 (3290), 3412–3450 (3400) и 3650–3600 (3630 и 3710) см^{-1} [1, 2, 10] (в скобках последние данные [2], “Перкин Эльмер” 580, ИК-спектрометр, таблетка KBr). По сравнению с ИК-спектром К-п.ш. отличается наличием полос поглощения при 1430 (деформационные колебания NH_4^+), 2850, 3070 и 3290 см^{-1} (валентные колебания N–H в NH_4^+). Две отчетливые полосы поглощения в области 3600–3750 см^{-1} связаны с валентными колебаниями ОН-групп NH_4 -монтмориллонита (включения в баддингтоните), а полосы 1640 и 3400 см^{-1} – соответственно с деформационными и валентными колебаниями молекулярной воды монтмориллонита [2].

В ИК-спектре синтетического баддингтонита (гидротермальный синтез при 600°, 2 кбар), снятом при 20° в интервале 400–4000 см^{-1} (“Перкин Эльмер” 580 IR, пластина KBr), установлены полосы поглощения при 420, 470, 545, 580, 618, 715, 785, 1025, 1115, 1435 см^{-1} (деформационные колебания NH_4^+), 2850, 3070 и 3300 см^{-1} (валентные колебания N–H) и 3630 см^{-1} . Наличие полосы 3630 см^{-1} , указывающей на присутствие ОН-связей, объясняется примесью тобеллита (побочный продукт синтеза) [6]. По [7, 8] (низкотемпературный гидротермальный синтез при 250–400° и давлении воды 0,5–1,0 кбар), в спектре установлены полосы при 453, 552, 639, 738, 781, 980, 1123, 1237, 1444, 1630, 2849, 3056, 3269 и 3605 см^{-1} . Полосы 1444, 2849, 3056 и 3269 см^{-1} отнесены за счет колебаний NH_4^+ .

Детальное исследование области 2500–4000 см^{-1} (“Перкин Эльмер” 180, двухлучевой спектрометр, порошок баддингтонита в таблетке KBr) для образца из Салфер Бэнк показало наличие полос поглощения при 2850 (интенсивность 2,6), 3074 (7,5), 3295 (12,5) и 3626 (3,0) см^{-1} , а в ближней ИК-области 4000–7000 см^{-1} (“Кэри” 17, двухлучевой спектрометр) – при 4950, 4700 и 4430 см^{-1} [16]. Для NH_4 -содержащих (0,05 мас. % NH_4^+) микроклинов из пегматитов Блэк-Хиллс, Южн. Дакота, получены поляризованные ИК-спектры в области 2500–4000 см^{-1} (LiIO_3 -поляризатор или Au-сетка, нанесенная на AgBr) на плоскостях спайности по направлениям погасания:

По Np' на (001)		По Nm' на (010)		По Ng' на (001)	
поглощение, см^{-1}	интенсивность	поглощение, см^{-1}	интенсивность	поглощение, см^{-1}	интенсивность
3645	2,8	3645	Оч. слаб.	3645	1,6
3402	4,0	–	–	–	–
3328	6,4	3323	9,8	3328	9,2
3221	12,0	3227	8,6	3199	10,8
3102	7,4	3098	6,0	3105	6,6
3069	7,8	3067	6,2	3067	7,6
2920	Слаб.	–	–	2920	Слаб.
2851	"	–	–	2851	"

Главные полосы поглощения 3328, 3220 и 3067 см^{-1} анизотропны. Полоса 3645 см^{-1} (сильная анизотропия) соответствует структурно-связанной молекулярной воде. Однако это не H_3O^+ в позиции щелочного М-катиона. Полосы в области 3000–3350 см^{-1} обусловлены связями N–H в NH_4^+ . Их анизотропия подтверждает структурную связь NH_4 -иона в исследованных микроклинах. Неполаризованный спектр в ближней ИК-области 4000–7000 см^{-1} этих микроклинов имеет полосы поглощения при 4753, 4990 и 5261 см^{-1} . По-

лоса при 5261 см^{-1} – результат комбинирования связей молекулярной воды (полосы деформационных колебаний 1620 см^{-1} с асимметричной полосой валентных колебаний 3645 см^{-1}). За полосу поглощения 4750 см^{-1} ответствен NH_4^+ как результат комбинирования полосы деформационных колебаний при $\sim 1420 \text{ см}^{-1}$ и полосы валентных колебаний между 3300 и 3150 см^{-1} [16].

Микр. В шл. бесцветный, прозрачный. Оптически двусосный (+). $\angle \alpha Np = 4^\circ$, $Ng = b$, $\angle cNm = 19^\circ$; $n_p = 1,530$, $n_m = 1,531$, $n_g = 1,534 (\pm 0,002)$; $2V$ не измерен [1].

Хим. Теор. состав: $(\text{NH}_4)_2\text{O} - 10,12$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,81$; $\text{SiO}_2 - 70,07$.

Химические анализы сильно загрязнены сопутствующими минералами и требуют пересчета за вычетом примесей:

	1	1*	12*	2	2*	22*
$(\text{NH}_4)_2\text{O}$	7,95	8,39	8,69	7,92	8,67	9,00
Na_2O	0,06	–	–	0,04	–	–
K_2O	0,62	0,65	0,67	1,03	1,13	1,17
MgO	0,21	–	–	0,14	–	–
CaO	0,04	–	–	0,31	–	–
BaO	0,26	–	–	–	–	–
Al_2O_3	19,16	20,21	20,94	18,02	19,75	20,49
Fe_2O_3	1,85	–	–	–	–	–
SiO_2	63,80	67,28	69,70	67,97	66,83	69,34
TiO_2	0,99	–	–	–	–	–
S	1,59	–	–	–	–	–
H_2O^+	3,28	3,47	–	3,31	3,62	–
H_2O^-	0,88	–	–	0,83	–	–
Сумма	100,69	100,00	100,00	99,99	100,00	100,0
–O–S	0,59					
Сумма	100,10					

*Пересчет за вычетом примесей сопутствующих минералов [10].

2*Пересчет на безводную форму.

1 – ртутный рудник Салфер Бэнк, шт. Калифорния, США, анал. Фэйи (Fahey) [1], последующими определениями [2] в голотипе данного образца найдено 8,5 и 8,3 мас.% $(\text{NH}_4)_2\text{O}$; 2 – из битуминозных сланцев Кондора, Квинсленд, Австралия, анал. Вэйрайт [10].

Диагност. Сильное поглощение в ближней ИК-области при $2,1 \text{ мкм}$ может быть использовано для выявления каемок NH_4 -обогащенного К-п.ш. или баддингтонита, образующихся при замещении ранее образованных полевых шпатов в горячих источниках [17].

Повед. при нагрев. Плавкость 5. Термическое разложение баддингтонита по реакции $2\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow 2\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O} + 6\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ идет с потерей веса $10,1 \text{ мас.}\%$. В случае разложения водосодержащего баддингтонита состава $\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ она должна быть равной $13,1 \text{ мас.}\%$ [2]. Для синтетического безводного баддингтонита потеря веса начиналась с 400° и достигала в интервале $800\text{--}900^\circ$ $9,6 \text{ мас.}\%$ [2, 6]. Общая потеря веса в баддингтоните из Салфер Бэнк по [1] $12 \text{ мас.}\%$; по [2] $10,8 \text{ мас.}\%$; в баддингтоните из Кондора [10] $11,7 \text{ мас.}\%$.

На термогравиметрической кривой (ТГ) потеря NH_3 и H_2O начинается в основном с 500° : $0\text{--}150^\circ - 1,0 \text{ мас.}\%$, $150\text{--}360^\circ - 0,6 \text{ мас.}\%$, $360\text{--}410^\circ - 0,5 \text{ мас.}\%$, $410\text{--}550^\circ - 3,0 \text{ мас.}\%$, $550\text{--}800^\circ - 4,2 \text{ мас.}\%$, $800\text{--}850^\circ - 1,5 \text{ мас.}\%$ [2]; по [1] – с

608° (различие может быть объяснено разной скоростью нагревания). В образце, более загрязненном примесями монтмориллонита, пирита, марказита и анатаза, общая потеря веса 14 мас.% и начинается она ниже 150° [2].

Выпуклая форма дифференциальной кривой нагревания (ДТА) между 25 и 700° обусловлена различиями в теплопроводимости измеряемого бадингтонита и корундизового тигля. Экзотермические эффекты между 350–490° и при 980° обусловлены соответственно разложением пирита или марказита и превращением анатаза в рутил. Эндотермический пик при 100° (или при 60, 110 и 150° в образце, загрязненном примесями) обусловлен потерей H₂O включениями монтмориллонита. Потеря NH₃ монтмориллонитом происходит постепенно между 200 и 600°, а потеря OH между 500 и 700° является экзотермической. Экзотермический эффект при 800° обусловлен разрушением структуры бадингтонита [2]. Порошкограмма синтетического бадингтонита, снятая в процессе нагревания, не показала никаких изменений до 650 °С; интенсивность линий начинает падать в интервале 770–830°; после 830° минерал становится рентгеноаморфным [6].

Находк. Классическим местонахождением бадингтонита является современная гидротермальная система ртутного рудника Салфер Бэнк, Лейк Каунти, шт. Калифорния, США, откуда была описана первая его находка. Он был встречен в гидротермально-измененных лавах четвертичных пироксеновых андезитов на глубине до 90–120 м ниже зеркала воды, где современная температура не превышает 100–120°, в ассоциации с самородной серой, стибнитом, пиротом, марказитом, гипсом, баритом, монтмориллонитом, анатазом и аммониярозитом (?). В подстилающих андезиты озерных отложениях, содержащих кварц, хлорит и слюду, бадингтонит замещает альбит. Он встречается также вместе с киноварью во всех образцах ртутной руды за исключением области выше зеркала воды, где возникает губительная для него более кислая среда за счет окисления H₂S [1, 18].

Вторая находка бадингтонита – в пачке Мид Пик Фосфорной формации в юго-вост. Айдахо, США, в аргиллитовом интервале между богатыми фосфором слоями, где содержание бадингтонита достигает 50% объема породы. Он ассоциирует с альбитом и иллитом, а также с доломитом, кремнем и фосфоритом и образуется в процессе диагенеза осадков [9].

Установлен также в гидротермально-измененных спекшихся туфах Тамагавы в преф. Ивате, Япония [19], и в гидротермально-измененных пирокластах Тошичи Спа, преф. Ивате, Япония, где образуется в результате замещения плагиоклаза [20].

В Кондоре близ г. Просерпайна, шт. Квинсленд, Австралия, бадингтонит равномерно распределен в верхней части толщи (мощность 600 м) “коричнево-черных” битуминозных сланцев, составляя в среднем около 10% (до 16%), и ассоциирует с монтмориллонитом, сидеритом, кварцем и (в небольших количествах) с неупорядоченным каолинитом, иллитом, кальцитом, апатитом, пиритом, кристобалитом и алюмофосфатом из группы джансита. Образовался при диагенезе глубокозалегающих илистых озерных отложений, в аммониевой среде; источник аммиака точно не известен. В данном случае имеет промышленное значение как сырье на аммоний [10].

В полнозональных камерных топазсодержащих пегматитах Волыни, Украина, бадингтонит установлен в пустотах выщелачивания кварцевых вростков среди полевого шпата под блоковой зоной вместе с перекристаллизованными новообразованиями горного хрусталя и альбита, топазом, флюоритом, сидеритом и гидрослюдой [14].

Есть указание на нахождение баддингтонита в Сан-Матео, шт. Калифорния (США) [7].

Аммонийсодержащие К-п.ш. Согласно химическим определениям [21], в К-п.ш. магматических пород содержится в среднем 20 г/т NH_4 ($\text{NH}_4\text{-N}$): в К-п.ш. гранитов 10–40 г/т, гранодиоритов 3–19 г/т, пегматитов 13–125 г/т; в санидинах, ортоклазах и адулярах разных пород 2–34 г/т. Согласно [22], в плутонических и метаморфических породах пояса Риоке, Япония, установлено отчетливое обогащение К-п.ш. и плагиоклаза NH_4 : в массивных гранитах соответственно 6–29 и 4–9 ppm, в гранитных пегматитах 42 и 26, в разгнейсованных гранитах 31–47 и 8–10, в разгнейсованных гранодиоритах 20–25 и 2–8, в мигматитах 179–196 и 54–58 ppm. Полевые шпаты содержат меньше NH_4 , чем сосуществующие биотит и мусковит, но больше, чем кварц. Коэффициенты распределения D (NH_4) плагиоклаз / К-п.ш. 0,10–0,67 (в среднем 0,32), К-п.ш. / биотит 0,20–0,48 (0,38), плагиоклаз / биотит 0,04–0,23 (0,11). Распределение NH_4 в этих минералах аналогично распределению Rb и Cs.

В микроклине из шахты Боб Ингерсол южного пегматитового поля Блэк-Хиллс, шт. Южн. Дакота (США), методом ИК-спектроскопии по интенсивности полос поглощения 3220 и 3645 см^{-1} в поляризованном свете параллельно Np' на пл. сп. (001) найдено 0,05 мас.% NH_4 (0,7 мол.% $\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8$) и 0,024 мас.% молекулярной H_2O [16]. Авторы связывают появление обогащенных NH_4 микроклинов с повышенной концентрацией азота в графитовых сланцах метаморфической толщи, прорываемой жилами литиевых пегматитов, и обогащением за счет него метаморфизирующих флюидов NH_3 .

Методом ЭПР установлено, что катион-радикал NH_3^+ замещает калий в решетчатом микроклин-пертите блоковой и пегматоидной зон жильных слюдоносных полнодифференцированных пегматитов, генетически связанных со среднеглубинными раннедокембрийскими гранитами кировоградско-житомирского комплекса Украины, залегающими среди биотит-плагиоклазовых гнейсов по р. Случь и Тетерев [12]. Затем методом ЭПР было установлено вхождение катион-радикала NH_3^+ в структуру микроклина гранитов, сиенитов, пегматитов и метасоматитов Емельчино-Житомирской и Брусилловской зон в сев.-зап. части Украинского щита, в адуляры, ассоциирующие с золотоносным кварцем в Закарпатье и Казахстане, в микроклины гранитов и мусковитовых пегматитов Мамского р-на в Сибири, а также в некоторые микроклины осадочных нефтеносных пород Днепровско-Донецкой впадины [13, 15]. Катион-радикал NH_3^+ методом ЭПР установлен в К-п.ш. камерных пегматитов Вольнского пегматитового поля [12, 13, 15, 23, 24]. Его содержание варьирует от 0 до 1,56 отн. ед., а отношение K/NH_3^+ – от 5 до 294 и существенно возрастает от ортоклаз-пертитов вмещающих коростеньских рапакивиоподобных гранитов к максимальным микроклин-пертитам метасоматически-измененных гранитов на контакте с пегматитовыми телами, а в пределах последних – от микроклин-пертитов пегматитов графической структуры к пегматитам графико-пегматоидной и пегматоидной структур [25]. Повышено содержание NH_3^+ в микроклине занорышей и зон выщелачивания, а также в микроклин-пертите топазоносных камерных пегматитов [24].

Катион-радикал NH_4^+ замещает К, но практически не замещает меньший по размеру Na. Поэтому он отсутствует в альбите и в Na-фазе пертитов.

Постмагматические растворы выносят NH_4^+ из полевошпатовой структуры. Содержание NH_4^+ в К-п.ш. пегматитов зависит от соотношения между полевым шпатом и слюдой, поскольку слюда также является концентратором аммония [13, 24].

Искусств. Впервые полевые шпаты, содержащие в твердом растворе до 20% $\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8$, по-видимому, были синтезированы Кларке и Штайгером [26] путем ионообменного замещения при 350 °С и нескольких атмосферах давления, но не было подтверждено, что продукт реакции – полевой шпат. Шахтшабель [27] наблюдал частичное замещение К на NH_4 в адуляре в ходе ионообменной реакции с хлоридом аммония при комнатной температуре и атмосферном давлении, но предполагалось, что ион NH_4 не входит в структуру полевого шпата, адсорбируясь на его поверхности.

Бадингтонит синтезирован в сухих условиях путем ионообменного замещения между синтетическим К,Na-п.ш. (состава Or_{100} , $Or_{95}Ab_5$, $Or_{65}Ab_{35}$ и Ab_{100}) и кристаллическим NH_4Cl при 600° и давлении 2000 бар за 22–26 ч. В более длительных опытах (600°, 120 ч) или при более высокой температуре (700 °С, 24 ч) образовавшийся бадингтонит разлагался на тридимит, муллит, аммиак и воду. В присутствии воды (550–650°, 2000 бар, 72 ч) К,Na-п.ш. легко переходят в аммониевые аналоги без дальнейшего их разложения (оно наблюдается при более высокой температуре и большей длительности опытов – 700°, 168 ч). Наиболее близкий к конечному члену бадингтонит состава $(\text{NH}_4)_{0,7,3}K_{2,7}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ получен из К,Na-п.ш. Or_5Ab_{95} в 14-нормальном растворе NH_4Cl [28].

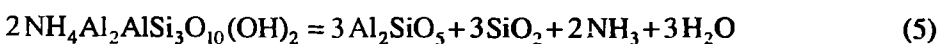
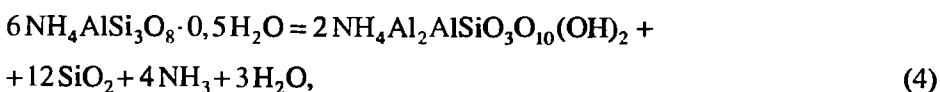
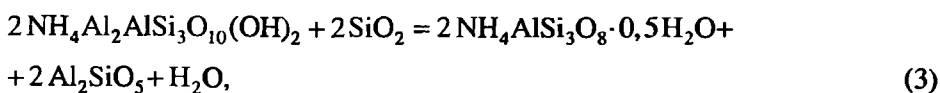
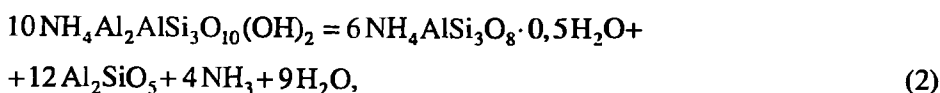
Гидротермальный синтез бадингтонита осуществлен из геля стехиометричного состава $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ в 25%-ном растворе NH_3 , в котором фугитивность аммиака поддерживалась Cr/CrN и графит/метановым буферами при 550–600° и давлении 2 кбар за 5–18 сут с закалкой 5–15 мин [6]. При этом в ряде опытов вместе с бадингтонитом кристаллизовался тобелит (NH_4 -мусковит). Равновесие между бадингтонитом и тобелитом исследовано Халламом и Эугстером [29].

Низкотемпературный гидротермальный синтез при 250–450 °С, давлении воды 0,5–10 кбар и давлении водорода 1 атм, получаемого взаимодействием порошка Al с раствором на дне автоклава (для предотвращения разложения NH_4), из гелей состава 80,29% SiO_2 , 12,55% Al_2O_3 и 2,00% Na_2O за 30–180 сут в 5 M растворе NH_4OH выполнен Ларичевой с соавт. [7]. Лучшие кристаллы бадингтонита получены при 350°. Авторы данной работы утверждают, что в опытах при 250–450°С, в отличие от проведенных ими более высокотемпературных опытов при 550–600°, ими синтезирован *водосодержащий бадингтонит*. В дальнейшем Ларичевой с соавт. [8] синтезирована серия NH_4 -содержащих санидинов с различным соотношением NH_4/K в растворе (350°, давление $1 \cdot 10^8$ Па, 120 сут, добавки KCl), содержащих, согласно утверждению авторов, 0,4–0,5 мас.% абсорбированной воды (структурная H_2O не обнаружена), детально изученных рентгенографически и методами ИКС, ЭПР и ЯМР.

Эксперим. Замещение К на NH_4^+ экспериментально воспроизведено в опытах с микроклин-пертитамы в 18%-ном растворе NH_4Cl (820 К, давление $1 \cdot 10^8$ Па, 5 сут) с активизацией сигнала ЭПР от катион-радикала NH_3^+ последующим γ -облучением [13].

Условия равновесия бадингтонита с NH_4 -мусковитом (тобелитом), силлиманитом (кианитом, андалузитом) и кварцем при 500–700°, давлении газа

2 000 бар и контролируемых уровнях фугитивности газов в системе N–O–H рассмотрены в [29]. Показано, что хотя неинвариантная точка, образуемая пересечением уравнений



в системе $\text{NH}_3\text{--H}_2\text{O}$, существенно зависит от температуры, образование баддингтонита как непосредственно из силлиманита и кварца по реакции (1), так и путем замещения тобеллита по реакциям (2)–(4) возможно только при высокой фугитивности аммиака (при 500 °C $f_{\text{NH}_3} = 10^{-3}\text{--}10^{-4}$). В противоположность этому тобеллит образуется при очень низкой его фугитивности ($f_{\text{NH}_3} = 10^{-46}$ при 500 °C и $10^{-14}\text{--}10^{-18}$ при 600 °C). Поэтому баддингтонит при диagenезе или метаморфизме осадков с остатками органического вещества образуется редко, тогда как для образования NH_4 -мусковита достаточно лишь исчезающе малых концентраций аммиака в метаморфизирующем флюиде. Это не препятствует, однако, вхождению NH_4 в К-п.ш. в малых количествах, на что указывают коэффициенты сокристаллизации для NH_4 между слюдой и полевыми шпатами, найденные в [21]. Ниже 600 °C возможны термическое разложение баддингтонита по реакции (1) и его дегидратация (в предположении, что он содержит структурную воду) по реакции (4).

Практ. знач. Присутствие баддингтонита использовалось как поисковый критерий при поисках на золото; в частности, ореолы распространения NH_4 -содержащих полевых шпатов исследовались в связи с поисками золота в карбонатной толще Хорс Каньон, шт. Невада, США [30].

Межплоскостные расстояния баддингтонита
из Салфер Бэнк, Лейк Каунти, Калифорния, США [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, Al-внутр. стандарт. Дифрактометр.

Индексировано в пр.гр. C2/m

в ячейке с $a_0 = 8,828$, $b_0 = 13,059$, $c_0 = 7,192$ Å, $\beta = 116,05^\circ$ [5]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)*	<i>d</i> (Å) ² *	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)*	<i>d</i> (Å) ² *
110	16	6,75	6,76	31 $\bar{2}$	12	2,650	2,650
020	96	6,52	6,52	24 $\bar{1}$	23	2,604	2,602
11 $\bar{1}$	33	5,91	5,91	240	11	2,515	2,514
201	65	4,33	4,32	33 $\bar{1}$	12	2,432	–
111	33	3,98	3,98	20 $\bar{3}$	7	2,381	–
130	100	3,81	3,81	11 $\bar{3}$	6	2,319	–
13 $\bar{1}$	12	3,63	3,63	31 $\bar{3}$	28	2,175	–
22 $\bar{1}$	5	3,60	3,60	241	8	2,151	–
112	23	3,462	3,462	42 $\bar{2}$	6	2,058	–

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)*	<i>d</i> (Å) ^{2*}	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)*	<i>d</i> (Å) ^{2*}
220	72	3,381	3,380	222	8	1,989	—
202	34	3,314	3,314	400	8	1,979	—
040	62	3,258	3,258	403	3	1,947	—
002	69	3,225	3,227	113	7	1,859	—
—	3	3,129	3,132	442	13	1,802	—
131	39	3,014	3,012	204	19	1,797	—
222	13	2,954	2,954	242	6	1,759	—
041	20	2,910	2,908	404	6	1,654	—
022	15	2,894	2,891	004	4	1,614	—
311	9	2,862	2,861	441	15	1,509	—
132	9	2,767	2,768				

* Эти же данные приведены в ASTM, 17-0517, со ссылкой на [3], но индцированы в ячейке с $a = 8,8022(24)$, $b = 13,035(4)$, $c = 7,1885(18)$ Å, $\beta = 116,112(25)^\circ$ и пр.гр. *I2/m*.

^{2*} Рассчитанные значения *d* по Стюарту и Аппеману на основе ячейки с первоначальными параметрами $a = 8,571$, $b = 13,032$, $c = 7,187$ Å, $\beta = 112^\circ 44'$ (см. [1]).

Литература

1. Erd R.C., White D.E., Fahey J.J., Lee D.E. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 831–850.
2. Vonchen J.H.L., Van Roermund H.L.M., Van der Eerden A.M.J. et al. // Ibid. 1993. Vol. 78, N 1/2. P. 204–209.
3. Kimball M.R., Megaw H.D. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 81–86.
4. Smith J.V., Brown W.L. Feldspar minerals. 2nd edition. B.: Heidelberg: Springer, 1988. 828 p. (см. с. 141).
5. Минералы Украины: Краткий справочник / Н.П. Щербак, В.И. Павлишин, А.Л. Литвин и др. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с. (см. с. 247).
6. Vonchen J.H.L., Konings R.J.M., Jansen J.B.H., Woensdregt C.F. // Phys. and Chem. Miner. 1988. Vol. 15, N 4. P. 323–328.
7. Ларичева О.О., Ахманова М.В., Бычков А.М. // Геохимия. 1993. № 4. С. 595–601.
8. Ларичева О.О., Ахманова М.В., Багмут Н.Н. и др. // Там же. 1995. № 4. С. 601–607.
9. Gulbrandsen R.A. // J. US Geol. Surv. 1974. Vol. 2, N 6. P. 693–697.
10. Loughnan F.C., Roberts F.J., Lindner A.W. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344. P. 327–334.
11. Багмут Н.Н., Брик А.Б., Матяш И.В., Федотов Ю.В. // Докл. АН УССР. Сер. А. 1975. № 6. С. 537–539.
12. Багмут Н.Н., Беспалько Н.А., Брик А.Б. и др. // Геохимия. 1975. № 10. С. 1568–1571.
13. Матяш И.В., Литовченко А.С., Багмут Н.Н., Прошко В.Я. Радиоспектроскопия полевых шпатов. Киев: Наук. думка, 1981. 112 с.
14. Прошко В.Я., Багмут Н.Н., Василишин И.С., Панченко В.И. // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 2. С. 67–71.
15. Матяш И.В., Багмут Н.Н., Литовченко А.С., Прошко В.Я. // Там же. 1982. Т. 4, № 5. С. 13–20.
16. Solomon G.C., Rossman G.R. // Amer. Miner. 1988. Vol. 73, N 7/8. P. 818–821.
17. Krohn M.D., Berthke P.M. // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1984. N 16. P. 566.
18. White D.E., Robertson C.E. // Petrologic studies: A volume to honor A.F. Buddington. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer., 1962. P. 397–428.
19. Kimbara K., Okubo T., Sumi K. et al. // J. Jap. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 12. P. 433–442.
20. Kimbara K., Nishimura T. // J. Miner. Soc. Jap. 1982. Vol. 15. P. 207–216.
21. Wlotzka F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 23, N 1/2. P. 106–154.
22. Honma H., Ithara Y. // Ibid. 1981. Vol. 45, N 6. P. 983–988.
23. Багмут Н.Н., Матяш И.В., Павлишин В.И., Лазаренко Н.Е. // Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов: Тр. IV Всесоюз. симпоз. по изоморфизму. Элиста: Калмыц. ун-т, 1977. Ч. 2. С. 256–260.

24. Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
25. Павлишин В.И., Багмут Н.Н. // Минерал. журн. 1988. Т. 10, № 3. С. 69–71.
26. Clarke F.W., Steiger G. // US Geol. Serv. Bull. Ser. E. 1902. N 207. P. 1–57.
27. Schachtschabel P. // Kolloid-Beihefte. 1940. Bd. 51. S. 199–276 (см. с. 217).
28. Barker D.S. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 851–858.
29. Hallam M., Eugster H.P. // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. Vol. 57, N 3. P. 227–244.
30. Kydd R.A., Levinson A.A. // Appl. Geochem. 1986. N 1. P. 407–417.

Водородсодержащий полевой шпат Hydrogen-feldspar H[AlSi₃O₈]

Получен искусственно в связи с исследованием проблемы воды в полевых шпатах [1–3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 7,997(5)$, $b_0 = 13,131(8)$, $c_0 = 7,185(5)$ Å; $\beta = 116,48(4)^\circ$; $V = 675,3(10)$ Å³ (при 25°); $Z = 4$. Из порошкограммы: $a_0 = 7,946(5)$, $b_0 = 13,131(7)$, $c_0 = 7,189(4)$ Å; $\beta = 116,57(6)^\circ$; $V = 671,0(9)$ Å³ [1]. Обращают на себя внимание уменьшение параметра a и увеличение параметра b относительно ячейки санидина.

Кристаллическая структура расшифрована для образца со средним составом H- $Fsp_{88,7}Or_6Ab_4An_{1,3}$ [1] (уточненный состав: H- $Fsp_{97,0}Or_{0,7}Ab_{0,3}Sr-Fsp_{0,5}Cn_{1,5}$ [4]). Межатомные расстояния в структуре H-п.ш. значительно короче, чем в структуре санидина, из которого он был получен [5]: в среднем на 0,014 Å в T(1) и на 0,08 Å в T(2), хотя он является полным аналогом в отношении Si/Al-упорядоченности. При этом расстояния T–O(B), наиболее короткие в неупорядоченных полевых шпатах, наиболее сокращены (T(2)–O(B) всего 1,609 Å). Короткие расстояния и необычно высокие температурные факторы подтверждают вхождение атома водорода в структуру, хотя непосредственно рентгеновскими методами локализовать положение протона в структуре невозможно. Небольшая примесь других ионов позволяет уточнить положение M-атома в щелочном полиэдре: он придвинут к паре атомов кислорода O(A1)–O(A1) на 0,3 Å ближе, чем в санидине, что непонятно, так как при отсутствии занятости позиции M в H- Fsp силы отталкивания между M-атомами, влияющие на величину M–O(A1) расстояния в других щелочных полевых шпатах, не должны были бы проявляться. Наиболее правдоподобной моделью для положения протона в M-полиэдре является его статистическое распределение вблизи атомов кислорода с наибольшими T–O расстояниями (т.е. O(C), O(D) и O(A2)) с возникновением водородных или гидроксильных связей. В этом случае моноклиная симметрия H-п.ш. является усредненной. Появление свободной полости в M-позиции (вхождение туда безразмерного протона) вызывает сокращение и разворот “карданных валов” в полевошпатовом каркасе, влекущие за собой искажение элементарной ячейки.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) [1]:

В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)	
T(1)–O(A1)	1,621(1)	T(2)–O(A2)	1,631(1)
T(1)–O(B)	1,625(2)	T(2)–O(B)	1,609(2)
T(1)–O(C)	1,660(2)	T(2)–O(C)	1,636(2)
T(1)–O(D)	1,638(2)	T(2)–O(D)	1,631(2)
Среднее	1,636(2)	Среднее	1,627(2)

В тетраэдре Т(1)		В тетраэдре Т(2)	
O(A1)–O(B)	2,658(2)	O(A2)–O(B)	2,675(2)
O(A1)–O(C)	2,711(3)	O(A2)–O(C)	2,651(3)
O(A1)–O(D)	2,644(2)	O(A2)–O(D)	2,660(2)
O(B)–O(C)	2,659(2)	O(B)–O(C)	2,639(2)
O(B)–O(D)	2,685(2)	O(B)–O(D)	2,640(2)
O(C)–O(D)	2,675(2)	O(C)–O(D)	2,673(2)
Среднее	2,672(2)	Среднее	2,656(2)
В тетраэдре Т(1)		В тетраэдре Т(2)	
O(A1)–Т(1)–O(B)	109,9(2)	O(A2)–Т(2)–O(B)	111,3(2)
O(A1)–Т(1)–O(C)	111,1(2)	O(A2)–Т(2)–O(C)	108,5(2)
O(A1)–Т(1)–O(D)	108,4(2)	O(A2)–Т(2)–O(D)	109,2(2)
O(B)–Т(1)–O(C)	108,2(2)	O(B)–Т(2)–O(C)	109,0(2)
O(B)–Т(1)–O(D)	110,8(2)	O(B)–Т(2)–O(D)	109,1(2)
O(C)–Т(1)–O(D)	108,3(2)	O(C)–Т(2)–O(D)	109,9(2)
Углы		В полости щелочного атома	
Т(1)–O(A1)–Т(1)	152,3(3)	M–O(A1)	2,716(4)
Т(2)–O(A2)–Т(2)	134,8(2)	M–O(A2)	2,396(5)
Т(1)–O(B)–Т(2)	153,9(2)	M–O(B)	2,967(4)
Т(1)–O(C)–Т(2)	132,9(3)	M–O(C)	3,139(4)
Т(1)–O(D)–Т(2)	145,8(3)	M–O(D)	2,856(4)
		Среднее	2,815(4)

Физ. св. Уд.в. 2,364 (вычисл.) [1]. ИК-спектроскопическое изучение проведено в [6].

Хим. Теор. состав: $\text{H}_2\text{O} - 3,75$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 21,22$; $\text{SiO}_2 - 75,03$. Молек. вес 240,26.

Анализ: $\text{Na}_2\text{O} - 0,04$; $\text{K}_2\text{O} - 0,14$; $\text{SrO} - 0,22$; $\text{BaO} - 0,91$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,21$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 20,96$; $\text{SiO}_2 - 72,65$; сумма – 95,13. При расчете на $(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}) = 4$: $(\text{Na}_{0,003}\text{K}_{0,007}\text{Sr}_{0,005}\text{Ba}_{0,015})_{0,03}[\text{Al}_{1,012}\text{Fe}_{0,006}\text{Si}_{2,982}\text{O}_8]$. Дефицит щелочных атомов объясняется наличием водорода [4].

Повед. при нагрев. Нагревание в течение 10 ч при 600° , а затем 5 ч при 650° дает потерю веса 3,63 мас.%, что почти соответствует теоретическому содержанию водорода в соединении и подтверждает, что его состав соответствует HAlSi_3O_8 , а не $\text{H}_3\text{OAlSi}_3\text{O}_8$ [1, 2].

Искусств. Синтезирован из природного, частично разупорядоченного санидина из Фолькесфельда, Айфель, Германия, с составом (мол.%) 84,5 KAlSi_3O_8 , 14,2 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, 1,3 $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Такой санидин первоначально был превращен в Na-эквивалент путем ионообменного замещения с NaCl при 800° , а затем – в H-Fsp замещением в H_2SO_4 при 320° [1, 2]. Указывалось, что замещение прошло не полностью и зерна водородсодержащего полевого шпата были зональными. Однако преобладающий объем вещества имел средний состав $\text{H-Fsp}_{88,7}\text{Or}_6\text{Ab}_4\text{An}_{1,3}$. Последующая проверка продуктов синтеза показала [4], что они являются практически чистым H-Fsp.

Литература

1. Paulus H., Müller G. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1988. H. 11. S. 481–490.
2. Müller G. // Nature. 1988. Vol. 332. P. 435–436.
3. Deubener J., Sternitzke M., Müller G. // Amer. Miner. 1991. Vol. 76. P. 1620–1627.
4. Teertstra D.K., Hawthorne F.C., Černý P. // Canad. Miner. 1998. Vol. 36, pt 1. P. 87–95.
5. Gering E. Silizium/Aluminium-Ordnung und Kristallperfektion von Sanidinen. Karlsruhe: Kernforschungszentrum, 1985. (см. [1]).
6. Behrens H., Müller G. // Miner. Mag. 1995. Vol. 59. P. 15–24.

ПРОСТЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ РЯДЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Калиево-натриевые полевые шпаты (собственно щелочные) Potassium-sodium feldspars (alkali feldspars) (K,Na)[AlSi₃O₈]

Калиево-натриевые полевые шпаты (K,Na-п.ш.) (собственно щелочные) представляют собой непрерывный ряд полевых шпатов, промежуточных между калиевым и натриевым конечными членами, различающимися по степени Si/Al-упорядоченности. Замещение K на Na при высокой температуре является неограниченным (хотя и не идеальным), поэтому серии высокотемпературных "топохимически моноклинных" (неупорядоченных) K,Na-п.ш. санидин-мональбит и санидин-анальбит (высокий альбит) непрерывны. При снижении температуры они распадаются на обогащенную калием и обогащенную натрием фазы (пертиты), обособления которых закономерно ориентированы в пределах единого блок-кристалла, в той или иной степени испытавшие последующее Si/Al-упорядочение, сдвойникованные (двойники превращения) и в различной степени огрубленные (в результате собирательной перекристаллизации). Низкотемпературные (упорядоченные) серии K,Na-п.ш. микроклин-альбит и ортоклаз-альбит разорваны областью сольвуса.

Разнов. Калиевый санидин – potassium sanidine, калиево-натриевый санидин – potassium-sodium sanidine, натриевый санидин – sodium sanidine, soda sanidine и анортоклаз – anorthoclase соответствуют разным областям состава гомогенных серий неупорядоченных K,Na-полевых шпатов. Анортоклаз – $Ab_{100}-Or_{37}Ab_{63}$ (обычно 10 мол.% оставляется за полем Na-п.ш., и этот интервал сужается до $Or_{10}Ab_{90}-Or_{37}Ab_{63}$) фактически представляет собой калийсодержащие мональбит или анальбит. Граница $Or_{37}Ab_{63}$ структурно обоснована, так как во всех более натриевых членах ряда изначально моноклинная симметрия при охлаждении не закаливается и в результате сдвигового превращения переходит в триклинную ($C2/m \rightarrow C\bar{1}$), тогда как симметрия всех более калиевых членов ряда закаливается и сохраняется моноклинной. Превращение обусловлено сжатием алюмокремнекислородного каркаса около меньших по размеру атомов Na. Граница между моноклинными ($C2/m$) и триклинными ($C\bar{1}$) K,Na-п.ш. смещается от Ab_{100} (мональбит \rightarrow анальбит) при 980° до $Or_{37}Ab_{63}$ (моноклинный анортоклаз \rightarrow триклинный анортоклаз) при комнатной температуре.

Остальные границы внутри щелочно-полевошпатового ряда условны. Согласно рекомендациям КНМиНМ ММА, за граничное значение между $NaAlSi_3O_8$ и $KAlSi_3O_8$ должно быть принято значение $Or_{50}Ab_{50}$ – все Na-члены должны называться альбитом, а калиевые – K-п.ш. Вряд ли такое упрощение целесообразно. Здесь K,Na-п.ш. состава $Or_{37}Ab_{63}-Or_{50}Ab_{50}$ выделены как *натриевые санидины*, более калиевые члены ряда состава $Or_{50}Ab_{50}-Or_{70}Ab_{30}$ – как *калиево-натриевые санидины*, а $Or_{70}Ab_{30}-Or_{100}$ – как *калиевые санидины*. Описание последних см. "K-санидин".

Структ. и морф. крист. Для высокотемпературной серии санидин-мональбит: монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; для неупорядоченной топохимически моноклинной серии санидин-анальбит: калиевые члены ряда – монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$, натриевые – трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$); для низкотемпе-

ратурной серии микроклин-альбит для всех членов ряда: трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$).

Кристаллизуясь выше сольвуса ($\sim 600^\circ$), K,Na-п.ш. сохраняются метастабильно в виде гомогенных членов серии санидин-анальбит вплоть до комнатной температуры (хотя различие в радиусах K и Na более 15%, что должно способствовать фазовому распаду), при этом, поскольку K-конечный член ряда моноклинный, а Na – триклинный, внутри ряда должно быть изменение симметрии [1].

Зависимость параметров ячейки от химического состава установлена для искусственно полученных членов ряда и неоднократно уточнялась [1–8].

Для высокотемпературной неупорядоченной серии санидин-анальбит первые данные получены Г. и Дж. Донней [1]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол.%	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>	Уд. в.
0,00*	8,172	12,884	7,123	93,649	116,447	90,192	669,7	2,599
9,476	8,197	12,901	7,131	93,069	116,371	90,163	674,3	2,597
19,063	8,243	12,927	7,140	92,149	116,281	90,298	681,5	2,584
28,763	8,279	12,949	7,149	91,312	116,259	90,113	687,1	2,578
32,676	8,305	12,960	7,153	90	116,231	90	690,6	2,571
33,657	8,310	12,964	7,154	90	116,201	90	691,5	2,569
38,578	8,335	12,970	7,159	90	116,166	90	694,5	2,566
48,510	8,389	12,990	7,164	90	116,101	90	701,1	2,557
58,561	8,445	13,001	7,168	90	116,041	90	707,1	2,550
79,029	8,537	13,026	7,173	90	115,941	90	717,3	2,545
100,00	8,617	13,030	7,176	90	116,077	90	723,7	2,553

Синтезированы при 700–800° и $P_{H_2O} = 1000$ кг/см² за 1–9 сут. Линейные параметры $\pm 0,04\%$ ($a, c = \pm 0,003$, $b = \pm 0,005$ Å), угловые $\pm 0,01^\circ$.

* Пересчитанные по программе Эванса, Апплемана и Хэндверкера: $a = 8,160$, $b = 12,871$, $c = 7,115$ Å; $\alpha = 93,542$, $\beta = 116,362$, $\gamma = 90,235^\circ$; $V = 667,4$ Å³ [9].

Для той же серии по данным Орвиля [2]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол.%	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
0,00	8,1506(24)	12,8616(20)	7,1151(10)	93,650(19)
4,72	8,1665(27)	12,8738(20)	7,1175(9)	93,376(16)
9,47	8,1988(28)	12,8883(27)	7,1234(13)	92,990(23)
14,26	8,2129(33)	12,9096(31)	7,1320(14)	92,710(28)
19,06	8,2347(32)	12,9245(20)	7,1368(10)	92,288(21)
23,90	8,2526(28)	12,9351(19)	7,1431(8)	91,928(17)
28,76	8,2820(45)	12,9541(32)	7,1489(14)	91,426(27)
33,66	8,2893(36)	12,9593(41)	7,1537(20)	90,756(38)
38,58	8,3205(12)	12,9771(17)	7,1585(9)	90,000(14)
43,53	8,3479(15)	12,9849(16)	7,1637(9)	90,00
48,51	8,3752(13)	12,9895(17)	7,1646(9)	90,00
53,52	8,4017(24)	12,9936(21)	7,1643(10)	90,00
58,56	8,4250(20)	12,9988(17)	7,1668(9)	90,00
63,63	8,4487(10)	13,0128(13)	7,1701(6)	90,00
68,73	8,4705(7)	13,0111(10)	7,1711(5)	90,00
73,87	8,4970(8)	13,0148(11)	7,1714(6)	90,00
84,22	8,5447(11)	13,0206(13)	7,1759(7)	90,00
89,45	8,5582(8)	13,0196(10)	7,1769(6)	90,00
94,71	8,5851(9)	13,0273(12)	7,1788(7)	90,00
100,00	8,6027(8)	13,0209(10)	7,1777(5)	90,00

KAlSi ₃ O ₈ , мол. %	β	γ	V
0	116,451(20)	89,985(16)	666,11(18)
4,72	116,460(16)	90,122(16)	668,42(19)
9,47	116,444(27)	90,235(25)	672,73(22)
14,26	116,407(31)	90,193(39)	676,27(27)
19,06	116,395(21)	90,212(23)	679,65(23)
23,90	116,339(17)	90,141(23)	682,84(21)
28,76	116,323(29)	90,145(32)	687,16(35)
33,66	116,288(35)	89,952(43)	688,94(34)
38,58	116,196(16)	90,000(13)	693,56(15)
43,53	116,159(19)	90,00	696,99(17)
48,51	116,144(19)	90,00	699,69(16)
53,52	116,124(25)	90,00	702,22(21)
58,56	116,094(21)	90,00	704,87(18)
63,63	116,039(9)	90,00	708,28(9)
68,73	116,031(7)	90,00	710,15(7)
73,87	116,012(8)	90,00	712,73(8)
84,22	116,021(10)	90,00	717,45(10)
89,45	116,000(9)	90,00	718,76(8)
94,71	116,001(8)	90,00	721,54(9)
100,00	116,001(7)	90,00	722(6)

Синтезированы из стекол, приготовленных Шейрером в Геофизической лаборатории Института Карнеги, США, при 800°, $P_{H_2O} = 1$ кбар за 5–7 сут. Дифрактометр, $\text{CuK}\alpha$ -излучение в интервале 2θ 13–53°, внутренний стандарт CaF_2 с $a_0 = 5,462$ Å.

Уравнения регрессии, связывающие параметры ячейки с составом [2]:

$$a = 8,15328 + 3,6749 \cdot 10^{-3} Or^* + 2,6874 \cdot 10^{-5} Or^2 - 1,8688 \cdot 10^{-7} Or^3$$

(σ = 0,0048 Å),

$$b = 12,85722 + 4,0877 \cdot 10^{-3} Or - 3,1560 \cdot 10^{-5} Or^2 + 7,217 \cdot 10^{-8} Or^3$$

(σ = 0,0035 Å),

$$c = 7,11150 + 1,6805 \cdot 10^{-3} Or - 1,5067 \cdot 10^{-5} Or^2 + 4,937 \cdot 10^{-8} Or^3$$

(σ = 0,0018 Å),

$$\alpha^{2*} = 93,6470 - 0,05847 Or - 0,62845 \cdot 10^{-3} Or^2$$

(σ = 0,0317°),

$$\beta = 116,4728 - 0,00316 Or - 0,1255 \cdot 10^{-3} Or^2 + 0,1130 \cdot 10^{-5} Or^3$$

(σ = 0,0183°),

$$\gamma^{\beta*} = 89,9827 - 0,04008 Or - 0,19362 \cdot 10^{-2} Or^2 + 0,23161 \cdot 10^{-4} Or^3$$

(σ = 0,0467°),

$$V = 665,511 + 0,76768 Or - 9,460 \cdot 10^{-4} Or^2 - 1,0227 \cdot 10^{-5} Or^3$$

(σ = 0,32 Å³).

* Or – содержание KAlSi₃O₈, мол. %.

2* Для триклинных членов серии в интервале 0–28,8 мол. % Or.

3* Для всех триклинных членов серии.

Рассчитанные значения для диагностических рефлексов [2]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол. %	$d(\bar{2}01)$	$d(400)$	$d(060)$	$d(\bar{2}04)$	$d(\bar{1}\bar{3}1)$	$d(131)$
0,00	4,0345	1,8235	2,1382	1,7750	3,0115	2,8313
4,72	4,0420	1,8260	2,1408	1,7762	3,0111	2,8378
9,47	4,0567	1,8344	2,1441	1,7782	3,0101	2,8503
14,26	4,0632	1,8383	2,1484	1,7809	3,0079	2,8638
19,06	4,0731	1,8436	2,1518	1,7826	3,0026	2,8784
23,90	4,0809	1,8487	2,1542	1,7846	2,9999	2,8939

KAlSi ₃ O ₈ , мол. %	$d(\bar{2}01)$	$d(400)$	$d(060)$	$d(\bar{2}04)$	$d(\bar{1}\bar{3}1)$	$d(131)$
28,76	4,0943	1,8556	2,1581	1,7865	2,9904	2,9122
33,90	4,0974	1,8618	2,1597	1,7881	2,9717	2,9363
38,58	4,1107	1,8666	2,1628	1,7895	2,9614	2,9614
43,53	4,1228	1,8732	2,1642	1,7908		2,9659
48,51	4,1348	1,8796	2,1649	1,7910		2,9692
53,52	4,1464	1,8859	2,1656	1,7908		2,9722
58,56	4,1565	1,8919	2,1665	1,7915		2,9757
63,63	4,1666	1,8979	2,1688	1,7923		2,9808
68,73	4,1761	1,9028	2,1685	1,7925		2,9827
73,87	4,1876	1,9091	2,1691	1,7926		2,9857
84,22	4,2089	1,9198	2,1701	1,7936		2,9906
89,45	4,2146	1,9230	2,1699	1,7938		2,9921
94,71	4,2266	1,9298	2,1712	1,7942		2,9950
100,00	4,234	1,9330	2,1702	1,7939		2,9957

Для той же серии по Луфу и Кверол-Суне [3]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол. дол. (N_{Or})	a	b	c	α
0,0565	8,1749(15)	12,8962(27)	7,1244(14)	93,272(23)
0,1015	8,1943(29)	12,9133(42)	7,1316(25)	92,995(42)
0,1822	8,2305(39)	12,9408(46)	7,1430(23)	92,398(55)
0,2220	8,2518(18)	12,9485(30)	7,1485(17)	91,813(35)
0,2516	8,2697(27)	12,9604(37)	7,1548(17)	91,533(35)
0,3336	8,3004(15)	12,9862(27)	7,1624(14)	90,357(38)
0,4100	8,3538(36)	13,0011(42)	7,1680(22)	90,057(53)
0,4568	8,3760(16)	13,0044(22)	7,1636(13)	90,000
0,5477	8,4137(10)	13,0072(14)	7,1708(9)	90,000
0,6086	8,4396(20)	13,0164(35)	7,1699(18)	90,000
0,6355	8,4511(15)	13,0169(16)	7,1712(11)	90,000
0,6812	8,4741(50)	13,0212(34)	7,1721(22)	90,000
0,6944	8,4764(13)	13,0232(22)	7,1730(12)	90,000
0,7480	8,4956(15)	13,0261(22)	7,1744(12)	90,000
0,7935	8,5220(11)	13,0263(17)	7,1752(10)	90,000
0,8513	8,5417(14)	13,0270(20)	7,1776(11)	90,000
0,9089	8,5658(10)	13,0390(17)	7,1813(9)	90,000
0,9429	8,5907(14)	13,0311(19)	7,1788(10)	90,000
0,9405	8,5949(10)	13,0275(15)	7,1826(8)	90,000

KAlSi ₃ O ₈ , мол. дол. (N_{Or})	β	γ	ν
0,0565	116,423(18)	90,093(17)	671,22(17)
0,1015	116,357(38)	90,153(30)	674,97(34)
0,1822	116,348(45)	90,200(38)	680,95(35)
0,2220	116,282(20)	90,243(20)	684,37(22)
0,2516	116,291(22)	90,177(30)	687,18(25)
0,3336	116,282(15)	90,017(23)	692,22(25)
0,4100	116,196(28)	89,925(30)	698,55(46)
0,4568	116,107(15)	90,000	700,69(16)
0,5477	116,129(10)	90,000	704,56(10)
0,6086	116,096(22)	90,000	707,34(22)
0,6355	116,034(13)	90,000	708,83(13)
0,6812	116,023(32)	90,000	711,16(36)
0,6944	116,048(13)	90,000	711,39(15)
0,7480	115,995(13)	90,000	713,54(15)

$KAlSi_3O_8$, мол. дол. (N_{Or})	β	γ	V
0,7935	115,998(10)	90,000	715,54(15)
0,8513	115,998(13)	90,000	717,85(14)
0,9089	116,001(10)	90,000	720,83(12)
0,9429	116,017(12)	90,000	722,19(13)
0,9405	116,019(10)	90,000	722,73(11)

Синтез из дегидратированных гелей в гидротермальных условиях при $800 \pm 10^\circ$ и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар, с контролем состава синтезированных полевых шпатов методом атомной абсорбции. Камера Гинье-де Вольфа, CuK_α -излучение внутренней стандарт – шпинель с $a = 8,0833$ Å. Более высокие значения параметров b , c и V , чем в работе [2], объясняются более высокой степенью Si/Al-разупорядоченности членов данной серии.

Уравнения регрессии для всей серии и отдельно для моноклинной (К) и для триклинной (Na) ее частей [3]:

Триклинная (Na) часть серии для $0 < N_{Or} < 0,33$

$$a = 8,14514(440) + 0,5063(515) N_{Or} - 0,109(132) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00258 \text{ \AA}),$$

$$b = 12,87700(318) + 0,3577(373) N_{Or} - 0,109(132) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00186 \text{ \AA}),$$

$$c = 7,11386(160) + 0,1875(187) N_{Or} - 0,1250(478) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00094 \text{ \AA}),$$

$$\alpha = 93,4958(837) - 2,816(980) N_{Or} - 19,87(2,50) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,0490^\circ),$$

$$\beta = 116,4720(312) - 1,090(365) N_{Or} - 1,562(932) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,0182^\circ),$$

$$\gamma = 89,9233(339) + 89,25(6,66) N_{Or} - 9,02(1,01) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,0199^\circ),$$

$$V = 666,207(507) + 89,25(6,66) N_{Or} - 32,6(17,0) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,333 \text{ \AA}^3);$$

Моноклинная (К) часть серии для $0,41 < N_{Or} < 1,00$

$$a = 8,17268(511) + 0,43910(701) N_{Or} \quad (\sigma = 0,00428 \text{ \AA}),$$

$$b = 12,97830(430) + 0,05957(590) N_{Or} \quad (\sigma = 0,00360 \text{ \AA}),$$

$$c = 7,15302(199) + 0,02910(274) N_{Or} \quad (\sigma = 0,00167 \text{ \AA}),$$

$$\beta = 116,2590(399) + 0,29442(574) N_{Or} \quad (\sigma = 0,0334^\circ),$$

$$V = 680,234(308) + 44,730(423) N_{Or} \quad (\sigma = 0,258 \text{ \AA}^3);$$

Для всей серии в целом

$$a = 8,1425(41) + 0,51587(1840) N_{Or} - 0,04663(1740) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00516 \text{ \AA}),$$

$$b = 12,8819(41) + 0,35669(1816) N_{Or} - 0,21387(1717) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00509 \text{ \AA}),$$

$$c = 7,1222(27) + 0,12793(1213) N_{Or} - 0,07275(1147) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,00340 \text{ \AA}),$$

$$\alpha = 94,606(273) - 18,562(2,257) N_{Or} + 23,938(4,977) N_{Or}^2 -$$

$$- 10,188(3,163) N_{Or}^3 \quad (\sigma = 0,224^\circ),$$

$$\beta = 116,485(22) - 0,9414(1005) N_{Or} + 0,45312(9505) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,0282^\circ),$$

$$\gamma = 90,224(40) - 0,5547(1773) N_{Or} + 0,3398(1677) N_{Or}^2 \quad (\sigma = 0,0497^\circ),$$

$$V = 665,070(757) + 104,563(6,274) - 75,00(13,83) N_{Or}^2 + 31,062(8,791) N_{Or}^3$$

$$(\sigma = 0,623 \text{ \AA}^3).$$

Для той же серии по Ховису [5]:

$KAlSi_3O_8$, мол. дол. (N_{Or})	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
0,0114	8,1617(17)	12,8731(12)	7,1118(15)	93,479(12)
0,1521	8,2267(14)	12,9174(11)	7,1320(9)	92,605(11)
0,3711*	8,3169(26)	12,9822(17)	7,1550(22)	89,947(28)
0,3711*	8,3174(25)	12,9839(15)	7,1576(16)	90,00
0,5091	8,3929(16)	12,9999(13)	7,1653(80)	90,00
0,6183	8,4368(15)	13,0155(13)	7,1660(9)	90,00
0,8358	8,5334(11)	13,0295(9)	7,1752(7)	90,00
0,9691	8,6013(13)	13,0312(13)	7,1783(9)	90,00

$KAlSi_3O_8$, мол. дол. (N_{Or})	β	γ	V
0,0114	116,450(11)	90,211(12)	667,36(33)
0,1521	116,387(7)	90,177(12)	678,01(20)
0,3711*	116,160(20)	90,011(20)	693,40(49)
0,3711*	116,164(16)	90,00	693,77(41)
0,5091	116,104(10)	90,00	702,04(23)
0,6183	116,020(10)	90,00	707,14(23)
0,8358	115,992(7)	90,00	717,09(16)
0,9691	115,992(9)	90,00	723,21(22)

* Рассчитаны два варианта параметров – на основе триклинной ячейки и моноклинной. Анальбит получен отжигом альбита из Амелии при 1052°, $P = 1$ атм за 710 ч, санидин – из анальбита ионным обменом в расплаве KCl при 817–825° за 25–38 ч, промежуточные члены ряда – гомогенизацией смесей санидина и анальбита при 940° за 153–155 ч.

Уравнения регрессии для всего ряда [5]:

$$a = 8,1553(15) + 0,4567(25) N_{Or},$$

$$b = 12,8687(19) + 0,3705(90) N_{Or} - 0,2109(85) N_{Or}^2;$$

$$c = 7,1114(14) + 0,1448(65) N_{Or} - 0,0804(65) N_{Or}^2;$$

$$\beta = 116,490(14) - 1,058(65) N_{Or} + 0,550(65) N_{Or}^2.$$

Для той же серии по Кролю с соавт. [8]:

<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
моль						
0,3	99,4	0,3	8,1560(6)	12,8713(6)	7,1077(4)	93,483(5)
5,0	94,7	0,3	8,1806(11)	12,8855(18)	7,1137(11)	93,212(13)
10,0	89,7	0,3	8,2038(6)	12,9018(6)	7,1213(6)	92,965(5)
14,9	84,8	0,3	8,2256(9)	12,9212(9)	7,1288(8)	92,627(9)
19,9	79,8	0,3	8,2469(8)	12,9347(9)	7,1342(6)	92,267(9)
24,8	74,9	0,3	8,2697(10)	12,9491(9)	7,1433(10)	91,846(9)
29,8	69,9	0,3	8,2900(16)	12,9683(16)	7,1500(15)	91,309(13)
39,7	60,0	0,3	8,3343(10)	12,9893(10)	7,1562(8)	90
39,7	60,0	0,3	8,3327(14)	12,9893(14)	7,1544(11)	90
44,6	55,1	0,3	8,3603(10)	12,9941(12)	7,1596(6)	90

<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
моль						
49,6	50,1	0,3	8,3792(10)	12,9992(10)	7,1611(8)	90
54,5	45,2	0,3	8,4061(11)	13,0057(9)	7,1642(6)	90
59,4	40,3	0,3	8,4305(8)	13,0134(8)	7,1659(5)	90
64,4	35,3	0,3	8,4550(7)	13,0172(8)	7,1675(6)	90
69,3	30,4	0,3	8,4748(8)	13,0197(8)	7,1683(7)	90
74,3	25,4	0,3	8,4978(5)	13,0215(6)	7,1697(4)	90
79,2	20,5	0,3	8,5196(7)	13,0236(7)	7,1714(5)	90
84,2	15,5	0,3	8,5395(6)	13,0263(8)	7,1713(5)	90
89,1	10,6	0,3	8,5599(6)	13,0285(7)	7,1750(5)	90
94,1	5,6	0,3	8,5804(6)	13,0313(7)	7,1762(5)	90
98,8	0,9	0,3	8,5967(7)	13,0314(8)	7,1785(5)	90
99,7	0,0	0,3	8,6045(10)	13,0306(10)	7,1787(8)	90

<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	β	γ	ν
моль					
0,3	99,4	0,3	116,448(4)	90,251(5)	666,41(10)
5,0	94,7	0,3	116,418(7)	90,246(10)	670,14(20)
10,0	89,7	0,3	116,403(4)	90,203(5)	673,92(10)
14,9	84,8	0,3	116,358(7)	90,193(7)	677,96(17)
19,9	79,8	0,3	116,344(6)	90,152(7)	681,27(14)
24,8	74,9	0,3	116,308(6)	90,138(6)	685,24(20)
29,8	69,9	0,3	116,275(11)	90,087(13)	689,02(33)
39,7	60,0	0,3	116,184(7)	90	695,21(18)
39,7	60,0	0,3	116,157(9)	90	695,01(24)
44,6	55,1	0,3	116,134(6)	90	698,27(16)
49,6	50,1	0,3	116,101(6)	90	700,46(16)
54,5	45,2	0,3	116,083(6)	90	703,47(14)
59,4	40,3	0,3	116,057(4)	90	706,26(11)
64,4	35,3	0,3	116,032(4)	90	708,82(12)
69,3	30,4	0,3	116,007(6)	90	710,85(14)
74,3	25,4	0,3	116,008(3)	90	713,02(9)
79,2	20,5	0,3	116,000(4)	90	715,17(12)
84,2	15,5	0,3	115,987(4)	90	717,07(10)
89,1	10,6	0,3	115,994(4)	90	719,22(10)
94,1	5,6	0,3	116,001(4)	90	721,18(11)
98,8	0,9	0,3	116,022(5)	90	722,66(12)
99,7	0,0	0,3	116,011(6)	90	723,36(17)

Сухой отжиг альбита из Казадеро, шт. Калифорния (США), $Or_{0,2}Ab_{99,7}An_{0,1}$ при 1090°, 110 сут, до получения анальбита; санидин получен из анальбита путем ионного замещения в расплаве KCl; промежуточные члены ряда – гомогенизацией смесей анальбита и санидина при 1000°, 2 сут. Камера Гинье–Ягодзинского, CuK_{α_1} -излучение. Принимается, что распределение Si и Al в Т-позициях во всех членах серии высокий санидин–анальбит соответствует: $t_10 = t_1m = 0,28$, $t_20 = t_2m = 0,22$.

Параметры для неупорядоченной серии санидин–анальбит приводятся также в работе [10].

Связь параметров ячейки с составом для низкотемпературной упорядоченной серии микроклин–альбит по Орвиллю [2]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол.%	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
0,94	8,1421(32)	12,7807(43)	7,1554(18)	94,083(45)
10,27	8,1808(36)	12,7967(103)	7,1622(19)	93,814(65)
19,71	8,2319(33)	12,8442(24)	7,1749(11)	93,175(35)
29,27	8,2848(20)	12,8848(14)	7,1894(6)	92,663(25)
38,96	8,3374(30)	12,9071(36)	7,1971(15)	91,947(62)
48,76	8,3808(40)	12,9231(43)	7,2019(19)	91,567(49)
58,65	8,4197(16)	12,9345(30)	7,2060(14)	91,180(29)
68,71	8,4715(16)	12,9501(29)	7,2124(14)	90,988(34)
78,86	8,5091(20)	12,9545(26)	7,2141(13)	90,745(27)
89,11	8,5466(20)	12,9552(21)	7,2160(9)	90,669(22)
99,48	8,5891(34)	12,9628(38)	7,2230(15)	90,617(46)

KAlSi ₃ O ₈ , мол.%	β	γ	<i>V</i>
0,94	116,674(35)	87,847(45)	663,67(31)
10,27	116,544(41)	87,772(70)	669,23(53)
19,71	116,363(18)	87,772(26)	678,60(25)
29,27	116,426(41)	87,807(21)	686,38(30)
38,96	116,103(64)	87,631(27)	694,80(35)
48,76	116,020(32)	87,612(31)	700,30(31)
58,65	115,970(19)	87,659(24)	704,93(20)
68,71	115,921(20)	87,614(25)	711,04(21)
78,86	115,868(18)	87,741(22)	714,98(19)
89,11	115,921(18)	87,751(20)	718,03(16)
99,48	115,952(32)	87,741(37)	722,52(29)

Синтезированы гомогенизацией при 900° за 48 ч из альбита состава $Ab_{98,2}Or_{1,0}Al_{0,2}$ и микроклина состава $Or_{99,8}Ab_{0,3}Al_{0,2}$, полученных в результате ионообменного замещения исходного микроклина из пегматита Хуго (шт. Южная Дакота, США), содержащего 85,7 мас.% *Or*, 11,6% *Ab*, 0,2% *Al* и 2,4% $RbAlSi_3O_8$ с $\Delta p = 0,94$, с расплавом NaCl при 900° за 48 ч до альбита, а затем полученного альбита с расплавом KCl при 900° за 48 ч до микроклина. Дифрактометр, CuK_{α} -излучение, 13–53° 2 θ , внутренний стандарт CaF_2 с $a = 5,462 \text{ \AA}$.

Уравнения регрессии (*Or* – мол.%) [2]:

$$a = 8,13085 + 4,5497 \cdot 10^{-3} Or - 9,596 \cdot 10^{-6} Or^2 \quad (\sigma = 0,0046 \text{ \AA}),$$

$$b = 12,7709 + 4,3049 \cdot 10^{-3} Or - 2,4395 \cdot 10^{-5} Or^2 \quad (\sigma = 0,0049 \text{ \AA}),$$

$$c = 7,15111 + 1,5865 \cdot 10^{-3} Or - 1,3699 \cdot 10^{-5} Or^2 + 4,872 \cdot 10^{-8} Or^3 \quad (\sigma = 0,0027 \text{ \AA}),$$

$$\alpha = 94,2505 - 0,05629 Or - 0,9287 \cdot 10^{-4} Or^2 + 0,29925 \cdot 10^{-5} Or^3 \quad (\sigma = 0,11^\circ),$$

$$\beta = 116,6837 - 0,01259 Or - 0,6668 \cdot 10^{-4} Or^2 + 0,1216 \cdot 10^{-5} Or^3 \quad (\sigma = 0,065^\circ),$$

$$\gamma = 87,8653 - 0,007227 Or + 0,6265 \cdot 10^{-4} Or^2 \quad (\sigma = 0,053^\circ),$$

$$V = 661,628 + 0,94301 Or - 3,1804 \cdot 10^{-3} Or^2 - 2,149 \cdot 10^{-6} Or^3 \quad (\sigma = 1,30 \text{ \AA}^3).$$

Рассчитанные значения для диагностических рефлексов [2]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол.%	$d(\bar{2}01)$	$d(400)$	$d(060)$	$d(\bar{2}04)$	$d(\bar{1}\bar{3}1)$	$d(131)$
0,94	4,0306	1,8188	2,1247	1,7842	2,9614	2,8608
10,27	4,0473	1,8296	2,1280	1,7865	2,9621	2,8780
19,71	4,0695	1,8438	2,1371	1,7909	2,9621	2,9093
29,71	4,0950	1,8545	2,1447	1,7953	2,9600	2,9306
38,96	4,1158	1,8711	2,1490	1,7982	2,9519	2,9671
48,76	4,1345	1,8818	2,1519	1,7997	2,9512	2,9856
56,68	4,1513	1,8913	2,1538	1,8009	2,9492	2,0008
68,71	4,1744	1,9034	2,1565	1,8027	2,9507	3,0140
78,86	4,1910	1,9128	2,1574	1,8032	2,9527	3,0222
89,11	4,2082	1,9204	2,1575	1,8036	2,9532	3,0260
99,48	4,2276	1,9293	2,1587	1,8053	2,9560	3,0320

Для той же серии по Ховису и Пекинсу [6], уточнивших ранее полученные данные Вальдбаума и Роби [4]:

KAlSi ₃ O ₈ , мол. дол. (N_{Or})	a	b	c	α
0,0016	8,1435(20)	12,7903(16)	7,1592(11)	94,182(17)
0,1078	8,1805(36)	12,8240(28)	7,1662(25)	93,827(36)
0,1977	8,2214(34)	12,8501(31)	7,1731(20)	93,166(57)
0,3014	8,2649(44)	12,8936(19)	7,1882(25)	92,774(37)
0,3958	8,3214(48)	12,9137(21)	7,1948(46)	92,077(37)
0,4998	8,3766(87)	12,9291(26)	7,2005(64)	91,435(36)
0,6240	8,4309(30)	12,9439(19)	7,2096(24)	90,971(25)
0,6868	8,4595(32)	12,9495(20)	7,2049(40)	90,907(19)
0,7953	8,5074(21)	12,9584(24)	7,2036(23)	90,728(17)
0,8986	8,5514(16)	12,9592(25)	7,2179(23)	90,652(17)
0,9954	8,5844(40)	12,9633(29)	7,2203(35)	90,638(28)

KAlSi ₃ O ₈ , мол. дол. (N_{Or})	β	γ	ν
0,0016	116,577(10)	87,720(14)	665,09(27)
0,1078	116,475(22)	87,713(36)	671,40(54)
0,1977	116,346(19)	87,767(43)	677,98(44)
0,3014	116,507(22)	88,040(32)	684,61(69)
0,3958	116,203(37)	87,766(26)	693,02(1,03)
0,4998	116,212(52)	87,603(35)	699,00(1,65)
0,6240	116,000(20)	87,737(26)	706,60(53)
0,6868	115,972(24)	87,691(22)	708,99(64)
0,7953	115,867(19)	87,761(17)	714,02(44)
0,8986	115,931(13)	87,722(14)	718,77(35)
0,9954	115,890(21)	87,736(20)	722,26(61)

Гомогенизация при $935 \pm 15^\circ$, 150 ч, смесей микроклина из Амелии, шт. Виргиния, США, с альбитом, полученным из микроклина ионообменным замещением в расплаве NaCl. Дифрактометр, CuK_α -излучение, $20-60^\circ$ 2θ , внутренний стандарт $\text{Si } a = 5,43054 \text{ \AA}$. Данные лучше согласуются с данными [2], чем с данными [4], что объясняется различиями в методиках съёмки образцов.

Для серии микроклин-альбит по Кролю с соавт. [8]:

Or	Ab	An	a	b	c	α
моль						
0,2	99,7	0,1	8,1355(7)	12,7853(8)	7,1583(6)	94,278(6)
0,2	99,7	0,1	8,1355(8)	12,7843(6)	7,1580(6)	94,261(5)
5,0	94,9	0,1	8,1599(7)	12,7962(6)	7,1604(7)	94,107(6)
5,0	94,9	0,1	8,1576(8)	12,7947(6)	7,1611(7)	94,120(6)
10,0	89,9	0,1	8,1790(11)	12,8082(8)	7,1663(7)	93,969(7)
10,0	89,9	0,1	8,1783(10)	12,8089(8)	7,1651(8)	93,960(7)
15,0	84,9	0,1	8,1983(14)	12,8216(7)	7,1700(12)	93,771(9)
15,0	84,9	0,1	8,1967(13)	12,8214(9)	7,1691(11)	93,766(9)
20,0	79,9	0,1	8,2237(12)	12,8328(14)	7,1758(10)	93,550(13)
20,0	79,9	0,1	8,2253(10)	12,8369(8)	7,1746(8)	93,520(9)
25,0	74,9	0,1	8,2482(11)	12,8542(10)	7,1790(8)	93,286(10)
30,0	69,9	0,1	8,2761(12)	12,8692(9)	7,1852(9)	92,971(12)
35,0	64,9	0,1	8,2973(20)	12,8786(12)	7,1896(15)	92,716(14)
40,0	59,9	0,1	8,3228(8)	12,8973(7)	7,1946(7)	92,393(7)
45,0	54,9	0,1	8,3458(11)	12,9100(8)	7,1985(7)	92,075(9)
50,0	49,9	0,1	8,3717(13)	12,9222(11)	7,2011(10)	91,807(11)
55,0	44,9	0,1	8,3949(14)	12,9321(9)	7,2047(10)	91,481(9)
60,0	39,9	0,1	8,4195(23)	12,9399(15)	7,2060(21)	91,324(17)
65,0	34,9	0,1	8,4465(10)	12,9461(9)	7,2085(8)	91,097(9)
70,0	29,9	0,1	8,4703(8)	12,9492(8)	7,2112(6)	91,000(7)
75,0	24,9	0,1	8,4910(9)	12,9513(9)	7,2106(6)	90,886(7)
80,0	19,9	0,1	8,5139(7)	12,9571(8)	7,2149(7)	90,799(7)
85,0	14,9	0,1	8,5335(8)	12,9600(9)	7,2157(5)	90,768(6)
90,0	9,9	0,1	8,5540(8)	12,9582(6)	7,2180(6)	90,694(6)
95,0	4,9	0,1	8,5735(6)	12,9589(6)	7,2187(5)	90,664(5)
99,8	0,1	0,1	8,5903(10)	12,9616(10)	7,2200(8)	90,631(9)
99,9	0,0	0,1	8,5907(8)	12,9634(7)	7,2215(6)	90,609(8)
99,9	0,0	0,1	8,5915(6)	12,9624(5)	7,2220(5)	90,627(5)
99,9	0,0	0,1	8,5925(7)	12,9645(7)	7,2221(6)	90,607(6)
99,9	0,0	0,1	8,5917(7)	12,9612(8)	7,2211(5)	90,623(6)

Or	Ab	An	β	γ	ν
моль					
0,2	99,7	0,1	116,606(5)	87,684(5)	663,84(13)
0,2	99,7	0,1	116,607(5)	87,693(5)	663,78(13)
5,0	94,9	0,1	116,539(5)	87,662(5)	667,13(12)
5,0	94,9	0,1	116,537(5)	87,664(4)	666,92(15)
10,0	89,9	0,1	116,491(6)	87,642(6)	670,25(18)
10,0	89,9	0,1	116,487(6)	87,629(6)	670,14(17)
15,0	84,9	0,1	116,439(8)	87,635(8)	673,32(25)
15,0	84,9	0,1	116,432(8)	87,637(8)	673,14(23)
20,0	79,9	0,1	116,352(8)	87,627(12)	677,21(23)
20,0	79,9	0,1	116,357(6)	87,605(7)	677,42(17)
25,0	74,9	0,1	116,286(7)	87,552(10)	681,19(18)
30,0	69,9	0,1	116,227(8)	87,554(10)	685,40(20)
35,0	64,9	0,1	116,178(12)	87,564(11)	688,49(35)
40,0	59,9	0,1	116,134(7)	87,534(6)	692,46(15)
45,0	54,9	0,1	116,080(6)	87,497(6)	695,83(16)
50,0	49,9	0,1	116,010(8)	87,476(10)	699,37(22)
55,0	44,9	0,1	115,973(8)	87,520(8)	702,48(22)
60,0	39,9	0,1	115,934(16)	87,517(12)	705,34(44)

<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	β	γ	ν
моль					
65,0	34,9	0,1	115,915(6)	87,568(8)	708,34(17)
70,0	29,9	0,1	115,915(5)	87,575(5)	710,78(13)
75,0	24,9	0,1	115,926(5)	87,628(7)	712,52(14)
80,0	19,9	0,1	115,919(5)	87,637(6)	715,24(13)
85,0	14,9	0,1	115,912(5)	87,603(6)	717,15(13)
90,0	9,9	0,1	115,920(5)	87,649(5)	718,97(13)
95,0	4,9	0,1	115,944(4)	87,652(5)	720,57(11)
99,8	0,1	0,1	115,960(7)	87,688(8)	722,18(19)
99,9	0,0	0,1	115,946(5)	87,698(7)	722,56(13)
99,9	0,0	0,1	115,946(4)	87,677(4)	722,60(10)
99,9	0,0	0,1	115,955(4)	87,692(6)	722,77(13)
99,9	0,0	0,1	115,945(4)	87,683(5)	722,48(12)

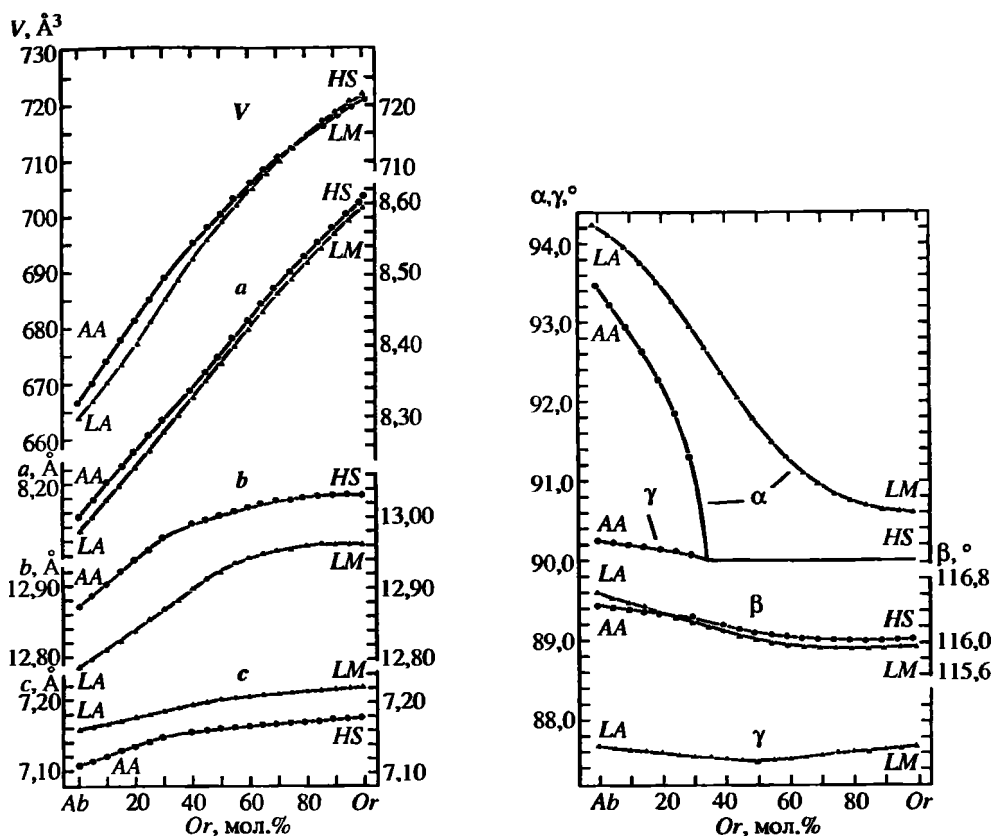
Синтез из смесей альбита из Казадеро, шт. Калифорния, США, $Or_{0,2}Ab_{99,7}An_{0,1}$ и микроклина из Прилепа, Македония, $Or_{99,8}Ab_{0,1}An_{0,1}$, подвергнутого ионообменному замещению в KCl при 850°, 5 ч (для избавления от 9 мол. % пертитового альбита). Смесии гомогенизировались сухим отжигом при 800–1000°, 40–80 ч. Камера Гинье–Ягодзинского, CuK_{α_1} -излучение. Принимается, что распределение Si и Al в T-позициях во всех членах серии микроклин–альбит соответствует: $t_10 = 1,00$, $t_1m = t_20 = t_2m = 0,00$.

Параметры для упорядоченной серии микроклин–альбит приводятся также в работе [10].

Изменение симметрии в результате сдвигового превращения $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ найдено в более натриевых составах, чем $Or_{35}Ab_{65}$: при составе $Or_{34}Ab_{66}$, мас. % ($Or_{32,7}Ab_{67,3}$, мол. %) [1] или $Or_{43,5}Ab_{56,5} \pm 2$ мас. % ($Or_{42,0}Ab_{58,0} \pm 2$ мол. %) при комнатной температуре [2]; при $N_{Or} = 0,43 \pm 0,02$ [3]. Расщепление отражений $111-\bar{1}\bar{1}$, $130-\bar{1}\bar{3}0$, $131-\bar{1}\bar{3}1$ и $\bar{1}\bar{3}2-\bar{1}\bar{3}2$ на порошкограммах указывает на сдвиговое превращение при составе $Or_{40}Ab_{60}$ мас. % [2]. Согласно Кролю с соавт. [8], сдвиговое превращение в серии высокий санидин–анальбит происходит при составе $Or_{34,4}Ab_{65,6}$ и соответствует значению, найденному в работах [11–13].

Параметр a чувствителен к изменению состава гомогенных (и грубопертитовых) K,Na-п.ш. и мало зависит от Si/Al-упорядоченности; для обеих серий кривые почти совпадают с наибольшим расхождением не более 4% Or (при точности $\pm 0,004$ Å). Параметры b и c зависят как от состава, так и от структурного состояния: b возрастает, а c уменьшается при переходе от более упорядоченных к менее упорядоченным K,Na-п.ш., что объясняется перераспределением Si и Al в T₁- и T₂-позициях. На это перераспределение не оказывает влияния изменение симметрии, и закономерность одинаково приложима как к моноклинным, так и к триклинным членам серий. Значение угла β меняется мало. Величина угла α в триклинных разностях зависит от состава (в меньшей степени) и от Si/Al-упорядоченности (в большей степени). Величина угла γ зависит от структурного состояния и почти не зависит от состава (фиг. 63). Объем ячейки зависит от состава; кривые его изменения почти совпадают в области $Or_{100}-Or_{20}Ab_{80}$, но более богатые натрием разности имеют меньшие объемы для низкотемпературной упорядоченной серии, достигая для чистого Ab_{100} различия в $3,8 \pm 1,1$ Å³ ($0,57 \pm 0,17$ см³/моль) [2].

В последние годы все более выясняется, что даже гомогенные K,Na-п.ш. имеют неоднородное внутреннее строение, и локальные участки зерен



Фиг. 63. Зависимости линейных и угловых параметров ячеек от состава K,Na полевых шпатов для серий высокий санидин-анальбит (HS-AA) и микроклин-альбит (LM-LA) (по Кролю и др.)

различаются по степени K/Na- и Si/Al-упорядочения и характеру проявления других твердофазовых превращений. Наблюдаются так называемые *мезоструктуры* – микроструктуры с размерностью порядка 100 \AA – полосчатые (stripe), твидовые (tweed), несоизмерные (incommensurate), блокового строения и т.п. Они отражают ранние стадии посткристаллизационных превращений в полевых шпатах, приводящих впоследствии к образованию крипто-, микро- и макропертитов вплоть до разделения на гомогенные K- и Na-п.ш. [14–28]. В последнее время сдвиговые (displacive) $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ превращения [14, 15] и другие фазовые переходы [16–22], явления позиционного K/Na-упорядочения [15, 23], механизмы образования твидовых [24–26] и других структур упорядочения [22, 27] изучались методами электронной микроскопии, колебательной спектроскопии, ЭПР и ЯМР, дающими информацию о локальном строении и локальных свойствах полевошпатовой структуры. Широко использовалась высокочастотная инфракрасная и рамановская спектроскопия [15, 20, 21]. Фазовые превращения анализировались на основе теории Ландау [18].

В кристаллической структуре K,Na-п.ш. рассматриваются связи дальнего порядка (изучаемые рентгеновскими методами, дающие усредненные структуры и средний химический состав минерала) и связи ближнего поряд-

ка (изучаемые указанными выше электронно-микроскопическими и спектроскопическими методами). В соответствии с этим выделяют два параметра порядка: макроскопический параметр Q_{od} и локальный параметр порядка q_{od} , меняющиеся от 0 в высокосимметричном неупорядоченном состоянии до 1 в низкосимметричном максимально упорядоченном состоянии, равновесном при 0 К [20–21, 28].

Физ. св. Физические свойства K, Na -п.ш. являются обычными для полевых шпатов, промежуточными между K - и Na -п.ш.

ИК-спектры, снятые в высокочастотной области [20], чувствительны к изменению Si/Al -упорядоченности и фазовому распаду щелочно-полевошпатовых твердых растворов. Сдвиговое превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ в анортоклазах проявляется в увеличении интегральной площади рамановских сигналов при 473 и 514 cm^{-1} [15]. Локальное Si/Al -упорядочение в богатых натрием полевых шпатах может быть установлено по сдвигу и изменению интенсивности полос поглощения в области 500–700 cm^{-1} [29]. Отражение локального Si/Al -упорядочения в ИК-спектрах богатых калием полевых шпатов показано в [30]. Образование несоразмерных модулированных и твидовых структур K -п.ш. с промежуточной степенью Si/Al -упорядоченности рассматривалось в [25, 30].

ИК-спектры поглощения для неупорядоченной серии высокий санидин–анальбит ($Q_{od} = 0$) и упорядоченной серии микроклин–низкий альбит ($Q_{od} = 1$), синтезированных по методу Кроля с соавт. [8], исследованы в области 50–2000 cm^{-1} при температурах между 20 и 900 К [10]. Спектры рассчитаны с помощью преобразования Фурье. Спектры неупорядоченной ($Q_{od} = 0$) серии показывают более широкие размытые полосы поглощения, спектры упорядоченной ($Q_{od} = 1$) серии – четкие полосы при комнатной температуре с еще лучшим разрешением при низких температурах.

Для обеих серий ИК-спектры обнаруживают для частот выше ~ 300 cm^{-1} почти линейную зависимость от состава, отражая лишь возникающее при этом общее напряжение в тетраэдрическом каркасе, не зависящее от связей $Na-O$ и $K-O$. Например, полоса ~ 330 cm^{-1} для состава $Ab_{45}Or_{55}$ ($Q_{od} = 1$) занимает промежуточное положение между альбитом (334 cm^{-1}) и микроклином (329 cm^{-1}). В фоновой (низкочастотной) области спектры отражают колебание связей крупных катионов с окружающим каркасом. Эта зависимость более четкая для упорядоченной серии, но в обоих случаях является нелинейной, что указывает на неидеальность полевошпатовых твердых растворов и согласуется с нелинейностью изменения избыточных термодинамических свойств – энтальпии ΔH и энтропии ΔS с K/Na -отношением, по калориметрическим данным [23].

Изменение ИК-спектра поглощения санидина Or_{100} ($Q_{od} = 0$) при нагревании не обнаруживает аномальных отклонений от прямолинейной зависимости за исключением небольшого сдвига частот в средней части ИК-области (например, от $\omega = 546,5$ cm^{-1} при 300 К до $\omega = 545,0$ cm^{-1} при 750 К). Сдвиг сопоставим с изменением объемного термического расширения при комнатной температуре [31] и описывается параметром Грюнейзена $\gamma_i = [\partial(\ln \omega_i)/\partial(\ln V)]$ (для $\omega = 545$ cm^{-1} $\gamma = 0,43$). Однако в ИК-спектрах K, Na -п.ш., обогащенных натрием, наблюдаются изломы линий зависимости частот от температуры, связанные со сдвиговым превращением $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, в частности частоты $\omega = 544$ cm^{-1} для состава $Ab_{62}Or_{38}$ ($Q_{od} = 0$) при 235 К (508°) и для состава $Ab_{71}Or_{29}$ ($Q_{od} = 0$) при 465 К (738°), что согласуется с данными рамановской

спектроскопии [15] и рентгеновской дифракции [14]. То же наблюдалось для частот 640 и 1030 см^{-1} и приводило при экстраполяции к составу $Ab_{63}Or_{37}$ при комнатной температуре, что согласуется со значением $Ab_{64}Or_{36}$ по данным [8]. Таким образом, для фазового перехода $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, который соответствует классическому превращению второго рода, по Ландау, $Q_{od} = 1$ для Ab_{100} при температуре 0 К и постепенно уменьшается с возрастанием Or -компонента в твердом растворе вплоть до состава Or_{50} при 0 К. Это, согласно [18, 32], должно приводить к уменьшению аномалии теплоемкости при температуре превращения (T_c) при возрастании содержания Or и уменьшении T_c и к синхронному уменьшению других, связанных с этим превращением избыточных термодинамических параметров.

В фононных (низкочастотных) ИК-спектрах упорядоченных K, Na -п.ш. ($Q_{od} = 1$) наблюдалось понижение большинства фононных частот с возрастанием температуры на $\sim 1 \text{ см}^{-1}$ при 400 К, например для $\omega = 534$ и 606 см^{-1} для составов Ab_{100} , $Ab_{45}Or_{55}$, $Ab_{25}Or_{75}$ и Or_{100} (отрицательные значения γ параметров Грюнейзена). Изменение параметров ячейки в ряду $Ab-Or$ линейно коррелирует с параметром Грюнейзена в пределах $\gamma = 0,30-0,55$. С другой стороны, наблюдается повышение фононных частот 216, 334, 391 и 429 см^{-1} в Ab_{100} и 96, 344, 406 и 418 см^{-1} в Or_{100} с возрастанием температуры (положительные значения γ). Наибольшие значения γ (как положительные, так и отрицательные) связаны с валентными колебаниями крупных атомов Na и K , наименее жестко связанных в структуре. Второй тренд показывает удивительное понижение частот, связанных с валентными колебаниями $[SiO_4]$ - и $[AlO_4]$ -тетраэдров ($\gamma = \sim -1$), но скорее с изменением углов $Si-O-Si$, чем с размерами тетраэдров [33].

Смещение частот при нагревании в низкочастотной фононной области валентных колебаний $Na-O$ и $K-O$ [10] связывают с увеличением длины этих связей при высокой температуре ($Na-O$ в высоком альбите увеличивается от 0,281 нм при 297 К до 0,286 нм при 1378 К [34]). Согласно [10], фононы, связанные с валентными колебаниями $Si-O$ в области 1000–1300 см^{-1} , также обнаруживают смещение в низкочастотную область, так, частота $\omega = 1202 \text{ см}^{-1}$ уменьшается на 2,7%, что указывает на увеличение расстояния $Si-O$ при повышении температуры. Однако это не согласуется с данными уточнения кристаллических структур Na -п.ш., полученными непосредственно при высокой температуре (см. "Мональбит", "Анальбит"): согласно [34], $T-O$ в альбите в противоположность $Na-O$ немного уменьшается при повышении температуры, а согласно [35, 36], это возможное уменьшение или увеличение длины связи в тетраэдрах перекрывается величиной теплового фактора структурного уточнения. По данным [33], $T-O$ должно увеличиться на 1,4% при нагревании от 15 до 1250 К, что соответствует положительным значениям параметров Грюнейзена для частот, связанных с валентными $Si-O$ колебаниями [10].

Филипсом с соавт. [37] явления Si/Al -упорядоченности в щелочно-полевошпатовых твердых растворах изучены методом ^{27}Al , ^{29}Si и ^{23}Na MAS NMR.

Физ.-хим. конст. Молярные объемы смешения и другие термодинамические параметры в ряду K, Na -п.ш. меняются в связи с изменением химического состава нелинейно. Согласно Барту [38], ΔV меняется от 0,437 $\text{см}^3/\text{моль}$ для Or_{90} до $-0,078 \text{ см}^3/\text{моль}$ для Ab_{95} с максимумом 0,880 $\text{см}^3/\text{моль}$ для состава $Ab_{40}Or_{60}$; в том же ряду молярная теплота образования смесей H_f меняется от 20 600 до 12 400 $\text{см}^3 \cdot \text{бар}/\text{моль}$ с максимумом 70 000 $\text{см}^3 \cdot \text{бар}/\text{моль}$ для

состава $Ab_{50}Or_{50}$, а температура реакции $NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8 \leftrightarrow (Na,K)AlSi_3O_8$ – от 630 до 770 К с максимумом 950 К для состава $Ab_{60-70}Or_{40-30}$. Данные об объемах смешения для твердых растворов серий санидин–анальбит и микроклин–альбит впервые получены Орвилем [2]. Все значения пологительны. Согласно [2], для серии санидин–анальбит:

Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль	Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль	Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль	Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль
0,00	100,29	23,90	102,81	48,51	105,35	73,87	107,31
4,72	100,64	28,76	103,46	53,52	105,73	84,22	108,02
9,47	101,29	33,66	103,73	58,56	106,13	89,45	108,22
14,26	101,82	38,58	104,42	63,63	106,64	94,71	108,64
19,06	102,33	43,53	104,94	68,73	106,92	100,00	108,79

Для упорядоченной серии микроклин–альбит [2]:

Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль	Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль	Or , мол.%	V_{mix} , см ³ /моль
0,94	99,92(5)	38,96	104,61(5)	78,86	107,65(3)
10,27	100,76(8)	48,76	105,44(5)	89,11	108,11(2)
19,71	102,17(4)	58,68	106,14(3)	99,48	108,78(4)
29,27	103,34(5)	68,71	107,06(3)		

Уравнения для вычисления объемов смешения серий санидин–анальбит и микроклин–альбит соответственно [2]:

$$V_{mix} = 0,19687 Or \text{ (мол.\%)} - 9,460 \cdot 10^{-3} Or^2 - 1,0227 \cdot 10^{-5} Or^3$$

$$(\sigma = 0,65 \text{ \AA}^3),$$

$$V_{mix} = 0,33953 Or \text{ (мол.\%)} - 3,1804 \cdot 10^{-3} Or^2 - 2,149 \cdot 10^{-6} Or^3 \text{ } (\sigma = 1,30 \text{ \AA}^3).$$

Максимальный избыточный объем смешения, по данным Орвиля [2], для твердых растворов неупорядоченной серии санидин–анальбит: $6,3 \pm 0,6 \text{ \AA}^3$ ($0,94 \pm 0,09 \text{ см}^3 \cdot \text{моль}^{-1}$, или $0,90 \pm 0,09\%$) найден для состава $Or_{55,1} \pm 10,0$ мол.%; для упорядоченной серии микроклин–альбит: $8,8 \pm 1,3 \text{ \AA}^3$ ($1,30 \pm 0,19 \text{ см}^3 \cdot \text{моль}^{-1}$, или $1,25 \pm 0,18\%$) для состава $Or_{50,6} \pm 10,0$ мол.%. Полученные кривые рассматривались как симметричные, близкие к параболическим. На основе этих данных показано, что при возрастании давления вершины сольвусов для обеих серий K,Na-п.ш. должны смещаться в область более высоких температур с расширением области фазового распада, причем этот эффект для микроклин–альбитового сольвуса больше, чем для санидин–анальбитового.

Симметричность кривых смешения обосновывалась в работах [5, 6, 39, 40], и объемные параметры Маргулеса, описывающие отклонения от идеального поведения твердых растворов, $W_{V(AB)}$ и $W_{V(OR)}$ для обеих серий санидин (HS)–анальбит (AA) и микроклин (LM)–альбит (LA) рассчитывались как равные: $W_{V(HS)} = W_{V(AA)} = 0,086$ [5], $W_{V(LM)} = W_{V(LA)} = 0,078$ [6].

Согласно Кролю с соавт. [8], в действительности кривая смешения близокосимметрична только для неупорядоченной серии, в которой для высокогорганина $W_{V(HS)} = 0,070(2)$, а для альбита $W_{V(AA)} = 0,084(7)$ кал/бар, но она асимметрична для упорядоченной серии, в которой для микроклина $W_{V(LM)} = 0,015(9)$, а для альбита $W_{V(LA)} = 0,093(6)$ кал/бар, обнаруживая зависимость от степени Si/Al-упорядоченности. Молярные объемы смешения \bar{V} (кал/бар) для разных мольных долей Or и Ab рассчитаны Кролем с соавт. из полинома $\bar{V} = A + Bx + Cx^2 + Dx^3$ отдельно для двух интервалов составов:

	A	B	C	D	x	σ^2
Серия микроклин-альбит						
Or_0-Or_{35}	2,3882(7)	0,2263(88)	0,0875(2320)	-	n_{Or}	0,0011
$Or_{35}-Or_{100}$	2,5997(4)	-0,1181(59)	-0,0566(227)	-0,0785(230)	n_{Ab}	0,0007
Серия высокий санидин-анальбит						
$Or_0-Or_{29,8}$	2,3976(4)	0,2748(24)	-	-	n_{Or}	0,0006
$Or_{39,7}-Or_{100}$	2,6024(5)	-0,1208(41)	-0,0769(65)	-	n_{Ab}	0,0009

Для гипотетического мональбита при комнатной температуре: $\bar{V} = 2,4047$ кал/бар ($V = 668,25 \text{ \AA}^3$) в отличие от анальбита, для которого: $\bar{V} = 2,3976$ кал/бар ($V = 666,28 \text{ \AA}^3$) (\bar{V} кал/бар = $0,0035985 V \text{ \AA}^3$). Si/Al-упорядочение оказывает сильное влияние на параметры Маргулеса в случае $W_{V(Or)}$ и менее значительное в случае $W_{V(Ab)}$. Вывод о слабоасимметричном отклонении объемов смешения для серии высокий санидин-анальбит и сильной их асимметрии для серии микроклин-альбит согласуется и с интерпретацией данных Орвила [2] Ньютоном и Вудом [41].

Отклонение твердых растворов щелочных полевых шпатов от идеальности наглядно видно при нормировании избыточных объемов по составу, согласно [42]: $\vartheta = V_{exc}/n_{Ab}n_{Or}(V_{Ab} + V_{Or})$ или $\vartheta = V_{exc}/n_{Ab}n_{Or} = n_{Ab}W_{V(Or)} + W_{V(Ab)}$. Кролем с соавт. [8] показано, что изменение избыточного объема отражает, с одной стороны, расширение (dilatation) решетки, вызванное сосуществованием в структуре разновеликих щелочных атомов, а с другой стороны, ее сжатие (contraction), обусловленное перестройкой структуры вокруг входящих в однородную матрицу атомов примеси. В серии микроклин-альбит значение ϑ наибольшее для K-составов, что объясняется со структурных позиций тем, что атомы Na входят в K-матрице в девятёрную координацию (более просторную, чем в альбите), что увеличивает объем твердого раствора. В Na-конце серии $\vartheta \sim 0$, что может указывать на упорядоченное распределение K и Na. В серии высокий санидин-анальбит конфигурация и размер щелочных позиций определяются локальным Si/Al-упорядочением, которое является статистически случайным. Поэтому случайным является и распределение K и Na, что препятствует K/Na-упорядочению. ϑ анальбита больше, чем ϑ альбита, но ϑ санидина меньше, чем ϑ микроклина. Si/Al-разупорядочение благоприятствует сохранению M-позиций с координацией менее 9, что позволяет атомам Na входить без увеличения объема решетки. Проблема K/Na-упорядочения в серии санидин-анальбит обсуждалась также в [23, 43]. Максимальное значение ϑ найдено для состава $\sim Or_{35}Ab_{65}$, что, несомненно, определяется перестройкой структуры при сдвиге превращении $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ [8].

Молярные объемы (кал/бар · моль) и энтальпии растворения (ккал/моль) позднее определены Ховисом [44] калориметрическим методом из теплот растворения в 20,1%-ной HF при 50 °C для серии микроклин-низкий альбит (синтезированной ионообменным путем из альбита "Амелия", Куртхауз, шт. Виргиния, США) и четырех топохимически моноклинных серий с различным Si/Al-упорядочением: высокого санидина-анальбита (основанной на ионообменном замещении анальбита, см. также [5, 23]), природного санидина (основанной на замещении "Санидина-7002" из Айфеля, Германия), ортоклаза (замещение "Ортоклаза-V18938" с о-ва Мадагаскар) и адуляра (замещение "Адуляра-7007" с Сен-Готарда, Швейцария). Молярные объемы найдены следующими:

N_{Or}	Молярный объем, кал/бар · моль	N_{Or}	Молярный объем, кал/бар · моль	N_{Or}	Молярный объем, кал/бар · моль
Для серии высокий санидин–анальбит					
0,0099	2,4015(3)	0,3508	2,4965(5)	0,7333	2,5663(4)
0,1437	2,4398(3)	0,4406	2,5150(3)	0,8074	2,5804(4)
0,1510	2,4424(8)	0,4911	2,5263(4)	0,9500	2,6024(4)
0,2753	2,4759(5)	0,5993	2,5446(4)		
Для серии природного санидина из Айфеля					
0,0029	2,4024(3)	0,4366	2,5155(2)	0,8359	2,5839(3)
0,1553	2,4428(5)	0,5557	2,5379(3)	0,9917	2,6038(3)
0,2898	2,4828(8)	0,7083	2,5636(3)		
Для ортоклазовой серии					
0,0135	2,3952(4)	0,3814	2,4948(4)	0,7885	2,5733(3)
0,1101	2,4274(4)	0,4652	2,5116(4)	0,8719	2,5855(3)
0,2376	2,4572(6)	0,5707	2,5340(3)	0,9343	2,5926(3)
0,3021	2,4768(5)	0,6981	2,5574(3)	0,9649	2,6025(4)
Для адуляровой серии					
0,0103	2,3963(4)	0,2585	2,4683(6)	0,6776	2,5532(4)
0,0753	2,4153(5)	0,3835	2,4968(6)	0,8602	2,5837(4)
0,1879	2,4472(3)	0,4917	2,5168(5)	0,9682	2,6005(2)
0,2308	2,4573(11)	0,5365	2,5293(3)	0,9972	2,6002(4)
Для серии микроклин–низкий альбит:					
0,0099	2,3910(3)	0,3339	2,4812(4)	0,8295	2,5777(4)
0,1695	2,4334(4)	0,4926	2,5232(5)	0,9972	2,5970(3)
0,3311	2,4805(8)	0,6553	2,5524(3)		

Параметры Маргулеса для молярных объемов (кал/бар · моль):

Серия	W_V	$W_{V, Or}$	$W_{V, Ab}$
Высокий санидин–анальбит	0,100 ± 0,007	0,122 ± 0,012	0,072 ± 0,014
Санидин из Айфеля	0,100 ± 0,008	0,111 ± 0,018	0,090 ± 0,018
Ортоклас	0,086 ± 0,007	0,105 ± 0,015	0,064 ± 0,016
Адуляр	0,092 ± 0,006	0,105 ± 0,015	0,080 ± 0,012
Микроклин–низкий альбит	0,121 ± 0,013	0,092 ± 0,028	0,148 ± 0,027
То же, по [8]	0,091 ± 0,006	0,040 ± 0,008	0,134 ± 0,007

Рассчитанные из этих данных объемы K-Na смешения \bar{V}_{ex} (кал/бар · моль) проходят через максимум и для всех топохимически моноклинных серий асимметричны относительно N_{Or} (если использовать метод наименьших квадратов с уравнением третьего порядка), причем более упорядоченные серии ни по величине, ни по асимметричности не отличаются от серии высокий санидин–анальбит, т.е. \bar{V}_{ex} не зависит от степени Si/Al-упорядоченности. Общее уравнение для расчета объемов K-Na смешения:

$$\bar{V}_{ex} \text{ (кал/бар · моль)} = 0,110 N_{Or} N_{Ab}^2 + 0,078 N_{Ab} N_{Or}^2.$$

Данные для серии микроклин–низкий альбит менее определены.

Найденные энтальпии растворения – \bar{H}_{soln} (ккал/моль) [44]:

N_{Or}	$-H_{soln}$, ккал/моль								
Для серии высокий санидин-анальбит (уточненные данные)									
0,0099	152,404;	152,441;	152,648;	152,667;	152,785;	152,786;	152,902;	152,977;	153,008
0,1437	152,179;	152,257;	152,267;	152,354;	152,430;	152,511;	152,524;	152,577	
0,3508	151,491;	151,494;	151,553;	151,561;	151,674;	151,693;	151,702;	151,733	
0,4911	150,767;	150,791;	150,804;	150,827;	150,846;	150,855;	150,904;	151,017	
0,5993	150,089;	150,103;	150,162;	150,184;	150,326;	150,334			
0,8074	148,342;	148,416;	148,475;	148,475;	148,515;	148,553			
0,9600	146,642;	146,696;	146,747;	146,845;	146,990;	147,005;	147,057;	147,107;	147,122

Для ортоклазовой серии

0,0135	151,030;	151,106;	151,146;	151,200;	151,363;	151,376			
0,1101	151,363;	151,411;	151,417;	151,446;	151,519;	151,569			
0,2376	151,277;	151,286;	151,414;	151,515					
0,3021	151,051;	151,083;	151,088;	151,184;	151,219;	151,302			
0,3814	150,568;	150,608;	150,784;	150,795					
0,4652	150,287;	150,177;	150,240;	150,068;	150,144;	149,965			
0,5707	149,245;	149,358;	149,346;	149,347;	149,440;	149,490			
0,6981	148,470;	148,478;	148,485						
0,7885	147,565;	147,645;	147,740;	147,811					
0,8719	146,791;	146,845;	146,862;	146,944;	146,963;	146,977			
0,9343	146,132;	146,186;	146,275;	146,314;	146,324;	146,327			
0,9649	145,651;	145,685;	145,753;	145,892;	145,893;	145,922			

Для адуляровой серии

0,0103	150,726;	150,742;	150,751;	150,785;	150,855;	150,895;	150,921;	150,944	
0,0753	151,423;	151,451;	151,458;	151,486;	151,507;	151,648			
0,1879	151,063;	151,131;	151,220;	151,272;	151,326;	151,413			
0,2585	150,890;	150,935;	150,993;	151,006;	151,097;	151,108			
0,4917	149,666;	149,766;	149,782;	149,789;	149,808;	149,824			
0,5365	149,229;	149,332;	149,500;	149,526;	149,557;	149,735			
0,6776	148,334;	148,381;	148,415;	148,520;	148,676;	148,714			
0,8602	146,370;	146,390;	146,391;	146,478;	146,495;	146,519;	146,530;	146,543	
0,9682	145,181;	145,257;	145,340;	145,410;	145,474;	145,496			
0,9972	145,260;	145,447;	145,513;	145,518;	145,589;	145,680			

Для серии микроклин-низкий альбит

0,0099	149,829;	149,959;	150,003;	150,004;	150,051;	150,151			
0,1695	150,313;	150,326;	150,392;	150,409;	150,421;	150,431			
0,3311	149,942;	150,023;	150,165;	150,301;	150,303;	150,413;	150,461;	150,956	
0,3339	150,134;	150,141;	150,220;	150,247;	150,279;	150,297			
0,4926	148,935;	149,033;	149,103;	149,145;	149,175;	149,212			
0,6553	147,705;	147,724;	147,738;	147,753;	147,793;	147,838			
0,8295	146,308;	146,350;	146,382;	146,426;	146,430;	146,475			
0,9972	144,661;	144,674;	144,676;	144,742;	144,818;	144,930			

Параметры Маргулеса для энтальпии растворения (ккал/моль):

Серия	W_H	$W_{H, Or}$	$W_{H, Ab}$
Высокий санидин-анальбит	4,80 ± 0,21	4,23 ± 0,48	5,48 ± 0,57
Ортоклазовая	6,62 ± 0,24	9,02 ± 0,42	3,78 ± 0,48
Адуляровая	6,64 ± 0,36	10,68 ± 0,65	2,85 ± 0,62
Микроклин-низкий альбит	7,40 ± 0,40	11,57 ± 0,44	2,80 ± 0,47

Рассчитанные из этих данных энтальпии K-Na смешения \bar{H}_{ex} проходят через максимум и асимметричны относительно N_{Or} (максимум приближается к натриевым составам при переходе от санидиновой серии к микроклин-

вой), т.е. как в триклинной серии, так и в топохимически моноклинных сериях энтальпии зависят от степени Si/Al-упорядоченности. Общее уравнение для расчета энтальпии K-Na смешения:

$$\bar{H}_{ex} \text{ (ккал/моль)} = (3,10 + 15,56 Z - 7,39 Z^2) N_{Or} N_{Ab}^2 + (4,95 - 2,33 Z) N_{Ab} N_{Or}^2,$$

где Z – коэффициент Томпсона (разница в относительном содержании Al в позициях T(1) и T(2), Z -упорядочение). Энтальпия для упорядоченной микроклиновой серии ($Z = 1$) на 2,19 ккал/моль выше энтальпии неупорядоченной санидиновой серии ($Z = 0$), что сопоставимо с различиями в энтальпиях альбита и анальбита (2,79 ккал/моль) и выше, чем аналогичные различия между микроклином и K-санидином (1,73 ккал/моль).

Избыточные энергии Гиббса (\bar{G}_{ex}) и молярные энтропии K-Na смешения (\bar{S}_{ex}), которые не могут быть измерены непосредственно, рассчитаны для топохимически моноклинных серий высокого санидина–анальбита ($t_1 = 0,28$, $t_2 = 0,22$ [44]) и адуляра ($t_1 = 0,43$, $t_2 = 0,07$ [44]) из данных фазовых равновесий в экспериментах по ионообменному замещению полевых шпатов в расплаве соли (K,Na)Br при 800 °C и 1 бар [45]. В отличие от данных энтропии, полученных в [23] для нескольких составов из измерения теплоемкости при 5–380 K, они соответствуют полной энтропии, а не только их колебательной составляющей. Аналогичные данные для серии микроклин–низкий альбит ранее получены в [46].

Параметры Маргулеса для избыточной энергии Гиббса ($W_{G, Or, Ab}$) и энтропии K-Na смешения ($W_{S, Or, Ab}$), а также критические температуры для рассчитанных для серий высокий санидин–анальбит, адуляра и микроклин–низкий альбит кривых сольвуса следующие [45]:

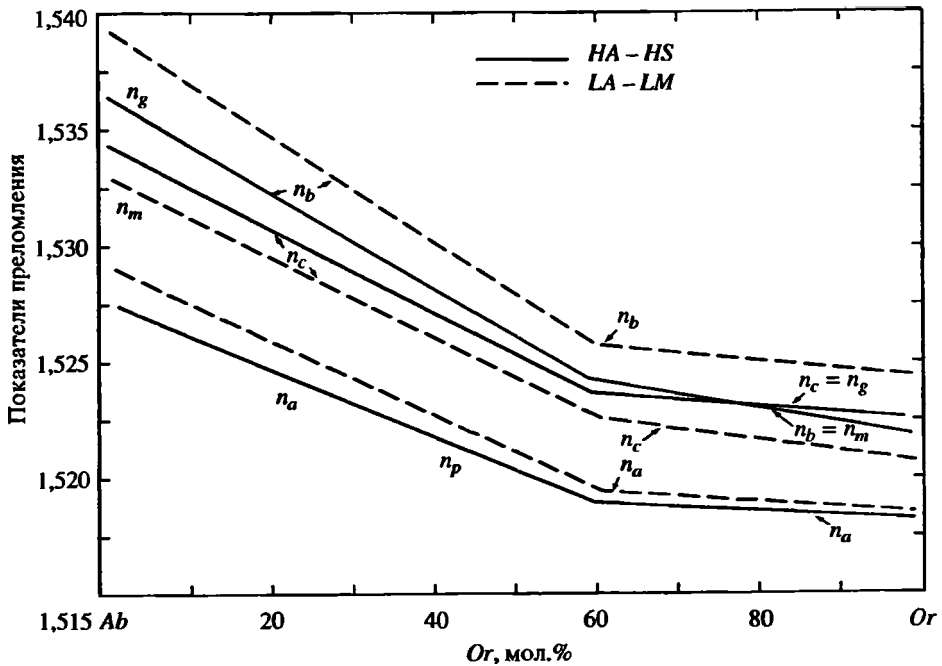
№ п/п	W_G , кал/моль*		W_H , кал/моль ² *		W_S , кал/кмоль		Сольвус, P = 1 бар		Сольвус, P = 2 кбар ³ *	
	Or	Ab	Or	Ab	Or	Ab	T, °C	N_{Or}	T, °C	N_{Or}
1	4993	1339	4800	4800	-0,180	3,225	869,2	0,286	923,7	0,284
2	4262	1923	4800	4800	0,502	2,681	692,1	0,336	736,3	0,333
3	3715	1779	6640	6640	2,725	4,529	651,5	0,357	681,5	0,353
4	3715	1779	10680	2850	6,490	0,998	701,2	0,319	721,0	0,323
5	3959	2113	6640	6640	2,499	4,218	682,4	0,362	713,3	0,358
6	3959	2113	10680	2850	6,263	0,687	721,3	0,330	741,8	0,335
7	4413	2993	6990	6990	2,401	3,725	754,4	0,387	771,2	0,400
8	4413	2993	11150	2970	6,278	-0,021	767,3	0,372	778,5	0,389
9	4995	1954	6990	6990	1,859	4,693	835,5	0,307	846,1	0,314
10	4995	1954	11150	2970	5,735	0,947	820,2	0,313	827,0	0,322

* Значения $W_{G, Or}$ и $W_{G, Ab}$ рассчитаны из ионообменных экспериментов при 1073,15 K (800 °C) и давлении 1 бар.

²* Значения параметров Маргулеса для энтальпии из табл. 6 в работе [44].

³* Значения параметров Маргулеса для объемов смешения, использованные для расчета сольвусов при 2 кбар, равны 0,110 и 0,078 кал/бар для $W_{V, Or}$ и $W_{V, Ab}$ соответственно для серий санидин–анальбит и адуляра и 0,040 и 0,134 кал/бар для серии микроклин–альбит.

1, 2 – серия высокий санидин–анальбит: 1 – в интервале составов $N_{Or} = 0-1$, 2 – $N_{Or} = 0,07-0,91$; 3–6 – серия адуляра: 3, 4 – $N_{Or} = 0-1$, 5, 6 – $N_{Or} = 0,07-0,91$; 7–10 – серия микроклин–низкий альбит: 7, 8 – $N_{Or} = 0-1$, 9, 10 – $N_{Or} = 0,06-0,91$.



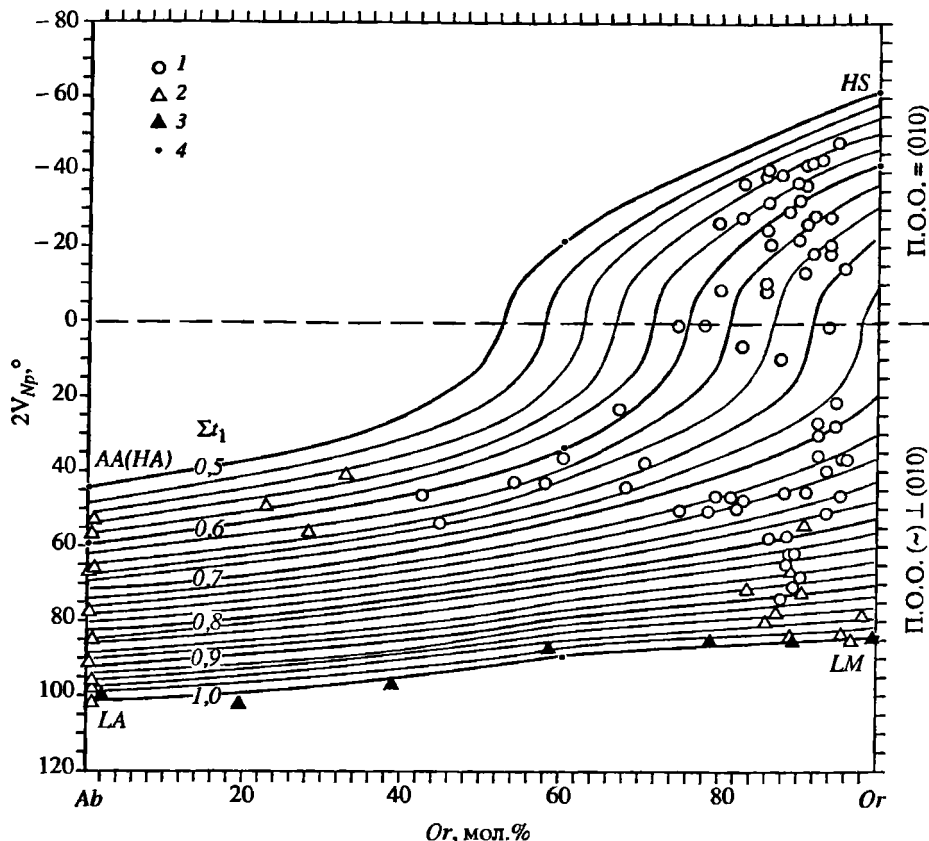
Фиг. 64. Зависимость показателей преломления K, Na полевых шпатов от химического состава для серий альбит-высокий санидин (HA-HS) и альбит-микроклин (LA-LM) (по Су и др. [47])

n_a, n_b, n_c – показатели преломления в направлении осей a, b, c , приблизительно соответствующих n_p, n_m, n_g

Рассчитанные сольвусы обсуждаются в связи с найденными экспериментально [45] (см. “Пертиты”). Диспласивный переход $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, проходящий в санидин-альбитовой серии при $N_{Or} = 0,353$ и в адуляровой серии при $N_{Or} = 0,309$, не чувствуется в изменении объемов смешения и энтропии, и так как точность калориметрических измерений высокая, этот эффект очень мал.

Микр. Показатели преломления падают от $NaAlSi_3O_8$ к $KAlSi_3O_8$. Для высокотемпературной серии высокий альбит-высокий санидин: от n_b ($\sim n_g$) = 1,537 до n_b ($\sim n_m$) = 1,522, от n_c ($\sim n_m$) = 1,535 до n_c ($\sim n_g$) = 1,523 и n_a ($\sim n_p$) = 1,528–1,518 с перегибом при составе $\sim Ab_{40}Or_{60}$ и без изменения оптического знака. Для низкотемпературной серии низкий альбит-микроклин тенденция та же, но абсолютные цифры несколько выше: n_b ($\sim n_g$) = 1,540–1,524, n_c ($\sim n_m$) = 1,534–1,520 и n_a ($\sim n_p$) = 1,529–1,519 с перегибом при составе $\sim Ab_{40}Or_{60}$ и с изменением оптического знака с “+” на “-” [47] (фиг. 64). Угол оптических осей варьирует для серии высокий альбит-высокий санидин от $2V_{Np} = 45^\circ$ с пл. опт. осей $\perp(010)$ до $2V_{Np} = 65^\circ$ с пл. опт. осей $\parallel(010)$. Для серии низкий альбит-микроклин он меняется от $2V_{Ng} = 78^\circ$ до $2V_{Np} = 83^\circ$ в пл. опт. осей $\perp(010)$. Исследованное изменение угла оптических осей для промежуточных структурных состояний позволяет использовать его в качестве структурно-чувствительной константы [48] (фиг. 65).

Хим. Теоретические составы K,Na-санидинов ($Or_{70-50}Ab_{30-50}$): Na_2O – 3,40–5,73; K_2O – 12,05–8,71; Al_2O_3 – 18,64–18,86; SiO_2 – 65,91–66,69; Na-санидинов ($Or_{50-34}Ab_{50-66}$): Na_2O – 5,73–7,64; K_2O – 8,71–5,98; Al_2O_3 – 18,86–19,04; SiO_2 – 66,69–67,34; анортоклазов ($Or_{34-10}Ab_{66-90}$): Na_2O – 7,64–10,57; K_2O –



Фиг. 65. Зависимость величины угла оптических осей К, Na полевых шпатов от химического состава для серий альбит–высокий санидин (AA, HA–HS), альбит–микроклин (LA–LM) и полевых шпатов промежуточного структурного состояния (по Су и др. [48])

П.О.О. – плоскость оптических осей; 1 – моноклинные; 2 – триклинные; 3 – определения Ранкина для серии LA–LM, синтезированной Орвилем [2]; 4 – структурно-уточненные образцы

5,98–1,79; Al_2O_3 – 19,0–19,32; SiO_2 – 67,34–68,32. Содержание анортитового и целезианового компонентов обычно невелико. В случае $An > 10$ мол.% выделяют тройные Na, K, Ca-п.ш., а в случае $Cn > 10$ мол.% – тройные K, Na, Ba-п.ш. (см. соответствующие разделы).

Диагност. Индексирование порошкограмм гомогенных K, Na-п.ш. удобно проводить по графикам Кроля с соавт. [8] (фиг. 66, 67).

Определение химического состава гомогенных K, Na-п.ш. по рентгеновским данным возможно с использованием рефлексов $\bar{2}01$ [2, 49–51] и 400 [2, 52], графически, с точностью ± 3 мол.% Or, даже без знания структурного состояния, а также по величине параметра a или объему элементарной ячейки. Согласно Луфу и Кверол-Суне [3], мольная доля $KAlSi_3O_8$ (N_{Or}) для всей области составов K, Na-п.ш.:

$$N_{Or} = -16,871(221) + 2,0085(356) a + 0,007531(1644) a^2 \quad (\sigma = 0,013 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = -11,821(374) + 0,1761(53) V \quad (\sigma = 0,037 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = 20,467(259) - 0,0313(121) \cdot 2\theta_{CuK\alpha}(\bar{2}01) \quad (\sigma = 0,016 N_{Or}).$$

Для К-части моноклинной серии:

$$N_{Or} = -18,438(312) + 2,2566(356) a \quad (\sigma = 0,010 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = -14,746(200) + 0,02171(28) V \quad (\sigma = 0,008 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = 21,434(495) - 0,9768(233) \cdot 2\theta_{CuK\alpha}(\bar{2}01) \quad (\sigma = 0,014 N_{Or}).$$

Для Na-части триклинной серии:

$$N_{Or} = -17,015(476) + 2,0658(579) a + 0,002813(196) a^2 \quad (\sigma = 0,006 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = -8,660(221) + 0,01298(32) V \quad (\sigma = 0,006 N_{Or}),$$

$$N_{Or} = 18,664(1,037) - 0,8486(477) \cdot 2\theta_{CuK\alpha}(\bar{2}01) \quad (\sigma = 0,012 N_{Or}).$$

Кролем с соавт. [8], учитывая частую аномальность параметра a , рекомендуется использовать для этой цели только объем элементарной ячейки и для моноклинных полевых шпатов серий санидин–мональбит и санидин–анальбит предложено уравнение:

$$N_{Or} = -535,186 + 2,37332 V - 3,52656 \cdot 10^{-3} V^2 + 1,75614 \cdot 10^{-6} V^3,$$

а для триклинных полевых шпатов серий санидин–анальбит и микроклин–низкий альбит:

$$N_{Or} = -1209,142 + 5,28104 V - 7,70522 \cdot 10^{-3} V^2 + 3,75650 \cdot 10^{-6} V^3,$$

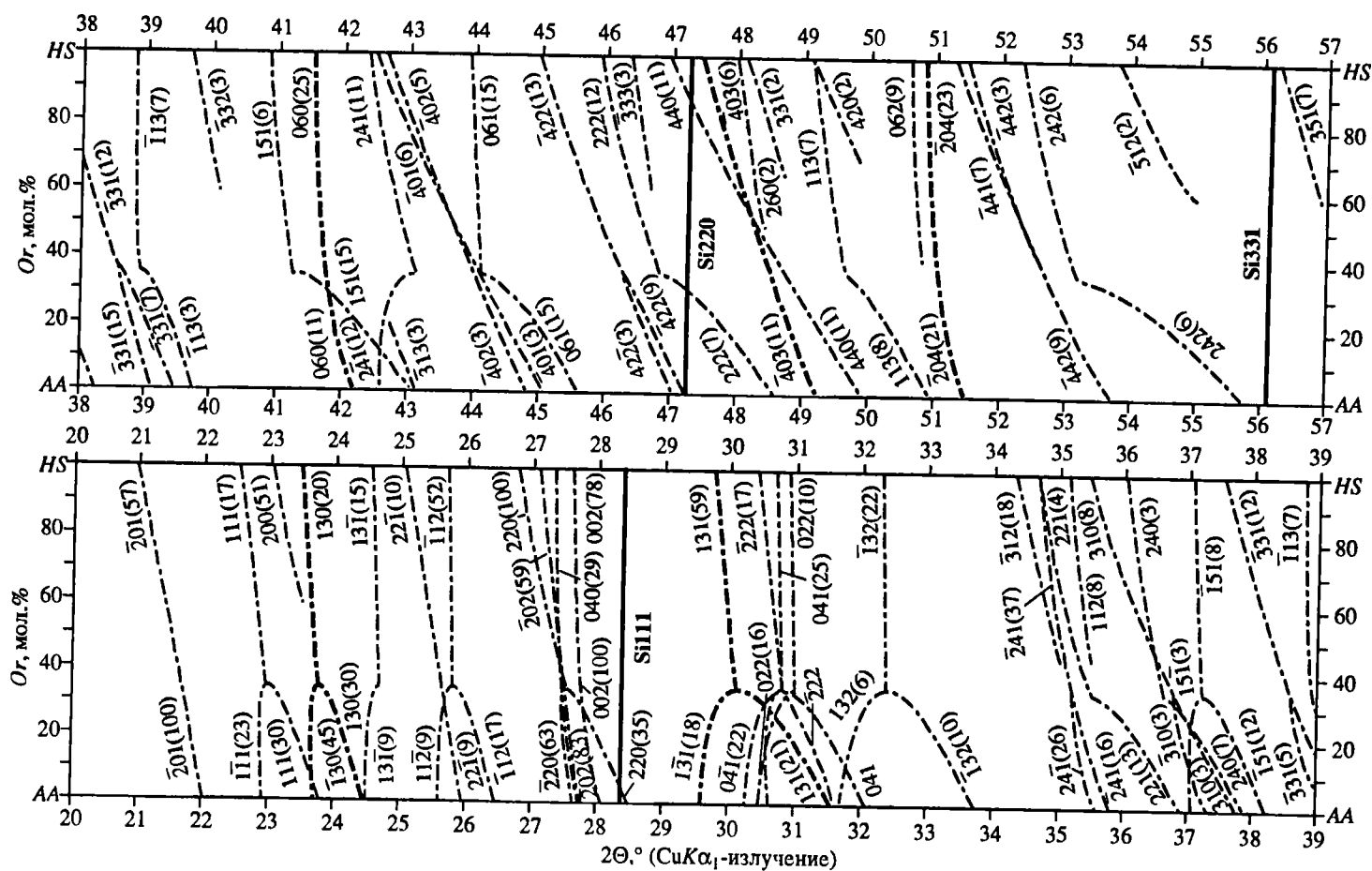
где N_{Or} – мольная доля Or , V – объем ячейки (\AA^3). Для первой зависимости стандартная ошибка определения $\sigma = 0,003 N_{Or}$, для второй $\sigma = 0,004 N_{Or}$.

Для оценки структурного состояния использовалось расщепление рефлексов $130 - \bar{1}\bar{3}0$ и других пар $hk0 - h\bar{k}0$ [53]. Расщепление отражений $131 - \bar{1}\bar{3}1$ обозначается как “рентгеновская триклинность”, $\Delta_p = 12,5 [d_{131-\bar{1}\bar{3}1}]$ [54], отражающая отклонение углов α и γ (или α^* и γ^*) от 90° . Однако Δ_p зависит не только от Si/Al-упорядоченности, но и от состава и отражает не любую Si/Al-упорядоченность, а только перераспределение Si и Al из позиции T_{1m} в T_{10} .

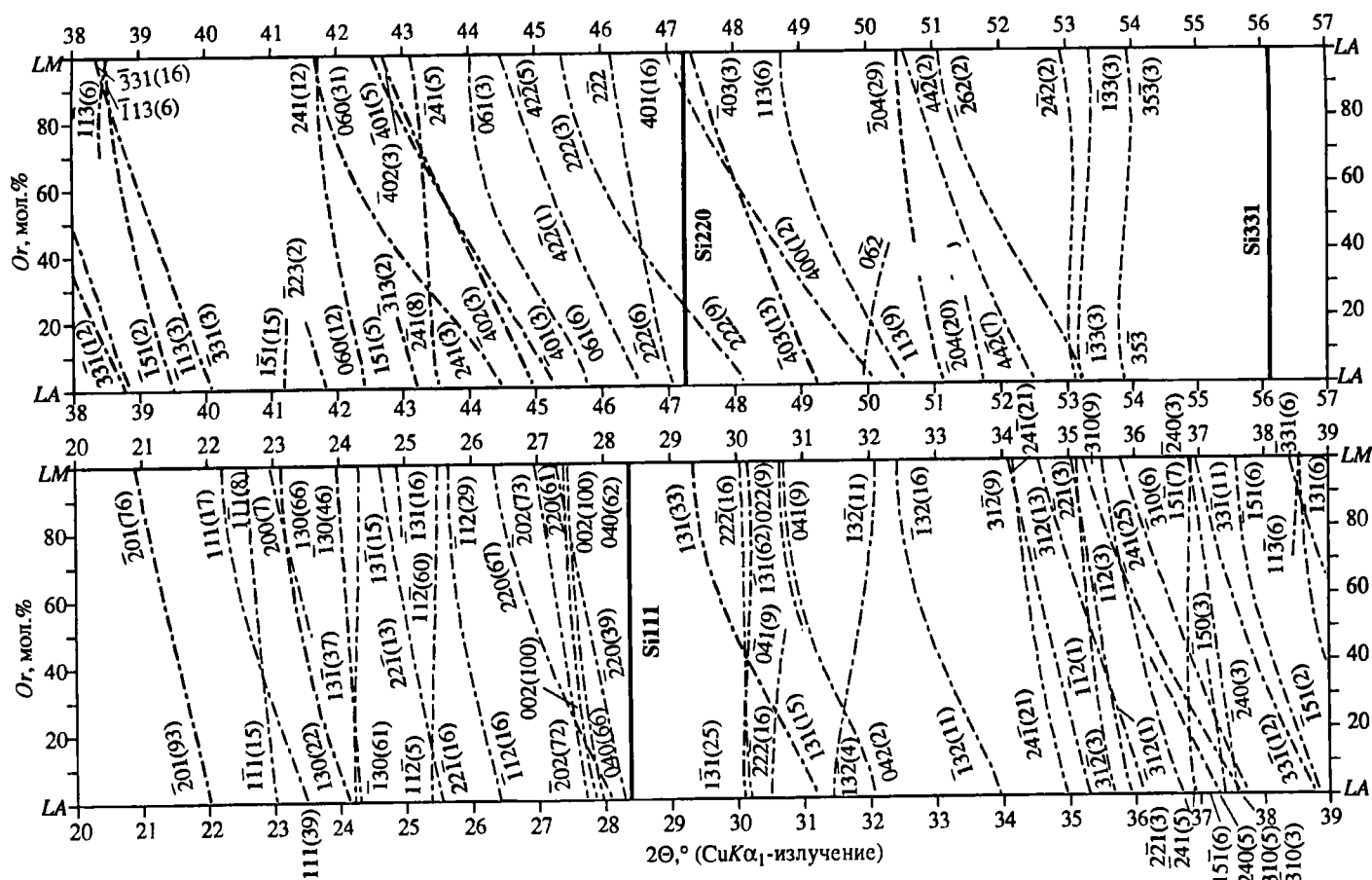
Наиболее точно структурное состояние К,Na-п.ш. оценивается из данных полного рентгеновского или нейтронографического уточнения их кристаллических структур по расстояниям Т–О в тетраэдрах (см. введение к “Полевым шпатам”). Согласно Кролю и Риббе [55], определение содержания Al (t_i) в индивидуальном [(Si,Al)O₄]-тетраэдре (T_i) рекомендуется проводить по следующему уравнению, выведенному на основании анализа надежных данных о 36 структурах щелочных полевых шпатов:

$$t_i = 0,25(1 + n_{An}) + (\langle T_i-O \rangle - \langle\langle T-O \rangle\rangle) / \text{const},$$

где t_i – число атомов Al в T_i -тетраэдре, деленное на число тетраэдров; n_{An} – мольная доля анортитового компонента; $\langle T_i-O \rangle$ – среднее значение из 4 расстояний (Si,Al)–О в T_i -тетраэдре; $\langle\langle T-O \rangle\rangle$ – общее среднее значение для всех неэквивалентных Т–О расстояний в ячейке (8 – в моноклинной, 16 – в триклинной); const – общее значение ($\langle\langle Al-O \rangle\rangle - \langle\langle Si-O \rangle\rangle$), равное 0,125 \AA для К-п.ш. или 0,130 \AA для Na-п.ш. При этом предполагается, что в максимально разупорядоченном (высоком) санидине $t_{10} = t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,25$, а в максимально упорядоченном (низком) микроклине $t_{10} = 1,00$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$. Данная зависимость лежит в основе всех корреляций, предложенных Кролем и Риббе для диагностики щелочных полевых шпатов, в отличие от Стюарта и Райта [56], которые за крайние значения



Фиг. 66. Угловое положение диагностических рефлексов ($2\theta_{CuK\alpha_1}$) в зависимости от химического состава К,Na полевых шпатов серии высокой санидин-анальбит (HS-AA) (по Кролю и др. [8])
Цифры – индексы hkl , в скобках – интенсивность рефлексов в 100-бальной шкале. Si – положение эталона кремния



Фиг. 67. Угловое положение диагностических рефлексов ($2\theta_{CuK\alpha_1}$) в зависимости от химического состава К,Na полевых шпатов серии микроклин-альбит (LM-LA) (по Кролю и др. [8]); обозначения те же, что и на фиг. 66

“полевошпатового ромба” принимали максимальные (известные в то время) различия в параметрах крайних членов полевошпатовых серий.

Согласно Кролю и Риббе [55], по уточненным данным, в высокоом К-санидине ($t_1 0 = 0,275$): $a = 8,605$, $b = 13,031$, $c = 7,177$ Å, $c^* = 0,155023$ Å⁻¹; $\alpha = 90,00$, $\alpha^* = 90,00$, $\beta = 116,00$, $\gamma = 90,00$, $\gamma^* = 90,00^\circ$; $V = 723,32$ Å³; $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,960^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 46,955^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 41,547^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,864^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130-\bar{1}\bar{3}0) = 0,0$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131-\bar{1}\bar{3}1) = 0,0$; $\text{tr}[110] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = \text{tr}[1\bar{1}0] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,8079$ Å, $\Delta \text{tr} = 0,0$.

В максимальном микроклине ($t_1 0 = 1,0$): $a = 8,592$, $b = 12,963$, $c = 7,222$ Å, $c^* = 0,153997$ Å⁻¹; $\alpha = 90,62$, $\alpha^* = 90,44$, $\beta = 115,95$, $\gamma = 87,67$, $\gamma^* = 92,29^\circ$; $V = 722,65$ Å³; $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 20,992^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 47,049^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 41,813^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 50,522^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130-\bar{1}\bar{3}0) = 0,815^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131-\bar{1}\bar{3}1) = -0,807^\circ$; $\text{tr}[110] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,9202$ Å; $\text{tr}[1\bar{1}0] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,6290$ Å, $\Delta \text{tr} = 0,2912$.

В анальбите ($t_1 0 = 0,275$): $a = 8,156$, $b = 12,871$, $c = 7,108$ Å, $c^* = 0,157516$ Å⁻¹; $\alpha = 93,52$, $\alpha^* = 85,94$, $\beta = 116,44$, $\gamma = 90,26$, $\gamma^* = 87,96^\circ$; $V = 666,44$ Å³; $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 22,002^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 49,945^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 42,200^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 51,486^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130-\bar{1}\bar{3}0) = 0,761^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131-\bar{1}\bar{3}1) = 2,003^\circ$, $\text{tr}[110] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,6031$ Å; $\text{tr}[1\bar{1}0] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,6344$ Å, $\Delta \text{tr} = -0,0313$.

В низком альбите ($t_1 0 = 1,0$): $a = 8,135$, $b = 12,785$, $c = 7,158$ Å, $c^* = 0,156552$ Å⁻¹; $\alpha = 94,27$, $\alpha^* = 86,39$, $\beta = 116,60$, $\gamma = 87,68$, $\gamma^* = 90,46^\circ$; $V = 663,81$ Å³; $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01) = 22,059^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(400) = 50,125^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) = 42,510^\circ$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04) = 51,147^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130-\bar{1}\bar{3}0) = 0,172^\circ$, $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(131-\bar{1}\bar{3}1) = 1,100^\circ$, $\text{tr}[110] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 + 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,7145$ Å; $\text{tr}[1\bar{1}0] \equiv \frac{1}{2}(a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma)^{\frac{1}{2}} = 7,4366$ Å, $\Delta \text{tr} = 0,2779$.

В моноклинных К,Na-п.ш. $\Sigma t_1 \equiv 2t_1 = (1-2t_2)$. Для определения содержания Al в Т-позициях предлагаются уравнения регрессии $b-c^*$, $b-c$ и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)$:

$$2t_1 = \frac{b - 24,8095 + 74,9054c^*}{-3,3261 + 19,5102c^*}$$

или

$$2t_1 = \frac{2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) + 12,1814 - 1,04093 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}{0,6112 + 0,01592 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}$$

Эти уравнения точнее, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки b - c :

$$2t_1 = \frac{b + 5,1479 - 2,56437c}{2,7945 - 0,44621c}.$$

Переход к обратным параметрам может быть осуществлен по известным формулам кристаллографии: $c^* = ab \sin \gamma / V$; $\cos \alpha^* = (\cos \beta \cos \gamma - \cos \alpha) / \sin \beta \sin \gamma$, $\cos \gamma^* = (\cos \alpha \cos \beta - \cos \gamma) / \sin \alpha \sin \beta$.

В моноклинных К-п.ш. векторы $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_{10} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ и $T_{1m} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ [12, 57, 58], равны, и содержание Al в T(1) может быть рассчитано из уравнения

$$t_1 = 36,030 - 6,5690 \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] + 0,02147 V.$$

В триклинных К-п.ш. $\Sigma t_1 \equiv (t_{10} + t_{1m})$ и $\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m})$, откуда: $t_{10} = (\Sigma t_1 + \Delta t_1) / 2$, $t_{1m} = (\Sigma t_1 - \Delta t_1) / 2$, $t_{20} = t_{2m} = (1 - \Sigma t_1) / 2$. Для определения содержания Al в T-позициях предлагаются уравнения регрессии b - c^* , b - c и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)$, а также $\alpha^* - \gamma^*$:

$$\Sigma t_1 \equiv (t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 21,5398 + 53,8405c^*}{2,1567 - 15,8583c^*}$$

или

$$\Sigma t_1 = \frac{2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) + 8,3063 - 0,96459 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}{-6,5616 + 0,15724 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)}.$$

Эти уравнения также лучше, чем уравнение с прямыми параметрами ячейки b - c :

$$\Sigma t_1 \equiv (t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 1,6757 - 1,61388c}{-8,9210 + 1,18443c}.$$

График $\alpha^* - \gamma^*$ использовался еще в [59], и в виде уравнения

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\gamma^* - 44,778 - 0,50246\alpha^*}{6,646 - 0,05061\alpha^*}$$

эта зависимость оформлена в [60]. Можно использовать также уравнение регрессии с $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) \equiv 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{1}\bar{3}0)$ (структурно-чувствительный параметр) и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)$ (параметр, чувствительный к изменению состава) [55]:

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130)}{-2,700 + 0,08986 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}.$$

Поскольку величины векторов $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_{10} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ и $T_{1m} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ [12, 57, 58], различаются, для триклинных К-п.ш. могут использоваться следующие уравне-

ния регрессии:

$$t_{10} = \frac{\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] - 5,6954 - 3,0406 \cdot 10^{-3} V}{-0,67815 + 5,7439 \cdot 10^{-4} V}$$

и

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta(\text{tr}[110] - \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0])}{0,6457 - 0,4902 \cdot 10^{-3} V}$$

В триклинных Na-п.ш. принимается, что $t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$. Так же как и в триклинных K-п.ш., $\Sigma t_1 \equiv (t_{10} + t_{1m})$, $\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m})$. Отсюда $t_{10} = (\Sigma t_1 + \Delta t_1)/2$, $t_{1m} = (\Sigma t_1 - \Delta t_1)/2$ или $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = (1 - t_{10})/3$. Для определения содержания Al в Т-позициях используются те же уравнения регрессии $b-c$, $b-c^*$, $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(060) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}04)$ и $\alpha^* - \gamma'$ с прямыми и обратными параметрами, что и для триклинных K-п.ш. Для Na-п.ш. можно также использовать уравнение регрессии с $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) \equiv 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) - 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{1}\bar{3}0)$ (структурно-чувствительный параметр) и $2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)$ (параметр, чувствительный к изменению состава) [55], но оно имеет другой вид:

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(130) + 25,606 - 1,1985 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}{7,0791 - 0,36583 2\theta_{\text{CuK}\alpha_1}(\bar{2}01)}$$

Для обогащенных натрием полевых шпатов эффект Si/Al-упорядочения/разупорядочения может быть оценен также по величине векторов $\text{tr}[110]$ и $\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]$, в направлении которых чередуются тетраэдры $T_{10} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ и $T_{1m} \rightarrow T_{20} \rightarrow T_{2m}$ [12, 57, 58]:

$$t_{10} = \frac{\text{tr}[\bar{1}\bar{1}0] - 5,3327 - 3,5620 \cdot 10^{-3} V}{0,18238 - 6,6729 \cdot 10^{-4} V}$$

и

$$\Delta t_1 \equiv (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\Delta(\text{tr}[110] - \text{tr}[\bar{1}\bar{1}0]) + 0,8393 - 0,1213 \cdot 10^{-2} V}{0,4579 - 0,2196 \cdot 10^{-3} V}$$

Повед. при нагрев. Температура плавления альбита 1118 °С, чистый K-п.ш. плавится инконгруэнтно с образованием лейцита и богатого SiO₂ расплава при 1150 ± 20 °С. В сухих условиях минимум плавления K,Na-п.ш. при 1063 ± 3 °С для состава $Or_{36-37}Ab_{64-63}$; состав $Or_{50}Ab_{50}$ плавится инконгруэнтно с образованием Na-лейцита и богатого SiO₂ расплава при 1078 ± 3 °С [61]. При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ кг/см² (1961 бар) $T_{\text{пл}}$ альбита понижается до 840 °С, минимальная $T_{\text{пл}}$ K,Na-п.ш. 770 °С для состава $Or_{30}Ab_{70}$ [62]. При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$ бар $T_{\text{пл}}$ альбита снижается до 748 °С, K-п.ш. плавится без разложения при 876 °С, минимальная $T_{\text{пл}}$ K,Na-п.ш. 695 °С для состава $Or_{30}Ab_{70}$ [63, 64].

Находж. Гомогенные K,Na-п.ш. неупорядоченных серий санидин-мональбит и санидин-высокий альбит характерны для быстро охлажденных вулканогенных и гипабиссальных образований (см. "Калиево-натриевые санидины", "Натриевые санидины", "Анортоклазы"). При медленном охлаждении они распадаются с образованием пертитов (см. "Пертиты"). Гомогенные K,Na-п.ш. упорядоченной серии низкий альбит-микроклин в природе не су-

ществуют, их состав, структура и свойства исследованы для искусственных аналогов. Согласно [65], в вулканитах и гипабиссальных образованиях распространены гомогенные неупорядоченные K,Na-п.ш. двух групп: K- и K,Na-санидины состава $Ab_{14-41}Or_{86-59}$ и Na-санидины и анортоклазы состава $Ab_{51-90}Or_{49-10}$, между которыми в области K,Na-санидинов наблюдается разрыв для составов $Ab_{51-41}Or_{49-59}$. Авторы этой работы предполагают, что разрыв связан с путями кристаллизации в системе $Ab-Or-An$ [66], в которой существует температурное понижение между Na- и K-п.ш. при 650–700° (однако на диаграмме в [66] это понижение заметно сдвинуто в более натриевую область). Согласно Смигу (Smith, 1974), санидин-анортоклазы распадаются преимущественно в области составов $Ab_{40-80}Or_{60-20}$, которая соответствует разрыву смешиваемости для когерентной спинодали, и подтверждается, что гомогенные полевые шпаты отсутствуют в области составов $Ab_{50,6-40,8}Or_{49,4-59,2}$, т.е. в той части субспинодали, которая обогащена калием. Это можно объяснить тем, что диффузия Na в структуре K-п.ш., как более просторной, является более быстрой.

K,Na-п.ш. промежуточного состава никогда не кристаллизуются в более низкотемпературных условиях и тем более в гидротермах и аутигенных образованиях.

Искусств. K,Na-п.ш. высокотемпературной неупорядоченной серии санидин-анальбит синтезированы из стекол, приготовленных Шейером в Геофизической лаборатории Института Карнеги, США, при 800°, $P_{H_2O} = 1$ кбар за 5–7 сут [2], а также из дегидратированных гелей при $800 \pm 10^\circ$ и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар с контролем состава полученных продуктов методом атомной абсорбции [3]. Ховисом [5] сначала отжигом альбита “Амелия” при 1052°, $P = 1$ атм за 710 ч был получен альбит, затем из альбита путем ионного обмена в расплаве KCl при 817–825° за 25–38 ч – санидин, а затем уже – промежуточные члены ряда гомогенизацией смесей из полученных санидина и альбита при 940° за 153–155 ч.

Полевые шпаты низкотемпературной неупорядоченной серии микроклин-альбит синтезированы гомогенизацией при 900° за 48 ч крайних членов состава $Or_{99,8}Ab_{0,3}An_{0,2}$ и $Ab_{98,2}Or_{1,0}An_{0,2}$, полученных в результате ионообменного замещения исходного микроклина из пегматита Хуго, шт. Южная Дакота, США, состава $Or_{85,7}Ab_{11,6}An_{0,2}$ (мас. %), содержащего 2,4% $RbAlSi_3O_8$, ($\Delta\rho = 0,94$) с расплавом NaCl при 900° за 48 ч (альбит), а затем полученного альбита с расплавом KCl при 900 °C за 48 ч (микроклин) [2]. Ховисом и Пекинсом [6] они получены гомогенизацией при $935 \pm 15^\circ$ за 150 ч смесей микроклина из Амелии, шт. Виргиния, США, с альбитом, полученным из микроклина ионообменным замещением в расплаве NaCl.

Кролем с соавт. [8] показано, однако, что продукты ионного обмена с солями NaCl и KCl оказываются с неодинаковыми параметрами ячейки и отличаются от природных эквивалентов. Угол γ в Na-замещенном микроклине на 0,06° больше, чем в природном альбите, причем при последующем K-обмене он восстанавливал первоначальное значение. Поэтому в работе [8] от ионного обмена с NaCl отказались. Члены серии микроклин-альбит были синтезированы из смесей природного альбита из Казадеро, шт. Калифорния, США, $Or_{0,2}Ab_{99,7}An_{0,1}$ и микроклина из Прилепа, Македония, $Or_{99,8}Ab_{0,1}An_{0,1}$, подвергнутого ионообменному замещению в KCl ($F_{sp} : KCl = 1 : 50$) при 850°, 5 ч (для избавления от 9 мол. % пертитового альбита). Смесей прессовались в таблички (при давлении 1 кбар) и гомогенизировались сухим отжигом при 800–1000°, 40–80 ч. Утверждается, что распределение Si и Al в T-позициях во всех членах серии соответствует: $t_0 = 1,00$,

$t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,00$. Для синтеза членов серии высокий санидин-анальбит проведен сухой отжиг дробленых осколков (1–5 мм) альбита из Казадеро при 1090° , 110 сут, до получения анальбита; контроль за полнотой превращения осуществлялся по графику $\cos^2 \alpha^* / T$ [67, 68]. Санидин получен из анальбита путем ионного замещения в расплаве KCl, а промежуточные члены ряда – гомогенизацией смесей полученного анальбита и санидина при 1000° за 2 сут. Принимается, что распределение Si и Al в Т-позициях во всех членах серии: $t_{10} = t_{1m} = 0,28$, $t_{20} = t_{2m} = 0,22$.

Эксперим. Сечение $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8$ в системе $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2$ исследовалось Шерером [61]. Показано, что минимум на кривых ликвидуса и солидуса в сухой системе приходится на $1063 \pm 3^\circ$ при составе $Or_{35}Ab_{65}$ (мас.%) ($Or_{33,7}Ab_{66,3}$ – мол.%), а все составы, содержащие более 49 мас.% Or (47,5 мол.%), плавятся инконгруэнтно с образованием лейцита Боуэн и Таттл [49] установили, что ряд $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8$ является непрерывным, а введение в систему воды снижает температуру минимума на кривых ликвидуса и солидуса на 220° при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар и еще на 73° при увеличении давления воды до 2000 кг/см² (1961 бар); при этом поле лейцита резко сокращается. При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$ бар поле лейцита исчезает полностью [63, 64].

Введение воды не оказывает влияния на кривую сольвуса. По Боуэну и Таттлу [49], при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар критическая точка сольвуса соответствует температуре $660 \pm 10^\circ\text{C}$ и составу $Or_{45}Ab_{55}$ (мас.%) ($Or_{43,5}Ab_{56,5}$ – мол.%). Асимметричная форма кривой сольвуса при этом указывает на существенно меньшую растворимость К-компонента в Na-фазе, чем Na-компонента в К-фазе при температурах ниже 500° . По Йодеру с соавт. [64], изучившим систему $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$ бар, критическая точка сольвуса имеет более высокую температуру – 715°C , но тот же самый состав – $Or_{45}Ab_{55}$ (мас.%) (полевошпатовый расплав при этом был существенно насыщен водой – до 11 мас.% H_2O). Возрастание температуры критической точки сольвуса при этом вызвано возрастанием общего давления, а не влиянием воды, и, по оценке Йодера с соавт., соответствует $14^\circ/1000$ бар [64] (детальнее о форме сольвуса см. “Пертиты”). По уточненным данным, приведенные закономерности относятся только к К,Na-п.ш. с небольшим содержанием $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (см. “Тройные полевые шпаты”).

Геотермометры. Возможность создания геологических термометров и барометров на основе закона распределения компонентов между сосуществующими минеральными фазами и расплавом (раствором) рассмотрена Фридманом [69] и Рамбергом [70]. Первый такой геотермометр на основе распределения альбитового компонента между сосуществующими К,Na-п.ш. и плагиоклазом (двуполевошпатовый геотермометр) предложен и затем модернизирован Бартом [71–73], который, однако, полагал, что коэффициент распределения $\bar{K}^{Ab} = (X_{Ab})^{F_{sp}} / (X_{Ab})^{Pl} = \text{const}$ при каждой данной температуре и не зависит от давления и состава полевых шпатов. Однако полевошпатовые твердые растворы не являются идеальными (о чем свидетельствует их фазовый распад), и плагиоклаз всегда обогащен Na относительно К,Na-п.ш., хотя Орвилем [74] и предполагалось, что твердый раствор плагиоклаза при высокой температуре (700°C , 2 кбар) является идеальным в интервале составов $Ab_{45\text{--}100}$ (т.е. в рабочей области геотермометра). Распределение Ab между фазами лучше описывается выражением

$$K_D^{Ab} = (X_{Ab} / (1 - X_{Ab}))^{Pl} ((1 - X_{Ab}) / X_{Ab})^{F_{sp}}.$$

Когда в результате экспериментальных исследований выяснилось, что K_D^{Ab} зависит и от состава фаз [75–78] и от давления [79], Перчук и Рябчиков [80–85] модернизировали геотермометр Барта с учетом содержания Са-составляющей и давления, рассчитав две изобарические диаграммы для $P = 1 \cdot 10^8$ Па и $P = 1 \cdot 10^9$ Па в интервале 400–1200 °С.

Двуполевошпатовый геотермометр широко использовался в практике изучения гранитоидов и метаморфических толщ [86–96]. При этом в него были внесены дополнительные поправки. Дунхамом [88] показано, что геотермометр Барта не учитывает влияния других компонентов в составе полевых шпатов и в расплаве, в частности активностей [K], [Ca], [Al] и [Si], и предложил следующую константу равновесия:

$$K_{(P,T)} \left\{ \frac{[Ab]^{F_{sp}} [Ab]^{Pl}}{[Ab]^{Pl} [Ab]^{F_{sp}}} \right\} \text{ тв. фаза } \left\{ \frac{[K][Si]}{[Ca][Al]} \right\} \text{ расплав.}$$

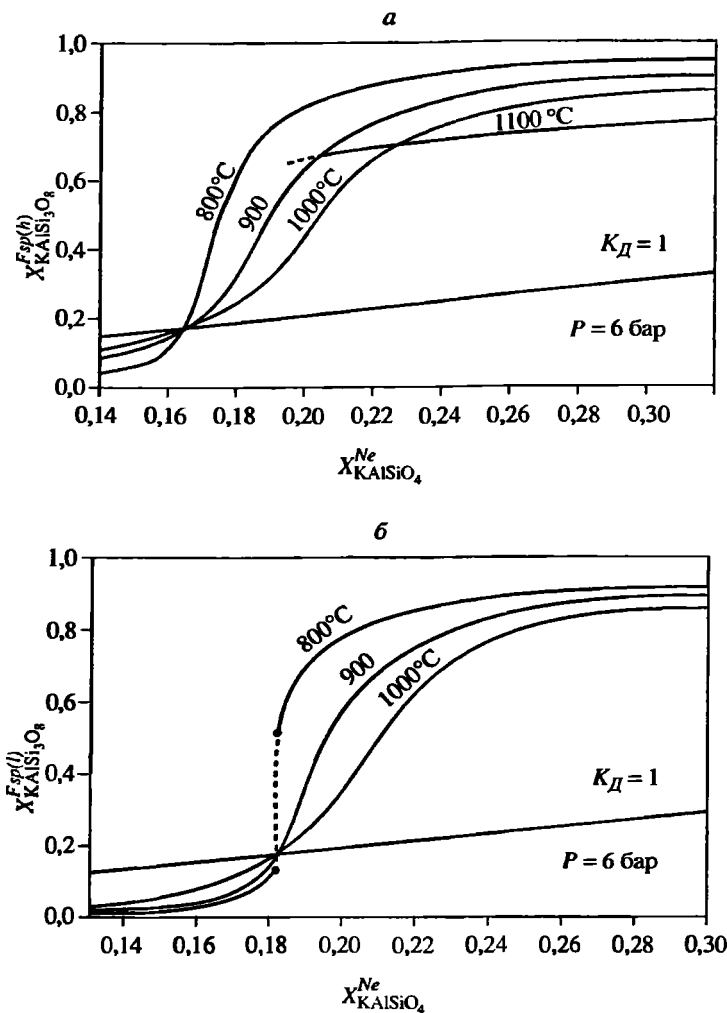
Стормером [90] для расчета двуполевошпатового геотермометра использовалось предположение Орвиля [74] об идеальности плагиоклазовых твердых растворов (коэффициент активности $(\gamma_{Ab})^{Pl}$ близок к единице) и параметры Маргулеса, вычисленные Томпсоном и Вальдбаумом [39, 97–99] на основе экспериментальных данных Орвиля [51]. Выведенное им аналитическое уравнение имеет следующий вид:

$$T(K) = \frac{(6326,7 - 9963,2X_{F_{sp}} + 943,3X_{F_{sp}}^2 + 2690,2X_{F_{sp}}^3 + (0,0925 - 0,1458X_{F_{sp}} + 0,0141X_{F_{sp}}^2 + 0,0392X_{F_{sp}}^3)P)}{(-1,9872 \ln X_{F_{sp}} / X_{Pl} + 4,6321 - 10,815X_{F_{sp}} + 7,7345X_{F_{sp}}^2 - 1,5512X_{F_{sp}}^3)}$$

где $X_{F_{sp}}$ и X_{Pl} – мольная доля альбитовой составляющей в К,Na-п.ш. и плагиоклазе соответственно. На основе данного уравнения Стормером рассчитаны четыре изобарические диаграммы для 1, 2, 5 и 10 кбар в интервале 400–1200 °С. Согласно [23], эти диаграммы применимы только для высокотемпературных плагиоклазов и неприменимы для низкотемпературных плагиоклазов из-за допущения об их идеальности. Поправки, сделанные Уитнейем и Стормером [93], включившими экспериментальные данные Бачинского и Мюллера [100] для микроклина, не сняли этой проблемы.

Пауллы [95] модифицировали геотермометр Стормера [90], включив в рассмотрение Са-компонент в К,Na-п.ш., и показали, что температура с учетом полного состава К,Na,Са-п.ш. может быть снижена почти на 200 °С. Модель идеального плагиоклаза при этом осталась неизменной, хотя более поздние эксперименты Орвиля с плагиоклазами в хлоридных растворах при 700 °С [101] показывают более высокие положительные свободные энергии смешения, чем можно ожидать для идеальной смеси, а для низкотемпературных плагиоклазов такое допущение приведет к значительной ошибке.

Хазелтоном с соавт. [23] дается новое выражение для двуполевошпатового геотермометра, основанное на полученных ими термодинамических данных для К,Na-п.ш. и калориметрических измерениях для высокотемпературных плагиоклазов Ньютона с соавт. [102]. Для расчета активностей $NaAlSi_3O_8$ в К,Na-п.ш. взяты следующие параметры Маргулеса: $W_{Ab}^H = 18,81$ кДж/моль и $W_{Or}^H = 27,32$ кДж/моль для энтальпии,



Фиг. 68. Нефелин-полевошпатовый геотермометр на основе фазовых равновесий между нефелином и K,Na полевыми шпатами в безводных хлоридных расплавах при 6 бар (по Зырянову и др. [109])

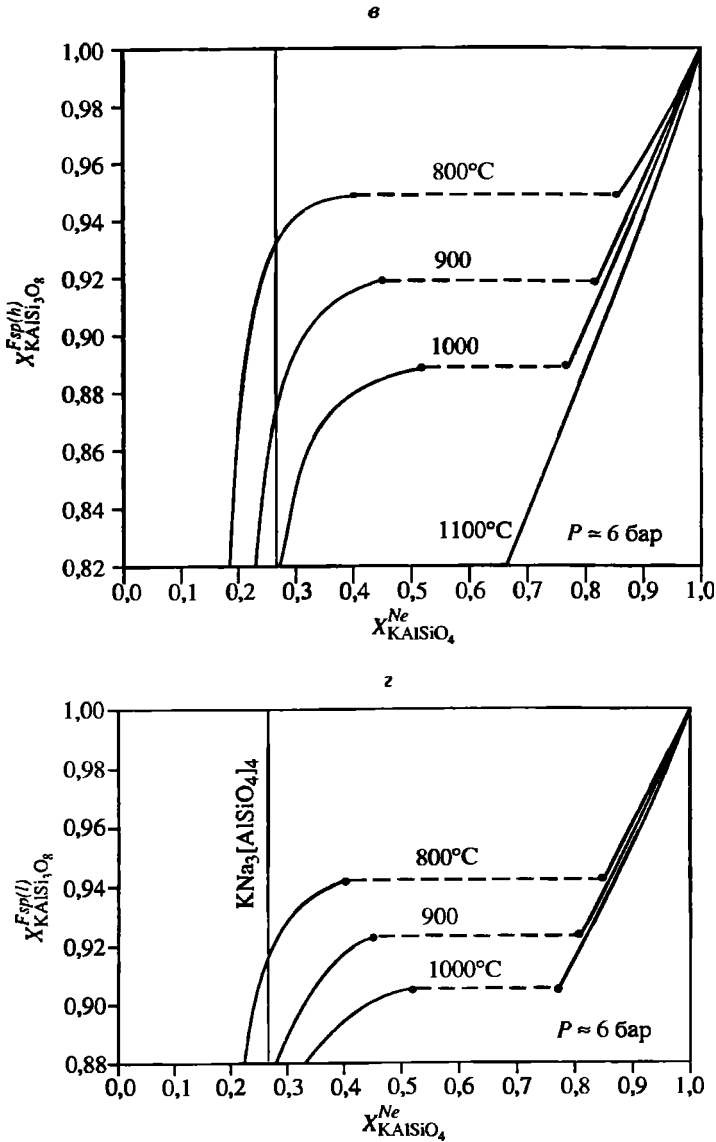
a – для неупорядоченного полевого шпата (в области составов нефелина $X_{KAlSi_3O_4} < 0,3$); *b* – для упорядоченного полевого шпата (в области составов нефелина $X_{KAlSi_3O_4} < 0,3$);

$W^S = 10,3$ Дж/моль · К – для энтропии и $W^V = 0,364$ Дж/бар – для объема. Аналитическое уравнение имеет следующий вид:

$$T(K) = \frac{(X_{Or}^{Fsp})^2(18810 + 17030X_{Ab}^{Fsp} + 0,364P) - (X_{An}^{Pl})^2(28230 - 39520X_{Ab}^{Pl})}{10,3(X_{Or}^{Fsp})^2 + 8,3143 \ln\{(X_{Ab}^{Pl})^2(2 - X_{Ab}^{Pl}) / X_{Ab}^{Fsp}\}},$$

где X – мольные доли компонентов в тройной полевошпатовой системе, температура – в град.К и давление – в бар. Вычисленные по этому уравнению температуры оказываются выше вычисленных ранее, особенно в области наиболее высоких значений.

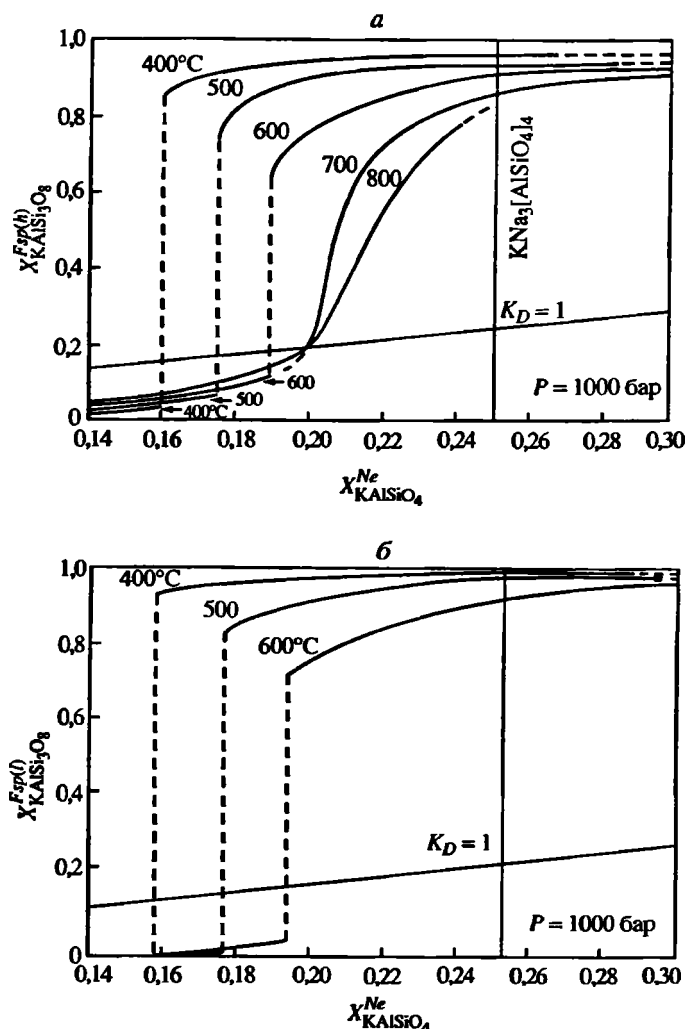
Данное выражение модернизировано Прайсом [103]. При этом активности конечных членов в твердом растворе рассмотрены с позиции статисти-



Фиг. 68 (окончание)

в – для неупорядоченного полевого шпата (в области составов $X_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} > 0,83$); г – для упорядоченного полевого шпата (в области составов $X_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} > 0,83$); X – мольная доля калиевого компонента в полевоом шпате и нефелине; $F_{\text{sp}}(h)$ – высокотемпературный, неупорядоченный, $F_{\text{sp}}(l)$ – низкотемпературный, упорядоченный; $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$ – положение на диаграмме стехиометричного состава идеального нефелина

ческой термодинамики через конфигурационную энтропию и мольные доли атомов в структурных позициях. В логарифмическую часть уравнения Хазелтона введены мольные доли $X_{\text{Na}}^0 \text{Pl}$, $X_{\text{Al}}^{T(1) \text{Pl}}$, $X_{\text{Si}}^{T(1) \text{Pl}}$ и $(X_{\text{Si}}^{T(1) \text{Pl}})^2$ – для плагиоклаза и $X_{\text{Na}}^0 \text{Fsp}$, $X_{\text{Al}}^{T(1) \text{Fsp}}$, $X_{\text{Si}}^{T(1) \text{Fsp}}$ и $(X_{\text{Si}}^{T(2) \text{Fsp}})^2$ для K,Na-п.ш. Аналогичным образом вводятся позиционные мольные доли Sr, Ba, Fe^{3+} .

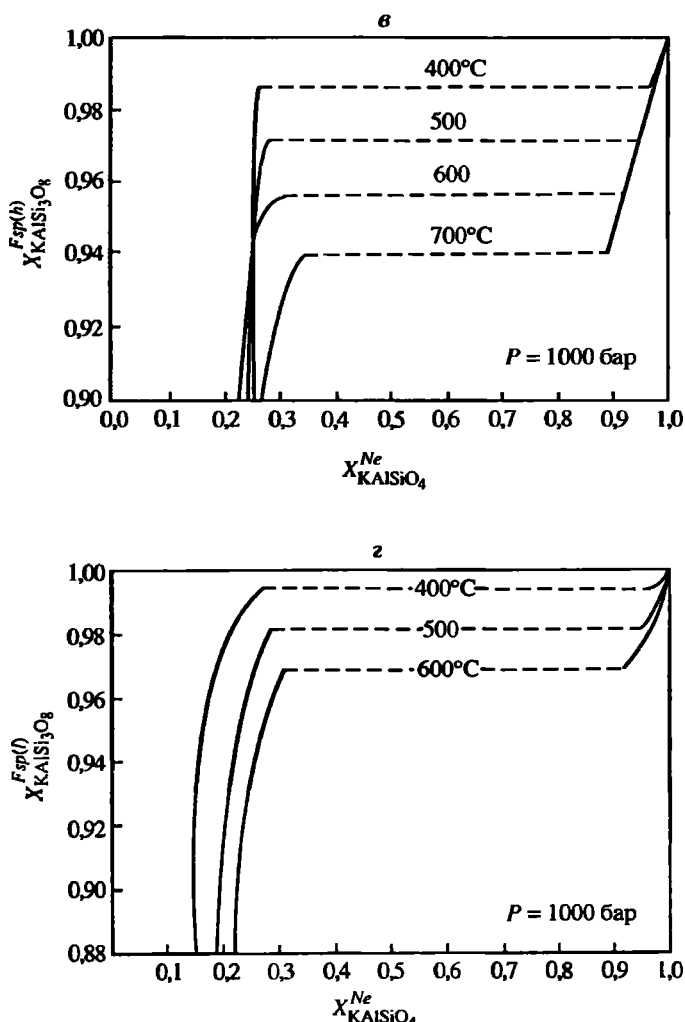


Фиг. 69. Нефелин-полевошпатовый геотермометр на основе фазовых равновесий между нефелином и K,Na полевыми шпатами в безводных хлоридных расплавах при 6 бар (по Зырянову и др. [109])

a – для неупорядоченного полевого шпата (в области составов нефелина $X_{KAlSiO_4} < 0,3$); *б* – для упорядоченного полевого шпата (в области составов нефелина $X_{KAlSiO_4} < 0,3$);

При низком содержании микропримесей и высокой Si/Al-упорядоченности можно использовать следующее уравнение с миналами, но при этом они должны быть нормированы как $X_{Ab} + X_{Or} + X_{An} = 1$:

$$T(K) = \frac{(X_{Or}^{Fsp})^2 (18810 + 17030 X_{Ab}^{Fsp} + 0,364P) - (X_{An}^{Pl})^2 (28230 - 39520 X_{Ab}^{Pl})}{10,3 (X_{Or}^{Fsp})^2 + 8,3143 \ln \left\{ \frac{(X_{Ab}^{Pl})(2 - X_{Ab}^{Pl} - X_{Or}^{Pl})(X_{Ab}^{Pl} + X_{Or}^{Pl})}{(X_{Ab}^{Fsp})(2 - X_{Ab}^{Fsp} - X_{Or}^{Fsp})(X_{Ab}^{Fsp} + X_{Or}^{Fsp})} \right\}}$$



Фиг. 69 (окончание)

v — для неупорядоченного полевого шпата (в области составов $X_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} > 0,83$); z — для упорядоченного полевого шпата (в области составов $X_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} > 0,83$); остальные обозначения те же, что и на фиг. 68

Данное уравнение позволяет оценивать температуру с точностью $\pm 50^\circ\text{C}$ в интервале $650\text{--}900^\circ\text{C}$ для сосуществующих пар плагиоклаза и К,Na-п.ш. с $0,15 < X_{\text{Ab}}^{F_{sp}} < 0,50$.

Применение двуполевошпатового геотермометра возможно, естественно, только для *равновесных* пар К,Na-п.ш. и плагиоклаза, и при медленной скорости кристаллизации К,Na-п.ш. может оказаться уже неравновесным с тем расплавом, из которого кристаллизовался плагиоклаз. В этом случае рассчитанная температура будет завышена.

В щелочных породах без плагиоклаза применяется *нефелин-полевошпатовый геотермометр*. Используя экспериментальные данные [2, 104], Перчук рассчитал изотермы распределения щелочей между К,Na-п.ш. и нефелином [105–108], а экспериментальные исследования систем К,Na-п.ш.—

водно-солевой раствор, K,Na-п.ш. – щелочно-галоидный расплав, нефелин – водно-солевой раствор, нефелин–щелочно-галоидный расплав, а также прямых фазовых соответствий в системе K,Na-п.ш.–нефелин, выполненные Зыряновым [109, 110], позволили создать нефелин-полевошпатовый геотермометр (фиг. 68, 69), учитывающий структурное состояние полевого шпата. Практическое использование этого геотермометра для термометрии щелочных пород продемонстрировано в [110–112]. К сожалению, анализу подвергались не всегда равновесные пары. Так, в работе [111] для нефелиновых сиенитов Хибин получены очень низкие температуры образования – 380–450 °С. При этом состав нефелина сопоставлялся с составом К-фазы пертитов. Очевидно, что эти цифры отражают минимальные температуры существования данных парагенезисов, фиксируя установившиеся в них равновесные фазовые соответствия между нефелином и продуктами распада в полевом шпате при последующем охлаждении, т.е. это температуры посткристаллизационных превращений в нефелиновых сиенитах. Если для анализа использовать не состав К-фазы, а суммарный состав пертита, то нефелин-полевошпатовый геотермометр дает для них значения порядка 800–1000 °С [112].

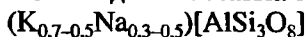
Литература

1. Donnay G., Donnay J.D.H. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 115–132.
2. Orville P.M. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 55–86. Correction: P. 346–347.
3. Luth W.C., Querol-Sune F. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 25–40.
4. Waldbaum D.R., Robie R.A. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134. H. 3/4. S. 381–420.
5. Hovis G.L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 672–679.
6. Hovis G.L., Peckins F. // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. Vol. 66. P. 345–349.
7. Чичагов А.В., Сипавина Л.В. Рентгенометрические параметры твердых растворов: Справочник. М.: Наука, 1982. 171 с.
8. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
9. Smith J.V. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 232. P. 47–68.
10. Zhang M., Wruck B., Graeme Barber A. et al. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 92–104.
11. Hovis G.L. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 7/8. P. 770–778.
12. Kroll H., Bambauer H.-U., Schirmer U. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 11/12. P. 1192–1211.
13. Harlow G.E. // Ibid. 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 975–996.
14. Harrison R.J., Salje E.K.H. // Phys. and Chem. Miner. 1994. Vol. 21, N 5. P. 325–329.
15. Salje E.K.H. // Ibid. 1986. Vol. 13, N 5. P. 340–346.
16. Bratkovsky A.M., Marais S.C., Heine V., Salje E.K.H. // J. Phys. Condens. Matter. 1994. Vol. 6. P. 3679–3696.
17. Salje E.K.H. // Acta Crystallogr. A. 1991. Vol. A-47. P. 453–469.
18. Salje E.K.H. // Phys. Rep. 1992. N 215(2). P. 49–99.
19. Salje E.K.H. // Ber. Bunsen-Ges. phys. Chem. 1992. Bd. 96, N 11. S. 1518–1541.
20. Salje E.K.H. // Phase Transitions. 1992. N 37. P. 83–110.
21. Salje E.K.H. // Feldspars and their reactions / Ed. I. Parsons. Dordrecht: Kluwer. 1994. P. 103–160.
22. Tsatskis I., Salje E.K.H., Heine V. // J. Phys. Condens. Matter. 1994. Vol. 6. P. 11027–11034.
23. Haselton H.T., Jr., Hovis G.L., Hemingway B.S., Robie R.A. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 3/4. P. 398–413.
24. Bratkovsky A.M., Salje E.K.H., Marais S.C., Heine V. // Phase Transitions. 1994. N 48. P. 1–13.
25. Putnis A., Salje E.K.H. // Ibid. P. 85–105.
26. Bratkovsky A.M., Salje E.K.H., Heine V. // Ibid. N 52. P. 77–83.
27. Salje E.K.H. // J. Phys. Condens. Matter. 1993. Vol. 5. P. 4775–4784.
28. Salje E.K.H., Bismayer U. // Phase Transitions. 1997. N 63. P. 1–75.
29. Salje E.K.H., Güttler B., Ormerod C. // Phys. and Chem. Miner. 1989. Vol. 16, N 6. P. 576–581.
30. Harris M.J., Salje E., Güttler B., Carpenter M.A. // Ibid. P. 649–658.
31. Henderson C.M.B. // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 70. P. 71–79.
32. Salje E.K.H. // Phys. and Chem. Miner. 1985. Vol. 12, N 1. P. 93–98.
33. Downs R.T., Gibbs G.V., Bartelmehs K.L., Boisen M.B. // Amer. Miner. 1992. Vol. 77, N 7/8. P. 751–757.

34. Prewitt C.T., Sueno S., Papike J.J. // *Ibid.* 1976. Vol. 61, N 11/12. P. 1213–1225.
35. Winter J.K., Ghose S., Okamura F.P. // *Ibid.* 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 921–931.
36. Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S. // *Ibid.* 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
37. Phillips B.L., Kirkpatrick R.J., Hovis G.L. // *Phys. and Chem. Miner.* 1988. Vol. 16, N 3. P. 262–275.
38. Barth T.F.W. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1967. Bd. 47, N 1. S. 121–127.
39. Thompson J.B., Jr. // *Researches in geochemistry* / Ed. P.H. Abelson. N.Y.; L.; Sidney: Wiley, 1967. Vol. 2. P. 340–361.
40. Waldbaum D.R., Thompson J.B., Jr. // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 2000–2017.
41. Newton R.C., Wood B.J. // *Ibid.* 1980. Vol. 65, N 7/8. P. 733–745.
42. Von Steinwehr H.E. // *Ztschr. Kristallogr.* 1967. Bd. 125, H. 5/6. S. 360–376.
43. Thompson J.B., Jr., Hovis G.L. // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 57–65.
44. Hovis G.L. // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, N 4. P. 731–763.
45. Hovis G.L., Delbove F., Bose M.R. // *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76, N 9/10. P. 913–927.
46. Delbove F. // *Ibid.* 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 972–984.
47. Su S.-C., Ribbe P.H., Bloss F.D., Warner J.K. // *Ibid.* 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1393–1398.
48. Su S.-C., Ribbe P.H., Bloss F.D. // *Ibid.* P. 1285–1296.
49. Bowen N.L., Tuttle O.F. // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 5. P. 489–511.
50. Orville P.M. // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71. P. 1939–1940.
51. Orville P.M. // *Amer. J. Sci.* 1963. Vol. 261, N 3. P. 201–237.
52. Goldsmith J.R., Laves F. // *Cursillosoy Conf. Inst. "Lucas Mallada"*. 1961. Fasc. 8. P. 81–96.
53. MacKenzie W.S. // *Miner. Mag.* 1954. Vol. 30, N 225. P. 543–566.
54. Goldsmith J.R., Laves F. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1954. Vol. 5, N 1. P. 1–19.
55. Kroll H., Ribbe P.H. // *Amer. Miner.* 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 491–506.
56. Stewart D.B., Wright T.L. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 356–377.
57. Kroll H. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1971. Bd. 112, H. 1. S. 91–94.
58. Kroll H. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 39, N 2. P. 141–156.
59. MacKenzie W.S., Smith J.V. // *Amer. Miner.* 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 707–732.
60. Stewart D.B., Ribbe P.H. // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267-A. P. 444–462.
61. Schairer J.F. // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 5. P. 512–517.
62. Tuttle O.F., Bowen N.L. // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. N 74. P. 1–153.
63. Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R. // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1956. Vol. 55. P. 190–194.
64. Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R. // *Ibid.* 1957. Vol. 56. P. 206–214.
65. Dowsett F.R., Ewing R.C. // *Canad. Miner.* 1980. Vol. 18, N 1. P. 71–72.
66. Carmichael I.S.E. // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1963. Vol. 119. P. 95–131.
67. Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R., Hovis G.L. // *The feldspars* / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 218–248.
68. Kroll H. // *Feldspars and feldspathoids* / Ed. W.L. Brown. Dordrecht: Reidel, 1984. P. 163–205.
69. Friedman I.I. // *J. Geol.* 1949. Vol. 57, N 6. P. 618–619.
70. Ramberg H. // *Ibid.* N 1. P. 18–54.
71. Barth T.F.W. // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1951. Bd. 82, N 1/2. S. 143–154.
72. Barth T.F.W. // *Norsk. geol. tidsskr.* 1962. Bd. 42: Feldspar volume, h. 2. S. 330–339.
73. Barth T.F.W. // *Lithos.* 1968. Vol. 1, N 4. P. 305–306.
74. Orville P.M. // *Norsk. geol. tidsskr.* 1962. Bd. 42: Feldspar volume, h. 2. S. 340–346.
75. Iiyama J.T., Wyart I., Sabatier G. // *C. r. Acad. sci.* 1963. Vol. 256. P. 5016–5020.
76. Iiyama J.T. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1965. Vol. 88, N 4. P. 618–622.
77. Iiyama J.T. // *Ibid.* 1966. Vol. 89, N 4. P. 442–454.
78. Delbove F. // *Ibid.* 1971. Vol. 94, N 5/6. P. 456–466.
79. Seck H.A. // *Fortschr. Miner.* 1972. Bd. 49. S. 31–49.
80. Рябчиков И.Д. // *Докл. АН СССР.* 1965. Т. 166, № 3. С. 672–675.
81. Рябчиков И.Д. // *Минералогическая термометрия и барометрия.* М.: Наука, 1965. С. 49–60.
82. Перчук Л.Л., Андрианова З.С. // *Теоретические и экспериментальные исследования минеральных равновесий.* М.: Наука, 1968. С. 37–72.
83. Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9, N 1. P. 123–167.
84. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. // *Фазовое соответствие в минеральных системах.* М.: Недра, 1976. 287 с.
85. Перчук Л.Л., Александров А.Л. // *Современные методики петрологических исследований.* М.: Наука, 1976. С. 5–10.
86. Барт Т.Ф. // *Измерение палеотемператур гранитных пород.* М.: Изд-во АН СССР, 1962. 16 с. (IV чтение памяти В.И.Вернадского).
87. Давиденко И.В. // *Минералогическая термометрия и барометрия.* М.: Наука, 1968. Т. 2. С. 113–118.

88. Dunham A.Ch. // An. Acad. brasil. ciênc. 1971. Vol. 43, N 3/4. P. 627–631.
89. Феруманер Г.Б. // Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 98–101.
90. Stormer J.C., Jr. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 667–674.
91. Whitney J.A., Stormer J.C., Jr. // Ibid. 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 751–761.
92. Stormer J.C., Jr., Whitney J.A. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 65, N 2. P. 123–133.
93. Whitney J.A., Stormer J.C., Jr. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 687–691.
94. Whitney J.A., Stormer J.C., Jr. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 63, N 1. P. 51–54.
95. Powel M., Powell R. // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 318. P. 253–256.
96. Дубровский М.И. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1175–1178.
97. Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 1965–1999.
98. Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 5/6. P. 811–838.
99. Waldbaum D.R., Thompson J.B., Jr. // Ibid. N 9/10. P. 1274–1298.
100. Bachinski S.W., Müller G. // J. Petrol. 1971. Vol. 12, N 2. P. 329–356.
101. Orville P.M. // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272, N 3. P. 234–272.
102. Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. P. 933–941.
103. Price J.G. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 7/8. P. 696–701.
104. Debron G. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1965. Vol. 88, N 1. P. 69–96.
105. Перчук Л.Л. // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161, № 4. С. 932–935.
106. Перчук Л.Л. // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 53–95.
107. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
108. Перчук Л.Л. // Геохимия. 1971. № 7. С. 883–890.
109. Zyrjanov V.N., Perchuk L.L., Podlesskii K.K. // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 1. P. 1–44.
110. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатов. М.: Наука, 1981. 219 с.
111. Зырянов В.Н., Козырева Л.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 35–46.
112. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

Калиево-натриевые санидины Potassian-sodium sanidines



К калиево-натриевым санидинам относятся гомогенные моноклинные K_xNa_{1-x} -п.ш. состава $Or_{70-50}Ab_{30-50}$ с содержанием Al в позиции T_1 менее 0,75. Поскольку структурное состояние K_xNa_{1-x} -п.ш. во многих случаях неизвестно, здесь рассматриваются оптически гомогенные полевые шпаты данного состава, которые при более детальном исследовании могут оказаться криптопертитами с более упорядоченными фазами распада.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. Параметры ячейки для гомогенных разностей см. “Калиевые полевые шпаты”. Большинство K_xNa_{1-x} -санидинов являются в той или иной степени распавшимися на K- и Na-фазы и должны рассматриваться в разделе “Пертиты”. Однако K-фаза по структурному состоянию часто соответствует высокому или низкому санидину и характеризуется высоким содержанием изоморфного Na-компонента, что позволяет рассматривать такие K_xNa_{1-x} -п.ш. как санидины. Na-фаза – более чистая и представлена триклинным альбитом. Параметры ячейки сосуществующих фаз обычно искажены из-за напряжений, возникающих в результате сопряжения моноклинных и триклинных субъячеек в едином полевошпатовом блок-кристалле (см. “Пертиты”) и требуют соответствующей коррекции.

Параметры ячейки для природных образцов K_xNa_{1-x} -санидинов с уточненной кристаллической структурой:

Состав	a_0	b_0	c_0	β	V	Ссылка
$Or_{51}Ab_{48}An_1$	8,558(1)	12,997(1)	7,179(1)	116,07(1)	717,3	[1]
$Or_{62}Ab_{36}An_1$	8,542(1)	12,985(2)	7,167(1)	116,05(8)	712,6	[2]
То же*	8,528(5)	13,021(1)	7,176(1)	116,00(1)	716,2	[2]

* Вычисленные по [3].

Кристаллическая структура уточнена для полевых шпатов с суммарным составом, соответствующим K,Na-санидину, оптически гомогенных, но, по рентгеновским данным, распавшихся на K- и Na-фазы (криптопертиты) с K-фазой, соответствующей по структурному состоянию санидину (фактически уточнялась K-фаза). Таким образом, уточнены структуры санидин-криптопертита с суммарным составом $Or_{51}Ab_{48}An_1$ [1] и санидин-криптопертита из вулканических туфов Середочного м-ния цеолитов (Сихотэ-Алинь) $Or_{62}Ab_{36}An_1$ [2].

Межатомные T-O расстояния (Å) и Si/Al-распределение:

	T ₁₀	T _{1m}	T ₂₀	T _{2m}	t ₁₀	t _{1m}	t ₂₀	t _{2m}
$Or_{51}Ab_{48}An_1$ [1]	1,651	1,651	1,638	1,638	0,280	0,280	0,225	0,225

Характерны тонкотаблитчатые кристаллы (лейсты в породе), уплощенные по (010) и удлиненные по оси a . Подобные вкрапленники K,Na-санидина ((2-1) × 1 мм) наблюдались во фрагментах гаюиновых глесситов среди трахитового туфа Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия, с характерными гранями (010), (110), (130), (100), ($\bar{1}01$) и ($\bar{2}01$) [4]. В миароловых пустотах в нозеановых и гаюиновых санидинитах среди фонолитов и трахитов Лаахер-Зее присутствуют хорошо образованные кристаллы с гранями (010), (110), (130), (100), (001), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}11$) и ($\bar{2}01$) [5].

Физ. св. Уд. в. 2,568-2,574 – для вкрапленников во фрагментах гаюиново-го глессита среди трахитовых туфов Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия [4].

Физ.-хим. конст. Коэффициенты распределения между вкрапленниками K,Na-санидина состава $Or_{65,9-53,4}Ab_{34,1-46,6}$ и матрицей породы (оставочным расплавом) в фонолитовой тефре Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия, варьируют в пределах: для Rb 0,554-1,25, для Sr 3,21-8,17, для Ba 2,83-9,75; для более натриевого санидина состава $Or_{47,2}Ab_{52,8}$ – для Rb 0,55, для Sr 5,43, для Ba 0,36. Предполагается, что отличие коэффициентов распределения от равновесных и их вариации отражают T и P условия кристаллизации, полимеризацию и комплексобразование компонентов в расплаве, а также нарушение равновесия после кристаллизации [6].

Микр. Для вкрапленников K,Na-санидина во фрагментах гаюинового глессита среди трахитового туфа Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия: $\angle aNp = 5-7^\circ$, $n_g = 1,524-1,525$, $n_p = 1,519-1,520$; $n_g - n_p = 0,004-0,006$; $2V_{Np} = 37-42^\circ$ [4].

Хим. Вариации теор. составов K,Na-санидинов в области $Or_{70-50}Ab_{30-50}$: $Na_2O - 3,40-5,73$; $K_2O - 12,05-8,71$; $Al_2O_3 - 18,64-18,86$; $SiO_2 - 65,91-66,69$.

Анализы (в порядке увеличения содержания натрия):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	3,38	3,71	4,10	4,02	4,78	4,19
K ₂ O	11,94	10,97	10,99	10,10	11,04	9,40
MgO	0,02	0,03	0,09	—	0,05	0,07
CaO	0,59	0,38	0,17	0,62	1,26	1,19
SrO	0,02	—	—	—	0,00	—
BaO	0,16	—	0,40	—	0,04	0,27
FeO	0,17*	—	0,02	—	0,60*	0,05
Fe ₂ O ₃	—	0,04	0,27	0,79	—	0,35
Al ₂ O ₃	18,80	19,43	18,89	20,09	17,95	19,50
SiO ₂	65,60	64,65	65,72	63,90	63,93	64,40
H ₂ O [±]	—	0,80	—	0,62	—	0,13
Сумма	99,70	100,04	100,65	100,14	99,87	99,85
Or (мол.%)	67,8	64,7	63,1	60,40	57,0	55,9
Ab	29,1	33,2	35,4	36,5	37,5	37,5
An	2,8	2,1	0,7	3,1	5,5	6,1
Сп	0,3	—	0,8	—	0,06	0,5
Уд. в.	—	2,565	2,564	—	—	—
n _g	—	1,5296	—	—	—	1,535–1,539
n _m	—	1,5294	—	—	—	1,531–1,534
n _p	—	1,5229	—	—	—	1,528–1,530
2V	—	17°40'–18°15'	38°33'	—	—	38–57°

* Fe определено как FeO.

1 – вкрапленник в гаюиновом фonoлите, Вингертсберг, Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия, кроме того TiO₂ – 0,02, анал. Поспелова, микросонд. [7]; 2 – из липаритовых туфов, пров. Тайджи-Кии, Япония, анал. [8]; 3 – из кварцевого риолита, гора Сомлюд, близ Вегардо, Словакия, анал. Цзивни [9], оптические данные по [10]; 4 – из Дранхенфельса, Зибенгебирге, пров. Рейн, Германия, анал. Спенсер [11]; 5 – основная масса гаюинового фonoлита, Вингертсберг, Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия, кроме того TiO₂ – 0,19, MnO – 0,03, анал. Поспелова, микросонд. [7]; 6 – из трахибазальта Блек-Пойнт, близ оз. Хантингдон, Центр. Сьерра-Невада, шт. Калифорния, США, анал. Нейербург [12].

	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	4,55	4,61	4,57	4,82	4,97	5,71
K ₂ O	7,95	9,78	10,05	10,01	8,55	8,80
MgO	0,10	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
CaO	1,54	0,14	0,45	0,06	0,75	0,17
SrO	—	0,00	—	—	0,12	0,00
BaO	1,15	0,00	—	—	0,74	0,01
FeO	—	0,06	—	0,07	0,11	0,17
Fe ₂ O ₃	0,30	0,01	0,62	0,04	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	19,83	18,80	19,92	18,73	19,40	18,75
SiO ₂	63,92	65,80	64,03	65,44	65,60	66,80
H ₂ O [±]	0,64	—	0,26	1,01	—	—
Сумма	99,98	99,31	99,91	100,18	100,39	100,50
Or (мол.%)	49,9	58,0	57,8	57,6	51,8	50,1
Ab	41,6	41,5	40,0	42,1	44,6	49,2
An	6,3	0,5	2,2	0,3	3,6	0,7
Сп	2,2	—	—	—	—	—
Уд. в.	2,577	<2,565	—	—	<2,565	<2,580

	7	8	9	10	11	12
n_g	—	—	—	1,5272	—	—
n_m	—	—	—	1,5266	—	—
n_p	—	—	—	1,5220	—	—
2V	15,5–18,5	—	33	26–35	—	—

7 – из дацита Звечан, Югославия [13]; 8 – вкрапленник в суперкремниевом щелочном риолите, карьер горы Галбарина, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, в сумму анализа входят $Rb_2O - 0,04$, $P_2O_5 - 0,03$, $TiO_2 - 0,03$ (криптопертит), рентгено-флюоресцентный и пламенно-фотометрический анализы [14]; 9 – из рибекитового трахита, сев. берег о-ва Мадара, округ Зап. Мадара, преф. Сага, Япония [15, 16]; 10 – из пегматита с лунным камнем, Грантс, шт. Нью-Мексико, США, анал. фон Кнорринг [17], оптика по [18]; 11 – каемки K,Na-санидина по периферии вкрапленника олигоклаза в трахите, карьер на горе Россо, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, в сумму анализа входят $Rb_2O - 0,041$, $P_2O_5 - 0,07$, $TiO_2 - 0,05$ (криптопертит в начальной стадии распада), рентгено-флюоресцентный и пламенно-фотометрический анализы [14]; 12 – вкрапленник в суперкремниевом щелочном риолите, гора Пераро, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, в сумму анализа входят $Rb_2O - 0,03$, $P_2O_5 - 0,01$, $MnO - 0,01$, $TiO_2 - 0,01$ (криптопертит), рентгено-флюоресцентный и пламенно-фотометрический анализы [14].

Наход. В эффузивах разного состава – трахитах, риолитах, фонолитах, в виде вкрапленников и в основной массе породы.

Наиболее хорошо исследован K,Na-санидин в трахитах и фонолитах Вост. Айфель, Германия, причем его состав варьирует, с одной стороны, до K-санидина (см. “Калиевый санидин”), а с другой – до Na-санидина и анортклаза. Он установлен в позднечетвертичной плагиоклазодержащей фонолитовой тефре Лаахер-Зее, в ассоциации с клинопироксеном, амфиболом, гаюином, биотитом, магнетитом, апатитом и сфеном [6]. В гаюиновых фонолитах верхней части толщи тефры санидин образует вкрапленники состава $Or_{67,8}Ab_{29,1}An_{2,8}Cn_{0,3}$ (хим. ан. 1) совместно с вкрапленниками K-содержащего андезина $An_{35-40}Ab_{50-55}Or_{10}$, гаюина, клинопироксена, амфибола, сфена и апатита, и присутствует в виде более обогащенной Na и Ca разности в основной массе породы – $Or_{57,0}Ab_{37,5}An_{5,5}$ (хим. ан. 5) вместе с голубым гаюином, зеленым клинопироксеном, магнетитом и стеклом. Включения расплава, захваченного вкрапленниками санидина по зонам роста, состоят из бесцветного стекла с несколькими газовой-солевыми пузырьками и полости с тонкораскристаллизованным солевым агрегатом (солевой расплав), в котором различаются кубическая ($NaCl$ (?)) – плавление при $785-800^\circ$) и призматическая (Na_2SO_4 (?)) – плавление при $860-900^\circ$) фазы. Включения полностью гомогенизируются при $950-1050^\circ$ [7]. Согласно [4], фонолитовая тефра Лаахер-Зее из-за наличия в ней значительного количества плагиоклаза должна рассматриваться как трахитовый туф и трахитовая пемза. Вкрапленники K,Na-санидина $Or_{50-55}Ab_{45-50}$ составляют в ней 35–75%, вкрапленники андезина An_{30-35} – 30–35%. В оливинсодержащих разностях (гаюиновых латитах) 10–35% вкрапленников санидина и 10–36% вкрапленников андезин-лабрадора An_{34-61} . Порфиновые вкрапленники более высоконатриевого санидина $Or_{48,4-53,8}Ab_{51,6-46,2}$ характерны для залегающих в туфах фрагментов глесситов, достигая в гаюиновых глесситах 20–80 об.% в ассоциации с андезином An_{34-44} (30–40 об.%), эгирин-авгитом (7%), амфиболом (5–15%), в безгаюиновых глесситах – 4–50 об.% в ассоциации с вкрапленниками андезин-лабрадора An_{35-52} (40–50 об.%), авгита (5%) и амфибола (до 25%), а в роговообманковом габбро – до 4% в ассоциации с лабрадором An_{45-60} (50–60%), авгитом (2,5–3,0%) и амфиболом (до 30%). Те же породы ранее были описаны Каль-

бом [5] как нозеановые и гаюиновые санидиниты, в том числе как инъекционные образования в окружающие сланцы, в которых Na-санидин ассоциирует с биотитом, скаполитом, гранатом, сфеном, цирконом, кордиеритом, шпинелью, корундом. Из миароловых пустот в этих породах Кальбом описаны хорошо образованные кристаллы санидина и плагиоклаза.

K,Na-санидин описан в рибекитовом трахите с сев. берега о-ва Мадара, округ Зап. Мадара, преф. Сага, Япония (хим. ан. 8) [15, 16].

Вкрапленники K,Na-санидина состава $Or_{62}Ab_{36}An_1$ исследованы из центральной части потока спекшихся риолитовых туфов Середочного м-ния цеолитов в сев. части вулканического пояса Сихотэ-Алиня (возраст 70 млн лет, условия образования 790–810°, 3 кбар). По данным структурного уточнения, санидин оказался распавшимся, с K-фазой, соответствующей высокому санидину ($t_1 = 0,56–0,58$), и триклинной Na-фазой, настолько тонко сдвойникованной по периклиновому закону, что период ее ячейки вдоль оси с возрастает до 100 Å [2]. K,Na-санидины описаны также из кварцевого риолита горы Сомлюод, близ Вегардо, Словакия (хим. ан. 3) [9, 10] и из липаритовых туфов, пров. Тайджи-Ки, Япония (хим. ан. 2) [8].

В суперкремниевых щелочных риолитах Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, принадлежащих к Венецианской вулканической провинции третичного (палеоцен и верхний олигоцен) возраста, K,Na-санидин или более натриевый-Na-санидин (санидин-криптопертиты) образуют единственный тип вкрапленников (хим. ан. 8 и 12); в трахитах Евгениан-Хиллс они отличаются повышенным содержанием Са (хим. ан. 11) и сосуществуют с вкрапленниками плагиоклаза (K-содержащие олигоклаз и андезин) или тройного K,Na,Ca-п.ш. [14].

В более основных породах K,Na-санидин содержит значительную примесь An-компонента. Он описан из трахибазальта Блек-Пойнт, близ оз. Хантингдон, Центр. Сьрра-Невада, шт. Калифорния, США (хим. ан. 6) [12] и из дацита Звечан, Югославия (хим. ан. 7) [13].

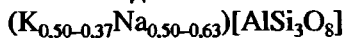
Мегакристы (2–8 см) K,Na-санидинов состава $Or_{59-76}Ab_{41-24}$ установлены в шлаках, бомбах и лавах трахиандезито-базальтов и трахибазальтов в вулканах гор Гялинкая, Кырмызыдаг и др. Кельбаджарской мульды в центральной части Малого Кавказа. По оптическим и рентгенографическим данным, эти полевые шпаты представляют собой гомогенные санидины ($t_1 = 0,51–0,53$, $2V \sim 41^\circ$) [19]. Аналогичные санидины установлены в виде мегакристов в кайнозойских щелочных базальтах с калиевой специализацией в Монголии и Забайкалье [20–23].

Литература

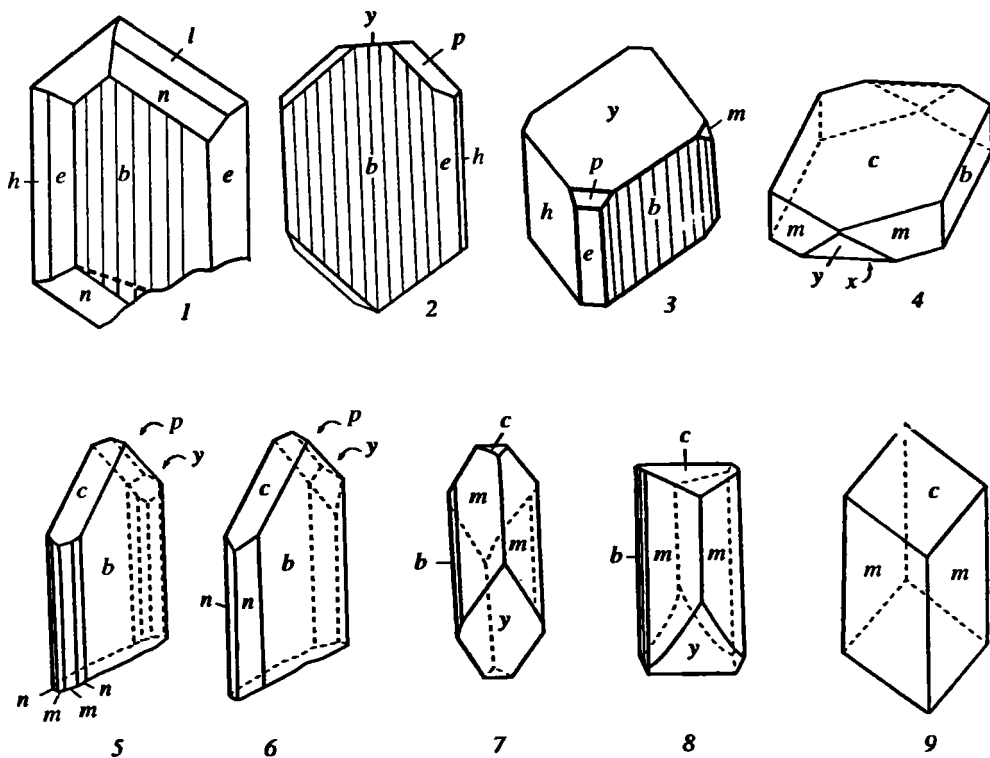
1. Keefer K.D., Brown G.E. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1264–1273.
2. Органова Н.И., Марсий И.М., Рождественская И.В. и др. // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 367–371.
3. Luth W.C., Querol-Suñé F. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 25–40.
4. Schürmann H. // Beitr. Miner. und Petrogr. 1960. Bd. 7, H. 2. S. 104–136.
5. Kalb G. // Miner. Petrogr. Mitt. 1934. Bd. 46, H. 1. S. 20–55.
6. Wörner G., Beusen J.-M., Duchateau N. et al. // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 84, N 2/3. P. 152–173.
7. Шарыгин В.В. // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 6. С. 97–108.
8. Kimizuka K. // Jap. J. Geol. and Geogr. 1932. Vol. 9. P. 213.
9. Zsivny V. // Math. Természett. Értesítő. 1923. Vol. 40. P. 114 (M.A. 2-223).
10. Vendl M. // Ibid. 1922. Vol. 39. P. 174 (M.A. 2-169).
11. Spencer E. // Miner. Mag. 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: Спенсер Э. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
12. Hamilton W.B., Neuerburg G.J. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41. P. 851.
13. Tučan F. // Bull. Intern. Acad. Yougosl. Sci. Math., Natur. 1939. Vol. 32. P. 50 (M.A. 10-68).

14. De Pieri R., De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M. Trachyte and phylite feldspars in the Euganean Hills (Northern Italy). Padova, 1977. 23 p. (Mem. Inst. Geol. Miner.; Vol. 32).
15. Aoyama N. // J. Geol. Soc. Jap. 1941. Vol. 48. P. 280.
16. Harada Z. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1948. Vol. 7. P. 143.
17. Kracek F.C., Newwonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
18. Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–567. Пер.: Туттл О.Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 342–357.
19. Махмудов С.А., Имамвердиев Н.А. // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1985. № 1. С. 60–64.
20. Каменцев И.Е., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В., Сандомирская С.М. // Физико-химическое исследование продуктов глубинного магматизма. М.: Наука, 1982. С. 117–142.
21. Кепежинская В.В. // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 64–71.
22. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
23. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

Натриевые санидины Sodium sanidines



К натриевым санидинам относятся гомогенные моноклинные K,Na-п.ш., в составе которых Na преобладает над K, $Or_{50-37}Ab_{50-63}$, сохраняющие исходную моноклинную симметрию при охлаждении (в отличие от анортоклазов, в которых она вследствие незакаливающегося твердофазового превращения $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ меняется при охлаждении на триклинную).



Фиг. 70. Кристаллы натриевого санидина и анортоклаза (Гольдшмидт, 1916)

1–3 – Квадре Рибейрас, о-в Терсейра, Азорские острова (по Фуке (1883)); 4 – Обсидиан-Клиф, Йеллоустонский парк, США (по Иддингу (1885–1986)); 5, 6 – о-в Ловен, Лангезундфьорд, Норвегия (по Брэггеру (1890)); 7, 8 – вулкан Киллманджаро, Кения (по Майерсу (1886)); 9 – анортоклаз по Дена (1935) (месторождение не указано)

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы. Порфиновые вкрапленники и основная масса щелочных эффузивных пород.

Структ. и морф. крист. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a = 8,33-8,38$, $b = 12,99-13,00$, $c = 7,16-7,17$ Å; $\beta = 116,18-116,10^\circ$; $V = 695,2-700,5$ Å³; $Z = 4$ [1]. Зависимость параметров ячейки от химического состава см. "Калиево-натриевые полевые шпаты". Кристаллическая структура не уточнялась.

Кристаллы обычно не богаты гранями: (010), (110), (001), ($\bar{2}01$), уплощены по (010) и вытянуты по оси c . Часто ромбовидной формы (в ромбенпорфирах) (фиг. 70).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) хорошая. Тв. 6. Уд. в. 2,58-2,59 (иногда указывается более низкий или более высокий: 2,55-2,61, см. табл. хим. ан.). Цв. бесцветный, белый, желтоватый, при ожелезнении красновато-бурый. Прозрачный, полупрозрачный.

Микр. Двуосный. Оптически (-). $N_g = b$. Пл. опт. осей $\perp(010)$. $n_g = 1,530-1,532$, $n_m = 1,529-1,531$, $n_p = 1,523-1,526$; $2V_{Np} = 33-47^\circ$. Зависимость угла оптических осей от состава см. на фиг. 65.

Хим. Вариации теор. составов в области $Or_{50-37}Ab_{50-63}$: $Na_2O - 5,73-7,28$; $K_2O - 8,71-6,50$; $Al_2O_3 - 18,86-19,01$; $SiO_2 - 66,69-67,21$.

Анализы (в порядке увеличения содержания Ab -компонента):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	6,01	5,89	6,05	6,21	6,35	6,45
K ₂ O	8,07	7,58	7,27	7,72	6,58	7,05
Rb ₂ O	0,02	0,02	-	0,02	-	-
MgO	0,01	0,01	0,03	0,01	-	0,0
CaO	0,59	0,70	0,93	0,22	1,10	0,15
BaO	0,14	0,05	0,46	0,00	-	-
SrO	0,03	0,01	-	0,00	-	-
FeO	0,07	0,22	-	0,16	-	-
Fe ₂ O ₃	0,01	0,25	0,29	0,02	0,62	0,92
Al ₂ O ₃	19,30	19,59	20,93	18,60	19,39	18,35
SiO ₂	65,50	64,82	63,49	67,25	65,52	67,27
H ₂ O [±]	-	-	-	-	0,82	0,16
Сумма	99,75	99,14	99,83	100,21	100,47	100,35
Or (мол.%)	45,8	44,4	42,1	44,6	38,4	41,5
Ab	51,4	52,2	52,3	54,3	56,2	57,7
Ап	2,8	3,4	5,6	1,1	5,4	0,8
Сп	-	-	-	-	-	-
Уд. в.	<2,585	<2,560	2,606	2,550-2,590	-	-
n_g	-	-	1,5317	-	-	1,5296
n_m	-	-	1,5309	-	-	1,5289
n_p	-	-	1,5264	-	-	1,5232
2V	-	-	47°45'	-	-	33°

1 - из щелочного риолита, гора Чинто, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, кроме того TiO₂ - 0,03 [2]; дополнительно: $153 \cdot 10^{-4}$ Rb, $268 \cdot 10^{-4}$ Sr, $1270 \cdot 10^{-4}$ Ba ("гомогенный анортотлаз"); 2 - из щелочного трахита Дзвон, западнее Роваролы, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, кроме того TiO₂ - 0,08 и 0,01, MnO - 0,01 [2]; дополнительно: $228 \cdot 10^{-4}$ Rb, $121 \cdot 10^{-4}$ Sr, $436 \cdot 10^{-4}$ Ba ("криптопертит"); 3 - из тералита, Бо-Плой, Зап. Сиап [3]; 4 - из сверхкремниевое щелочного риолита Валногаредо, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, кроме того TiO₂ - 0,03, MnO - 0,01 [2]; дополнительно: $138 \cdot 10^{-4}$ Rb, $14 \cdot 10^{-4}$ Sr, $15 \cdot 10^{-4}$ Ba ("криптопертит"); 5 - аутигенный санидин из Фуллеровой Земли, Комб-Хей, Сомерсет, Великобритания [4]; 6 - из риолита Митчелл-Меса, шт. Техас, США, анал. Скун [5].

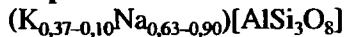
В Na-санидине из фонолитовой тефры Лаахер-Зее, Германия, $Or_{47,2}Ab_{52,8}$ (Na – 5,06, K – 7,7, Ca – 0,17, Fe – 0,113%) установлены следующие микропримеси (ppm): Rb – 175, Sr – 114, Ba – 64,3, La – 4,5, Ce – 1,9, Sm – 0,009, Eu – 0,15, Yb – 0,007 и др. [6]. Эти данные, вместе с данными о содержании микроэлементов в сосуществующих K,Na-санидинах и плагиоклазах обсуждаются с точки зрения совместимых и несовместимых элементов в ходе дифференциации фонолитового расплава перед эрупцией.

Нахожд. В своем нахождении Na-санидины являются промежуточными между K,Na-санидинами и анортоклазами (см. соответствующие разделы). Они известны из щелочных трахитов, щелочных и высококремниевых риолитов Евгениан-Хиллс, Венецианская провинция, Сев. Италия, в ассоциации с олигоклазом, K,Na-санидином и тройными K,Ca,Na-п.ш. [2], в риолите Митчелл-Меса, шт. Техас, США [5], и др. В аналогичной ассоциации установлены в качестве наиболее натриевых членов в отложениях тефры Лаахер-Зее, Вост. Айфель, Германия [6].

Литература

1. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. N 1/2. P. 1–16.
2. De Pieri R., De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M. Trachyte and phylolite feldspars in the Euganean Hills (Northern Italy). Padova, 1977. 23 p. (Mem. Inst. Geol. Miner. Vol. 32).
3. Weigel O., Krüger E. // Wissenschaftliche Ergebnisse meiner Forschungsreisen in Ostasien. Marburg, 1934 (по М.А. 7-331) (по Диру и др., 1966).
4. Newton E.F. // Proc. Geol. Assoc. 1937. Vol. 48. P. 175.
5. Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 252-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–567. Пер.: Тумма О.Ф. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 342–357.
6. Wörner G., Beusen J.-M., Duchateau N. et al. // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 84, N 2/3. P. 152–173.

Анортоклазы Anorthoclases



К анортоклазам относятся высоконатриевые K,Na-п.ш. состава $Or_{37-90}Ab_{63-10}$, которые при охлаждении испытывают незакаливающееся сдвиговое превращение с изменением моноклинной симметрии в триклинную, $C2/m \rightarrow C\bar{1}$. Менее натриевые K,Na-п.ш. относятся к Na-санидинам, более натриевые – к анальбиту.

Синон. Калиевый альбит – potassian albite, K-albite.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы. Порфиновые вкрапления и основная масса щелочных эффузивных пород.

Структ. и морф. крист. При высокой температуре: монокл. с $C_{2h}^3 - C2/m$, при охлаждении вследствие сдвигового превращения: трикл. с $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$). Температура превращения уменьшается с увеличением содержания Or-компонента: для Ab_{100} – 1253 К (980°) (мональбит \rightarrow \rightarrow анальбит), для $Or_{29}Ab_{71}$ – 465 К (738°), для $Or_{38}Ab_{62}$ – 235 К (508°) [1], что при экстраполяции дает значение $Or_{37}Ab_{63}$ при комнатной температуре (граничное значение для анортоклазов) и $Or_{50}Ab_{50}$ при $T \text{ К} = 0$ (–273°) [1].

Вариации параметров ячейки для топохимически моноклинной серии высокий санидин–анальбит: $a_0 = 8,204\text{--}8,290$, $b_0 = 12,902\text{--}12,968$, $c_0 = 7,121\text{--}7,150$ Å; $\alpha = 92,97\text{--}91,31$, $\beta = 116,40\text{--}116,27$, $\gamma = 90,20\text{--}90,08^\circ$; $V = 673,9\text{--}689,0$ Å³ [2] (см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”). $Z = 4$. Для данной серии Кролем с соавт. [2] превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ найдено для зна-

чения $Or_{34,4}Ab_{65,6}$ ($Or_{36}Ab_{64}$ при комнатной температуре). Для структурно уточненных анортоклазов [3] температуры инверсии найдены (по графику $\cos^2\alpha^*/T$, °C) равными: для $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ – 183°, для $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ – 395°, для $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ – 683°, что соответствует составу $Or_{36}Ab_{64}$ при комнатной температуре.

На тройной диаграмме Or – Ab – An , согласно Кролю с соавт. [4], превращение $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ фиксировалось вдоль изолиний $Or_{36,5}Ab_{63,5}$ – $Or_{42}Ab_{52}An_6$ при 25°, $Or_{20}Ab_{80}$ – $Or_{28}Ab_{62}An_{10}$ при 500°, An_1Ab_{99} – $Or_{14}Ab_{64}An_{22}$ при 1000°.

Изменение параметров ячейки от состава см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”.

Параметры ячейки для анортоклаза $Or_{21,8}Ab_{73,3}An_{4,9}$ (хим. ан. 12) с вулкана Эребус, о-в Росса, Антарктида [5]: $a = 8,263$, $b = 12,935$, $c = 7,138$ Å; $\alpha = 92^\circ 15,6'$, $\beta = 116^\circ 19,8'$, $\gamma = 90^\circ 10,8'$; $V = 683,0$ Å³; $\alpha^* = 87^\circ 39'$, $\gamma^* = 88^\circ 68'$. Для анортоклаза $Or_{15,7}Ab_{74,2}An_{10,1}$ (хим. ан. 17) с гор Крэри, Антарктида [6]: $a = 8,211(4)$, $b = 12,910(2)$, $c = 7,129(2)$ Å; $\alpha = 92^\circ 39,4'(1,3')$, $\beta = 116^\circ 21,9'(1,9')$, $\gamma = 90^\circ 14,0'(1,5')$; $V = 676,1(1,0)$ Å³; $\alpha^* = 86^\circ 55,2'(1,1')$, $\gamma^* = 88^\circ 25,3'(1,2')$. Для анортоклаза $Or_{24,2}Ab_{65,2}An_{9,5}$ (хим. ан. 8) с вулкана Килиманджаро, Кения [7]: $a = 8,25(2)$, $b = 12,93(4)$, $c = 7,13(2)$ Å; $\alpha = 92,62(2)$, $\beta = 116,24(11)$, $\gamma = 89,57(2)^\circ$; $V = 681,4$ Å³; $\alpha^* = 87,27^\circ$, $\gamma^* = 89,23^\circ$.

Параметры ячейки, простр. гр. и их изменение с температурой для структурно-уточненных анортоклазов:

T , °C	Пр. гр.	a	b	c	α
Какауи, Новая Зеландия, $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ (хим. ан. 18) [3]					
23	$C\bar{1}$	8,2168(6)	12,9166(7)	7,1270(5)	93,754(4)
700	$C2/m$	8,311(1)	12,972(2)	7,148(1)	90,0
750	$C2/m$	8,321(2)	12,969(2)	7,148(1)	90,0
Гора Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ (хим. ан. 10) [3]					
23	$C\bar{1}$	8,252(2)	12,936(2)	7,139(1)	92,11(1)
388	$C\bar{1}$	8,290(4)	12,954(3)	7,150(3)	90,75(2)
510	$C2/m$	8,314(1)	12,973(2)	7,150(1)	90,0
Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ (хим. ан. 1) [3]					
23	$C\bar{1}$	8,290(2)	12,966(3)	7,151(2)	91,18(2)
183	$C\bar{1}$	8,3108(8)	12,9729(9)	7,1578(6)	90,007(5)
400	$C2/m$	8,3482(7)	12,9800(7)	7,1582(5)	90,0
$Or_{25,2}Ab_{67,9}An_{6,5}$ [8]					
		8,300(5)	12,953(8)	7,149(5)	91,18(5)

T , °C	Пр. гр.	β	γ	V
Какауи, Новая Зеландия, $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ (хим. ан. 18) [3]				
23	$C\bar{1}$	116,357(4)	90,239(5)	676,7(1)*
700	$C2/m$	116,071(7)	90,0	692,2(2)
750	$C2/m$	116,05(1)	90,0	693,0(3)
Гора Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ (хим. ан. 10) [3]				
23	$C\bar{1}$	116,32(1)	90,22(1)	682,4(2) ^{2*}
388	$C\bar{1}$	116,18(2)	90,35(2)	689,1(6) ^{3*}
510	$C2/m$	116,135(8)	90,0	692,4(2)

$T, ^\circ\text{C}$	Пр. гр	β	γ	V
Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ (хим. ан. 1) [3]				
23	$C\bar{1}$	116,31(1)	90,14(2)	688,8(3) ^{4*}
183	$C\bar{1}$	116,187(6)	90,033(6)	692,5(1) ^{5*}
400	$C2/m$	116,109(5)	90,0	696,5(1)
$Or_{25,2}Ab_{67,9}An_{6,5}$ [8]				
		116,25(5)	90,19(5)	689,1
* $\alpha^* = 86,808(4), \gamma^* = 88,367(5)$. 2* $\alpha^* = 87,54(1), \gamma^* = 88,71(1)$.				
3* $\alpha^* = 89,34(2), \gamma^* = 89,98(2)$. 4* $\alpha^* = 88,62(2), \gamma^* = 89,26(2)$.				
5* $\alpha^* = 89,976(5), \gamma^* = 89,960(6)$.				

Средние Т–О расстояния (Å) и распределение Al по Т-позициям (t) в долях от $\Sigma Al = 1,00$:

	T_1O-O	T_1m-O	T_2O-O	T_2m-O	t_1O	t_1m	t_2O	t_2m	ΣAl
1	1,649(3)	1,645(3)	1,639(3)	1,641(3)	0,299	0,268	0,222	0,237	1,026
2	1,648(3)	1,645(3)	1,639(3)	1,643(3)	0,300	0,277	0,231	0,261	1,069
3	1,650(3)	1,647(3)	1,635(3)	1,636(3)	0,314	0,290	0,198	0,206	1,008
4	1,649	1,644	1,640	1,641	0,290	0,260	0,230	0,240	1,02

1 – Какануи, Новая Зеландия, $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ [3]; 2 – гора Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ [3]; 3 – Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ [3]; все при комнатной температуре (пр. гр. $C\bar{1}$); 4 – $Or_{25,2}Ab_{67,9}An_{6,5}$ [8].

Для анортоклаза из Пуэрто-Рико, о-в Гран-Канария, Канарские о-ва, $Or_{27,5}Ab_{71,7}An_{0,8}$, при разупорядочении сухим отжигом при 1050° и последующем упорядочении в гидротермальных условиях при 850° , $P_{H_2O} = 0,5$ кбар и 750° , $P_{H_2O} = 1$ кбар параметры ячейки и равновесное Si/Al-распределение (пр. гр. $C2/m$) [9]:

$T, ^\circ\text{C}$ (экспозиция)	a	b	c	α
1050 (6 сут)	8,2819(8)	12,9634(7)	7,1500(5)	91,568(6)
750 (1 сут)	8,2801(8)	12,9627(7)	7,1508(5)	91,529(6)
850 (4 сут)	8,2789(8)	12,9633(7)	7,1508(5)	91,546(6)
850 (8 сут)	8,2811(9)	12,9598(8)	7,1515(7)	91,522(7)
750 (16 сут)	8,2796(7)	12,9615(6)	7,1512(5)	91,521(6)
750 (32 сут)	8,2792(9)	12,9611(8)	7,1533(7)	91,521(7)
$T, ^\circ\text{C}$ (экспозиция)	β	γ	$2t_1$	$2V_{Np}$
1050 (6 сут)	116,302(4)	90,138(4)	0,570(3)	39,00
750 (1 сут)	116,292(5)	90,139(5)	0,576(3)	41,00
850 (4 сут)	116,291(4)	90,132(5)	0,575(3)	42,22
850 (8 сут)	116,300(6)	90,125(6)	0,587(4)	44,25
750 (16 сут)	116,299(4)	90,103(4)	0,581(3)	44,47
750 (32 сут)	116,293(5)	90,127(5)	0,593(4)	47,07

Кристаллические структуры анортоклазов в сравнении друг с другом уточнены Харлоу из Какануи, Новая Зеландия, $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ ($Or_{12,1}Ab_{84,0}An_{3,9}$ по [10]), с горы Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ и из Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ [3].

Поскольку образцы были частично расплавленными до криптопертита, они первоначально гомогенизировались сухим отжигом при 700° (24 ч). Структурное уточнение проводилось при разных температурах в высокотемпературной рентгеновской камере. Уточнена также структура анортоклаза состава $Or_{25,2}Ab_{67,9}An_{6,5}$ [8].

Кристаллические структуры анортоклазов сопоставимы со структурой мональбита (К-мональбит) и анальбита (К-анальбит). Изменение симметрии и термическое расширение каркаса структуры анортоклазов коррелируется со строением М-полиэдра, в котором из 9 М-О расстояний (<3,5 Å) в координационную сферу могут быть включены только от 7 до 5 ближайших атомов кислорода.

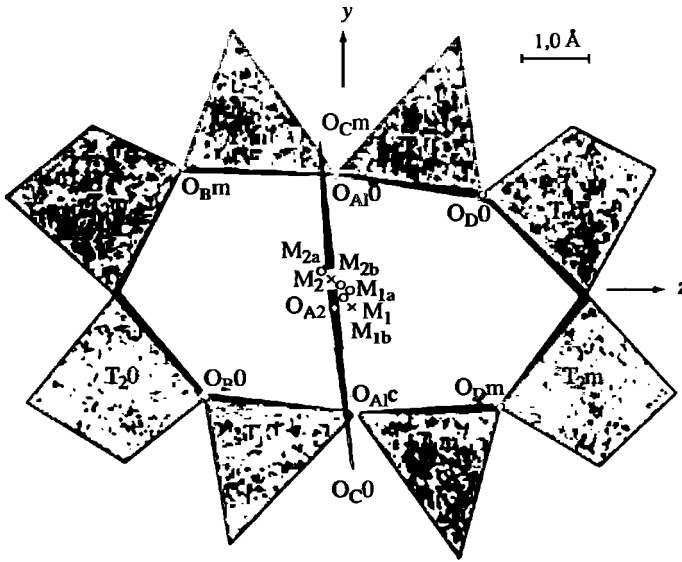
М-О расстояния (Å) в триклинных (при комнатной температуре) и моноклинных (при нагревании) анортоклазах разного состава, по Харлоу [3]:

М-О	Гранд-Кальдейра $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$		Гора Жибеле $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$		Каканун $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$	
	23°	400°	23°	510°	23°	750°
М-О _{A10}	2,720(3)	2,782(3)	2,684(4)	2,750(4)	2,655(4)	2,775(4)
М-О _{A1c}	2,728(3)	—	2,722(4)	—	2,722(4)	—
М-О _{A2}	2,464(3)	2,524(4)	2,414(3)	2,472(4)	2,389(3)	2,454(4)
М-О _{B0}	2,809(3)	2,934(4)	2,679(3)	2,930(4)	2,611(4)	2,982(4)
М-О _{Bm}	3,050(3)	—	3,112(4)	—	3,159(5)	—
М-О _{C0}	3,203(3)	3,112(3)	3,274(4)	3,140(4)	3,315(5)	3,158(5)
М-О _{Cm}	3,072(3)	—	3,015(4)	—	2,969(4)	—
М-О _{D0}	2,740(3)	2,882(4)	2,642(3)	2,852(4)	2,572(4)	2,912(4)
М-О _{Dm}	2,930(3)	—	3,018(4)	—	3,075(4)	—
Среднее	2,857	2,882	2,840	2,869	2,830	2,901
Длина полости*	5,980	5,816	6,130	5,783	6,235	5,898
Ширина полости ^{2*}	4,507	4,574	4,443	4,547	4,408	4,577

* $\langle M-O_{Bm} \rangle + \langle M-O_{Dm} \rangle$.

^{2*} $\langle M-O_{A2} \rangle + \langle M-O_{A1} \rangle [\cos^{1/2}(O_{A1}-M-O_{A1})]$.

Средние М-О расстояния увеличиваются с возрастанием содержания *Or*-компонента и увеличением температуры. Одновременно среднестатистические отклонения от средних М-О расстояний уменьшаются в том же направлении, что указывает на более правильную геометрическую конфигурацию полости при вхождении в нее более крупного щелочного катиона. Это подтверждается также уменьшением различий псевдосимметричных пар расстояний М-О_{A10} и М-О_{A1c}, М-О_{B0} и М-О_{Bm}, М-О_{C0} и М-О_{Cm}, М-О_{D0} и М-О_{Dm} для низкотемпературных триклинных структур и направленностью изменения М-О расстояний с учетом термического расширения для высокотемпературных моноклинных структур. При возрастании содержания *Or*-компонента катионная полость становится короче в направлении [011] и шире в направлении [100] (фиг. 71), а при нагревании укорачиваются связи М-О_{Bm}, М-О_{Dm} и М-О_{C0} и удлиняются связи М-О_{B0}, М-О_{D0} и М-О_{Cm}.



Фиг. 71. Фрагмент кристаллической структуры анортоклаза с горы Жибеле в проекции на (100) (по Харлоу [3])

Показано растяжение полости восьмерные кольца в направлении атомов кислорода O_{Bm} и O_{Dm} и расщепление M-позиции на субпозиции: M_{1a} , M_{1b} , M_{2a} и M_{2b} ; × – точка поднята над плоскостью чертежа

Углы T–O–T (град.) в анортоклазах, по Харлоу [3]:

T–O–T	Гранд-Кальдейра $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$		Гора Жибеле $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$		Какану $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$	
	23°	400°	23°	510°	23°	750°
T– O_{A1} –T	143,5(2)	144,4(5)	143,8(2)	143,3(3)	143,6(2)	141,9(7)
T– O_{A2} –T	132,2(2)	135,1(5)	130,8(2)	132,5(3)	130,5(2)	133,7(5)
T– O_{B0} –T	148,8(2)	150,7(4)	145,2(2)	150,9(2)	143,5(2)	153,2(4)
T– O_{Bm} –T	154,4(2)	–	156,2(2)	–	157,8(2)	–
T– O_{C0} –T	132,1(2)	131,9(3)	131,8(2)	133,2(2)	131,2(2)	136,1(4)
T– O_{Cm} –T	133,3(2)	–	133,8(2)	–	134,2(2)	–
T– O_{D0} –T	139,8(2)	142,6(3)	137,9(2)	142,1(2)	136,5(2)	145,4(4)
T– O_{Dm} –T	144,2(2)	–	146,7(2)	–	148,4(2)	–
Среднее	141,32	141,57	141,11	141,29	140,81	142,99

Углы T–O–T отражают расширение полости щелочного катиона и степень Si/Al-упорядоченности. Возрастание концентрации Or-компонента и температуры приводит к уменьшению среднестатистических отклонений от среднего и увеличению их средних значений, указывающих на расширение структуры и ее приближение к идеальной моноклинной структуре полевого шпата. Различия для псевдосимметрично-связанных парных углов (T– O_{B0} –T против T– O_{Bm} –T и т.п.) уменьшаются; величина $\cos^2\Delta(T-O-T)$ около всех атомов кислорода линейно связана с содержанием Or-компонента и при экстраполяции, так же как $\cos^2\alpha$, дает значение для инверсии $C2/m \rightarrow C\bar{1}$, близкое к Or_{36} для комнатной температуры.

Эллипсоиды термического расширения в исследованных структурах возрастают в последовательности: T(2), T(1), O_D , O_C , O_{A1} , O_{A2} , O_B , M. Значение

теплового смещения для М является необычно высоким (0,27–0,40 Å), сопоставимым с М-значением для высокого альбита, и увеличивается от анортоклаза из Гранд-Кальдейры, $Or_{32,5}An_{0,8}$, к анортоклазу из Какануи, $Or_{13,8}An_{2,5}$, и к анортоклазу с горы Жибеле, $Or_{22,3}An_{6,9}$, что связывается с содержанием в М-позиции Са и замещением Si на эквивалентное количество Al в тетраэдрах. В низкотемпературных триклинных структурах тепловые эллипсоиды ориентированы короткой осью параллельно a^* (вдоль связи М–O_{A2}) и длинной осью вдоль вытянутости полости в плоскости $b-c$ и отражают ее триклинное искажение. В высокотемпературных моноклинных структурах главная ось эллипсоида совпадает с осью b . Электронная плотность для М-позиции также представляет собой эллипсоид, сжата в направлении a^* и вытянута в плоскости $b-c$.

Для интерпретации М-позиции в полости щелочного катиона предложены разные модели. Для низкотемпературных структур двух наиболее натриевых анортоклазов наилучшими являются анизотропные термические модели (“нереальные” при комнатной температуре) с расщеплением М на четыре субпозиции, с двумя внутренними – M_{1a} и M_{2b} (со значениями теплового фактора $B = 0,0$) и двумя внешними (в направлении вытянутости полости) субпозициями – M_{2a} и M_{1b} , расстояние между которыми уменьшается при возрастании содержания Or -компонента (см. фиг. 71). Заселенность этих позиций статистически равновероятна (0,25). Данные модели аналогичны модели высокого альбита Риббе с соавт. [11] или модели анальбита Уинтера с соавт. [12]. Однако модели со “специально-расщепленной” М-позицией, учитывающие различия в относительных массах и радиусах щелочных атомов [8, 13], приводят к разделению изотропной позиции К и анизотропной позиции Na(Ca) с лучшим R -фактором и реалистичными температурными факторами, что указывает на неупорядоченность щелочных атомов в структуре. Высокотемпературные моноклинные структуры могут быть описаны с помощью реальной анизотропной модели, учитывающей более значительные температурные колебания, в которой нет необходимости предполагать расщепление М-позиции. В остальном она сопоставляется с 4-субпозиционной моделью высокого альбита [14, 15] и 2-субпозиционной моделью мональбита [12].

М–О расстояния (Å) в высокотемпературных моноклинных анортоклазах с расщепленной М-позицией, по Харлоу [3]:

Субпозиция	М–O _{A1}	М–O _{A2}	М–O _B	М–O _C	М–O _D	Среднее
Анортоклаз Гранд-Кальдейра, 400°						
Na(Ca)*	2,84(1)	2,45(2)	2,92(2)	3,07(1)	2,93(1)	2,899
K*	2,73(2)	2,61(2)	2,94(2)	3,16(1)	2,83(1)	2,882
Анортоклаз с горы Жибеле, 510°						
M ₁ (m)	2,73(2)	2,52(2)	2,71(2)	3,18(1)	3,07(2)	2,876
M ₂ (m)	2,75(2)	2,51(2)	3,13(2)	3,16(2)	2,65(2)	2,878
	2,57(2)	2,47(2)	2,95(2)	2,87(1)	2,68(2)	2,881
M ₃	3,00(2)		3,16(2)	3,40(1)	3,06(2)	
Na(Ca)*	2,80 (1)	2,41(1)	2,95(1)	3,10(1)	2,87(1)	2,871
K*	2,65(2)	2,61(2)	2,89(2)	3,23(2)	2,83(2)	2,865
Анортоклаз Какануи, 750°						
M ₁ (m)	2,84(3)	2,48(3)	2,58(4)	3,19(2)	3,38(5)	2,941
M ₂ (m)	2,81(3)	2,52(4)	3,36(5)	3,21(3)	2,54(5)	2,930
	2,47(3)	2,46(3)	2,67(3)	2,59(3)	2,61(3)	2,863
M ₃	3,30(3)		3,46(4)		3,34(4)	

* Для модели со “специально-расщепленной” М-позицией.

Кристаллы анортоклаза, как правило, не богаты гранями: (010), (110), (001), ($\bar{2}01$), обычно уплощенные по b (010), вытянутые по оси c (Азорские о-ва, Лангезундфьорд в Норвегии и др.), реже уплощенные по c (001) (Йеллоустонский парк, США); распространены также кристаллы адуляровидного облика с хорошо развитыми гранями призмы m (110) (вулкан Килиманджаро, Кения), дающие ромбовидные сечения (отсюда название пород – ромбенпорфиры) (см. фиг. 70). Характерны карлсбадские двойники роста.

Анортоклазы характеризуются внутренним двойникованием, отражающим различия в термической истории полевого шпата и характере посткристаллизационных превращений [16, 17]. В результате инверсии $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ в нераспавшемся закаленном анортоклазе возникает альбит-периклиновое двойникование типа М, имитирующее первоначальную моноклинную симметрию минерала, с крестообразным расщеплением пятен на рентгенограммах по методу монокристалла: A_1 и A_2 (альбитовые) и P_1 и P_2 (периклиновые) двойники. В зависимости от сечения (в отличие от решетчатого двойникования в микроклине) оно проявляется в виде полосчатых полисинтетических альбитовых – на (001) и периклиновых – на (010) двойников и тонкой решетки – на (100) (см. фиг. 29). В случае фазового распада до инверсии возникают две моноклинные К- и Na-фазы (Na-санидин и мональбит), и последующая инверсия $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ происходит только в Na-фазе с образованием альбит-периклиновых решетчатых двойников М-типа. В случае фазового распада после инверсии (из триклинного состояния) К-фаза выделяется из каждого индивида, сдвойникового ранее по альбит-периклиновому закону, и на рентгенограммах наблюдаются три пятна К-фазы (K_1 , K_2 и K_3) на тех же слоевых линиях, где лежат пятна A_1 и A_2 альбитовых и P_1 и P_2 периклиновых двойников. Наблюдаются и более сложные типы двойников, например когда инверсия и фазовый распад проходят одновременно.

Статистический анализ проявления разных типов альбитового и периклинового двойникования проведен под микроскопом в мегакристах анортоклаза из современных базальтов в Нью-Мексико, США [18]. Показано, что после образования альбит-периклиновых решетчатых двойников в результате инверсии $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ часть двойниковых пластин испытывает последующую механическую трансформацию, приводящую к неравномерному распределению в зерне пластин разного размера, альбитовых и периклиновых двойников, “левых” и “правых”. Причиной этого может быть нарушение гомогенности эластичных напряжений в кристалле и внешний стресс.

Особенности механизма сдвигового превращения $C2/m \rightarrow C\bar{1}$ в анортоклазах рассмотрены в [19].

Кроме внутреннего двойникования, в вулканогенных анортоклазах обычно наблюдаются признаки фазового распада (анортоклаз-пертиты). В доструктурный период они не могли быть установлены, поэтому в “старой” литературе такие анортоклазы описывались как гомогенные. Часто распад наблюдается только в отдельных частях зерен, т.е. минерал одновременно является и гомогенным и пертитом. В отдельных случаях анализ рентгеновских рефлексов не позволяет выделить самостоятельную фазу, хотя признаки распада устанавливаются. Например, Мак-Коннеллом [20] для анортоклаза с о-ва Пантелляррия, $Or_{37}Ab_{63}$, под электронным микроскопом установлены полосы, вытянутые по (100), проявляющиеся на картинах электронной микродифракции в виде сильных рефлексов, перпендикулярных оси b^* и под углом $\sim 4^\circ$ к оси a^* . Эти данные рассматриваются как “зачаточная” стадия

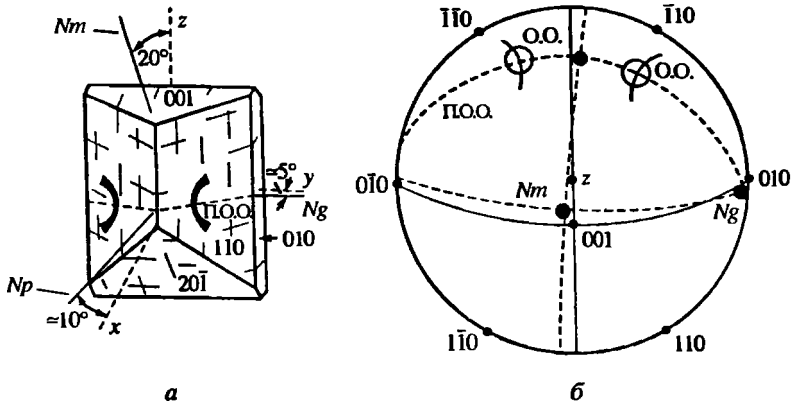
фазового распада и описываются в единой моноклинной ячейке. После нагревания свыше 640° в течение 45 мин подобная картина исчезает. Данные рефлексы отличаются от дополнительных рефлексов, параллельных и перпендикулярных оси b^* в зоне $0kl$, обусловленных сдвиговым превращением $C2/m \rightarrow C\bar{1}$.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) хорошая, по (110) плохая. Тв. 6. Уд. в. 2,58–2,59. Бесцветный. Прозрачный.

В линейчатых спектрах катодолюминесценции (КЛ) с высоким разрешением линий TR^{3+} (область 400–950 нм) в неизменном анортоклазе (в оригинале – в альбите с 18% *Or*) из Спрус-Пайн, шт. Сев. Каролина, США, с зеленой КЛ установлены полосы Mn^{2+} , Fe^{3+} , Sm^{3+} и Dy^{3+} , а в измененном минерале с фиолетово-синей КЛ – кроме того еще Nd^{3+} , Eu^{3+} , Gd^{3+} и Tb^{3+} . Полосы (нм) обусловлены переходами: 415 Tb^{3+} ($^5D_3 \rightarrow ^7F_5$), 470 Tb^{3+} ($^5D_3 \rightarrow ^7F_3$), 480 Dy^{3+} ($^4F_{9/2} \rightarrow ^6H_{15/2}$), 485 Tb^{3+} ($^5D_3 \rightarrow ^7F_2$), 495 Tb^{3+} ($^5D_4 \rightarrow ^7F_6$), 540 Tb^{3+} ($^5D_4 \rightarrow ^7F_5$), 570–610 Mn^{2+} ($^4T_{1g} \rightarrow ^6A_{1g}$), 560 Sm^{3+} ($^4G_{5/2} \rightarrow ^6H_{5/2}$), ~580–590 Dy^{3+} ($^4F_{9/2} \rightarrow ^6H_{13/2}$), 580 Tb^{3+} ($^5D_4 \rightarrow ^7F_4$), 600 Sm^{3+} ($^4G_{5/2} \rightarrow ^6H_{7/2}$), ~600–615 Eu^{3+} ($^5D_0 \rightarrow ^7F_2$), 620 Tb^{3+} ($^5D_4 \rightarrow ^7F_3$), 645 Sm^{3+} ($^4G_{5/2} \rightarrow ^6H_{9/2}$), 660 Dy^{3+} ($^4F_{9/2} \rightarrow ^6H_{11/2}$), 670 Dy^{3+} ($^4F_{9/2} \rightarrow ^6H_{9/2}$), ~690–750 Fe^{3+} ($^4T_{1g} \rightarrow ^6A_1$), 710 Sm^{3+} ($^4G_{5/2} \rightarrow ^6H_{11/2}$), 725 Dy^{3+} ($^4F_{9/2} \rightarrow ^6H_{7/2}$), 805 Sm^{3+} ($^4G_{5/2} \rightarrow ^6H_{13/2}$), ~860–920 Nd^{3+} ($^4F_{3/2} \rightarrow ^4J_{9/2}$). При этом содержание (ppm) люминогенов меняется следующим образом: Mn – 18,3/1,33, Se – 140/142, Nd – 33,5/39,8, Sm – 8,8/5,3, Eu – 5,9/<0,1, Gd – 0,0/3,0, Tb – 1,4/1,6, Dy – 2,4/4,2, Yb – 2,0/8,8 [21, 22].

Физ.-хим. конст. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при $74,7^\circ$ молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} для анортоклаза из Виктории, Австралия, $Or_{22,5}Ab_{77,5}$, равна –151,20 ккал/моль [23].

Кинетика Si/Al-упорядочения/разупорядочения оценена Кролем и Книттер [9]. Согласно [9], для анортоклаза из игнимбрита в Пуэрто-Рико, о-в Гран-Канария, Канарские о-ва, $Or_{27,5}Ab_{71,7}An_{0,8}$, первоначально разупорядоченного сухим отжигом при 1050° за 6 сут, равновесное упорядочение вновь достигается при 850° и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар за 10 сут, при 750° и $P_{H_2O} = 1$ кбар за 100 сут и при 650° и $P_{H_2O} = 1$ кбар за 10 лет. Время Si/Al-обмена при разупорядочении/упорядочении, описываемого реакцией $Al[T(1)] + Si[T(2)] \rightleftharpoons Al[T(2)] + Si[T(1)]$, может быть оценено из уравнения $-dX_{Al}^{T(1)}/dt = 0,5C_0(k^{\rightarrow} \cdot X_{Al}^{T(1)} \cdot X_{Si}^{T(2)} - k^{\leftarrow} \cdot X_{Al}^{T(2)} \cdot X_{Si}^{T(1)})$, где X – атомные фракции Si и Al в позициях T(1) и T(2), C_0 – общее число позиций T(1) + T(2) на единицу объема, k^{\rightarrow} и k^{\leftarrow} – константы скорости прямого (разупорядочение) и обратного (упорядочение) обмена. В случае равновесия: $-dX_{Al}^{T(1)}/dt = 0$. Константа равновесия $K_d = X_{Al}^{T(2)} \cdot X_{Si}^{T(1)} / X_{Al}^{T(1)} \cdot X_{Si}^{T(2)} = C_0 k^{\rightarrow} / C_0 k^{\leftarrow}$. Константа скорости $C_0 k^{\rightarrow}$ рассчитывается из уравнения Аррениуса $\ln C_0 k^{\rightarrow} = 25,40 (\pm 6,66) - 29402 (\pm 6747)/T$, а константа равновесия K_d – из уравнения $\ln K_d = 0,0222(11) - 525,8(1,3)/T$. Расчет показывает, что при 650° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2990(20)$, $K_d = 0,5898(130)$, $C_0 k^{\rightarrow} = 0,00113(57)$ сут $^{-1}$; при 750° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2957(10)$, $K_d = 0,6115(67)$, $C_0 k^{\rightarrow} = 0,0756(378)$ сут $^{-1}$; при 850° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2915(5)$, $K_d = 0,6403(35)$, $C_0 k^{\rightarrow} = 0,305(153)$ сут $^{-1}$; при 1050° $X_{Al}^{T(1)} = 0,2850(10)$, $K_d = 0,6871(74)$. Рассчитанная энергия активации Si/Al-упорядочения $E_{ак} = 244,3 (\pm 56,1)$ кДж/моль. Равновесная температура природного анортоклаза (соответствующая температуре расплава до извержения) $T_{равн} = 798 (\pm 33)^\circ$.



Фиг. 72. Оптическая ориентировка анортоклаза (по Диру и др., 1966)
 а – кристаллооптическая ориентировка, П.О.О. – плоскость оптических осей; б – стереографическая проекция, О.О. – оптические оси

Микр. Двуосный. Оптически (-). Оптическая ориентировка промежуточная между санидином и анальбитом или альбитом (фиг. 72). Обычно: $\angle aNp \sim 10^\circ$, $\angle cNm \sim 20^\circ$, $\angle bNg \sim 5^\circ$. Пл. опт. осей $\perp(010)$. $2V = 32-62^\circ$; $r > v$. Зависимость угла оптических осей $2V$ от состава см. фиг. 65. Оптическая ориентировка близка также к ориентировке промежуточного микроклина. По этой причине анортоклазами (точнее, калиевыми анортоклазами) одно время называли существенно-калиевые полевые шпаты с “промежуточной” оптикой [24], что внесло в литературу большую путаницу. $n_g = 1,530-1,549$, $n_m = 1,529-1,548$, $n_p = 1,523-1,536$; $n_g - n_p = 0,007-0,013$.

Для анортоклаза из Гран-Канариа [9] ($n_p = 1,528$) детально измерено изменение угла оптических осей $2V_{Np}$ при Si/Al-разупорядочении/упорядочении при нагревании (в исходном образце $2V_{Np} = 45,83^\circ$, $2t_1 = 0,2936(14)$; в отожженном при 1050° $2V_{Np} = 39,00^\circ$, $2t_1 = 0,2847(12)$; пл. опт. осей $\perp(010)$; $\lambda = 589$ нм):

Время, сут	650°		750°		850°	
	$2V_{Np}$	$2t_1$	$2V_{Np}$	$2t_1$	$2V_{Np}$	$2t_1$
0,25	–	–	–	–	40,75	0,2869(13)
0,5	–	–	–	–	39,79	0,2857(12)
1	–	–	41,00	0,2872(13)	40,41	0,2864(12)
2	39,61	0,2854(12)	41,31	0,2876(13)	41,20	0,2874(13)
4	39,27	0,2850(12)	42,15	0,2887(13)	42,22	0,2888(13)
8	39,43	0,2852(12)	44,81	0,2922(14)	44,25	0,2915(13)
16	39,75	0,2856(12)	44,47	0,2918(13)	44,17	0,2914(13)
32	39,65	0,2855(12)	47,07	0,2954(14)	44,35	0,2916(13)
64	39,85	0,2857(12)	47,28	0,2957(14)	–	–
128	40,54	0,2866(13)	–	–	–	–

Согласно [9], содержание Al в T(1) связано с углом оптических осей следующим выражением:

$$2t_1 = 0,5197(104) + 0,4458(764) \sin^2 V_{Np} \quad (\sigma^2 = 0,885).$$

Хим. Вариации теор. составов анортоклазов ($Or_{37-10}Ab_{63-90}$): $Na_2O - 7,28-10,57$; $K_2O - 6,50-1,79$; $Al_2O_3 - 19,01-19,32$; $SiO_2 - 67,21-68,32$.

Анализы (в порядке уменьшения содержания *Or*-компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	7,9	6,94	7,88	7,68	7,26	7,22	7,68	7,71	8,93
K ₂ O	5,9	5,26	5,39	5,17	4,77	4,71	4,50	4,34	3,95
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,005	0,0056	—
MgO	—	0,10	0,00	—	0,07	—	—	—	0,00
CaO	0,17	1,18	0,36	0,61	2,00	2,01	1,01	2,03	0,25
SrO	0,00	—	—	—	—	—	0,25	0,22	—
BaO	0,00	—	—	—	—	—	0,19	0,31	—
FeO	—	—	—	—	—	0,58	—	—	0,07
Fe ₂ O ₃	0,43	0,68	0,88	0,75	0,38	0,20	—	0,59	0,08
Al ₂ O ₃	18,6	21,14	18,75	18,89	20,85	20,94	21,36	21,50	19,89
SiO ₂	66,6	64,80	66,97	66,46	64,30	64,33	65,26	63,74	66,24
H ₂ O [±]	—	0,20	0,04	0,69	0,21	0,37	0,12	0,12	0,53
Сумма	99,6	100,30	100,27	100,25	99,84	100,36	100,38	100,77	99,94
<i>Or</i> (мол.%)	32,69	31,31	30,51	29,79	27,28	27,11	26,19	24,15	22,28
<i>Ab</i>	66,52	62,79	67,78	67,26	63,11	63,17	67,93	65,20	76,54
<i>An</i>	0,79	5,90	1,71	2,95	9,61	9,72	4,94	9,49	1,18
<i>Cn</i>	—	—	—	—	—	—	0,50	0,78	—
<i>Sr-Fsp</i>	—	—	—	—	—	—	0,45	0,38	—
Уд. в.	—	—	—	2,606	—	2,602	2,59	—	—
<i>n_g</i>	—	—	1,5308	1,532	1,536	1,532	1,530	—	1,5321
<i>n_m</i>	—	—	1,5299	1,531	1,532	1,530	—	—	1,5311
<i>n_p</i>	—	—	1,5239	1,5255	1,527	1,526	1,524	—	1,5253
2 <i>V_{Np}</i>	—	57,5	46	49-55	78	51	42	—	47

1 — вкрапленники в лаве, Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, микрозонд.; оригинал структурного уточнения [3]; 2 — вкрапленники в кените, гора Кения, Зап. Африка, анал. Спенсер [25]; 3 — из Гранд-Кальдейра, Азорские о-ва, анал. Скун [26]; 4 — из рибекитового трахита, Беркум, пров. Рейн, Германия [27]; 5 — из ларвикита, карьер близ Ларвика около Осло, Норвегия, анал. Скун [28]; 6 — со склона кратера горы Кения, Зап. Африка, анал. Маунтин [29]; 7 — из базальтовой лавы Дариган, Юго-Зап. Монголия [30]; 8 — из ромбенпорфира, вулкан Килиманджаро, Кения, анал. Степанова, в сумму входят TiO₂ — 0,20, Li₂O — 0,0007 (данные Боруцкого); 9 — из лавы, Виктория, Австралия, анал. фон Кнорринг [23], оптические данные по [26].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	8,2	8,17	8,45	8,43	8,52	8,70	8,34	8,2	9,9
K ₂ O	3,9	3,88	3,78	3,66	3,52	3,10	3,14	2,6	2,5
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	0,12	—	0,38	0,02	0,05	—	0,10	—
CaO	1,5	1,50	0,87	0,75	0,74	0,22	1,78	2,0	0,53
SrO	0,00	—	0,22	—	0,80	0,29	0,25	0,07	0,00
BaO	0,00	0,12	0,18	—	0,49	0,53	0,18	0,2	0,00
FeO	—	0,10	—	—	—	—	—	0,10	—
Fe ₂ O ₃	—	0,29	0,20	0,78	0,29	0,75	0,14	0,10	0,17
Al ₂ O ₃	19,5	20,66	20,68	19,65	20,61	19,97	22,07	21,3	20,4
SiO ₂	65,7	65,86	65,23	66,29	64,90	65,83	63,76	65,4	65,4
H ₂ O [±]	—	0,17	0,32	0,24	—	0,25	0,20	0,12	—
Сумма	98,8	100,87	99,93	100,18	99,79	99,69	99,86	100	98,9
<i>Or</i> (мол.%)	22,13	22,03	21,60	21,40	20,05	18,41	17,98	15,43	13,90
<i>Ab</i>	70,72	70,52	73,37	74,92	73,74	78,53	72,56	73,94	83,63
<i>An</i>	7,15	7,15	4,17	3,68	3,54	1,10	8,56	9,97	2,47
<i>Cn</i>	—	—	0,47	—	1,27	1,43	0,47	0,54	—
<i>Sr-Fsp</i>	—	—	0,39	—	1,40	0,53	0,44	0,13	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Уд. в.	–	2,587	–	2,582–2,590	–	2,608	–	2,54	–
n_g	–	1,5349	–	1,5243	–	–	–	1,5380	–
n_m	–	1,5334	–	1,5222	–	–	–	1,5364	–
n_p	–	1,5275	–	1,5190	–	–	–	1,5308	–
$2V_{Np}$	–	52,5	–	51°04'	–	–	–	53,2	–

10 – вкрапленники, гора Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, микрозонд., в сумму входит TiO_2 – 0,09, оригинал структурного уточнения [3]; 11 – из трахита Ропп, Нигерия [31]; 12 – вулкан Эребус, о-в Расса, Антарктида [5, 6]; 13 – из туфа Монте-Гардиа-ди-Меццо, Устика, Сицилия [32]; 14 – мегакристы из вулканического шлака, гора Ноорат, Виктория, Австралия [33, 34]; 15 – из мончикитовой дайки Ардмукниш, Аргиллшир, анал. Поллард [35]; 16 – мегакристы из вулканического шлака, гора Анаки, Виктория, Австралия [5, 34]; 17 – горы Крэри, Антарктида, в сумму входят TiO_2 – 0,05, P_2O_5 – 0,07 [6]; 18 – ксенокристы, Какануи, Новая Зеландия, микрозонд., оригинал структурного уточнения [3].

Согласно [34], фенокристы анортоклаза в относительно кислых лавах обеднены Na, Ba, Sr, но обогащены Rb – в сёльвсбергите Хенгинг-Рок, Виктория: Na_2O – 7,78, K_2O – 5,37, BaO – 0,0013, SrO – 0,006, Rb_2O – 0,062%, в трахите Тарритэйбл-Фолс, Виктория: Na_2O – 6,80 и 6,69, K_2O – 5,29 и 5,36, BaO – 0,104 и 0,180, SrO – 0,035 и 0,055, Rb_2O – 0,022 и 0,012%, в трахите вблизи Камелс-Хамп, Виктория: Na_2O – 6,73, K_2O – 5,76, BaO – 0,106, SrO – 0,039, Rb_2O – 0,026%. В мегакристах анортоклаза из вулканических шлаков содержится больше Na, Ba и Sr, но меньше Rb – в образце с горы Анаки, Виктория: BaO – 0,21, SrO – 0,77, с горы Франклина, Виктория: BaO – 0,31, SrO – 0,85%, Rb_2O – меньше 20 ppm.

Эксперим. Экспериментально определено равновесное Si/Al-распределение в анортоклазах и Na-санидинах при фиксированных температурах; равновесная степень порядка определялась по методу “вилки” сверху и снизу. Показано, что вхождение K в альбит и анортоклазы при фиксированной температуре понижает равновесную степень порядка; в результате изотермы на диаграмме состав–степень упорядоченности имеют минимум, смещенный к ортоклазовому члену [36]. Полученные данные отличаются от результатов работы [37].

Наход. Анортоклазы распространены в натриевых эффузивных, реже гипабиссальных или интрузивных породах и связаны постепенными переходами с Na-санидинами. Гомогенные анортоклазы встречаются редко, в виде фенокристаллов в лаве или мегакристов (до 12 см длиной) в продуктах вулканической эрупции. Как правило, они обнаруживают внутреннее альбит-периклиновое двойникование, свидетельствующее об инверсии из моноклинной симметрии в триклинную, и признаки начальной стадии фазового распада. В палеовулканитах анортоклазы всегда являются криптопертитамы (см. “Пертиты”), так же как в интрузивных породах – первоначальное их состояние не сохраняется.

Мегакристы анортоклаза широко распространены в щелочных оливиновых базальтах и связанных с ними трахитах в ассоциации с мегакристами чермакитового клинопироксена, алюмосодержащего ортопироксена, керсутита, титаномагнетита и апатита; в этих породах присутствуют ксенолиты лерцолитов с высоким содержанием оливина и хромдиоксида и других ультрамафитов. Иногда они наблюдались совместно с мегакристами плагиоклаза [38]. Образование мегакристов связывалось с кристаллизацией из основ-

ной или ультраосновной магмы, на большой глубине, при высоком давлении [33, 39–42]. С другой стороны, предполагалось, что мегакристы лишь захвачены несущей их лавой, но не связаны с ней генетически; они являются закаленными при температуре выше сольвуса близко-ликвидусными фазами базальтовой магмы, кристаллизовавшейся при умеренном давлении [33, 43]. Ирвинг [33] даже допускает их кристаллизацию на солидусе, где базальтовая магма могла быть водонасыщенной. Однако повышенные содержания Са (а также Ва и Sr) в мегакристах указывают на то, что кристаллизация анортотклазов должна быть рассмотрена в системе $Ab-Or-An$, влияние анортитового компонента в которой сильно сказывается на положении полевошпатового солидуса и сольвуса. Предполагается, что образование мегакристов возможно при P_{H_2O} ниже 5 кбар (вероятно, 3,6–2,3 кбар), при котором не происходит пересечения поверхности сольвуса солидусом. Анортотклавые мегакристы не резорбированы [42] и имеют оболочку из пузырчатой основной магмы, что, по мнению Ирвинга [33] и Бахата [34], указывает на их кристаллизацию из насыщенной водой и летучими компонентами магмы и объясняет высокую концентрацию микропримесей.

Анортотклавые фенокристы в пантеллеритах и трахитах (а также в двуполевошпатовых трахитах, где анортотклав сосуществует с андезитом или лабрадором) обычно резорбированы остаточным расплавом, что указывает на их неравновесность.

Классические анортотклазы описаны из Гранд-Кальдейры, Азорские о-ва. По [44], анортотклав состава $Or_{30,5}Ab_{67,8}An_{1,7}$ (хим. ан. 3) с $2V = 45,5-47,4^\circ$ ($46,7^\circ$ сред.) является криптопертитом с содержанием 44% Ab в К-фазе и 92% Ab в Na-фазе, в котором Na-фаза sdвойникована по альбит-периклиновому закону ($\alpha^* = 88^\circ 8'$, $\beta^* = 89^\circ 9'$ в A_1 и A_2 альбитовых и $\alpha^* = 88^\circ 15'$, $\gamma^* = 89^\circ 2'$ в P_1 и P_2 в периклиновых двойниках), а К-фаза дает на рентгенограммах три отражения, находящихся на слоевых линиях, проходящих через пятна A_1 и A_2 альбитовых и P_1 и P_2 периклиновых двойников Na-фазы. Такое двойникование указывает на сдвиговое превращение в закаленной нераспавшейся моноклинной фазе с одновременным двойникованием М-типа и последующий фазовый распад с выделением К-фазы из каждого двойникового положения. Однако, согласно [3, 5], вкрапленники в лаве состава $Or_{32,5}Ab_{66,7}An_{0,8}$ (хим. ан. 1) являются криптопертитом с моноклинной К-фазой (одно пятно; Na-санидин) и триклинной, sdвойникованной по М-типу Na-фазой (К-анальбит), что указывает на первоначальный распад полевого шпата на две моноклинные фазы, а затем сдвиговое превращение и М-двойникование в Na-фазе. Термическая история анортотклазов из Гранд-Кальдейра, таким образом, оказывается различной.

Анортотклав с горы Франклина, Виктория, Австралия, $Or_{24,9}Ab_{67,5}An_{7,6}$, с $2V = 53,7-57,6^\circ$ ($55,6^\circ$ средн.) [44] частично гомогенный, частично криптопертит, в котором Na-фаза sdвойникована по альбит-периклиновому закону плагиотклавового типа (с двумя "альбитовыми" и одним "периклиновым" пятнами), при котором совпадают пятна A_1 Na-фазы и K_1 К-фазы и A_2 Na-фазы и K_2 К-фазы ($\alpha^* = 87^\circ 40'$, $\gamma^* = 88^\circ 46'$ в альбитовых и $\alpha^* = 87^\circ 32'$, $\gamma^* = 88^\circ 42'$ в периклиновых двойниках). Данный тип двойникования указывает на первоначальное сдвиговое превращение в нераспавшейся моноклинной фазе, последующее двойникование Т-типа в возникшей триклинной фазе и, наконец, фазовый распад полевого шпата. Другой анортотклав из Виктории, Австралия [44], состава $Or_{23,3}Ab_{75,5}An_{1,2}$ оптически моноклинный с $2V = 46,9-48,4^\circ$ ($48,1^\circ$ средн.) криптопертит с К- и Na-фазами, sdвойникованными по альбитовому закону ($\alpha^* = 87^\circ 6'$, $\gamma^* = 88^\circ 30'$). Исследованы также анорт-

токлаз состава $Or_{22,3}Ab_{76,5}An_{1,2}$ (хим. ан. 9) с $2V = 47^\circ$ [23, 26] и мегакристы из вулканического шлака с горы Ноорат, Виктория, $Or_{20,0}Ab_{73,6}An_{3,5}$ (хим. ан. 14) [33, 34] и с горы Анаки, Виктория, $Or_{18,0}Ab_{72,5}An_{8,5}$ (хим. ан. 16) [5, 34]. Гомогенный анортоклаз с горы Анаки состава $Or_{18,2}Ab_{75,1}An_{6,7}$, с $2V = 56,0-56,7^\circ$ ($56,4^\circ$ средн.) описан также в [44].

Ксенокристы анортоклаза из вулкана Дебора, Какануи, Новая Зеландия, $Or_{13,8}Ab_{83,7}An_{2,5}$ (хим. ан. 18) описаны в [3, 5]. Там же в вулканической брекчии, содержащей ксенолиты перцолитов, роговообманковых эклогитов, пироксенитов, гранулитов и сланцев в меланефелините и ксенокристы пироба, авгита, амфибола и ильменита, установлен мегакрист ($15 \times 15 \times 10$ см) керсутита с пластинчатыми закономерно ориентированными включениями, сложенными сферолитами радиально-лучистого анортоклаза с Mg-кальцитом в интерстициях [45]. Предполагается, что анортоклаз был вторичным и образовался внутри газовых трубок, пронизывающих кристалл керсутита в магме, которые после эрупции были заполнены флюидом.

Анортоклаз описан с горы Кения, Кения (хим. ан. 2) [25].

Анортоклаз с вулкана Килиманджаро, Кения (хим. ан. 8) [7], образующий порфиры вкрапленники в ромбенпорфире (1–3 см), оказался однофазным, триклинным, с четким альбит-периклиновым двойникованием М-типа, указывающим на инверсию из первоначально моноклинного состояния, причем периклиновые двойниковые пластинки тоньше альбитовых. С помощью высокоразрешающей электронной микроскопии установлена начальная стадия спинодального распада с образованием когерентных фаз близкого состава, фазовая граница между которыми ориентирована по $(\bar{2}01)$. Выделения фаз различаются по величине ($\lambda = 60-65 \text{ \AA}$ и $\lambda = 400 \text{ \AA}$), что указывает на явление “огрубления” продуктов фазового распада.

Гомогенные анортоклазы описаны из Броун-Хиллс состава $Or_{25,7}Ab_{70,8}An_{3,5}$ с $2V = 38,9-42,6^\circ$ ($41,0^\circ$ средн.), из Ропп, Нигерия, – $Or_{23,0}Ab_{69,2}An_{7,8}$ с $2V = 51,9-53,7^\circ$ ($52,7^\circ$ средн.) и из Кватр Рибейра – $Or_{31,9}Ab_{64,7}An_{3,4}$ с $2V = 43,3-46,0^\circ$ ($44,7^\circ$ средн.) [44]. Повторно анортоклаз из трахита Ропп, Нигерия (хим. ан. 11), исследовался в [31]. Анортоклаз из фанолит-порфира в шт. Вайоминг, США, $Or_{28,9}Ab_{67,8}An_{1,5}Cn_{0,65}Sr-Fsp_{1,14}Pb-Fsp_{0,01}$, с $2V = 54,5-56,5^\circ$ изучен в [44, 46].

Фенокристы анортоклаза с горы Жибеле, о-в Пантеллерия, Италия, состава $Or_{22,3}Ab_{70,8}An_{6,9}$ (хим. ан. 10), описанные в [5], структурно исследованы в [3].

Анортоклазы с вулкана Эребус, о-в Росса, Антарктида, описаны в [29], а затем детально исследованы в [5, 6, 17, 44] (хим. ан. 12). Они являются гомогенными, триклинными, сдвойникованными по альбит-периклиновому закону М-типа и, как правило, сильно обогащены Са (см. “Тройные К, Na, Са-п.ш.”) [47–49].

Полевые шпаты из ларвикитов и нордмаркитов р-на Осло, Норвегия, описанию которых посвящена классическая работа Офтедаля [50], по составу соответствуют анортоклазам (хим. ан. 5) [28] и Са-анортоклазам. Однако все они являются глубоко распавшимися анортоклаз-пертитам (см. “Пертиты”).

Мегакристы анортоклаза установлены в кайнозойских щелочных базальтах Прибайкалья в ассоциации с мегакристами клино- и ортопироксена, керсутита и включениями ультраосновных пород (шпинелевых перцолитов) [51, 52]. В вулканитах хр. Удокан мегакристы анортоклаза, $Or_{25,3-34,0}Ab_{73,2-61,6}$

$An_{1,5-9,2}$, установлены среди туфобрекчий щелочных оливиновых базальтов и трахиандезитов в виде оплавленных включений 20×30 мм [53]. Они содержат 0,18–0,85% Fe и (г/т) 12–57 Rb, 1300–5300 Sr, 150–1400 Ba, 5,9–9,7 Pb. Наблюдается тонкое микродвойникование по альбитовому закону.

Мегакристы анортоклаза состава $Or_{28}Ab_{65}An_7$ в щелочных оливиновых базальтах р. Бартой, Забайкалье, триклинные, полностью неупорядоченные, рассматриваются как глубинные включения в вулканитах, образовавшиеся при высоком давлении. Они тонко сдвойникованы по альбитовому закону с шириной двойниковых индивидов ~ 800 Å. Тонкая структура распада по спиноподобному механизму с постоянной распада ~ 150 Å является секущей к двойникованию и ориентирована по $(\bar{2}01)$. Обе фазы – K и Na, триклинные, с близкими значениями γ^* , но Na-фаза представлена, скорее всего, не альбитом, а K-олигоклазом. Этим объясняется не характерная для щелочных полевых шпатов ориентация распада по $(\bar{2}01)$, свойственная распаду Бёггильда и Гуттенлошера в плагиоклазах андезин-лабрадоритового и битовнитового состава. Двойникование, явившееся следствием инверсии мон. $\rightarrow \rightarrow$ трикл., предшествовало фазовому распаду [54]. В мегакристах из базальтов из шлакового конуса в кратере вулкана Бэндера и левого потока Филд, шт. Нью-Мексико, США, состава $Or_{14}Ab_{79}An_7$ [18, 42] наблюдается последующая неравномерная механическая трансформация двойников. Мегакристы анортоклаза установлены в щелочных базальтах Южн. Тянь-Шаня [55]. Данный исследователь считает, что они являются мантийными или корово-мантийными концентраторами Na, K, Rb, Sr, Ba, Pb, Tl и др. и указывают на проявление глубинного метасоматоза в мантии, предшествовавшего выплавлению щелочно-базальтовых магм.

Оптически моноклинные и триклинные анортоклазы (хим. ан. 7) с тонким альбит-периклиновым двойникованием Т-типа описаны из лавы близких к гавайитам существенно натриевых щелочных четвертичных базальтов вулканического плато Дариганга у юго-зап. подножья Большого Хингана, Монголия [30] (Марфунин, 1962).

Межплоскостные расстояния анортоклаза $Or_{15,7}Ab_{74,2}An_{10,1}$ с гор Крэри, Аляскида (хим. ан. 17) [6]

CuK_{α_1} -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl^*	d (Å)	hkl	d (Å)	hkl	d (Å)	hkl	d (Å)
020	6,449	$\bar{1}\bar{3}1$	3,626	$0\bar{2}2$	2,921	151	2,1214
001	6,388	$\bar{1}\bar{1}2$	3,473	131	2,867	061	2,0035
$\bar{2}01$	4,064	$\bar{1}\bar{1}2$	3,391	$\bar{1}\bar{3}2$	2,806	260	1,8332
$\bar{1}\bar{1}1$	3,889	$\bar{2}20, 040, \bar{2}02$	3,223	$\bar{1}32$	2,681	$0\bar{6}2$	1,8280
111	3,781	002, 220	3,190	$\bar{2}\bar{4}1$	2,525	$\bar{3}50$	1,8010
$\bar{1}30$	3,757	$\bar{1}\bar{3}1$	3,008	060	2,1498	$\bar{2}04$	1,7804
130	3,666	$0\bar{4}1$	2,940				

* Интенсивность отражений не указана.

Литература

1. Zhang M., Wruck B., Graeme Barber A. et al. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 92–104.
2. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
3. Harlow G.E. // Ibid. 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 975–996.
4. Kroll H., Bambauer H.U. // Ibid. 1981. Vol. 66. P. 763–769.

5. *Carmichael I.S.E., MacKenzie W.S.* // *Miner. Mag.* 1964. Vol. 33. P. 949–962.
6. *Boudette E.L., Ford A.B.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 9/10. P. 1374–1387.
7. *Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д.* и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1992. № 12. С. 47–58.
8. *De Pieri R., Quarenì S.* // *Acta crystallogr. B.* 1973. Vol. B-29, pt 7. P. 1483–1487.
9. *Kroll H., Knitter R.* // *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76, N 5/6. P. 928–941.
10. *Kunz M., Armbruster T.* // *Ibid.* 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 141–149.
11. *Ribbe P.H., Megaw H.D., Taylor W.H.* et al. // *Acta crystallogr. B.* 1969. Vol. B-25, pt 8. P. 1503–1518.
12. *Winter J.K., Okamura F.P., Ghose S.* // *Ibid.* 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 409–423.
13. *Fenn P.M., Brown G.E.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1977. Bd. 145, N. 1/2. S. 124–145.
14. *Okamura F.P., Ghose S.* // *Geol. Soc. Amer. Abstr.* 1975. Vol. 7. P. 1218.
15. *Prewitt C.T., Sueno S., Papike J.J.* // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 11/12. P. 1213–1225.
16. *Laves F.* // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 5. P. 548–571. Пер.: *Лавес Ф.* // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 77–113.
17. *MacKenzie W.W.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 319–341.
18. *Gray N.H., Anderson J.B.* // *Lithos.* 1982. Vol. 15, N 1. P. 27–37.
19. *Хисина Н.Р.* Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. М.: Наука, 1987. 207 с.
20. *McCornell J.D.C.* // *Philos. Mag.* 1969. Vol. 19, N 158. P. 221–229.
21. *Горобец Б.С., Рогожин А.А.* Спектры люминесценции минералов: Справочник. М.: РИЦ ВИМС, 2001. 312 с. (Минеральное сырье; Вып. 11).
22. *Götze J.* Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy. Freiberg (Sachsen): Bergakademie, 2000. 128 p.
23. *Kracek F.C., Neuvonen K.J.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: *Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж.* // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
24. *Белянкин Д.С.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1937. № 2. С. 225–233.
25. *Spencer E.* // *Miner. Mag.* 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: *Спенсер Э.* // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.
26. *Tuttle O.F.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 2. P. 553–567. Пер.: *Туттл О.Ф.* // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 342–357.
27. *Белянкин Д.С.* // *Изв. Петрогр. политех. ин-та. Отд. техники и естествознания.* 1915. Т. 26. С. 432.
28. *Muir I.D., Smith J.V.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1956. Bd. 107. S. 182–195.
29. *Mountain E.D.* // *Miner. Mag.* 1925. Vol. 29. P. 331–345.
30. *Влодавец В.И., Шаверова Н.Н.* // *Вопр. петрографии и минералогии.* 1953. Вып. 2. С. 71.
31. *Joyce J.R.F., Game P.M.* // *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). Miner.* 1952. Vol. 1. P. 85.
32. *Montalto M.* // *Atti Accad. Gioenia Sci. Natur. Catania. Ser. 6.* 1937. Vol. 2, N 8 (М.А. 7-294) (по Диру и др., 1966).
33. *Irving A.J.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 10. P. 1503–1514.
34. *Bahat D.* // *Miner. Mag.* 1979. Vol. 43, N 326. P. 287–291.
35. *Guppy E.M.* // *Mem. Geol. Surv. Gt. Brit.* 1931 (по Диру и др., 1966).
36. *Сендеров Э.Э., Бычков А.М.* // *Геохимия.* 1983. № 9. С. 1315–1323.
37. *Kroll H., Bambauer H.U., Schrimmer U.* // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 11/12. P. 1192–1211.
38. *Frisch T., Wright J.B.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1971. H. 7. S. 289–304.
39. *Binns R.A., Duggan M.B., Wilkinson J.F.G.* // *Amer. J. Sci.* 1970. Vol. 269. P. 132–168.
40. *Kutolin V.A., Frolova V.M.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 29. P. 163–179.
41. *Hoffer J.M., Hoffer R.L.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 2139–2143.
42. *Laughlin A.W., Manzer G.K., Garden J.R.* // *Ibid.* 1974. Vol. 85. P. 413–416.
43. *Stuckless J.S., Irving A.J.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40. P. 209–213.
44. *MacKenzie W.W., Smith J.V.* // *Amer. Miner.* 1956. Vol. 41, N 5/6. P. 405–427.
45. *Wallace R.C.* // *Ibid.* 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 1038–1041.
46. *Hewlett C.C.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70. P. 511–538.
47. *Tagai T.* et al. // *Proc. NIPR Symp. Antarctic Geosci.* 1987. N 1. P. 66–72.
48. *Tagai T.* // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1988. Bd. 158, H. 2. S. 167–174.
49. *Tagai T., Takeda H., Tachikawa et al.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1988. H. 1. S. 9–20.
50. *Oftedahl Ch.* // *Skr. norske vidensk.-akad. Oslo. I Mat.-natur. Kl.* 1948. N 3 S. 1–71. Пер.: *Офтедаль Х.* // *Полевые шпаты.* М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 313–387.

51. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
52. Волянюк Н.Я., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Новиков В.М. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, N 4. С. 938–941.
53. Гладких В.С., Боруцкая В.Л., Соловьев В.А., Логинова Л.Г. // Сов. геология. 1983. N 4. С. 114–123.
54. Хисина Н.Р., Бочкаев Ф.И. // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, N 3. С. 722–725.
55. Лутков В.С. // Докл. РАН. 1996. Т. 348, N 4. С. 505–508.

Пертиты Perthites

Термин происходит от местности Перт, пров. Онтарио, Канада, где в К,Na-п.ш. были установлены пластинчатые сростки альбита с ортоклазом (Томсон, 1843), хотя подобные прорастания описывались еще Розе (1823). Пертит первоначально описывался как новый минерал, пока его природа не была объяснена Хунтом (1851) и Брейтгауптом (1861). В настоящее время пертиты рассматривают как закономерные агрегаты из вростков альбита или кислого плагиоклаза в К-п.ш., возникшие в результате фазового распада твердого раствора после кристаллизации К,Na-п.ш., сопровождающегося Si/Al-упорядочением и двойникованием продуктов распада, их ростом или “огрублением” в результате собирательной перекристаллизации и другими твердофазовыми преобразованиями под влиянием постмагматических растворов. Подавляющее большинство щелочных полевых шпатов в природе представлено именно пертитами, и по мере совершенствования методов исследования в ранее считавшихся гомогенными К,Na-п.ш. устанавливаются признаки их фазового распада.

Существуют различные классификации пертитов по размеру обособлений фаз и их морфологии, отражающие валовый состав полевого шпата и длительность процесса формирования пертитов.

Выделяют *криптопертиты* – *сгуртоperthites* (Брёггер – Brøgger, 1890 [1]), в которых пертитовое строение неразличимо оптически, *микропертиты* – *micropertthites* (Бекке – Becke, 1882 [2]) и *макропертиты* – *масгоperthites* (Ниггли – Niggli, 1926). Размер обособлений К- и Na-фаз в этих образованиях, по [3–5], менее 0,5 мкм, от 0,5 мкм до 0,05 мм и более 0,05 мм соответственно. Согласно Марфунину (1962), выделяются субмикроскопические пертиты (обособления фаз менее 1 мкм), криптопертиты (1–5 мкм), микропертиты (5–50 мкм) и макропертиты (более 50 мкм). По структурному состоянию К-фазы выделены *ортоклаз-* и *микроклин-микропертиты* (Нойбауэр – Neubauer, 1879 [6]). Они могут быть дополнены соответственно *санидин-*, *ортоклаз-* и *анортоклаз-криптопертитами*.

Обычно К-фаза в пертитах преобладает над Na-фазой; пертиты с обратным соотношением называются *антипертитами* – *antipertthites*; с промежуточным соотношением – *мезопертитами* – *mesopertthites* (Мишо – Michot, 1961 [7]).

Детальное изучение криптопертитов стало возможным только в результате применения структурного анализа и электронной микроскопии. В доступный период исследовались в основном микропертиты. Первая генетическая классификация микропертитов предложена Оллинггом [8], выделившим 9 генетических групп и 8 температурных ступеней на диаграмме состояния $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 . До сих пор за рубежом широко распространена классификация микропертитов Андерсена [9], в которой выделяются: *волоконистые* – *string*, *пленчатые* – *film*, *жилковые* – *vein*, *пятнистые* – *patch* и *взаимопроникающие* – *interlocking* пертиты. Данные классификации критически рассмотрены Болдыревым [10].

В нашей стране наиболее разработанной является генетическая классификация Руденко [11], в которой выделяются: пертиты *распада*, *сегрегационно-метасоматические*, *метасоматические* и пертиты *перекристаллизации*. В работе [12] пертиты подразделяются на *совершенные* – одномерные, двухмерные и трехмерные, и *несовершенные* – шнуровидные, ленточные и пятнистые.

Структ. и морф. крист. Параметры ячейки К- и Na-фаз в микро- и макропертитах соответствуют ортоклазу или микроклину и низкому альбиту. Полное выполнение объема расплавленного К,Na-п.ш. достигается внутренним микродвойникованием фаз распада (микроклиновое решетка в микроклине, альбитовое двойникование в альбите). В криптопертитах разделение К- и Na-фаз является менее совершенным, так как они меньше различаются по химическому составу и углам ячейки (см. “Калиево-натриевые полевые шпаты”), соответствуя по структурному состоянию санидину, ортоклазу, анортоклазу, высокому альбиту (анальбиту) и мональбиту. В этом случае когерентное сопряжение между фазами распада достигается искажением (приспособлением) параметров ячейки друг к другу, и они отличаются от параметров чистых фаз, обнаруживая определенную аномальность. В наибольшей степени аномальность проявляется как отклонение от нормы величины параметра a (Δa – по [13]).

Систематическое измерение параметров ячейки в пертитах разного состава и текстуры выполнено в [14–25]. Наибольший интерес представляет точное определение параметров в криптопертитах, варьирующих в зависимости как от состава, так и от искажения решеток срастающихся фаз. Такие данные собраны в работе [26]:

	a	b	c	α	β	γ	V	$2t_1$	Δa (Å)
1	8,630(1)	12,895(3)	7,173(1)	–	116,35	–	715,0	0,84	0,37
2	8,127(1)	12,895(3)	7,173(1)	–	116,35	–	673,0	0,84	–0,13
3	8,639(1)	12,860(3)	7,162(1)	–	116,11	–	714,0	0,84	0,43
4	8,160(1)	12,860(3)	7,162(1)	–	116,11	–	675,0	0,84	–0,05
5	8,598(1)	12,954(3)	7,158(1)	–	115,62	–	719,0	0,60	0,30
6	8,185(1)	12,954(3)	7,158(1)	–	115,62	–	684,0	0,60	–0,11
7	8,561(1)	12,960(3)	7,164(1)	–	115,71	–	716,0	0,62	0,26
8	8,159(1)	12,960(3)	7,164(1)	–	115,71	–	682,0	0,62	–0,15
9	8,553(1)	12,960(3)	7,166(1)	–	115,40	–	717,0	0,64	0,25
10	8,217(1)	12,960(3)	7,166(1)	–	115,40	–	689,0	0,63	–0,09
11	8,577(4)	12,939(9)	7,143(5)	90,00	116,18	90,00	711,4	0,54	0,32
12	8,080(25)	12,743(36)	7,167(15)	94,13	116,98	87,09	655,8	–	–0,12
13	8,573(3)	12,958(6)	7,207(2)	90,00	116,02	90,00	719,5	0,88	0,10
14	8,126(4)	12,786(8)	7,145(3)	94,28	116,60	87,77	662,0	–	0,00
15	8,558(5)	12,985(11)	7,192(4)	90,00	115,90	90,00	719,0	0,75	0,06
16	8,130(4)	12,778(8)	7,160(3)	94,27	116,58	87,80	663,4	–	–0,01
17	8,582(4)	12,987(9)	7,179(3)	90,00	116,09	90,00	718,6	0,66	0,18
18	8,129(8)	12,787(14)	7,162(6)	94,39	116,72	87,53	663,0	–	–0,02

1, 2 – ортоклаз-криптопертит из ларвикита, Фридрихсворум, Норвегия, обр. 172/6529 [27]; 1 – К-фаза $Or_{79}Ab_{21}$, 2 – Na-фаза $Ab_{90}Or_{10}$; 3, 4 – ортоклаз-криптопертит из щелочного сиенита, Кургинский массив, Кольский п-ов, обр. 74 [27]; 3 – К-фаза $Or_{78}Ab_{22}$, 4 – Na-фаза $Ab_{88}Or_{12}$; 5–10 – санидин-криптопертит из экструзии комендитов, вулкан Белоголовский, Центр. Камчатка [27]; 5, 6 – обр. 6295/1 (5 – К-фаза $Or_{88}Ab_{12}$, 6 – Na-фаза $Ab_{88}Or_{12}$), 7, 8 – обр. 42а (7 – К-фаза $Or_{88}Ab_{12}$, 8 – Na-фаза $Ab_{88}Or_{12}$), 9, 10 – обр. 6296 (9 – К-фаза $Or_{85}Ab_{15}$, 10 – Na-фаза $Ab_{80}Or_{20}$); 11–18 – санидин- и ортоклаз-криптопертиты из гранит-порфира Самгарского массива, Средний Тянь-Шань [28], в обр. Б-18, Б-5, Б-9, Б-19/1 нечетные данные относятся к К-фазе, четные – к Na-фазе.

Приведенные выше параметры показывают, что в наиболее тонких криптопертитах наблюдается когерентное срастание фаз распада, в которых приспособление решеток друг к другу ведет к их искажению, так что параметры b , c и углы β К- и Na-фаз становятся равными, а величина параметра a завышена или занижена по сравнению с чистым К-п.ш. и альбитом. Ранее предполагали, что это искажение не касается объема ячеек, который может быть использован для определения состава фаз [29]. Это допущение использовано и в работе [27]. Однако анализ тензора упругой деформации показывает, что это неверно. Предложены соответствующие поправки при определении состава фаз, учитывающие влияние упругой деформации, которые известны как метод Робина [30, 31], метод Таллис [32] и метод Юнда–Таллис [33]. Согласно [26], все эти методы не дают, однако, однозначного результата, так как не учитывают различий в упругой деформации между К- и Na-фазами, зависимости деформации от температуры, различий в структурном состоянии фаз, эффекта сдвигового превращения монокл. \rightarrow трикл.

Кристаллические структуры К- и Na-фаз пертита уточнены для санидин-криптопертита из пегматита Рэб-Каньон, Грант-Каунти, шт. Нью-Мексико, США, с валовым составом $Or_{51}Ab_{48}An_1$ [34]. К-фаза (санидин): $a = 8,558(1)$, $b = 12,997(1)$, $c = 7,179(1)$ Å; $\alpha = 90$, $\beta = 116,07(1)$, $\gamma = 90^\circ$; $T_{10}-O = 1,651$, $T_{1m}-O = 1,651$, $T_{20}-O = 1,638$, $T_{2m}-O = 1,638$ Å; $t_{10} = t_{1m} = 0,28$, $t_{20} = t_{2m} = 0,225$. Na-фаза (сдвойникованный по периклиновому закону высокий альбит): $a = 8,144(2)$, $b = 12,989(3)$, $c = 7,160(2)$ Å; $\alpha = 90,10(2)$, $\beta = 116,56(2)$, $\gamma = 90,21(2)^\circ$; $T_{10}-O = 1,656$, $T_{1m}-O = 1,657$, $T_{20}-O = 1,638$, $T_{2m}-O = 1,643$ Å. Установлено, что в данном образце фазы когерентны в плоскости $\sim(\bar{6}01)$; ширина пластинок высокого альбита ~ 500 Å, при периодичности полисинтетических периклиновых двойников ~ 50 Å; пластины несдвойникового санидина ~ 1000 Å. Состав санидиновой фазы $Or_{65}Ab_{35}$, альбитовой – $Or_{22}Ab_{78}$ (по балансу), что соответствует на когерентном сольвусе Сиплинга и Янда [35] температуре $465 \pm 20^\circ$. При этой же температуре происходит инверсия моноклинной Na-фазы в триклинную. Срастающиеся фазы напряжены, что обусловлено различиями в параметрах a при сходстве параметров b и c , но это напряжение меньше, чем рассчитывается, исходя из моделей Робина [31] (Or_{92} для К-фазы и Ab_{86} для Na-фазы) и Таллис [32] (Or_{79} и Ab_{93} соответственно); данное несоответствие можно объяснить сдвойникованностью триклинной Na-фазы.

В несдвойникованном микроклин-криптопертите из сиенита массива Кунгнат, Юго-Зап. Гренландия, с валовым составом, согласно [36], $Or_{33}Ab_{58}An_8Cn_1$ уточнена кристаллическая структура К-фазы [37], оказавшейся напряженным промежуточным микроклином с $a = 8,643(3)$, $b = 12,929(4)$, $c = 7,190(3)$ Å; $\alpha = 90,13(3)$, $\beta = 116,24(3)$, $\gamma = 89,60(3)^\circ$; $V = 720,6$ Å³; $\alpha^* = 90,05$, $\gamma^* = 90,38^\circ$. Согласно методу $b-c$, $\alpha^*-\gamma^*$ Стюарта–Риббе–Райта [13, 38]: $t_{10} = 0,51$, $t_{1m} = 0,35$, $t_{20} = t_{2m} = 0,07$. Исходя из средних межзатомных расстояний $T_{10}-O = 1,671$, $T_{1m}-O = 1,651$, $T_{20}-O = 1,622$, $T_{2m}-O = 1,627$ Å, по методу Риббе (Feldspar Mineralogy, 1975): $t_{10} = 0,47$, $t_{1m} = 0,32$, $t_{20} = t_{2m} = 0,10$. Сравнение данных с ненапряженным максимальным микроклином и слабо-напряженным ($\Delta a = 0,07$ Å) промежуточным микроклином показывает, что искажение линейных и/или угловых связей в его структуре соответствует величине $\Delta a = 0,30$ Å. Состав микроклиновой фазы $(Or+Cn)_{94}Ab_6$. В криптопертите присутствует также моноклинная фаза ортоклаза $(Or+Cn)_{87}Ab_{13}$: $a = 8,624(4)$, $b = 12,918(4)$, $c = 7,187(2)$ Å; $\alpha = 90$, $\beta = 116,23(4)$, $\gamma = 90^\circ$; $V = 718,2$ Å³, $\alpha^* = 90$, $\gamma^* = 90^\circ$, и Na-фаза $\sim Ab_{90}$, сдвойникованная по альбит-пе-

риклиновому закону: $a = 8,126(6)$, $b = 12,782(7)$, $c = 7,155(11)$ Å; $\alpha = 94,24(13)$, $\beta = 117,45(12)$, $\gamma = 87,82(10)^\circ$; $V = 657,9$ Å³; $\alpha^* = 86,35$, $\gamma^* = 90,26^\circ$.

Кристаллическая структура К-фазы санидин-криптопертита с валовым составом $Or_{62}Ab_{36}An_1$ из вкрапленников в риолитовых туфах Середочного м-ния цеолитов Северного вулканического пояса Сихотэ-Алиня уточнена в [39]. К-фаза (санидин): $a = 8,542(1)$, $b = 12,985(2)$, $c = 7,167(1)$ Å; $\alpha = 90$, $\beta = 116,05(8)$, $\gamma = 90^\circ$; $V = 712,6$ Å³; T(1)–O = 1,648, T(2)–O = 1,633 Å; $t_1O = t_1m = 0,28$, $t_2O = t_2m = 0,164$. Na-фаза sdвойникова по периклиновому закону и, следовательно, триклинная. Фазовая граница ($\bar{6}01$). Состав К-фазы $Or_{81}Ab_{19}$. Отличительной особенностью образца является наличие сателлитовых рефлексов альбита, обнаруживающих закономерную периодичность ~ 100 Å, обусловленную периклиновым двойникованием. Параметры ячейки указывают на напряженность К-фазы в криптопертите.

Внутренняя морфология криптопертитов, наблюдаемая под электронным микроскопом, следующая:

	К-фаза	Na-фаза	Пл. сростания	Масштаб выделения λ (Å)
1	Моноклиная	Триклинная; периодическое двойникование по альбитовому закону (периодичность двойникования $l = 50$ Å)	($\bar{6}01$)	500
2	Моноклиная	Триклинная, периодическое двойникование по альбитовому закону ($l = 150$ Å)	($\bar{6}01$)	800
3	Моноклиная	Моноклиная	($\bar{6}01$)	400
4	Триклинная	Триклинная; периодическое двойникование всего кристалла по альбитовому закону ($l = 300$ Å)	($\bar{2}01$)	300
5	Моноклиная	Моноклиная	($\bar{6}01$)	400
6	Моноклиная	Моноклиная	($\bar{6}01$)	–
7	Моноклиная	Моноклиная	($\bar{6}01$)	–
8	Моноклиная	Триклинная; периодическое двойникование по альбитовому закону	($\bar{6}01$)	–
9	Триклинная, диагональная ассоциация	Триклинная, периодическое двойникование по альбитовому закону; ромбовидные или зигзагообразные выделения	($\bar{6}31$) до ($\bar{6}61$)	–
10	Триклинная, микроклиновые двойники или диагональная ассоциация; волнистые или зигзагообразные выделения	Триклинная; периодическое двойникование по альбитовому и периклиновому законам; волнистые или зигзагообразные выделения	($\bar{8}01$) до ($\bar{8}61$)	–

1 – ортоклаз-криптопертит из ларвикита, Фридрихсворум, Норвегия, с суммарным составом $Ab_{54,5}Or_{43,3}$ [27]; 2 – ортоклаз-криптопертит из щелочного сиенита, Кургинский массив, Кольский п-ов, с суммарным составом $Ab_{71,6}Or_{23,3}An_{3,5}$ [27]; 3–5 – санидин-криптопертит из экструзии комендитов, вулкан Белоголовский, Центр. Камчатка [27]; 3 – с суммарным составом $Ab_{59,0}Or_{33,2}An_{7,8}$, 4 – с суммарным составом $Ab_{61,6}Or_{36,3}An_{2,1}$, 5 – с суммарным составом $Ab_{60,0}Or_{34,1}An_{5,9}$; 6 – санидин-криптопертит из лавы о-ва Самотраки, Греция [40]; 7 – анортоклаз-криптопертит из лавы о-ва Пантеллерия, Италия, с суммарным составом $Ab_{63}Or_{37}An_0$ [41]; 8 – анортоклаз-пертит из ларвикита, Ларвик, Норвегия, с суммарным составом $Ab_{68}Or_{19}An_{13}$ [42, 43]; 9, 10 – анортоклаз-криптопертит из сиенита Уосо, шт. Висконсин, США: 9 – с суммарным составом $Ab_{70}Or_{28}An_2$ [43, 44], 10 – с суммарным составом $Ab_{62}Or_{35}An_3$ [40].

Последовательность образования микроструктур в пертитах и сопровождающие его твердофазовые превращения рассмотрены в работах [26, 45 и др.]. Ориентация границ раздела определяется минимумом упругой энергии, необходимой для обеспечения когерентности границ между ламеллями К- и Na-фаз [40, 46, 47]. Показано, что граница между моноклинными фазами должна быть ориентирована по $(\bar{6}01)$. Это наблюдается в большинстве криптопертитов и доказывает, что ориентация ламелей в начале фазового распада определяется в основном упругой энергией. Эта граница не меняется при расчетах криптопертитов с моноклинной К-фазой и Na-фазой, sdвойникованной по альбитовому и периклиновому законам. В тех случаях, когда К-фаза становится триклинной в результате перехода монокл. \rightarrow трикл., а Na-фаза вследствие периодичного двойникования по альбитовому и периклиновому законам остается как бы псевдомоноклинной, ориентация плоскостей раздела меняется и варьирует от $(\bar{6}\bar{3}1)$ до $(\bar{6}\bar{6}1)$ в зависимости от степени упорядоченности К-фазы; при этом зигзагообразные границы ламелей продолжают в целом быть вытянутыми вдоль $(\bar{6}01)$.

Ориентация границ между фазовыми доменами рассмотрена также исходя из минимума поверхностной энергии между фазами в двухмерной и трехмерной кристаллической решетке [48].

Для переохлажденных образцов с составом Or_{20-60} Na-ламели равномерно распределены в кристалле, имеют когерентные границы и состав, укладывающийся в пределы когерентной спинодали, что позволяет рассматривать их как результат спинодального распада. Применительно к полевым шпатам этот процесс детально рассмотрен Христи [49, 50] и Яндом [51]. В результате спинодального распада возникают границы, близкие к $(\bar{6}01)$.

Хисиной и Бочкаевым [52, 53] для мегакриста из оливиновых щелочных базальтов с р. Бартой, Забайкалье, $Ab_{65}Or_{28}An_7$ установлено триклинное полностью неупорядоченное структурное состояние. Анортотлаз-криптопертит тонко sdвойникован по всему объему по альбитовому закону с $l = 800 \text{ \AA}$, а структура распада имеет плоскость раздела $(\bar{2}01)$ с $\lambda = 150 \text{ \AA}$. Образец необычен, поскольку инверсия монокл. \rightarrow трикл. в нем имела место ранее спинодального распада, а также он характеризуется неизвестной ранее ориентировкой ламелей, что, возможно, объясняется высокой примесью Са-компонента и влиянием высокого давления.

Физ. Степень упорядоченности К-фазы и соотношение К- и Na-фаз в санидин-криптопертите из эклогитоподобного гранат-двупироксенового гранита Молдовского железорудного м-ния исследовались методом ЯМР Al [54].

Физ.-хим. конст. Физико-химические условия фазового распада в К,Na- и К,(Na+Ca)-п.ш., состав пертитов и структурное состояние фаз распада определяются кривыми сольвуса (фиг. 73).

Равновесный (химический) сольвус экспериментально определен, скорректирован и рассчитан по параметрам Маргулеса для высокотемпературной серии анальбит-санидин [55-67]. Он значительно различался как по температуре, так и по положению относительно оси составов, что объяснялось различиями в Si/Al-упорядоченности, давлением и наличием в системе избыточных относительно состава полевых шпатов количеств компонентов.

Орвилем [55] он построен на основании экспериментов с солями NaCl и KCl при $P_{H_2O} = 2000 \text{ атм}$ в интервале $350-700^\circ$. Показано, что критическая

Фиг. 73. Полевошпатовые сольвусы, сведенные к $P = 1$ кбар (по Сендерову [66])

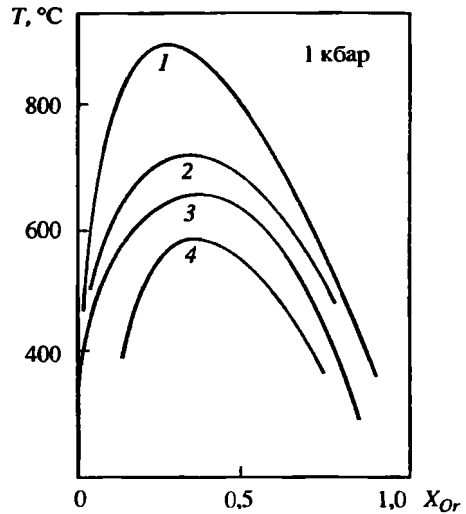
1 – равновесный (химический) сольвус для серии низкий альбит–микроклин по Бачински и Мюллеру; 2 – когерентный сольвус для той же серии по Юнду; 3 – равновесный (химический) сольвус для серии высокий альбит–высокий санидин по Смитту и Парсонсу; 4 – когерентный сольвус для той же серии по Сплингу и Юнду

точка лежит ниже 700° ($T_k \sim 685^\circ$ для состава $\sim Ab_{66}Or_{34}$), а составы равновесного флюида обогащаются натрием по мере снижения температуры: $26,0 \pm 0,5 Or$ при 670° , $23,2 \pm 0,5 Or$ при 600° , $18,5 \pm 0,5 Or$ при 500° , $< 0,16 Or$ при 400° (этим, в частности, объясняется натриевый состав гидротерм в природе).

Лафом и Таттлом [56] сольвус получен в системе $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Авторами этой работы, а также Секом [63], изучавшим систему $K_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ в высококремниевых (при избытке геля кварца) и высокоалюминиевых (при избытке корунда) условиях, допускалось, что на форму сольвуса может оказывать влияние избыток Al или Si и другие отклонения от стехиометрии, например избыток щелочей [57, 59, 61]. Равновесный сольвус для высокощелочных условий (добавление $Na_2Si_2O_5$ и $K_2Si_2O_5$) экспериментально получен и рассчитан по параметрам Маргулеса Лафом с соавт. [59]. Однако анализ этих предположений, проведенный Гольдсмитом и Ньютоном [60] и Парсонсом [68], показал их несостоятельность: отклонение от стехиометрии, в том числе и избыток щелочей, влияют на скорость достижения равновесия, P_{H_2O} способствует Si/Al-упорядочению и расширяет область несмесимости. Различия в форме сольвуса оказались связанными главным образом с недостижением равновесности в опытах. В тех случаях, когда достижение равновесия контролировалось обратимостью результатов и учитывался эффект давления [55, 60, 64, 69], кривые сольвуса хорошо согласуются между собой. Сольвус по [64] для $P = 1$ кбар показан на фиг. 73.

Влияние давления на равновесный сольвус для серии санидин–высокий альбит экспериментально изучено Секом [63]. Критические точки бинодалей: $645 \pm 18^\circ$ для состава $N_{Or} = 0,376 \pm (+0,026, -0,028)$ при 1,25 кбар; $670 \pm 17^\circ$ для $N_{Or} = 0,384 \pm (+0,022, -0,026)$ при 2,5 кбар; $702 \pm 14^\circ$ для $N_{Or} = 0,332 \pm (+0,023, -0,027)$ при 5 кбар; $782 \pm 17^\circ$ для $N_{Or} = 0,305 \pm (+0,032, -0,037)$ при 10 кбар. Уравнение зависимости критической температуры от давления: $T_k = (15,4 \pm 0,6) P + (627,6 \pm 3,1)^\circ$. Оно соответствует зависимости, рассчитанной в [65] для стехиометричных ($15,2^\circ C/кбар$) и сверхалюминиевых ($16,6^\circ C/кбар$) составов. Смещение критических составов в сторону альбита и увеличение асимметрии кривой сольвуса при высоком давлении, возможно, связано с изменением структурного состояния синтезируемых полевых шпатов.

Стабильные двухфазовые равновесия K,Na-п.ш. серии микроклин–низкий альбит существуют в зависимости от их состава ниже $500-700^\circ$. Бачински и Мюллером [70] экспериментально определен метастабильный участок сольвусной бинодали (см. фиг. 73).



Сендеровым [66] рассмотрено влияние степени Si/Al-упорядочения на форму сольвуса и рассчитаны функции смешения для K,Na-п.ш. с равной степенью порядка. На основании этих данных построена истинно-равновесная химическая бинадаль, учитывающая энергетические параметры как фазового распада, так и Si/Al-упорядочения, т.е. как бы объединяющая сольвусы высокотемпературной и низкотемпературной серий. Она показывает, при какой температуре мог бы начаться фазовый распад, если бы в него не вмешивались кинетические явления (фиг. 74).

Ховисом [67] на основе экспериментов по синтезу двух топохимически моноклинных серий с различной степенью Si/Al-упорядоченности санидин-высокий альбит и адуляр-высокий альбит, проведенных при 800° и давлении ~1 бар в расплавах солей (K,Na)Br, перерассчитаны термодинамические функции смешения K,Na-п.ш. (см. "Калиево-натриевые полевые шпаты") и рассчитаны соответствующие метастабильные сольвусы со следующими критическими температурами (T_k , °) и составами (N_{Or}), варьирующими в зависимости от условий расчета:

Давление, бар	Серия санидина		Серия адуляра		Серия микроклина	
	T_k	N_{Or}	T_k	N_{Or}	T_k	N_{Or}
1	869,2	0,286	721,3	0,330	835,5	0,307
1	692,1	0,336	700,2	0,319	820,2	0,313
1	—	—	682,4	0,362	767,3	0,372
1	—	—	651,5	0,357	754,4	0,387
2000	923,7	0,284	741,8	0,335	846,1	0,314
2000	736,3	0,333	721,0	0,323	827,0	0,322
2000	—	—	713,3	0,358	778,5	0,389
2000	—	—	681,5	0,353	771,2	0,400

Рассчитанные сольвусы показывают сильную зависимость критических температур от Si/Al-упорядоченности: микроклин > адуляр > санидин и очень малую зависимость критических составов от Si/Al-упорядоченности: $N_{Or} = 0,336$ в санидине, 0,330 в адуляре, 0,313 в микроклине. При изменении давления на 2 кбар T_k возрастает на 44° в серии санидина, на 21° в серии адуляра и всего на 7° в серии микроклин-низкий альбит. Для неупорядоченных K,Na-п.ш. Ховисом рекомендуются следующие параметры Маргулеса для внутренней энергии, энтропии и объемов смешения: $W_{E,Or} = 5450$ и $W_{E,Ab} = 4670$ кал/моль, $W_{S,Or} = 1,5$ и $W_{S,Ab} = 2,5$ кал/К · моль, $W_{V,Or} = 0,110$ и $W_{V,Ab} = 0,078$ кал/бар · моль. Расчеты сольвуса по этим данным дают $T_k = 660°$ и согласуются с данными для равновесного сольвуса [64, 69] при 1 кбар. Эти же параметры согласуются с данными [60] для равновесного сольвуса при высоком давлении.

Когерентный сольвус для серии санидин-анальбит, учитывающий напряжение в решетке в криптопертитах, экспериментально определен Сиплингом и Яндом [35] методом отжига санидина Or_{38} с использованием прецизионной рентгеновской съемки и введением поправок при определении параметров ячейки на напряжение согласно модели Таллис [32]. Аппроксимация сольвусной кривой выполнена по методу [65]. Критическая температура когерентного сольвуса 573° для состава $Ab_{62,8}Or_{37,2}$ (см. фиг. 73). Дополнительно ими был выполнен отжиг санидинов состава Or_{20} , Or_{21} , $Or_{26,8}$, $Or_{32,9}$, Or_{48} , Or_{53} и $Or_{56,6}$ при 400–590° с последующим наблюдением под электронным микроскопом. Теоретические расчеты когерентного сольвуса выполнены Робинсом [30, 31] и Таллис и Юндом [71]. По данным [31], выполненным для

Фиг. 74. T - X диаграмма системы K,Na -полевых шпатов при $P = P_{H_2O} = 1$ кбар (по Сенде-рову [66])

Жирные линии – равновесные границы двухфазовых областей, штриховые – гипотетические участки кривых; 1 – “истинно равновесная” бинадаль, построенная с учетом энергетического эффекта Si/Al -упорядочения полевых шпатов; 2 – сольвус для серии высокий альбит–высокий санидин; 3 – сольвус для серии низкий альбит–микроклин; 4 – сдвиговое превращение $Mon \rightarrow Трикл$ для натриевых полевых шпатов; *Расп.* – расплав; *Лейц* – лейцит; *П.Шп* – полевой шпат; *Сан* – санидин; *В.Ал* – высокий альбит, *Н.Ал* – низкий альбит, *Мон* + *Трикл* КПШ – моноклинный + триклинный калиевые полевые шпаты, *Мк* – микроклин; изолинии 2_1 – содержание Al в двух позициях $T(1)$

Or_{40} , $T_k = 589,1^\circ$ для $N_{Or} = 0,3274$ для упругой константы с коэффициентом $k = 603,6$ кал/моль или $T_k = 577,0^\circ$ для $N_{Or} = 0,3264$ с $k = 704,6$ кал/моль.

Когерентный сольвус для серии микроклин–низкий альбит рассчитан Юндом [72] (см. фиг. 73).

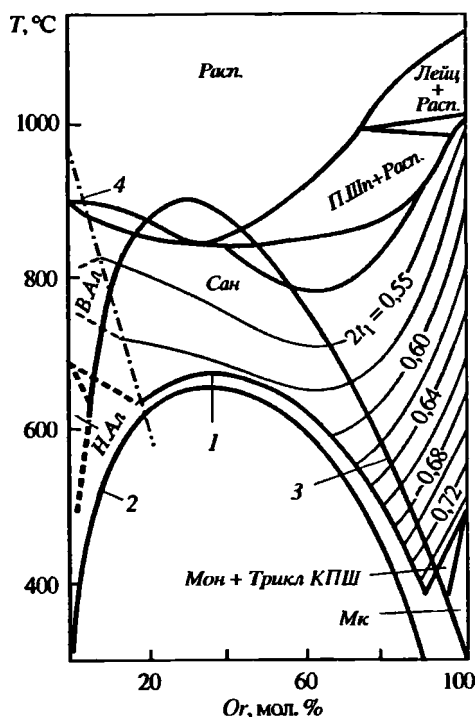
Сольвусы в системе $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ – H_2O при 900° и $0,5$ кбар, 825° и 1 кбар и 650° и 1 кбар получены Секом [73]; пересечение кривых их солидуса показывает состав сосуществующих щелочного полевого шпата и плагиоклаза при кристаллизации, фазовый распад в которых впоследствии происходит раздельно. Повышение давления от 1 до 10 кбар понижает температуру сольвуса на 125 – 150° .

Область между равновесным и когерентным сольвусами ограничивает область гетерогенной нуклеации (зарождения фазы на дефектах в кристаллической структуре – вакансии, дислокации, границы зерен, включения), требующей преодоления наименьшей энергии активации и небольшого переохлаждения. В области внутри когерентного сольвуса возможна как гетерогенная, так и гомогенная нуклеация, требующая преодоления наибольшей энергии активации и, следовательно, значительного переохлаждения. Альтернативным механизмом зарождения фазы при распаде твердых растворов щелочных полевых шпатов является спинодальный распад, происходящий благодаря кинетическому, а не энергетическому выигрышу свободной энергии. Поэтому в дополнение к сказанному рассчитаны также химическая и когерентная спинодали [31, 45, 74, 75]. Особенностью фазового распада по спинодальному механизму является возникновение флуктуаций с большой длиной волны ($\lambda \sim 500 \text{ \AA}$) и малой амплитудой составов при небольшом переохлаждении и, наоборот, флуктуаций с малой длиной волны ($\lambda \sim 50 \text{ \AA}$) и значительной амплитудой при резком переохлаждении.

Для определения времени фазового распада K,Na -п.ш. широко используется “диаграмма TTT ” (Time–Temperature–Transformation) [26, 66, 75 и др.]. Согласно [76], размер пластин в криптопертите (длина волны флуктуации при спинодальном распаде λ , \AA) определяется уравнениями

$$\lambda = \lambda_0 + kt^{1/3},$$

$$k(\text{\AA}/\text{сут}^{1/3}) = (1,78 \pm 2,20) \cdot 10^8 \exp[(-25000 \pm 1200)/RT],$$



где λ_0 – первоначальный размер пластинки (зародыша), определенный экспериментально как 60 Å при 470°, 80 Å при 560° и на 10° ниже вершины сольвуса при более высоких температурах; k – коэффициент скорости для данной температуры T ; t – время (сут). Подобный расчет впервые проведен в [77] для криптопертитов из двух потоков риолитовой лавы в Биг-Бенд, шт. Техас, США, с размером пластинок 660–2140 Å. Он показал, что в интервале 570–400° фазовый распад достиг данного масштаба примерно за 20 сут.

Хим. Анализы (в порядке увеличения в суммарном составе натриевой составляющей).

Ортоклаз- и анортоклаз-криптопертиты:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	2,48	3,58	7,12	7,23	7,28	7,87	8,67
K ₂ O	13,68	9,36	6,20	5,27	4,59	5,2	5,64
MgO	0,23	0,62	–	0,16	0,02	0,3	0,10
CaO	0,72	0,88	0,61	1,27	2,75	0,7	0,30
BaO	0,21	2,44	–	0,58	0,35	1,2	0,00
Fe ₂ O ₃	0,16	0,10	1,03	1,06	0,44	0,10	0,27
Al ₂ O ₃	19,02	20,00	19,45	20,87	22,15	18,9	18,77
SiO ₂	63,40	62,22	65,90	61,29	62,43	66,5	65,50
H ₂ O [±]	–	0,02	0,21	1,10	0,59	0,01	0,53
Сумма	99,90	99,63	100,53	99,51	100,60	101,76	99,95
Or (мол.%)	75,5	57,4	35,4	31,0	26,1	30	32,1
Ab	20,8	33,3	61,6	64,6	60,9	67	76,5
An	3,3	9,3	3,0	6,3	13,0	3	2,1
Уд.в.	2,55	–	–	–	–	–	–
n_g	1,524	1,538	–	–	–	1,542	–
n_m	–	1,534	–	–	–	1,537	–
n_p	1,518	1,529	–	–	–	1,533	–
–2V	70	–	–	–	–	–	–

1 – ортоклаз-криптопертит из пегматита горы Лепхе-Нельм, Ловозерский массив, Кольский п-ов [78,79]; 2 – ортоклаз-криптопертит, вкрапленники в камптоните, с. Хлебодаровка, Приазовье, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,03, SO₃ – 0,02, P₂O₅ – 0,06, CO₂ – 0,30 [80]; 3 – анортоклаз-пертит из нордмаркита, грабен района Осло, Норвегия [81, 82]; 4 – анортоклаз-криптопертит из овоидофира, гора Куамдесплах, Ловозерский массив, Кольский п-ов, в сумму входят SrO – 0,29, FeO – 0,36, MnO – 0,01, TiO₂ – 0,02, дополнительно найдено P₂O₅ – 0,13, SO₃ – 0,13, анал. Успенская [79, 83]; 5 – анортоклаз из ларвикита, грабен района Осло, Норвегия [81, 82]; 6 – анортоклаз-криптопертит, вкрапленник в камптоните, с. Анадол, Приазовье, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,03, P₂O₅ – 0,03, CO₂ – 0,07 [80]; 7 – решетчатый анортоклаз-пертит из ильменитового сиенита, скв. 234, 268,5 м, Ловозерский массив, Кольский п-ов, в сумму анализа входят SrO – 0,002, FeO – 0,17, анал. Мокрецова [79, 83].

Анализы иризирующих разновидностей ортоклаз- и анортоклаз-криптопертитов см. в разделе “Лунный камень”. В настоящее время химические анализы криптопертитов почти не выполняются, так как они не характеризуют минеральное вещество с необходимой локальностью.

Анализы ортоклаз-микрпертитов:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	1,51	2,38	2,74	3,60	4,23	6,84	7,59	8,44	8,42
K ₂ O	14,53	12,61	11,80	10,86	10,20	6,63	5,49	3,29	2,97
MgO	0,19	0,08	Сл.	0,07	–	0,05	–	0,10	0,87
CaO	0,26	0,16	0,48	0,58	0,39	0,67	0,50	1,19	2,38
BaO	0,50	0,36	–	0,17	–	0,02	–	0,63	0,27

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe ₂ O ₃	0,62	0,09	0,34	0,40	—	0,47	—	0,18	0,50
Al ₂ O ₃	19,73	20,46	19,40	20,02	18,82	18,81	20,84	20,23	20,30
SiO ₂	63,01	63,90	64,28	63,94	65,33	66,44	65,67	65,76	62,70
H ₂ O [±]	0,08	0,12	0,58	0,60	0,78	0,20	—	0,45	0,26
Сумма	100,43	100,16	99,62	100,24	99,75	100,20	100,09	100,35	100,22
Or (мол.%)	84,3	76,8	72,1	64,3	60,2	37,7	31,5	20,0	17,0
Ab	13,2	21,8	25,4	32,3	37,9	59,1	66,1	73,6	71,4
An	2,5*	1,4*	2,5	3,4*	1,9	3,2	2,4	6,4*	11,6
Уд.в.	—	2,55	—	—	2,582	—	—	—	—
n _g	—	1,527	—	1,528	1,5219	—	1,533	1,537	—
n _m	—	1,525	—	—	1,5257	—	1,530	1,533	—
n _p	—	1,521	—	1,521	1,5275	—	1,527	1,528	—
-2V	52-60	70	61	60	70	—	83	78	—

* An + Cn.

Пертиты: 1 – из пироксенового гранулит, чарнокитовой серии, округ Салем, Мадрас, Индия, анал. Хауи [84]; 2 – порфиобласты в парагнейсе, гора Ловвелл, Нью-Гэмпшир, Англия, анал. Гонье [85]; 3 – вкрапленник в адамеллите, Шап, Вестморланд, Швеция, анал. Спенсер [86]; 4 – из сиенита р. Супса, Зап. Грузия [87]; 5 – Цейлон [88]. Антипертиты: 6 – основная масса пуласкита, нунатак южнее Кэлвеглетшерена, массив Кангердлугсуак, Вост. Гренландия, анал. Кимп, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,03, FeO – 0,02, MnO – 0,01, SrO – сл., Rb₂O – 0,01 [89]; 7 – из нордмаркита, Спёлел, Нордмарк, округ Осло, Норвегия, анал. Луид [82]; 8 – из ийолит-нефелинового сиенита, Синква, Могок, Бирма, анал. Скун [90]; 9 – реликтовый порфиновый вкрапленник базальта, включенный в нордмаркит, нунатак южнее Фангетарнета, массив Кангердлугсуак, Вост. Гренландия, анал. Кимп, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,35, ZrO₂ – 0,03, FeO – 0,92, MnO – 0,07, SrO – 0,16, Rb₂O – 0,01, Li₂O – 0,01 [89].

Анализы микроклин-микропертитов:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,38	1,09	1,56	1,99	2,28	2,39	2,60
K ₂ O	15,62	15,26	14,21	14,14	13,42	12,76	12,76
MgO	0,11	0,04	0,05	0,09	Сл.	—	—
CaO	0,32	0,40	0,40	0,02	0,31	1,51	0,34
BaO	0,06	—	0,30	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,09	0,03	0,29	0,10	0,10	—	0,40
Al ₂ O ₃	19,40	17,80	19,57	18,80	19,72	21,40	19,10
SiO ₂	64,29	63,58	63,68	65,10	64,26	61,56	64,20
H ₂ O [±]	0,16	0,00	0,11	0,12	0,18	0,33	0,72
Сумма	100,43	100,25	100,42	100,37	100,27	99,95	100,12
Or (мол.%)	94,1	89,8	83,1	81,8	78,3	72,3	75,1
Ab	3,5	9,7	13,7	17,5	20,2	20,6	23,2
An	2,4*	0,5	3,2*	0,7	1,5	7,1	1,7
Уд.в.	—	—	—	2,544	2,5747	—	2,5771
n _g	—	—	—	1,525	1,5266	—	1,5265
n _m	—	—	—	1,522	1,5243	—	1,5240
n _p	—	—	—	1,518	1,5206	—	1,5204
-2V	—	—	83-86	—	76,0	68-86	79,9

* An + Cn.

Пертиты: 1 – из пегматита южнее Айрон-Крик, графство Пеннингтон, Блэк-Хиллс, шт. Южн. Дакота, США, анал. Хигацу [91]; 2 – из нефелинового сиенита, Блю-Маунтинз, пров. Онтарио, Канада, анал. Скун [92]; 3 – из чарнокита, гора Сент-Томас, шт. Мадрас, Индия, анал. Хауи, в том числе FeO – 0,24 [84]; 4 – из Бэдфорд, шт. Нью-Йорк, США [93]; 5 – из графитового пегматита, Патна, шт. Бихар, Индия, "Спенсер-Х", анал. Спенсер [94]; 6 – из сиенита, Плауэн, близ Дрездена [95]; 7 – из кварц-полевошпат-турмалинового пегматита, близ Райаджада-Горг, шт. Орисса, Индия, "Спенсер-У", анал. Спенсер [94].

	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	3,62	4,21	4,96	5,54	5,90	7,12	7,19
K ₂ O	11,16	10,19	9,38	9,06	7,88	6,20	6,22
MgO	—	0,12	0,04	0,12	0,12	0,00	0,06
CaO	0,40	0,60	0,54	0,39	0,49	0,61	0,69
BaO	0,98	0,00	0,02	—	—	—	0,03
Fe ₂ O ₃	—	0,35	0,14	0,62	0,21	1,03	0,73
Al ₂ O ₃	19,60	20,10	18,44	18,95	19,58	19,45	18,32
SiO ₂	63,67	64,66	65,54	65,11	65,58	65,90	66,16
H ₂ O [±]	0,33	0,11	0,33	0,33	0,37	0,22	0,27
Сумма	99,76	100,34	99,46	100,23	100,13	100,53	99,78
Or (мол.%)	66,3	59,2	54,0	50,3	45,3	35,4	35,1
Ab	31,8	37,1	43,4	46,7	51,5	61,7	61,7
An	1,9	3,7	2,6	3,0	3,2	2,9	3,2
Уд.в.	2,595	2,569	—	—	2,587	2,591	—
n _g	1,5283	1,5273	—	—	—	1,5314	—
n _m	1,5260	1,5247	—	—	—	—	—
n _p	1,5223	1,5210	—	—	—	1,5261	—
-2V	—	80	—	—	—	80-85	—

8 – Савельев лог, Ильменские горы, Урал [88]; 9 – из пегматита в разгнейсованных чарнокитах, Коли-Коли, хр. Масгрейв, Центр. Австралия, анал. Уилсон [96]; 10 – основная масса фойяита, нунатак в голове Южн. Сиенитового Глетчера, массив Кангердлугсуак, Вост. Гренландия, анал. Кимп, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,03, SrO – 0,02, Rb₂O – 0,02 [89]; 11 – из хибинита, Хибинские Тундры, FeO – 0,11 [97]. Антипертиты: 12 – из нефелинового сиенита, округ Фукусин-Сан, Корея, анал. Йошизава [98]; 13 – из нордмаркита, Гроруд, округ Осло, Норвегия [99]; 14 – основная масса нордмаркита, Сев. Сиенитовый Глетчер, массив Кангердлугсуак, Вост. Гренландия, анал. Кимп, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,06, FeO – 0,02, MnO – 0,02, SrO – сл., Rb₂O – 0,01 [89].

Анализы ортоклаз- и микроклин-микропертитов с указанием параметров ячейки и Si/Al-распределения:

	1	2	3	4	5	6	
Na ₂ O	1,51	1,64	2,31	2,54	2,84	3,32	
K ₂ O	14,57	13,68	13,14	12,35	12,16	11,72	
MgO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,42	Сл.	
CaO	0,07	0,32	0,35	0,60	0,65	0,25	
BaO	0,22	0,65	0,16	0,33	0,24	0,39	
Fe ₂ O ₃	0,06	0,24	0,14	0,53	0,10	0,12	
Al ₂ O ₃	19,66	19,02	18,98	18,90	19,68	19,20	
SiO ₂	64,02	64,19	64,63	64,50	63,68	64,95	
H ₂ O [±]	0,09	0,08	0,15	0,06	0,06	0,07	
П.п.п.	0,02	0,40	0,25	0,31	0,27	0,28	
Сумма	100,32	100,22	100,11	100,12	100,10	100,22	
Or (мол.%)	86,3	81,8	78,1	74,3	72,2	69,7	
Ab	12,8	15,0	19,7	21,9	24,1	28,3	
An	0,4	1,6	1,8	3,0	3,1	1,2	
Сп	0,5	1,6	0,4	0,8	0,6	0,8	
К-фаза							
-2V	84	70	83,4	71-84	69-80	66-75	75
a	8,569	8,576	8,587	8,565	8,573	8,579	8,575
b	12,975	12,967	12,955	12,961	12,954	12,949	12,970
c	7,221	7,197	7,212	7,218	7,217	7,209	7,215
α	91,19	90	88,97	90,74	90,80	90	88,59

	1	2	3	4	5	6	
β	116,11	115,89	115,85	116,01	115,90	116,128	116,56
γ	87,23	90	89,73	87,68	87,65	90	90,90
V	720,1	719,9	721,8	719,6	720,4	719,0	717,6
t_{10}	0,925	0,41	0,87	0,93	0,45	0,46	0,65
t_{1m}	0,035	0,41	0,06	0,05	0,45	0,46	0,25
t_{20}	0,020	0,09	0,035	0,01	0,05	0,04	0,05
t_{2m}	0,020	0,09	0,035	0,01	0,05	0,04	0,05
Or, %	90,5	85,7	94,7	90,7	89,0	94,8	95,8

1 – обр. № 331, микроклин-микропертит, розовый аплит-пегматоидный гранит (днепровского типа), р. Днепр, с. Куцеволовка, Днепропетровская обл., Украина, в сумму анализа входят FeO – 0,14, Ba – 2200, Sr – 110, Li – 3,0, Rb – 400, Cs – 1,2 (г/т) [12]; 2 – обр. № 57, ортоклаз-микропертит, розовый биотитовый гранит-мigmatит (подольского типа), р. Згар, с. Новоселица, Каменец-Подольская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 6000, Sr – 1000, Li – 30, Rb – 300, Cs – 1,0 (г/т) [12]; 3 – обр. № 375, микроклин-микропертит, розовато-серый порфириовидный биотитовый гранит (новоград-волинского типа), с. Бехи, Коростеньский р-н, Житомирская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 1000, Sr – 30, Li – 2,0, Rb – 400, Cs – 1,0 (г/т) [12]; 4 – обр. № 115, микроклин-микропертит, гиперстен-гранат-биотитовый чарнокит (Новоукраинский массив), р. Черный Ташлык, с. Новоалександровка, Кировоградская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 1800, Sr – 90, Li – 3,0, Rb – 600, Cs – 1,2 (г/т) [12]; 5 – обр. № 105, ортоклаз-микропертит, трахитоидный, красный, гранат-биотитовый, чернокварцевый гранит (Новоукраинский массив), с. Капустино, Кировоградская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 1000, Sr – 70, Li – 1,6, Rb – 800, Cs – 1,0 (г/т) [12]; 6 – обр. № 483, ортоклаз- и микроклин-микропертит, крупноовоидный оливинсодержащий амфибол-биотитовый гранит-рапакиви (корсунь-новмиргородского типа), р. Шполка, ст. Прудянка, Киевская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 1800, Sr – 30, Li – 20, Rb – 300, Cs – 4,0 (г/т) [12].

	7	8	9	10	11	12	
Na ₂ O	4,04	3,96	4,03	4,25	2,64	3,02	
K ₂ O	10,64	10,70	10,25	10,36	13,22	12,57	
Rb ₂ O	–	–	–	–	0,070	0,106	
Cs ₂ O	–	–	–	–	0,0019	0,0005	
MgO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,004	0,006	
CaO	0,36	0,06	0,72	0,25	0,10	0,11	
BaO	0,14	Сл.	0,24	Сл.	0,04	0,07	
Fe ₂ O ₃	0,14	0,46	0,34	0,20	0,18	0,25	
Al ₂ O ₃	20,04	18,00	19,42	19,04	18,70	18,70	
SiO ₂	64,36	66,45	64,69	65,69	64,50	64,50	
H ₂ O [±]	0,10	0,15	0,13	0,04	0,16	0,18	
П.п.п.	0,06	0,03	0,23	0,17	–	–	
Сумма	99,99	99,81	100,05	100,00	99,62	99,51	
Or (мол.%)	63,4	65,2	61,3	62,2	76,1	72,6	
Ab	34,5	34,5	34,5	36,6	23,1	26,5	
An	1,8	0,3	3,6	1,2	0,5	0,5	
Cn	0,3	0,0	0,6	0,0	0,1	0,1	
Rb-Fsp	–	–	–	–	0,1	0,3	
Fe-Fsp	–	–	–	–	(0,6)	(0,9)	
	К-фаза	К-фаза	К-фаза	К-фаза	К-фаза	Na-фаза	К-фаза Na-фаза
2V	–84	–64	–84	–84	–82	–	–83
a	8,590	8,610	8,589	8,606	8,584	8,131	8,575 8,132
b	12,966	12,967	12,961	12,967	12,970	12,773	12,964 12,775
c	7,212	7,213	7,228	7,213	7,219	7,147	7,219 7,142
α	91,79	91,09	91,11	91,13	90,58	94,18	90,58 94,35

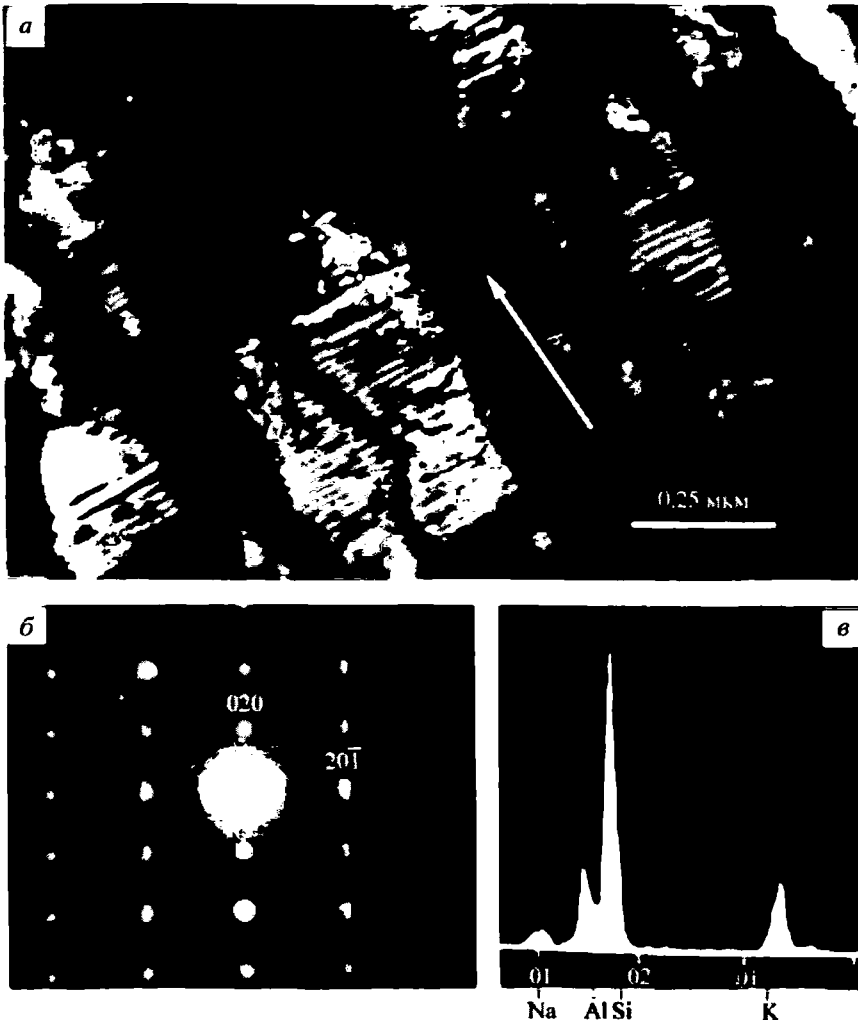
	7	8	9	10	11	12		
	К-фаза	К-фаза	К-фаза	К-фаза	К-фаза	Na-фаза	К-фаза	Na-фаза
β	116,18	116,07	115,94	116,19	115,88	116,55	115,98	116,56
γ	87,15	87,52	87,25	87,43	87,61	87,92	87,56	87,89
V	719,9	722,8	722,8	721,6	722,5	662,2	720,7	661,7
t_1O	0,74	0,855	0,98	0,87	0,997	0,950	1,000	0,949
t_1m	0,18	0,075	0,04	0,06	0,001	0,017	0	0,017
t_2O	0,04	0,035	0,00	0,035	0,001	0,017	0	0,017
t_2m	0,04	0,035	0,00	0,035	0,001	0,017	0	0,017
<i>Or</i>	–	98,7	93,4	98,6	97,5	0	92,50	0
<i>Ab</i>	–	–	–	–	–	100	–	100

7 – обр. № 422, микроклин-микрпертит, серый амфибол-биотитовый гранит-рапакиви (коростеньского типа), р. Уж, с. Тартак, Житомирская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 800, Sr – 35, Li – 10, Rb – 150, Cs – 1,0 (г/г) [12]; 8 – обр. № 479, микроклин-микрпертит, красный лейкократовый биотитовый гранофировый гранит, р. Норин, с. Норинск, Житомирская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 1000, Sr – 12, Li – 0,05, Rb – 200, Cs – 0,5 (г/г) [12]; 9 – обр. № 554, микроклин-микрпертит, розово-серый порфиroidный пироксен-магнетитовый гранит Приазовского комплекса, с. Хлебодаровка, Донецкая обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 2200, Sr – 90, Li – 2,5, Rb – 400, Cs – 2,5 (г/г) [12]; 10 – обр. № 434, микроклин-микрпертит, розовый, биотитовый чернокварцевый лейкократовый гранит-рапакиви (коростеньского типа), с. Емельяновка, Житомирская обл., Украина, в сумму анализа входят Ba – 600, Sr – 20, Li – 30, Rb – 300, Cs – 1,0 (г/г) [12]; 11 – из керамического пегматита Чулы, Карелия, Россия, анал. Унанова и Каленчук (данные Боруцкого); 12 – из керамического пегматита Ивеланд, Германия, анал. Унанова и Каленчук (данные Боруцкого).

Находж. Мезопертиты промежуточного K,Na-состава встречаются относительно редко. Они могут образоваться только в сухой системе при температуре выше сольвуса и наблюдаются поэтому в вулканитах в виде криптопертитов, сохранившихся в результате резкого охлаждения в виде метастабильных образований. Они наблюдаются также в гиперсольвусных породах (например, в нефелиновых сиенитах) в виде микро- и макропертитов, что указывает на интенсивные последующие постмагматические преобразования пород под действием растворов. Гораздо шире распространены пертиты и антипертиты с суммарным составом, более близким к крайним членам щелочно-полевошпатового ряда. Они образуются в водонасыщенных системах, в которых кривая солидуса опускается ниже сольвуса, в результате чего кристаллизуются два полевых шпата: K,Na-п.ш. и плагиоклаз, и фазовый распад происходит в каждой фазе отдельно. В субсольвусных гранитах и нефелиновых сиенитах (за исключением криптопертитов в закаленных вулканитах) широко распространены микро- и макропертиты с самыми разнообразными внутренними структурами. Огрубление и собирательная перекристаллизация продуктов распада в них может происходить уже на позднемагматической стадии формирования пород, что позволило ряду исследователей высказывать нетрадиционные гипотезы о генезисе микропертитов – например, путем одновременной кристаллизации альбита и калиевого полевого шпата, метасоматического замещения калиевого полевого шпата альбитом и др.

Криптопертиты сохраняются в результате резкого охлаждения и распространены в основном в вулканитах и дайках, реже в других образованиях, где они формировались метастабильно и по тем или иным причинам не достигли равновесных условий.

К-санидин и *ортоклаз-криптопертиты* описаны из калиевых и калиево-натриевых пород. Именно эти образования обладают голубой иризацией



Фиг. 75. Структура фазового распада в иризирующем ортоклаз-криптопертите (суммарный состав $Or_{75,5}Ab_{20,8}Al_{3,3}$) из пегматита в пойкилитовом нефелиновом сиените, долина р. Сулуай, Ловозерский массив (по Борущкому [79])

a – фотография под электронным микроскопом; ромбовидные обособления низкого альбита (светлое) с полисинтетическими двойниками по альбитовому закону (толщина двойников 0,01–0,02 мкм, $\lambda = 100\text{--}200 \text{ \AA}$) в ортоклазе (темное, $t_1 = 0,45$, 16 мол.% *Ab* в *K*-фазе, размер пластин $0,7\text{--}0,8 \times 0,2\text{--}0,3$ мкм, $\lambda = 7000\text{--}8000 \times 2000\text{--}3000 \text{ \AA}$); сечение $\perp[402]$; *b* – электронограмма, обнаруживающая одиночные рефлексы *K*-фазы и расщепленные отражения *Na*-фазы; сечение $\perp[102]$; *c* – энергодисперсионный спектр с пиками *Na*, *Al*, *Si* и *K*

и описываются как лунные камни. Криптопертитовый низкий санидин описан из Приазовья [80]: из монцонита с Драгунское (*K*-фаза моноклинная, $t_1 = 0,65$, $t_2 = 0,35$, $2V = 38\text{--}43^\circ$ в центре зерен, $50\text{--}54^\circ$ на краю, содержит до 30% изоморфного *Ab*-компонента); ортоклаз-криптопертит с 33% *Ab* в валовом составе найден в виде оплавленных вкрапленников в дайке камптонита с Хлебодаровки ($t_1 = 0,69\text{--}0,88$, $t_2 = 0,31\text{--}0,12$) и отличается высоким содержанием *Na*. Ортоклаз-криптопертит описан также из монцонит-шонкинитового порфира в Приазовье [100].

Криптопертиты состава $Or_{41\text{--}45}$ и более натриевые детально исследованы из риолитового потока Биг-Бэнд, шт. Техас, США [77, 101]. Криптопертито-

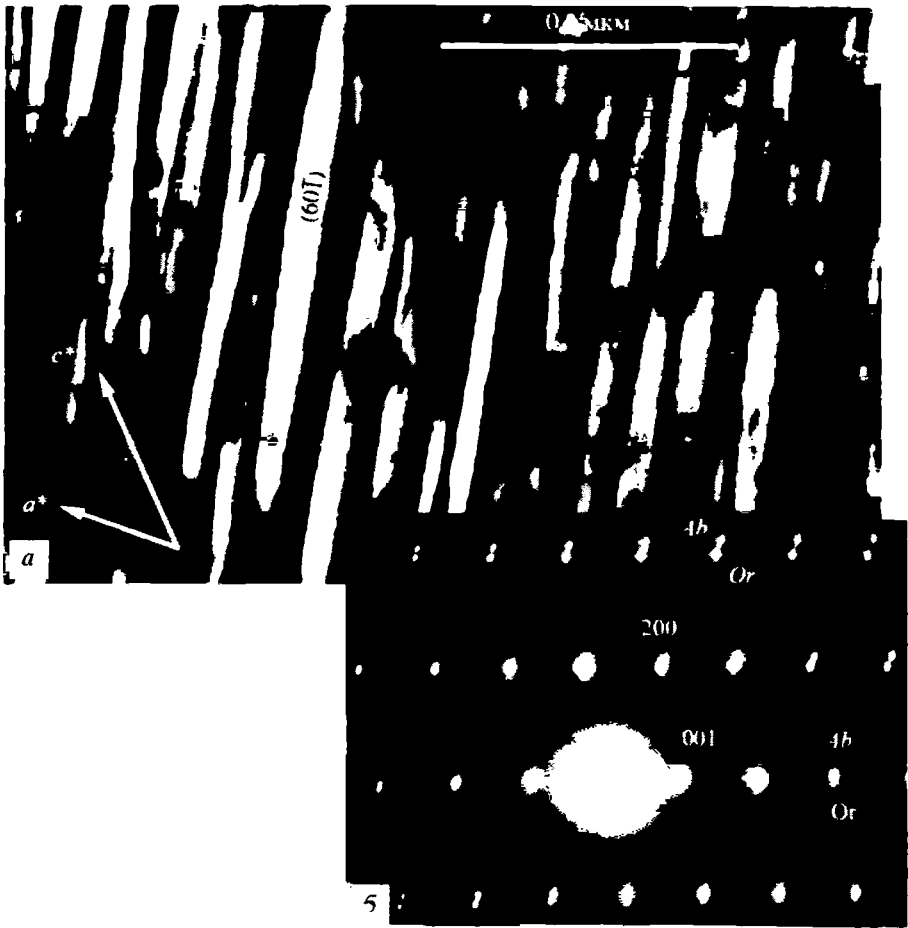
вый ортоклаз с суммарным составом $Or_{75,5}Ab_{20,8}An_{3,3}$ исследован из пегматита в пойкилитовых нефелиновых сиенитах р. Суолуай в Ловозерском щелочном массиве [78, 79]. В ядрах кристаллов со слабой голубой иризацей типа луинового камня содержится ~35% *Ab*-фазы, представленной чистым альбитом, в то время как *K*-фаза является высокоупорядоченным ортоклазом ($2t_1 = 0,91$) с содержанием *Na*-компонента до 16 мол.% *Ab*. Под электронным микроскопом (фиг. 75) обнаруживаются ромбовидные обособления *Na*-фазы с полисинтетическими альбитовыми двойниками ($l = 100\text{--}200 \text{ \AA}$), окруженные пластинами ортоклаза ($7000\text{--}8000 \text{ \AA} \times 200\text{--}300 \text{ \AA}$). Местами устанавливается переход ортоклаза в микроклин. Периферические части кристалла имеют жемчужную опалесценцию и сложены более грубыми пертитам.

Анортоклаз-криптопертиты распространены в более натриевых породах. Они описаны в пантеллеритовой лаве с о-ва Пантеллерия, Италия [41], из ларвикитов, нордмаркитов других пород из рифта района Осло, Норвегия [42, 43, 82], из комендитов Камчатки [27], из щелочных оливиновых базальтов Забайкалья [26, 52, 53]. Криптопертиты промежуточного состава известны в Бишоп Туф, шт. Калифорния; Банделиер Туф, шт. Нью-Мехико; в порфировой дайке Рабб-Каньона, шт. Нью-Мехико; риолите Лейк-Амонт, шт. Техас; в расслоенном габбро-сиените Клоккена, Гренландия [102], и др.

Анортоклаз-криптопертиты с валовым составом 64–75% *Ab* описаны из вкрапленников (до 10 см) в камптонитах Приазовья (с. Анадоль и с. Хлебодаровка), Украина [80]. *K*-фаза содержит 5–17% *Ab*, триклинная, $t_10 = 0,80\text{--}1,00$, $t_1m = 0,15\text{--}0,00$, *Na*-фаза содержит 97–100% *Ab*, триклинная, $t_10 = 0,91\text{--}0,94$, $t_1m = 0,03\text{--}0,01$. Выделяются зеленоватым или голубоватым оттенком полупрозрачных или прозрачных кристаллов с интенсивной голубой иризацей.

Анортоклаз-криптопертиты установлены в овоидопорфире и ильменитовом нефелиновом сиените в Ловозерском массиве, Кольский п-ов [83]. В Хибинском массиве они обнаружены в палеовулканитах, развитых на горах Часначорр, Юмъечорр и Юдичвумчорр, в ромбенпорфирах. Ядра вкрапленников несколько обогащены *Na* и *Ca*: $Or_{30-40}Ab_{62-58}An_2$ с *K*-фазой, соответствующей низкому санидину–высокому ортоклазу ($2t_1 = 0,65\text{--}0,69$) с 10–12 (редко до 20) мол.% *Na*-компонента, *Na*-фаза обычно низкий альбит, но в одном случае был обнаружен, по-видимому, реликтовый высокий альбит. Электронно-микроскопическое изучение образцов (фиг. 76) дало состав *Na*-фазы как $Ab_{45,4-69,6}An_{1,2-2,2}Or_{54,6-27,4}$ и *K*-фазы – как $Or_{75,7-83,7}Ab_{22,5-12,9}An_{2,5-2,6}$ при суммарном составе $Or_{54}Ab_{44}An_2$. Альбитовая фаза сдвойникова в основном по периклиновому закону; размер двойниковых пластинок 100–500 \AA , в 2–3 раза меньше толщины ламелей (300–1000 \AA). Альбит в основном низкий, но в одном случае величина расщепления пятен соответствовала высокому альбиту [103]. Ряд криптопертитов из разной геологической обстановки исследован в [104].

Ортоклаз- и микроклин-микропертиты с суммарным составом $K_{1,0-0,7}Na_{0,0-0,3}AlSi_3O_8$ (*K*-санидины) детально исследованы Марфуниным (1962) в трахитоидных и порфиоровидных гранитах и чарнокитах Новоукраинского массива и гранат-кордиеритовых гранитах, мигматитах гранат-кордиерит-биотитовых и гиперстен-биотит-плагиоклазовых гнейсов и чарнокитов Украинского щита. Установлены три типа пертитов в Новоукраинском массиве: 1) 10% *Ab*, с промежуточным триклинным ортоклазом, $2V = 58\text{--}73,5^\circ$ (тип Анновка); 2) 20–40% *Ab*, с низким триклинным ортоклазом и крипторешетчатым микроклином, $2V = 72\text{--}82^\circ$ (тип Капустино); 3) 20–40% *Ab*, с крипторешетчатым микроклином, $2V = 82\text{--}85^\circ$ (тип Воиновка-Адабаш), и пять



Фиг. 76. Структура фазового распада в Na-санидине (анортотлаз)-криптопертите (суммарный состав $Or_{36}Ab_{63}An_1$) из ромбенпорфира, гора Юмъечорр, Хибинский массив (по Трубкину и Боруцкому [103])

a – фотография под электронным микроскопом; чередование пластинок Na-фазы (светлое) и K-фазы, сдвоенной по периклиновому закону (темное, $t_10 = 0,34$, 23 мол.% *Ab* в K-фазе, толщина пластинок $\lambda = 330 \text{ \AA}$, толщина периклиновых двойников $\lambda = 140\text{--}180 \text{ \AA}$); *b* – электронограмма с рефлексами Na- и K-фазы; сечение $\perp[010]$

типов пертитов в остальных породах Украинского щита: 1) 20–25% *Ab*, с промежуточным ортоклазом, $2V = 60\text{--}73^\circ$, $\Delta\rho = 0,0\text{--}0,3$ (Чудного-Бердичевские гранат-кордиеритовые граниты); 2) 15–30% *Ab*, с промежуточным ортоклазом, $2V = 72\text{--}80^\circ$, $\Delta\rho = 0,0\text{--}0,7$ (типа Новоукраинского массива); 3) 30–40% *Ab*, с промежуточным ортоклазом, $2V = 70\text{--}80^\circ$, $\Delta\rho = 0,0\text{--}0,8$ (рапакиви Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского массивов); 4) 25–35% *Ab*, с крипторешетчатым микроклином, $2V = 82\text{--}85^\circ$, $\Delta\rho = 0,0\text{--}1,0$ (типа Новоукраинского массива); 5) 15–35% *Ab*, с четкорешетчатым максимальным микроклином, $2V = 82\text{--}85^\circ$, $\Delta\rho = 1,0$ (наиболее распространен в гранитах и пегматитах Украинского щита).

563 образца из 34 групп раннедокембрийских гранитоидов Украинского щита (глубинные – гранулитовой и малоглубинные – амфиболитовой фаций) детально охарактеризованы химическими (K, Na, Ca и микропримеси), оптическими ($2V$, оптическая ориентировка), рентгенографическими (пара-

метры ячейки), термолюминесцентными и ИКС-данными [12]. Выделяются четыре группы пертитов.

1. С валовым составом 10–15% *Ab* в гранитах житомирского типа, бокованско-верблюжских, росинских, токовских, мокромосковских, новоград-волынских гранитах, порфиروبластовых гранитах Демурино-Кудашевской зоны, жильных аплит-пегматоидных гранитах Среднего Приднестровья, розовых гранитах и аплит-пегматитах днепровского типа и звенигородских гнейсах и плагиогранитах, с 0,10–0,22% *Ca* и содержанием (г/т) 500–3033 *Ba*, 23–395 *Sr*, 0,18–3,25 *Li*, 185–380 *Rb*, 0,83–1,84 *Cs*.

2. С валовым содержанием 15–20% *Ab* в гранитах кировоградского типа, уманских, среднебужских, гранитах собитового комплекса, ингулецкой полосы, осницких гранитах и клесовитах, букинских монзонитах, с 0,15–0,25 *Ca* и (г/т) 977–3033 *Ba*, 25–500 *Sr*, 0,33–16,7 *Li*, 163–418 *Rb*, 0,42–2,28 *Cs*.

3. С валовым содержанием 22–27% *Ab* в подольских гранитоидах, синыхинских и вознесенских гранитах, бердичевских гранитах и винницитах, новоукраинских гранитах и чарнокитах и пержанских пертозитах, с 0,12–0,42% *Ca* и (г/т) 197–3000 *Ba*, 10–420 *Sr*, 2,07–34,0 *Li*, 128–1411 *Rb*, 0,17–3,14 *Cs*.

4. С валовым содержанием 30–33% *Ab* в коростеньских и каменномогильных гранитах, анадольских гранитах и хлебодаровских гранитах и чарнокитах Приазовья, с 0,09–0,26 *Ca* и (г/т) 611–2500 *Ba*, 17–265 *Sr*, 4,1–11,2 *Li*, 283–407 *Rb*, 0,5–2,3 *Cs*.

Характеризуя внутреннюю структуру пертитов, авторы [12] отмечают присутствие одномерных вростков по [001] или ребру [108] между гранями (010) и $(\bar{1}5.02)$, реже по нормалям $\perp (112)$, $\perp (\bar{2}01)$ и $\perp (111)$, двумерных вростков по $(\bar{1}5.02)$ (вытянутых вдоль [001]), $(11\bar{2})$, $(11\bar{3})$, $(11\bar{4})$, реже по (110) , (100) , $(02\bar{1})$, $(\bar{2}01)$, (120) , (150) , (310) , (111) и трехмерных вростков, вытянутых вдоль [001] и [108], реже вдоль [010], [100], с уплощением по (100) , (010) , реже (001) ; преобладают двумерные пертиты по $(\bar{1}5.02)$ и $(11\bar{2})$. Показано, что пластинчатые вростки по $(\bar{1}5.02)$ образовались позже игольчатых и столбчатых по [001] и [108].

Микроклин-микрпертит с реликтами микроклин-криптопертита, с 10–40% *Na*-фазы характерен для всех гранитоидных комплексов Приазовья – салтычанских, анадольских, анадольских гранитов, гранитов Екатериновского массива и граносиенитов Южно-Кальчикского и Кальмиус-Еланчикского массивов, апогранитов Каменных Моги, а также пегматитов в этих породах [80, 105].

Среди гранитов-рапакиви Выборгского района, Юго-Вост. Финляндия, установлены три фазы, различающиеся по характеру пертитов [106].

1. В биотит-роговообманково-пироксен-фаялитовых равнозернистых гранитах (тирилитах) вблизи г. Лаппенранта, биотит-фаялит-роговообманковых гранитах массива Лаппе и порфириновых рапакиви Синкко, образовавшихся при высокой температуре, в сухих условиях, характерны ортоклазовые криптопертиты (пленчатые, 1–2 мкм) и микрпертиты (жилковые, 5–20, редко до 50–100 мкм) с валовым составом 17,8–30,5% *Ab* в основной массе породы и 15,6–30,6% *Ab* во вкрапленниках; *K*-фаза – в основном моноклинный ортоклаз с $2V = 48–66^\circ$, в отдельных участках промежуточный до максимального решетчатый микроклин с $2V$ до $80–90^\circ$, $D_r = 0,72–0,90$, содержит 87–96% *Or*-компонента; *Na*-фаза, судя по величине углов

$\alpha^* = 87^\circ 45' - 87^\circ 14'$ и $86^\circ 26' - 86^\circ 19'$ и $\gamma^* = 88^\circ 58' - 89^\circ 35'$ и $89^\circ 42' - 89^\circ 52'$, является высоким и низким альбитом соответственно.

2. В подавляющей массе гранитов-рапакиви, образовавшихся при более низкой температуре и высоком содержании воды и летучих компонентов, в ряду фаялит-роговообманковые выборгиты (суммарный состав пертита 15,2–28,4% *Ab* в основной массе и 16,1–29,7% *Ab* в овоидах)–нормальные (роговообманковые) выборгиты (19,6–22,6 и 22,2–31,1% *Ab*)–порфиновые питерлитовые (19,7–22,4 и 23,3–27,7% *Ab*) и овоидные биотитовые рапакиви (11,7–18,3 и 15,2–21,8% *Ab*)–равнозернистые биотитовые рапакиви (11,3–22,5% *Ab*) синхронно возрастают содержание и степень триклинности *K*-фазы и огрубление пертитовой текстуры (от пленчатой, 2–5 мкм, в несдвойникованных пертитах до грубожилковых, 10–50 до 100–200 мкм, в решетчатых зернах); *K*-фаза представлена также ортоклазом с $2V = 45 - 68^\circ$, но часто микроклином, сдвойникованным по альбитовому и альбит-периклиновому (решетка) законам, с $2V = 68 - 90^\circ$ и $\Delta\rho = 0,60 - 0,88$, содержит 89–99% *Or*-компонента; *Na*-фаза, судя по величине углов $\alpha^* = 86^\circ 53' - 86^\circ 11'$ и $\gamma^* = 89^\circ 31' - 90^\circ 28'$, является исключительно низким альбитом. Порфиновые вкрапленники микроклин-пертита представляют собой овоиды (от 3–4 до 27 см) только из *K,Na*-п.ш. (питерлит) или окруженные мантией олигоклаза (до *An*_{25–35}) с включениями кварца, мирмекитов или обособлениями гранита.

3. В дайках биотитовых кварцевых порфиров, образовавшихся при резком перепаде давления, с вкрапленниками *K,Na*-п.ш. (2,9–19,2% *Ab*), плагиоклаза и кварца и полевым шпатом в афанитовой или сферолитовой основной массе (9,9–29,8% *Ab*) вкрапленники или гомогенны, или с жилковыми пертитами 10–20, реже 20–40 мкм, без микроклиновой решетки; *K*-фаза с $2V = 69 - 80^\circ$ и $\Delta\rho = 0,75 - 0,93$ содержит 95–98% *Or*-компонента.

Пертиты с 28–32% *Ab* исследованы из порфирового биотитового гранита Калгутинского массива (микроклин-пертит) и порфирового гранита Атуркольского массива (решетчатый микроклин-пертит и санидин-криптопертит) в Горном Алтае [16].

Ортоклаз- и микроклин-микропертиты с суммарным составом $K_{0,7-0,5}Na_{0,3-0,5}AlSi_3O_8$ (*K,Na*-санидины). Ортоклаз-микропертиты с валовым содержанием 30–40% *Ab* (в метасоматически-измененных разностях до 50–60% *Ab*) описаны в Приазовье [80] в сиенитах Черниговской зоны (*K*-фаза содержит до 12% изоморфного *Ab*, $2V = 66 - 74^\circ$, $n_g = 1,526$, $n_m = 1,524$, $n_p = 1,521$, $t_1 = 0,82$, $t_2 = 0,18$, местами моноклиная фаза переходит в триклинную с $t_1 = 0,637$, $t_1m = 0,287$, $t_2 = 0,076$). Микроклин-микропертит с валовым содержанием 40–52% *Ab* установлен в сиенитах Приазовья; микроклин обычно решетчатый, пертитовые обособления тонкопластинчатые (0,001–0,01 мм), пластинчатые, сдвойникованные по альбитовому закону и грубые, ветвящиеся, полосчатые.

Пертиты с 44–47% *Ab* исследованы в порфировом биотитовом граните Карасукского массива в Южно-Чуйской зоне смятия, Горный Алтай (решетчатый микроклин-пертит, $\Delta\rho = 0,85 - 1,00$) [16].

Ортоклаз- и микроклин-микромезопертиты с суммарным составом $K_{0,50-0,37}Na_{0,50-0,63}AlSi_3O_8$ (*Na*-санидины). Микроклин-микро- и макропертиты с 35–67% *Ab*-фазы установлены в щелочных сиенитах внешнего кольца и в нефелиновых сиенитах и их пегматитах, мариуполитах и микроклинитах Октябрьского массива, Приазовье [80]. *K*-фаза варьирует в них от промежуточного ($2V = 72 - 82^\circ$) до максимального ($2V = 83^\circ$) решетчатого микроклина. Предполагается, что первичные криптопертиты распада испытывают

перекристаллизацию с упорядочением К-фазы и обособлением Na-фазы, в результате поздний решетчатый микроклин полностью очищается от пертитового альбита [105].

В массиве Кангердлугссуак, Вост. Гренландия, распространены два типа пертитов: грубозернистые ортоклаз- и микроклин-микрпертиты (мезопертиты), суммарный состав которых меняется от 41–62% $Ab+An$, и тонкозернистые ортоклаз- и микроклин-микрпертиты (антипертиты) состава 68–76% $Ab+An$ [89]. Состав грубозернистых пертитов меняется от 62% $Ab+An$ в катфорит-эгириновых (Ac_{80}) нордмаркитах к 64% $Ab+An$ в переходных магнезиоарфведсонит-эгириновых (Ac_{90}) пуласкитах, к 59% $Ab+An$ в основной массе пуласкитов, к 45% $Ab+An$ в фойяитах с зональным пироксеном, эгирин-авгит (Ac_{30})-эгиринового (в периферических каемках) состава.

Пертиты с 50–70% Ab исследованы в двуполевошпатовом роговообманковом граните Чанышского массива в области сочленения Горного Алтая и Горной Шории (вкрапленники ортоклаз-криптопертита, микроклин-криптопертиты в основной массе породы) [16].

Ортоклаз- и микроклин-микрантипертиты с суммарным составом $K_{0,37-0,10}Na_{0,63-0,90}AlSi_3O_8$ (анортоклазы). Тонкозернистые ортоклаз- и микроклин-микрантипертиты состава 68–76% $Ab+An$ наблюдаются в виде порфиробласт в нордмаркитах и переходных пуласкитах массива Кангердлугссуак, Вост. Гренландия [89]. Еще более натриевые антипертиты состава 70–83% $Ab+An$ с высоким содержанием Са-компонента (An_{12}) установлены в виде измененных захваченных включений базальта в этих породах. Количественно преобладающая Na-фаза сдвойникова по альбитовому закону; характерное для анортоклазов решетчатое альбит-периклиновое двойникование не было найдено. Порфиробласты часто зональны, с относительно обогащенным Na ядром и обогащенной К периферией.

Ортоклаз- и микроклин-пертиты такого состава характерны для агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива [78, 79, 83], массива Илимаусак, Гренландия [79, 107], и Хибинского щелочного массива [79, 103, 108–111]. В нефелиновых сиенитах и нефелин-сиенитовых пегматитах Хибин сосуществуют ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микрпертиты с варьирующим составом в сторону обогащения последних калием. Иногда в качестве реликтов в вулканитах или внутри даек сохраняются менее упорядоченные и слабо распавшиеся полевые шпаты [109]. Характерна поздняя собирательная перекристаллизация ранних пертитовых образований с выносом альбитовой фазы в интерстиции и переотложением в трещинах в виде альбитовых жил и зон псевдоальбитизации [111]. Данные явления указывают на длительную геологическую историю формирования пород Хибинского массива.

Диагност. Определение состава и структурного состояния полевошпатовых фаз в пертитах по рентгеновским данным затруднено из-за наложения линий на порошкограммах (фазы близки по свойствам). Необходимо использование высокоразрешающих дифрактометров или камер типа Гинье, позволяющих разделять α_1 - и α_2 -излучение. В тонкораспавшихся криптопертитах при когерентном их срастании происходит искажение линейных и угловых параметров ячейки, что приводит к появлению “аномальных” К, Na, п.ш. с искаженным значением параметра a относительно b и c [14, 15]. В микрпертитах подобное искажение отсутствует. Надежное индцирование порошкограмм может быть проведено по [112–115], при этом не нужно стремиться к увеличению числа отражений из-за неопределенности индци-

рования в области больших углов. Количественное соотношение альбита и микроклина в пертитах по соотношению интенсивностей может быть оценено по [116].

Разнов. Лунный камень — moonstone. Лунными камнями называют прозрачные санидин- или ортоклаз-криптопертиты, молочно-белые, голубовато-серебристого, иногда золотистого цвета или лиловые, с сильной голубой, реже белой иризацией. Полудрагоценный камень.

Характ. выдел. Кристаллы, пластинчатые массы.

Структ. и морф. крист. Лунные камни представляют собой санидин- или ортоклаз-пертиты с очень тонкой структурой фазового распада (криптопертиты или субмикроскопические пертиты, неразличимые под микроскопом).

По этой причине они являются моноклинными. $C_{2h}^1 - C2/m$. Гораздо реже лунные камни оказываются аноклазами, с триклинной симметрией $C_i^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$.

В силу когерентности сростаний фаз распада, имитирующей моноклинную симметрию, параметры ячейки оказываются аномальными. В частности, аномальные параметры имеют лунные камни: “Спенсер-D,F,H,I,K,M,R” (см. хим. ан.) [117, 118]. Для K- и Na-фаз пертита лунного камня из Козу-чо и Йазу-чо, преф. Сига, Япония, с суммарным составом $Or_{63}Ab_{35}An_2$ [119] найдены следующие параметры:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,55	12,87	7,19	90,00	116,48	89,88	708,2
2	7,96	12,88	7,13	92,37	115,50	88,15	659,2
3	7,95	12,95	7,13	94,52	115,27	86,97	661,7
4	7,99	12,87	7,13	90,03	115,92	89,28	659,4

1 — K-фаза; 2 — Na-фаза (A_1); 3 — Na-фаза (A_2); 4 — Na-фаза (M).

Микроструктура криптопертитов характеризуется следующими особенностями: для лунных камней из Кореи $Or_{42}Ab_{58}$ (“Спенсер-P”) [86, 94], Фредериксверка, Норвегия, $Or_{44}Ab_{52}An_4$ (“Спенсер-R”) [94, 120] и лунного камня из Австралии $Or_{72}Ab_{27}An_1$ K-фаза моноклинная, а Na-фаза триклинная с периклиновыми или альбитовыми двойниками и плоскостью раздела ($\bar{6}01$). Для лунных камней из Амблангоды, о-в Цейлон, $Or_{57}Ab_{40}An_2$ (“Спенсер-M”) [94, 121] характерны только двойники по альбитовому закону и плоскость раздела, переходная от ($\bar{6}01$) к ($\bar{6}\bar{3}1$). Для лунного камня из Могока, Бирма, $Or_{54}Ab_{45}An_1$ (“Спенсер-N”) [94, 121] характерны триклинные K- и Na-фазы с альбитовыми двойниками и общей зигзагообразной или ромбовидной структурой и плоскостями раздела, переходными от ($\bar{6}\bar{3}1$) к ($\bar{6}\bar{6}1$).

Физ. св. Сп. часто плохо выражена. Изл. раковистый. Прозрачен или полупрозрачен. Уд.в. 2,57–2,59. Бесцветный. Иризация вызвана преломлением света на границах раздела между K- и Na-фазами.

Микр. В шлифах прозрачный. Двуосный (–). $n_g = 1,525–1,532$, $n_m = 1,524–1,530$, $n_p = 1,520–1,525$. Показатели преломления возрастают с увеличением содержания натрия. $-2V = 39–75^\circ$ (редко до $83,5$; см. хим. ан. 10).

Хим. Содержание Na_2O варьирует от 1,62 до 6,06%, K_2O — 14,18–7,90, CaO — 0,08–0,84.

Анализы (в порядке увеличения содержания натрия):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	1,62	2,20	3,02	3,42	3,78	4,00
K ₂ O	14,18	13,07	12,12	11,72	11,07	10,92
MgO	—	—	0,16	Сл.	0,10	Сл.
CaO	0,34	0,45	0,33	0,34	0,17	0,36
Fe ₂ O ₃	0,16	0,10	0,32	0,08	0,19	0,10
Al ₂ O ₃	18,84	19,60	19,58	19,72	19,01	19,80
SiO ₂	65,30	65,14	64,02	64,66	65,16	64,40
H ₂ O ^{±*}	—	—	0,28	0,18	0,40	0,50
Сумма	100,44	100,56	99,83	100,12	99,88	100,08
Or (мол.%)	83,8	77,2	70,6	68,1	65,4	64,5
Ab	14,5	18,6	26,7	30,2	32,0	33,8
An	1,7	2,3	2,7	1,7	0,9	1,8
Уд.в.	2,5673	2,5712	2,5831	2,5778	2,5801	2,5781
n _g	1,5248	1,5260	1,5277	1,5279	1,5282	1,5280
n _m	1,5240	1,5249	1,5262	1,5259	1,5257	1,5265
n _p	1,5199	1,5206	1,5220	1,5217	1,5216	1,5220
-2V _{Np}	46,2	52,9	61,5	69,1	75,0	61,4
a ₀	8,538	—	8,577	8,622	—	8,605
b ₀	12,982	12,976	12,963	12,927	—	12,944
c ₀	7,185	7,183	7,188	7,192	—	7,186
α	90	90	90,27	90	—	90
β	116,02	—	116,07	116,13	—	116,10
γ	90	90	89,48	90	—	90
V	715,7	—	718,0	719,5	—	718,8
"Спенсер"	D	F	H	I	J	K

* H₂O — как п.п.л., BaO — не определялся; рентгеновские данные по [117, 118].

Лунные камни: 1–3 — рубиновая копь Могок, Верхняя Бирма; 1 — "Спенсер-D", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122], 2 — "Спенсер-F", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122], 3 — "Спенсер-H", белая иризация, анал. Спенсер [94, 122]; 4, 5 — д. Амбалангода, район Кенди, Шри-Ланка; 4 — "Спенсер-I", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122], 5 — "Спенсер-J", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122]; 6 — д. Мио Таунг близ Могока, Верхняя Бирма, в контакте пегматита с известняками, "Спенсер-K", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122].

	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	4,24	4,56	4,72	5,30	6,00	6,06
K ₂ O	10,42	10,10	9,60	8,92	7,33	7,90
MgO	0,15	0,00	Сл.	Сл.	Сл.	—
CaO	0,20	0,16	0,48	0,14	0,84	0,10
Fe ₂ O ₃	0,23	0,10	0,47	0,27	0,64	0,40
Al ₂ O ₃	19,77	19,44	20,25	19,89	19,64	18,92
SiO ₂	64,97	65,16	64,50	65,40	64,98	66,38
H ₂ O [±]	0,37	0,58	0,28	0,30	0,40	0,50
Сумма	100,35	100,20	100,30	100,22	99,83	100,26
Or (мол.%)	61,6	58,6	55,9	52,2	42,7	45,9
Ab	35,8	40,2	41,8	47,1	53,2	53,6
An	1,0	1,2	2,3	0,7	4,1	0,5
Уд.в.	2,5819	—	2,5848	2,5890	2,5948	—
n _g	1,5284	1,529	1,5299	1,5302	1,5324	1,5292
n _m	1,5262	1,526	1,5274	1,5270	1,5301	1,5284
n _p	1,5220	1,522	1,5232	1,5230	1,5255	1,5228
-2V	72,0	74	73,7	83,5	71,3	39,1

	7	8	9	10	11	12
a_0	—	—	8,637	—	8,645	8,522
b_0	—	—	12,895	—	12,884	12,976
c_0	—	—	7,185	—	7,181	7,183
α	—	—	90	—	90	90
β	—	—	116,25	—	116,42	116,12
γ	—	—	90	—	90	90
V	—	—	717,8	—	716,3	713,3
"Спенсер"	L	—	M	N	R	P

7 – район Кенди, Шри-Ланка, "Спенсер-L", белая иризация, анал. Спенсер [94, 122]; 8 – Шри-Ланка, анал. фон Кнорринг [123]; 9 – дер. Амбалангода, район Кенди, Шри-Ланка, из пегматита, "Спенсер-M", анал. Спенсер [94, 122]; 10 – д. Оксаунг-Даунг близ Могока, Верхняя Бирма, "Спенсер-N", белая иризация, грубый микропертит, анал. Спенсер [94, 122]; 11 – Фредриксверн, Южн. Норвегия, "Спенсер-R", голубая иризация, анал. Спенсер [94, 122]; 12 – из липаритов Канчин-до, Мейсен-гун, Сев.-Вост. Корея, "Спенсер-P", голубая иризация, анал. Спенсер [94].

Повед. при нагрев. На примере лунных камней из Шри-Ланки и Кореи рентгеновским методом впервые было показано, что при нагревании до 700–1000° пертиты гомогенизируются в одну фазу, а после охлаждения вновь распадаются [124, 125]. Гомогенизация сопровождается исчезновением иризации и понижением уд. в. [122] (за счет растворения Na-фазы). Она происходит при нагревании до 850° уже в течение 1 ч с последующей закалкой. Не иризирующие K,Na-п.ш. даже с высоким содержанием Na-фазы такого эффекта не обнаруживали [94].

Находж. Классические месторождения лунных камней расположены в Бирме и Шри-Ланке. Известны также в Японии [119, 124–127], в Корее [128]. Иризирующие санидины отмечались в эффузивах Якутии, в Монголии и США [129, 130]. Найдены также на Памире в бассейне р. Тюльпар, Башгумбес и Шегембет [131]. Иризирующий анортклаз состава $Ab_{67}Or_{30}An_3$ описан из щелочных базальтоидов Приазовья, где он образует серовато-зеленые вкрапленники в породе размером до 10 см с интенсивным голубым отливом [80]. Наиболее распространены иризирующие ортоклазы.

Практ. знач. Полудрагоценный камень. Используется в астрологии. Считается "камнем Луны" (антогонистом Солнца), предохраняющим от эпилепсии и нервных срывов, болезней почек, упрямства и нетерпимости к другим мнениям. Наибольшая его сила проявляется в полнолуние. Противопоказан меланхоликам, лунатикам, мечтательным и капризным людям. Халдейские маги клали его под язык для усиления предсказаний [132].

Литература

1. Brøgger W.C. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 521–564.
2. Becke F. // Schweiz. mineral. and pertogr. Mitt. 1882. Bd. 4. S. 189–264.
3. Laves F., Soldatos K. // Ztschr. Kristallogr. 1962. Bd. 117, H. 3. S. 209–217.
4. Laves F., Soldatos K. // Ibid. S. 218–226.
5. Laves F., Soldatos K. // Ibid. 1963. Bd. 118, H. 1/2. S. 69–102.
6. Neubauer P. // Ztschr. Dgut. Geol. Ges. 1879. Bd. 31. S. 49.
7. Michot P. // Neues Jb. Miner. Abh. 1961. Bd. 96. S. 213–216.
8. Alling H.L. // Amer. Miner. 1932. Vol. 17. P. 43–65.
9. Andersen O. // Norsk. geol. tidsskr. 1928. Bd. 10. S. 116–205.
10. Болдырев А.К. // Тр. ЦНИГРИ. 1934. Вып. 12. С. 1–47.
11. Руденко С.А. // Зап. ВМО. 1954. Ч. 83, вып. 1. С. 23–36.

12. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1980. 196 с.
13. Stewart D.B., Wright T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97, N 4. P. 356–377.
14. Wright T.L. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 88–104.
15. Wright T.L., Stewart D.B. // Ibid. P. 38–87.
16. Кумеев С.С. Полевые шпаты гранитоидов. Элиста: Калм. кн. изд-во, 1974. 231 с.
17. Амшинский Н.Н., Маричч И.В., Козлов А.М., Кумеев С.С. // Некоторые проблемы петрологии гранитовых пород. Элиста: Калм. гос. ун-т, 1974. С. 3–16.
18. Даценко В.М., Кумеев С.С. // Там же. С. 16–29.
19. Ильенко С.С., Кумеев С.С., Столбова Н.Ф. // Там же. С. 30–43.
20. Кумеев С.С. // Там же. С. 44–64.
21. Амшинский Н.Н., Маричч И.В., Козлов А.М., Кумеев С.С. // Там же. С. 65–74.
22. Жданов Р.Г., Кумеев С.С. // Там же. С. 75–93.
23. Кулаков К.К., Волков Ю.М., Кумеев С.С. // Там же. С. 94–109.
24. Полковой П.А., Кумеев С.С., Стариков В.С. // Там же. С. 110–117.
25. Кумеев С.С., Зембатов С.С., Василенко В.Н. // Там же. С. 118–124.
26. Хусина Н.Р. Субсолидусные превращения твердых растворов породобразующих минералов. М.: Наука, 1987. 207 с. (см. с. 110–165).
27. Сметанникова О.Г., Каменцев И.Е., Хусина Н.Р. // Геохимия. 1982. № 9. С. 1318–1333.
28. Таджибаев Г.Т., Иванов В.П., Власова Е.В., Боруцкий Б.Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 74–84.
29. Smith J.V. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1489–1493.
30. Robin P.-Y.F. // Ibid. 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1286–1298.
31. Robin P.-Y.F. // Ibid. P. 1299–1318.
32. Tullis J. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 45. P. 83–91.
33. Yund R.A., Tullis J. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1983. Bd. 1, H. 1. S. 22–34.
34. Keefer K.D., Brown G.E. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1264–1273.
35. Sipling Ph., Yund R. // Ibid. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 897–906.
36. MacKenzie W.S., Smith J.V. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 72–103.
37. Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 402–408.
38. Stewart D.B., Ribbe P.H. // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267-A. P. 444–462.
39. Органова Н.И., Марсий И.М., Рождественская И.В. и др. // Докл. РАН, 1996. Т. 348, № 3. С. 367–371.
40. Willaime C., Brown W.L., Gandais M. // J. Mater. Sci. 1973. Vol. 8. P. 461–466.
41. McConnell J.D.C. // Philos. Mag. 1969. Vol. 19. P. 221–229.
42. Willaime C., Gandais M. // Phys. status solidi (a). 1972. Vol. 9. P. 529–539.
43. Brown W.L., Willaime C. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 440–459.
44. Brown W.L., Willaime C., Guillemin C. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95. P. 429–436.
45. Electron microscopy in mineralogy / Ed. H.R. Wenk. B. etc.: Springer, 1976. Пер.: Электронная микроскопия в минералогии / Под ред. Г.Р. Венка. М.: Мир, 1979. 541 с.
46. Willaime C., Brown W.L. // C.r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275. P. 627–629.
47. Willaime C., Brown W.L. // Acta crystallogr. A. 1974. Vol. A-30. P. 316–331.
48. Fleet M.E. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. P. 926–936.
49. Christie O.H.J. // Lithos. 1968. Vol. 1, N 2. P. 187–192.
50. Christie O.H.J. // Ibid. 1969. Vol. 2, N 3. P. 285–294.
51. Yund R.A. // Feldspar mineralogy: Miner. Soc. Amer. short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Southern print. co, 1975. P. 429–457.
52. Хусина Н.Р., Бочкаев Ф.И. // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 2. С. 36–49.
53. Хусина Н.Р., Бочкаев Ф.И. // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 3. С. 722–725.
54. Прошко В.Я., Крамаренко Н.К., Литовченко А.С. и др. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 4. С. 27–38.
55. Orville P.M. // Amer. J. Sci. 1963. Vol. 261. P. 283–316.
56. Luth W.C., Tuttle O.F. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1359–1373 (в работе были ошибки, исправленные в [57]).
57. Luth W.C., Fenn P.M. // Ibid. 1973. Vol. 58, N 11/12. P. 1009–1015.
58. Luth W.C. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 249–296.
59. Luth W.C., Martin R.F., Fenn P.M. // Ibid. P. 297–312.
60. Goldsmith J.R., Newton R.C. // Ibid. P. 337–359.

61. *Martin R.F.* // *Ibid.* P. 313–336.
62. *Müller G.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 34, N 1. P. 73–79.
63. *Seck H.A.* // *Fortschr. Miner.* 1972. Bd. 49. S. 31–49.
64. *Smith P., Parsons I.* // *Miner. Mag.* 1974. Vol. 39, N 307. P. 747–767.
65. *Thompson J.B., Jr., Waldbaum D.R.* // *Amer. Miner.* 1969. Vol. 54. P. 811–838.
66. *Сендеров Э.Э.* Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 205 с.
67. *Hovis G.L., Delbove F., Bose M.R.* // *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76. P. 913–927.
68. *Parsons I.* // *Phys. and Chem. Miner.* 1978. Vol. 5, N 3. P. 199–213.
69. *Lagache M., Weisbrod A.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 62. P. 77–102.
70. *Bachinski S.W., Müller G.* // *J. Petrol.* 1971. Vol. 12. P. 329–356.
71. *Tullis J., Yund R.A.* // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 9/10. P. 1063–1074.
72. *Yund R.A.* // *Feldspar mineralogy: Miner. Soc. Amer. short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Southern print. co, 1975. P. 401–428.*
73. *Seck H.A.* // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1971. Bd. 115, N 3. S. 395–399.
74. *Owen D.C., McConnell J.D.C.* // *The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 424–439.*
75. *Putnis A., McConnell J.D.C.* *Principles of mineral behaviour.* Oxford etc.: Blackwell, 1980. Пер.: *Патнис А., Мак-Коннелл Дж.* Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
76. *Yund R.A., Davidson P.* // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63. P. 470–477.
77. *Yund R.A., Chapple W.M.* // *Ibid.* 1980. Vol. 65. P. 438–443.
78. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного Ловозерского массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
79. *Боруцкий Б.Е.* Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
80. *Минералогия Приазовья / Ред. Е.К. Лазаренко. Киев: Наук. думка, 1981. 432 с. (см. с. 128–146).*
81. *Белянкин Д.С.* // *Докл. АН СССР. Сер. 6.* 1929. С. 571–584.
82. *Ofstedahl Ch.* // *Skr. norske vidensk.-akad. Oslo. Mat.-naturviss. Kl. I.* 1948. N 3 S. 1–71. Пер.: *Офстедаль Х.* // *Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 313–387.*
83. *Буссен И.В., Сахаров А.С.* // *Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. Вып. 8; Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
84. *Howie R.A.* // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* 1955. Vol. 62. P. 725–768.
85. *Heald M.T.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1950. Vol. 61. P. 43–89.
86. *Spencer E.* // *Miner. Mag.* 1938. Vol. 25. P. 87–118.
87. *Казахавили Г.Г., Топурия П.А.* // *Докл. АН СССР.* 1939. Т. 23, № 6. С. 553.
88. *Белянкин Д.С.* // *Изв. Петрогр. политехн. ин-та. Отд. техники и естествознания, 1915. Т. 26. С. 432.*
89. *Kempe D.R.C., Deer W.A.* // *Medd. Grønland.* 1970. Bd. 190, N 3. S. 1–95.
90. *Tilley C.E.* // *Amer. J. Sci.* 1948. Vol. 252. P. 65.
91. *Higazy R.A.* // *J. Geol.* 1949. Vol. 57. P. 555–581.
92. *MacKenzie W.S.* // *Miner. Mag.* 1954. Vol. 30. P. 354–366.
93. *Rosenholtz J.L., Smith D.T.* // *Amer. Miner.* 1942. Vol. 27. P. 344–349.
94. *Spencer E.* // *Miner. Mag.* 1937. Vol. 24, N 156. P. 453–494. Пер.: *Спенсер Э.* // *Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. Вып. 1. С. 205–247.*
95. *Белянкин Д.С., Томкеев С.И.* // *Изв. Петрогр. политехн. ин-та. Отд. техники и естествознания. 1915. Т. 23, вып. 2. С. 425.*
96. *Wilson A.F.* // *Miner. Mag.* 1950. Vol. 29. P. 215–224.
97. *Махлаев В.Г.* // *Докл. АН СССР.* 1946. Т. 53, N 5. С. 459.
98. *Yoshizawa H.* // *Chiku.* 1933. Vol. 19. P. 432.
99. *Соустов Н.И.* // *Тр. Петрограф. ин-та АН СССР.* 1936. Т. 78. С. 25.
100. *Юрьев Л.Д.* // *Минерал. сб. Львов. ун-та.* 1967. N 21, вып. 3. С. 292–297.
101. *Christoffersen R., Schedl A.* // *Amer. Miner.* 1980, Vol. 65. P. 444–448.
102. *Hokanson S.A., Yund R.A.* // *Ibid.* 1986. Vol. 71. P. 1409–1414.
103. *Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е.* // *Изв. РАН. Сер. физ.* 1993. N 2. С. 57–67.
104. *Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д. и др.* // *Изв. РАН. Сер. геол.* 1993. № 12. С. 47–58.
105. *Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.; Л.: Наука, 1965. 204 с.
106. *Vorma A.* Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. Otaniemi: Geol. Tutkimuslaitos, 1971. 72 p. (*Bull. Comm. Géol. Finl.*; N 246).
107. *Боруцкий Б.Е., Семенов Е.И.* // *Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1969. С. 3–11. (Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана; Вып. 19).*

108. Минералогия Хибинского массива // Е.Е. Костылева-Лабунцова, Б.Е. Боруцкий, М.Н. Соколова и др.; Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 1: Магматизм и постмагматические преобразования. 228 с.; Т. 2: Минералы. 586 с.
109. Боруцкий Б.Е // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 431–434.
110. Боруцкий Б.Е. // Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969. С. 220–244.
111. Боруцкий Б.Е. // Morphology and phase equilibria of minerals. Sofia, 1986. P. 227–232.
112. Borg J.J., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.
113. Borg J.J., Smith D.K. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.
114. Blasi A. // Bull. Mineral. 1984. Vol. 107. P. 437–445.
115. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
116. Fellows P.M., Spears D.A. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26. P. 231–236.
117. Stewart D.B., Wright T.L. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97. P. 356–377.
118. Stewart D.B. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 145–161.
119. Tatakawa M., Kanazaki M. // Miner. J. Jap. 1969. Vol. 6, N 1/2. P. 7–16.
120. Bollmann W., Nissen H.U. // Acta crystallogr. A. 1968. Vol. A-24. P. 546–557.
121. Lorimer G.W., Champness P.E. // Philos. Mag. 1973. Vol. 28. P. 1391–1403.
122. Spencer E. // Miner. Mag. 1930. Vol. 22, N 130. P. 291–367.
123. Kracek F.C., Neufonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
124. Kôzu S., Endo Y. // Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. Ser. 3. 1921. N 1. P. 1–17.
125. Kôzu S., Suzuki M. // Ibid. P. 19–23.
126. Tatakawa M. // Miner. J. Jap. 1980. Vol. 10, N 4. P. 161–167.
127. Tatakawa M., Kanazaki M., Nakano S. // Ibid. 1972. Vol. 7, N 1. P. 9–28.
128. Mizuhiko A., Hidehiro S. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 29, N 1. P. 28–32.
129. Кочетова Н.Л., Курицина А.С., Фришман Н.И. // Изв. вузов: Геология и разведка. 2000. № 5. С. 34–40.
130. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 18. Иризирующие полевые шпаты. М.: Мингео СССР, 1978. 73 с.
131. Карякин А.П. // Докл АН ТаджССР. 1983. Т. 26, № 3. С. 307–308.
132. Бурцев А.К., Гуськова Т.В. Драгоценные камни. М.: Примат, 1992. 128 с.

Калиево-рубидиевые полевые шпаты Potassium-rubidium feldspar (K,Rb)[AlSi₃O₈]

Синтезированы промежуточные члены ряда (K,Rb)[AlSi₃O₈] от К- до Rb-санидина и от микроклина до рубиклина (см. “Рубидиевый полевой шпат”).

Структ. и морф. крист. Монокл. или трикл. с. Простр. гр. для K,Rb-санидинов: $C_{2h}^3 - C2/m$, для K,Rb-микроклинов: $C_i^1 - P\bar{1}$ (условно $C\bar{1}$). Параметры ячейки для структурно-неупорядоченных K,Rb-п.ш. [1]:

RbAlSi ₃ O ₈ , мол. %	a	b	c	β	V
10	8,6234(11)	13,0382(9)	7,1771(9)	116,034(7)	725,1(2)
20	8,6456(7)	13,0378(7)	7,1785(5)	116,053(4)	726,9(1)
30	8,6736(10)	13,0403(8)	7,1815(8)	116,076(7)	729,6(2)
40	8,6974(10)	13,0472(6)	7,1827(8)	116,088(2)	732,0(2)
50	8,7234(9)	13,0416(10)	7,1876(7)	116,120(7)	734,2(2)
60	8,7547(10)	13,0450(7)	7,1791(9)	116,174(7)	735,8(2)
70	8,7791(12)	13,0429(10)	7,1875(9)	116,220(7)	738,3(2)
80	8,8070(21)	13,0460(15)	7,1849(12)	116,251(10)	740,4(3)
90	8,8337(16)	13,0448(15)	7,1922(13)	116,266(10)	743,2(3)
100	8,8456(11)	13,0483(17)	7,1932(9)	116,300(8)	744,3(2)

Серия синтезирована из гелей в гидротермальных условиях при 650° и давлении паров воды 1 кбар. Величина $T\bar{r}[110] = \Delta([110] - [\bar{1}\bar{1}0]) = (a^2 + b^2 + 2ab \cos\beta)^{1/2}$, характеризующая структурное состояние, соответственно равна: 15,632, 15,644, 15,661, 15,680, 15,690, 15,710, 15,722, 15,740, 15,754 и 15,764 (Å) [2].

То же по данным [3]:

Rb-Fsp, мол.дол.	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β	<i>V</i>
0,0	8,605(1)	13,030(1)	7,179(1)	116,022(8)	723,3(3)
0,2	8,660(1)	13,031(1)	7,186(1)	116,077(6)	728,3(2)
0,3	8,674(1)	13,030(1)	7,183(1)	116,090(9)	729,2(2)
0,4	8,698(1)	13,030(1)	7,185(1)	116,128(6)	731,1(2)
0,5	8,734(2)	13,032(2)	7,188(1)	116,165(9)	734,3(4)
0,6	8,750(1)	13,040(1)	7,195(1)	116,188(8)	736,6(3)
0,8	8,804(2)	13,044(2)	7,194(1)	116,230(9)	741,1(4)
1,0	8,841(1)	13,036(1)	7,195(1)	116,280(8)	743,5(3)

Серия синтезирована из гелевых смесей в гидротермальных условиях при 650–700° и давлении 1–5,3 кбар (1–17 сут).

Связь параметров с составом (*X* – мольная доля Rb-Fsp минала) выражается уравнениями [3]:

$$a(\text{Å}) = 8,606611 + 0,2167950X + 0,0901870X^2 - 0,0716090X^3 \pm 0,005,$$

$$b(\text{Å}) = 13,031122 - 0,0445400X + 0,1617890X^2 - 0,1115140X^3 \pm 0,002,$$

$$c(\text{Å}) = 7,149736 + 0,0076170X + 0,0395930X^2 - 0,0319670X^3 \pm 0,002,$$

$$\beta(^{\circ}) = 116,021677 + 0,2331520X + 0,1281280X^2 - 0,1049400X^3 \pm 0,01,$$

$$V(\text{Å}^3) = 723,5680 + 15,26733X + 19,45779X^2 - 14,64113X^3 \pm 0,6.$$

Параметры ячейки для низкотемпературной упорядоченной серии К-микроклин–Rb-микроклин (с небольшой примесью натриевого компонента, мол.%) [4]:

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α
1	8,5871(23)	12,9669(26)	7,2201(14)	90,646(38)
2	8,6201(39)	12,9640(41)	7,2216(32)	90,593(27)
3	8,6632(34)	12,9679(27)	7,2324(27)	90,620(18)
4	8,7138(18)	12,9722(14)	7,2361(10)	90,558(8)
5	8,7585(30)	12,9671(29)	7,2426(30)	90,556(11)
6	8,8003(23)	12,9565(22)	7,2476(26)	90,517(10)
7	8,8431(20)	12,9607(20)	7,2558(23)	90,534(9)

	β	γ	<i>V</i>
1	115,929(10)	87,643(28)	722,38(27)
2	115,970(22)	87,772(30)	724,96(61)
3	115,980(19)	87,795(20)	729,85(59)
4	116,037(10)	87,873(8)	734,40(30)
5	116,078(20)	87,934(14)	738,32(53)
6	116,101(18)	88,003(13)	741,63(48)
7	116,199(13)	88,010(12)	745,70(39)

Серия синтезирована гомогенизацией при 800–1050° за 174–249 ч из смесей микроклина состава $(K_{97,49}Na_{2,51})[AlSi_3O_8]$ (полученного ионным обменом альбита из Амелии с расплавом KCl при 850° за 24 ч по методу Вальдбаума и Роби [5]) с Rb-микроклином состава $(Rb_{69,77}K_{28,54}Na_{1,69})[AlSi_3O_8]$ (полученным ионным обменом данного микроклина с расплавом RbCl при 800°). Дифрактометр, CoK_{α} -излучение, 20–56° 2 θ , внутренний стандарт Si.

1 – Rb-Fsp_{0,00Ab_{2,51}}; 2 – Rb-Fsp_{13,95Ab_{2,35}}; 3 – Rb-Fsp_{27,91Ab_{2,18}}; 4 – Rb-Fsp_{41,86Ab_{2,02}}; 5 – Rb-Fsp_{55,82Ab_{1,85}}; 6 – Rb-Fsp_{69,77Ab_{1,69}}; 7 – Rb-Fsp_{92,76Ab_{1,37}}.

При замещении К на более крупный Rb параметры a (в наибольшей степени), c , β , γ и объем ячейки увеличиваются, параметр b не меняется, а угол α слабо уменьшается.

Для некоторых природных K,Rb-п.ш. [6]:

	a	b	c	α
1	8,6352(6)	12,9690(5)	7,2248(5)	90,575(5)
2	8,6373(7)	12,9691(5)	7,2264(6)	90,588(5)
	β	γ	V	
1	116,002(4)	87,894(4)	726,70(11)	
2	116,002(5)	87,842(5)	727,01(13)	

1, 2 – Rb-микроклины из Рэд Крос-Лэйк, пров. Манитоба, Канада (14,42 и 16,90 мол.% Rb-*Fsp* соответственно).

Физ. св. Рубидийсодержащие К-п.ш. не отличаются по свойствам от калиевых и натриево-калиевых. Цв. Rb-микроклина из Манитобы серый или черно-серый. Уд. в. 2,612 (вычисл. 2,614) [6].

Для Rb-микроклина из Манитобы характеристические полосы в ИК-спектре в области 15–16 и 18–19 мкм равны 15,455 и 18,585 мкм, что согласуется с данными для максимального микроклина [6].

Физ.-хим. конст. Зависимость избыточных объемов смешения от состава описывается субрегулярной моделью Маргулеса:

$$V = X_{\text{Rb}}(1 - X_{\text{Rb}})[(1 - X_{\text{Rb}})W1 + X_{\text{Rb}}W2],$$

где X_{Rb} – мольная доля Rb-*Fsp*. Значения параметров Маргулеса: $W1 = 1,62(3)$, $W2 = -0,55(2)$ для серии санидинов по данным [3] и $W1 = 5,60(10)$, $W2 = -0,60(9)$ для серии микроклинов по данным [4]. Неидеальность твердых растворов К-санидин–Rb-санидин значительно ниже, чем серии микроклин–Rb-микроклин [3].

Микр. В Rb-микроклине из Манитобы: $n_g = 1,525$ – $1,526$, $n_m = 1,522$ – $1,524$, $n_p = 1,518$ – $1,520$; $n_g - n_p = 0,006$ – $0,007$; $-2V = 76$ – 80° . Угол погасания на (001) 19 – 21° , на (010) 7 – 8° . Углы Эйлера: $\Phi = +74^\circ$, $\Psi = 95,5^\circ$, $\theta = 72,5^\circ$ [6]. Для Rb-микроклина из Варутреск [7] также найдено повышенное значение угла погасания на (001) до 20° против 18° в обычном максимальном микроклине.

Хим. Содержание Rb-составляющей (Rb-*Fsp*) в природных К-п.ш. обычно не превышает 1–2,5 мол.% (в K,Na-п.ш. оно еще меньше). Содержание 10–15 мол.% (3,3–4,9 мас.% Rb₂O) считается высоким, что позволяет выделять такие К-п.ш. как Rb-ортоклазы и Rb-микроклины. До 18,4 мол.% Rb-*Fsp* (5,87 мас.% Rb₂O) найдено в микроклине из Манитобы [6]. В Rb-микроклине с Эльбы (рубиклине) определено до 72,3 мол.% Rb-*Fsp* (21,55 мас.% Rb₂O) [8].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Li ₂ O	0,34	0,05	0,05	0,09	0,10	–
Na ₂ O	0,50	1,16	0,42	1,22	0,41	0,00
K ₂ O	12,30	12,00	12,91	11,41	12,28	6,23
Rb ₂ O	3,30	4,70	5,06	5,45	5,87	17,47
Cs ₂ O	0,60	0,40	0,43	0,45	0,48	0,92
Tl ₂ O	–	0,0367	0,0395	0,0418	0,0450	–
MgO	0,04	–	–	–	–	0,00
CaO	0,40	0,18	0,06	0,07	0,03	0,00

	1	2	3	4	5	6
Fe ₂ O ₃	0,03	0,07	0,07	0,08	0,09	–
Al ₂ O ₃	17,80	17,93	17,70	17,70	17,53	16,48
SiO ₂	63,58	65,33	63,26	63,49	63,17	58,68
H ₂ O [±]	0,84	–	–	–	–	–
Сумма	100,41	100,08	100,00	100,00	100,00	99,90
Or (мол%)	80,7	73,04	79,24	70,34	76,53	40,7
Ab	5,0	10,77	3,90	11,43	3,90	–
An	2,2	0,91	0,30	0,36	0,15	–
Rb-Fsp	10,9	14,42	15,65	16,90	18,40	57,4
Cs-Fsp	1,3	0,81	0,86	0,92	0,97	0,2
Tl-Fsp	–	0,05	0,05	0,05	0,05	–
Уд.в.	–	2,604(3)	–	2,612(3)	–	–
n _g	–	1,525–1,526	–	1,525–1,526	–	–
n _m	–	1,522–1,523	–	1,522–1,524	–	–
n _p	–	1,518–1,520	–	1,518–1,520	–	–
–2V	–	78	–	76–80	–	–
a	–	8,6352(6)	–	8,6373(7)	–	–
b	–	12,9690(5)	–	12,9691(5)	–	–
c	–	7,2248(5)	–	7,2564(6)	–	–
α	–	90,575(5)	–	90,588(5)	–	–
β	–	116,002(4)	–	116,002(5)	–	–
γ	–	87,894(4)	–	87,842(5)	–	–

1 – Rb-микроклин из пегматита, Варутреск, Швеция, анал. Бергрэн, кроме того найдено 0,64 P₂O₅ и 0,03 F [7]; 2–5 – Rb-микроклин из пегматита Рэд Крос-Лейк, Сев-Вост. Манитоба, Канада [6], анал. Кубат (SiO₂, Al₂O₃ – рентгено-флуоресцентным методом, Fe₂O₃, CaO, Li₂O, Na₂O, K₂O, Rb₂O, Cs₂O, Tl₂O – методом атомной абсорбции), Ba, Sr и P – отсутствуют (микросонд.); 2, 4 – суммарный состав пертитов, 3, 5 – вычисленный состав К-фазы (исходя из содержания Na в К-фазе, по данным микросонд.); 6 – рубиклин из пегматита Сан-Пьеро, Кампо, о-в Эльба [8].

Диагност. Содержание Rb-Fsp (мол. дол.) в К,Rb-п.ш. может быть рассчитано исходя из параметров моноклинной ячейки (для Rb-санидинов) [3]:

$$\text{Rb-Fsp} = -0,028383 + 4,700165(a_0 - 8,6) - 7,950611(a_0 - 8,6)^2 + 25,132399(a_0 - 8,6)^3,$$

$$\text{Rb-Fsp} = -0,097819 + 4,760219(\beta - 116) - 10,368561(\beta - 116)^2 + 26,694454(\beta - 116)^3,$$

$$\text{Rb-Fsp} = -0,027039 + 0,062114(V - 723) - 0,002339(V - 723)^2 + 0,0000837(V - 723)^3,$$

точность ±0,02, ±0,02 и ±0,03 соответственно.

Содержание Rb-Fsp в санидинах может быть рассчитано также по положению рефлекса ($\bar{2}01$) [3]:

$$\text{Rb-Fsp} = 2,0934 - 1,51769(2\theta_{\text{CoK}\alpha} \bar{2}01 - 23) (\pm 5 \text{ мол.}\%).$$

Нахожд. Высокорубидиевые К-п.ш. в природе описаны в основном из редкометаллических сложных пегматитов, обогащенных Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, F (иногда Р, В).

В пегматитовой жиле центральной части пегматитового поля Рэд Крос-Лейк, сев.-вост. пров. Манитоба, Канада, приуроченного к метабазальтам зеленокаменного пояса субпровинции Сачиго в сев. кристаллическом сегменте Архейской пров. Канадского щита, Rb-микроклин, содержащий 14,42–16,90 мол.% Rb-*Fsp* (решетчатый микроклин и микроклин-пертит) найден в кварц-полевошпатовом грубозернистом агрегате и апофизах во вмещающую породу и ассоциирует с альбитом, богатым Rb литиевым мусковитом ($2M_1$), а также рубеллитом, лепидолитом ($2M_2$), амблигонитом, бериллом и поллуцитом [6]. Обособления Rb-микроклина достигали 5 см в диаметре, темно-серого или черновато-серого цвета, с микроклиновой решеткой, частично в виде пертитов; наблюдались бавенские двойники. Рубидий концентрируется в К-фазе пертита до 15,65–18,40 мол.% Rb-*Fsp*. В данных полевых шпатах: K/Rb = 1,90–2,32, K/Cs = 22,4–26,4, K/Tl = 236–282, Rb/Cs = 11,4–11,8, Rb/Tl = 122–124.

Искусств. Ковальским с соавт. [3] K,Rb-санидины получены из гелевых смесей гидротермальным путем при 700° и 1 кбар (1–4 сут) или при 650–680° и 5–5,3 кбар (14–17 сут). При высокой температуре, кроме Rb-п.ш., кристаллизовался тетрагональный Rb-лейцит ($a = 13,298$, $c = 13,744$ Å, $V = 2430,2$ Å³). Кристаллизация Rb-лейцита прекращалась, и поле устойчивости полевого шпата расширялось при снижении температуры и повышении давления, что согласуется с данными работы [9].

Мак-Милланом с соавт. [4] синтезирована серия микроклинов $KAlSi_3O_8$ - $RbAlSi_3O_8$ гомогенизацией при 800–1050° за 174–249 ч из смесей микроклина состава ($K_{97,49}Na_{2,51}$)[$AlSi_3O_8$] (полученного ионным обменом альбита из Амелии с расплавом KCl при 850° за 24 ч по методу Вальдбаума и Роби [5]) с Rb-микроклином состава ($Rb_{69,77}K_{28,54}Na_{1,69}$)[$AlSi_3O_8$] (полученным ионным обменом данного микроклина с расплавом RbCl при 800°). Состав смесей контролировался рентгено-флюоресцентным анализом.

Эксперим. Равновесия в системе $KAlSi_3O_8$ - $RbAlSi_3O_8$ в гидротермальных условиях при 600° и давлении 1000 кг/см² исследованы в [10–11]. Изучение ионообменных свойств полевых шпатов в системе $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $RbAlSi_3O_8$ в гидротермальных условиях при 500 и 600° и давлении 1000 кг/см² [12] показало зависимость максимальной обменной емкости от температуры и от структурного состояния полевых шпатов: содержание Rb в микроклине относительно санидина уменьшается при 600° в 100 раз, а при 500° – в 10 раз. Изучение распределения Rb между сокристаллизующимися щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами показало, что при 600° и давлении 1000 кг/см² максимальное его вхождение (2,2 мас.%) наблюдалось не в чисто К-п.ш., а в К,Na-п.ш. состава $Or_{75}Ab_{25}$ [13, 14]. Данные [15, 16] показывают, что в этих условиях в полевом шпате состава $Or_{75}Ab_{25}$ действительно содержится до 2% изоморфного Rb и содержание его падает при обогащении полевого шпата натрием, однако оно резко возрастает в полевых шпатах, богатых калием. Изучение состояния в тройной системе $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $RbAlSi_3O_8$ [15, 16] показало, что при 600° и давлении паров воды 1000 кг/см² наблюдается полная изоморфная смешимость между К- и Rb-санидином, причем К,Rb-санидин допускает вхождение до 35 мол.% $NaAlSi_3O_8$. При 500° происходит разрыв между К,Rb- и Rb,К-п.ш. при составах $Or_{92}Rb$ -*Fsp*₈ и Rb -*Fsp*_{86,5} $Or_{13,5}$, при этом максимальное содержание Ab-составляющей снижается в К,Rb-п.ш. до 20 мол.%, а в Rb,К-п.ш. – до 1,6 мол.% (Rb -*Fsp*₈₉ $Or_{9,4}Ab_{1,6}$).

Литература

1. *Pentlinghaus H., Henderson C.M.B.* // Fortschr. Miner. 1979. Bd. 57. Beih. 1. S. 119–120.
2. *Kroll H.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 39. P. 141–156.
3. *Ковальский А.М., Котельников А.Р., Бычков А.М. и др.* // Геохимия. 2000. № 3. С. 256–260.
4. *McMillan P.F., Brown W.L., Openshow R.E.* // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 458–464.
5. *Waldbaum D.R., Robie R.A.* // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134. S. 381–420.
6. *Černý P., Pentlinghaus H., Macek J.* // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 217–230.
7. *Adamson O.J.* // Geol. Fören. Stockholm. förhandl. 1945. Bd. 64. S. 19.
8. *Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. et al.* // Amer. Miner. 1998. Vol. 83. N 11/12. P. 1335–1339.
9. *Bambauer H., Kroll H., Nager H., Pentlinghaus H.* // Bull. Soc. fr. minér., et cristallogr. 1974. Vol. 97. P. 313–345.
10. *Ghélis M., Gasperin M.* // C.r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 22. P. 1928–1929.
11. *Ghélis M., Lagache M.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95. N 1. P. 157–158.
12. *Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л.* // Геохимия. 1972. № 3. С. 308–313.
13. *Iiyama J.T.* // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 2. P. 130–140.
14. *Lagache M.* // C.r. Acad. sci. 1971. Vol. 272, N 10. P. 1328–1330.
15. *Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л.* // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 694–696.
16. *Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л.* // Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 157–160.

ТРОЙНЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ СЕРИИ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВКалиево-натриево-рубидиевые полевые шпаты (тройные)
Potassium-sodium-rubidium feldspars (ternary)
(K,Na,Rb)[AlSi₃O₈]

На основании данных Кроля с соавт. [1] о величинах параметров ячейки для упорядоченных и разупорядоченных К-п.ш. и Na-п.ш., аналогичных данных для упорядоченных и разупорядоченных рубидиевых полевых шпатов Пентингхауса и Хендерсона [2] и Мак-Миллана с соавт. [3] и собственных данных, полученных путем гидротермальной раскristаллизации гелей и ионообменного замещения природных образцов в расплаве RbCl, составлена диаграмма *b-c* для K,Na,Rb-п.ш. [4].

Единственным K,Na,Rb-п.ш., найденным в природе, является образец из гранитного пегматита Сан Пьеро в Кампо, о-в Эльба, Италия, в результате фазового распада которого образовался Rb-микроклин (рубиклин) (см. "Рубидиевый полевой шпат") [5]. Согласно [4], на диаграмме *b-c* он попадает в поле неупорядоченных полевых шпатов. Содержание Na-компонента в нем незначительно. Согласно экспериментальному изучению концентрации насыщения в системе $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-RbAlSi_3O_8$ в гидротермальных условиях [6], показано, что существование полной смесимости между анальбитом и K- и Rb-санидинами возможно только при 700°. При 600° и давлении 1 кбар непрерывная серия твердых растворов наблюдается между K- и Rb-санидинами с содержанием Na-компонента не более 35% *Ab* в калиевом и 1% *Ab* в рубидиевом концах ряда. При 500° и давлении 1 кбар система распадается на фазы конечных составов с максимальными содержаниями 6,8% Rb-*Or* и 3,7% *Ab* в санидине, 9,4% *Or* и 1,6% *Ab* в рубидиевом санидине и 2,6% *Or* и 1% Rb-*Or* в анальбите; максимальное содержание Rb-*Or* – 8% в чистом

(без Na-компонента) санидине и 13,5 % *Or* в чистом рубидиевом санидине. Судя по этим данным, изоморфная смешимость в упорядоченных K,Na,Rb-п.ш. должна быть еще более ограниченной.

Литература

1. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
2. Pentinghaus H., Henderson C.M.B. // Fortschr. Mineral. 1979. Bd. 57, Beih. 1. S. 119–120.
3. McMillan P.F., Brown W.L., Openshaw R.E. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 458–464.
4. Kovalskii A., Kotelnikov A. // Abstr. IX Intern. Symp. Exp. miner., petrol., geochem. 2002. P. 61.
Пер.: Ковальский А.М., Котельников А.Р., Котельникова З.А. // Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М., 2002. С. 20.
5. Teertstra D.K., Černý P., Hawthorne F.C. et al. // Amer. Miner. 1998. Vol. 83, N 11/12. P. 1335–1339.
6. Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л. // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 694–696; Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 157–160.

ГРУППА ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

	a_0	b_0	c_0	α	β	β	Уд.в.
Кальциевый полевой шпат $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$							
I-анортит	–	–	–	–	–	–	–
Т-анортит	–	–	–	–	–	–	–
Р-анортит	8,18	12,88	14,17	93,2	115,8	91,2	2,76
Стронциевый полевой шпат $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	8,39	12,97	14,26	90,0	115,4	90,0	–
Бариевый полевой шпат $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$							
Цельзиан	8,64	13,05	14,40	90,0	115,1	90,0	3,30

Анортит Anorthite $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Название от греч. $\alpha\nu\omicron\rho\theta\omicron\varsigma$ (анортос) – косой или от лат. “an” и “orthos” – не прямой, за значительный угол между плоскостями спайности (Розе – Rose, 1823). Впервые описан под названием *индианит* из лав Селама, вмещающих корундовое месторождение, шт. Тамилнад (бывш. Мадрас), Индия (Бурнон – Bourne, 1802) [1]. Но более известно его классическое описание в стекловатых кристаллах совместно с авгитом, биотитом, санидином, лейцитом, шпинелью, скаполитом и везувианом из глыбовых включений в древних вулканических выбросах Монте-Соммы, Везувий [2].

Синон. Не употребляющиеся в настоящее время названия, представляющие лишь исторический интерес: *индианит* – indianite (Бурнон – Bourne, 1802), из Селама, вблизи Мадраса, Индия; *христианит* – christianite (в честь датского короля Христиана Фридриха или по названию основанной в 1624 г. королем Христианом IV древней столицы Норвегии – Христиании); *биотин* – biotite (Монтчелли); идентичность христианита и анортита показана

в 1832 г. Брейтхауптом (Breithaupt, 1835), а биотина и анортита – в 1837 г. Бруке (Brooke, 1837) [3]; *розит* – rosite (в честь считавшегося первооткрывателем минерала Густава Розе (1798–1873)), из Тунаберга, Швеция; *амфоделит* – amphodelite (Норденшильд – Nordenskiöld) от светло-персиковых до розовых и красных кристаллов, *леполит* (леподит) – lepolite (lepodite) (Германн) и *линдзаит* (*линзеит*) – lindsayite (Германн) в мраморизованном известняке близ Ориерви к западу от оз. Лойо, Финляндия; *циклопит* – cyclopite (Сарториус фон Вальтерсгаузен) в миндалевых пустотах в долеритах и базальтах Циклопских о-вов, к сев.-вост. от Катании, Сицилия, и близ Треца на вулкане Этна; *тирсауит* (*фирсауит*) – thiorsauite (Гент) из лавовых потоков вулкана Геклы, Исландия; *барзовит* – barzovite (Бауер – Bauer, 1880), белые зернистые массы с тальком по р. Барзовке около Кыштымского завода на Урале; *латробит* – latrobite из Гренландии; *полиаргит* – polyargite из Тунаберга, Швеция; *танкит* – tancite из Арендаля; *эскаркит* – esmarcite из Брекке, Норвегия.

Описанный в качестве самостоятельного минерала в нефелиновых сиенитах Среднетатарского массива в долине р. Татарки (приток Ангары), Енисейский край, *дидимолит* – didymolite (Мейстер, 1908), с составом $\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{29}$, оказался впоследствии анортитом [4]. Если это так, то, по-видимому это одна из первых находок нестехиометричного анортита с дефицитом Ca (–0,45 форм. ед.) и Al (–0,34 форм. ед.) и избытком Si (+0,48 форм. ед.).

Разнов. Структурные модификации: *примитивный анортит* – primitive anorthite ($P\bar{1}$ -anorthite, *P*-anorthite); *объемно-центрированный анортит* – body-centered anorthite ($I\bar{1}$ -anorthite, *I*-anorthite); *переходный анортит* – transitional anorthite (*T*-anorthite).

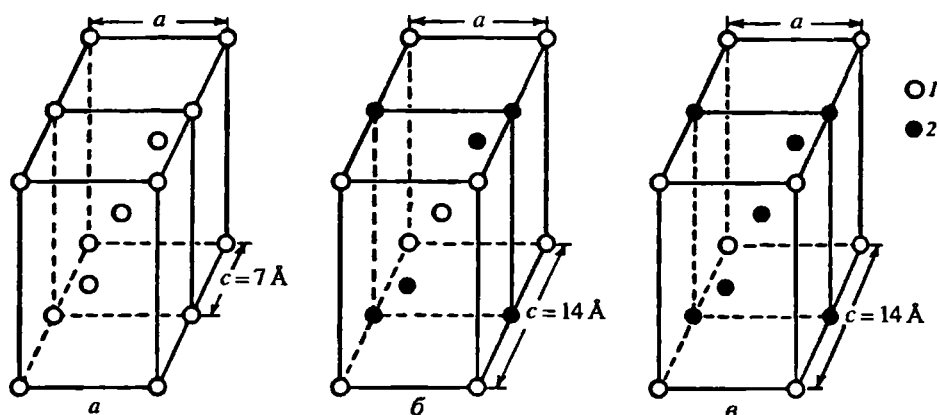
При соотношении Si : Al = 1 : 1, в соответствии с принципом Левенштейна [5], наблюдается правильное чередование атомов Si и Al в алюмокремнекислородном каркасе, в котором каждый атом кислорода связан с одним Si и одним Al. Подобное строгое (“анортитовое”) Si/Al-упорядочение соответствует $14 \text{ \AA} I\bar{1}$ -ячейке (*I*-анортиту). Однако катионное отталкивание приводит к искажению правильного расположения атомов Ca в структуре и образованию энергетически более выгодного $14 \text{ \AA} P$ -анортита [6, 7], который является низкотемпературной фазой. *T*-анортит представляет собой промежуточное переходное состояние. Три модификации анортита различаются типами рефлексов на порошкограмме (см. раздел “Межплоскостные расстояния”).

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 8,17, b_0 = 12,87, c_0 = 14,17 \text{ \AA}$; $\alpha = 93,12, \beta = 115,89, \gamma = 91,28^\circ$; $Z = 8$.

Ячейка анортита по сравнению с альбитовой удвоена по оси с. Величина Z также в 2 раза больше. Сопоставление ячеек примитивного и объемно-центрированного анортитов и альбита показано на фиг. 77 [8].

В ячейке анортита выделяются четыре подъячейки: исходная “0”, подъячейка “i”, связанная с “0” объемно-центрированным вектором 14 \AA , подъячейка “z”, связанная с “0” псевдотрансляцией 7 \AA , и подъячейка “iz”, связанная с “0” обеими трансляциями [9]. С выделенными подъячейками связаны типы рефлексов на порошкограмме анортита. Индексы “0”, “i”, “z”, и “iz” используются для различия атомов в кристаллической структуре.



Фиг. 77. Соотношения между элементарными ячейками плагиоклазов (по Коулу и др. [7])
 a – 7Å базоцентрированная ячейка альбита; b – 14Å объемноцентрированная ячейка I -анортита; v – 14Å
 примитивная ячейка P -анортита; 1 – узлы в решетке, занятые атомами; 2 – с отсутствующими атомами

Параметры ячейки для анортитов с уточненной структурой:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,1768	12,8768	14,1690	93,167	115,85	91,217	1338,9
2	8,173(1)	12,869(1)	14,165(1)	93,113(6)	115,913(6)	91,261(6)	1337,7
3	8,186(1)	12,876(2)	14,182(2)	93,30(2)	115,79(1)	91,12(1)	1342,2

1 – P -анортит, Монте-Сомма, Везувий, Италия [6–8]; 2 – P -анортит, Валь Пасмеда, Тироль, Австрия [10]; 3 – анортит из Валь Пасмеда, отожженный при 1530 °C [11].

Для образцов анортита из других месторождений:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ
1	8,179	12,873	14,172	93,17	115,87	91,23
2	8,18	12,87	7,09	93,30	116,20	91,00
3	8,19	12,88	14,18	92,90	116,10	91,40
4	8,18	12,89	14,19	93,30	116,00	91,10
5	8,179	12,873	7,090	93,20	115,97	91,10

1 – анортит Мияке An_{95} [12]; 2 – анортит “Луна-14310”, $An_{93,4}Ab_{6,4}Or_{0,2}$ [13]; 3 – анортит из метеорита Серра де Маге, $An_{95,5}Ab_{4,3}Or_{0,1}$ [13]; 4 – анортит из метеорита Шизон [13]; 5 – анортит $An_{93,1}Ab_{6,9}$ [14].

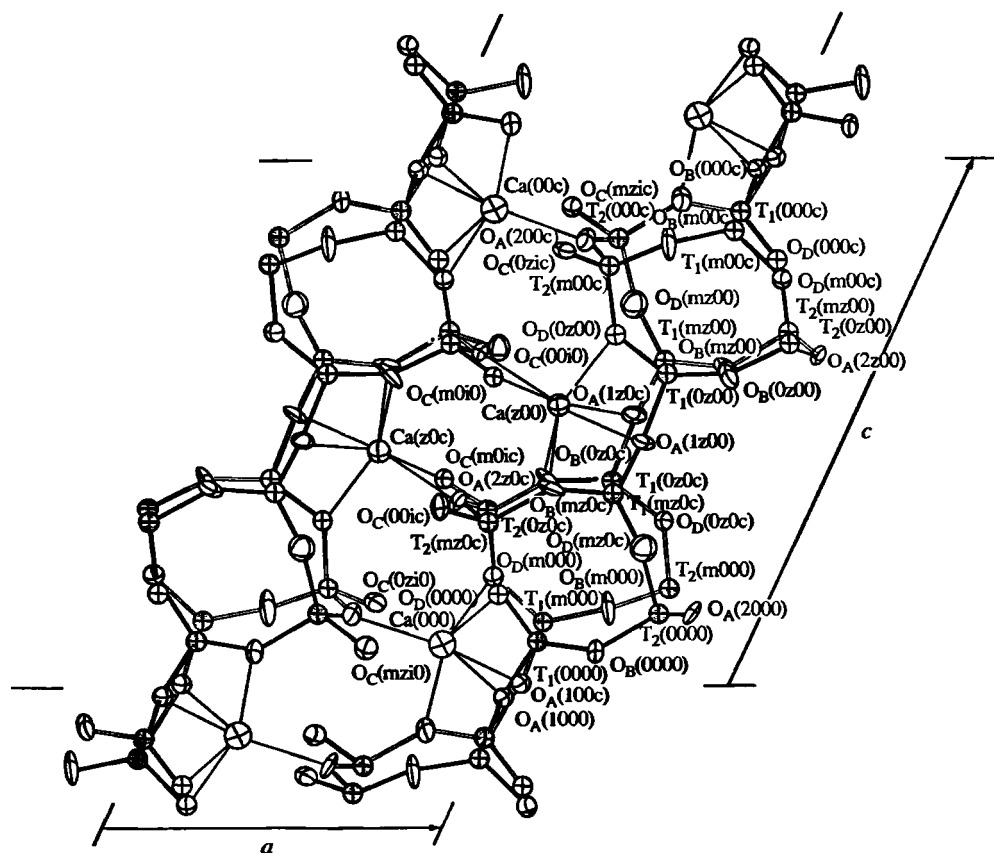
Изменение параметров ячейки от давления исследовано на примере $P\bar{1}$ -анортита из Валь Пасмеда, Тироль, Австрия, с составом $An_{99,5-100,0}$ (согласно [15–16]) Р.Дж. Ангелом с соавт. [17]:

P , кбар	a_0	b_0	c_0^*	α
0,0	8,171(3)	12,870(2)	7,085(2)	93,12(2)
6,5	8,152(1)	12,849(1)	7,072(10)	93,02(2)
14,0	8,120(2)	12,815(2)	7,048(2)	92,88(2)
19,0	8,111(2)	12,805(2)	7,037(6)	92,87(3)
25,5	8,080(3)	12,770(1)	7,015(2)	92,70(2)
29,5	8,051(2)	12,755(2)	6,992(2)	92,27(3)
35,5	8,029(2)	12,733(1)	6,971(2)	92,14(2)
41,5	8,004(3)	12,711(2)	6,957(2)	92,02(2)
49,5	7,987(2)	12,694(2)	6,941(2)	91,97(2)

P , кбар	β	γ	V^*
0,0	115,89(2)	91,28(2)	668,38(28)
6,5	115,87(1)	91,39(1)	664,68(13)
14,0	115,82(2)	91,56(2)	658,28(33)
19,0	115,80(3)	91,61(2)	656,25(58)
25,5	115,74(2)	91,81(2)	650,16(25)
29,5	115,27(2)	92,58(2)	647,30(23)
35,5	115,23(2)	92,71(1)	642,66(22)
41,5	115,20(1)	92,81(1)	638,42(32)
49,5	115,16(2)	92,91(2)	634,90(25)

* В оригинале приведена половина параметра $c = 14 \text{ \AA}$ и половина объема ячейки.

Кристаллическая структура уточнена для P -анортита с Монте-Соммы, вулкан Везувий, Италия [6, 7] (состав An_{95-100} по оптическим данным), из Валь Паседа, Тироль, Австрия [10, 18] (состав An_{100} по данным микронзондирования), из Грасе-Вэлли, шт. Калифорния, США (An_{94}) [19], а также из лунного троктолита 76535 (An_{95}) [20]. Калусом [18] выполнено также нейтронографическое уточнение структуры при 55 К ($-218 \text{ }^\circ\text{C}$), подтвердившее ранее установленные координаты и межатомные расстояния анортита [6, 7, 10].



Фиг. 78. Проекция кристаллической структуры анортита на плоскость (010) (по Вэйрайту и Старки [12])

Показаны позиции атомов Si, Al (T_1 , T_2), Ca и кислорода; эллипсы – ориентировка и анизотропия тепловых колебаний

Для *I*-анортита кристаллическая структура уточнена для отожженного при 1802 К (1530 °С) анортита с Везувия (An_{98}) [11], отожженного при 1473 К (1200 °С) анортита из Грасс-Вэлли [19] и анортита из Верзаска (An_{91}) [19].

В кристаллической структуре *P*-анортита выделяются 16 кристаллографически неэквивалентных тетраэдрических позиций (в обозначении Мегуоу [21]): $T_1(0000)$, $T_1(0z00)$, $T_1(00i0)$, $T_1(0zi0)$, $T_1(m000)$, $T_1(mz00)$, $T_1(m0i0)$, $T_1(mzi0)$, $T_2(0000)$, $T_2(0z00)$, $T_2(00i0)$, $T_2(0zi0)$, $T_2(m000)$, $T_2(mz00)$, $T_2(m0i0)$ и $T_2(mzi0)$ и 4 позиции кальция: $Ca(000)$ в шестерной и $Ca(z00)$, $Ca(0i0)$ и $Ca(zi0)$ в семерной координации (фиг. 78).

Вследствие упорядоченного поочередного заселения атомами Si или Al тетраэдры резко различаются по размерам: $[SiO_4]$ в среднем 1,614, $[AlO_4]$ в среднем 1,747 Å [10].

Межатомные расстояния T–O в тетраэдрах (Å) ($\pm 0,002$ Å), по [10]:

$T_1(0000)$		$T_1(0z00)$		$T_1(00i0)$		$T_1(0zi0)$	
$O_A(1000)$	1,645	$O_A(1z00)$	1,760	$O_A(10i0)$	1,632	$O_A(1zi0)$	1,772
$O_B(0000)$	1,619	$O_B(0z00)$	1,743	$O_B(00i0)$	1,606	$O_B(0zi0)$	1,755
$O_C(0000)$	1,582	$O_C(0z00)$	1,709	$O_C(00i0)$	1,588	$O_C(0zi0)$	1,727
$O_D(0000)$	1,616	$O_D(0z00)$	1,776	$O_D(00i0)$	1,626	$O_D(0zi0)$	1,767
Среднее	1,616	Среднее	1,747	Среднее	1,613	Среднее	1,755
$T_1(m000)$		$T_1(mz00)$		$T_1(m0i0)$		$T_1(mzi0)$	
$O_A(1000)$	1,777	$O_A(1z00)$	1,647	$O_A(10i0)$	1,777	$O_A(1zi0)$	1,644
$O_B(m000)$	1,705	$O_B(mz00)$	1,617	$O_B(m0i0)$	1,747	$O_B(mzi0)$	1,583
$O_C(m000)$	1,738	$O_C(mz00)$	1,617	$O_C(m0i0)$	1,752	$O_C(mzi0)$	1,599
$O_D(m000)$	1,779	$O_D(mz00)$	1,571	$O_D(m0i0)$	1,702	$O_D(mzi0)$	1,626
Среднее	1,750	Среднее	1,613	Среднее	1,745	Среднее	1,613
$T_2(0000)$		$T_2(0z00)$		$T_2(00i0)$		$T_2(0zi0)$	
$O_A(2000)$	1,760	$O_A(2z00)$	1,635	$O_A(20i0)$	1,769	$O_A(2zi0)$	1,617
$O_B(0000)$	1,769	$O_B(0z00)$	1,620	$O_B(00i0)$	1,751	$O_B(0zi0)$	1,628
$O_C(mzi0)$	1,740	$O_C(m0i0)$	1,606	$O_C(mz00)$	1,754	$O_C(m000)$	1,614
$O_D(mz00)$	1,698	$O_D(m000)$	1,605	$O_D(mzi0)$	1,727	$O_D(m0i0)$	1,574
Среднее	1,742	Среднее	1,617	Среднее	1,750	Среднее	1,608
$T_2(m000)$		$T_2(mz00)$		$T_2(m0i0)$		$T_2(mzi0)$	
$O_A(2000)$	1,644	$O_A(2z00)$	1,755	$O_A(20i0)$	1,641	$O_A(2zi0)$	1,759
$O_B(m000)$	1,581	$O_B(mz00)$	1,748	$O_B(m0i0)$	1,618	$O_B(mzi0)$	1,713
$O_C(0zi0)$	1,607	$O_C(00i0)$	1,716	$O_C(0z00)$	1,586	$O_C(0000)$	1,735
$O_D(0z00)$	1,629	$O_D(0000)$	1,757	$O_D(0zi0)$	1,616	$O_D(00i0)$	1,774
Среднее	1,615	Среднее	1,744	Среднее	1,615	Среднее	1,745

Различия T–O между тетраэдрами не превышают различий внутри тетраэдров и потому не могут использоваться для оценки содержания Al. Формальное использование уравнений Смита привело бы к присутствию 8% Al в Si-тетраэдрах и 17% Si в Al-тетраэдрах [7].

Углы O–T–O в тетраэдрах (град.), по [10]:

	O_A-O_B	O_A-O_C	O_A-O_D	O_B-O_C	O_B-O_D	O_C-O_D
$T_1(0000)$	100,90	118,07	101,40	111,73	113,80	110,44
$T_1(00i0)$	103,09	116,38	102,05	110,92	113,56	110,51
$T_1(mz00)$	100,78	113,70	108,85	111,38	113,45	108,61
$T_1(mzi0)$	106,15	112,27	102,08	113,14	112,06	110,54

	O _A -O _B	O _A -O _C	O _A -O _D	O _B -O _C	O _B -O _D	O _C -O _D
T ₁ (0z00)	99,75	117,51	98,98	112,77	115,60	111,25
T ₁ (0zi0)	97,25	121,03	97,16	113,20	116,44	110,66
T ₁ (m000)	107,57	112,19	99,12	114,34	111,15	111,40
T ₁ (m0i0)	99,28	113,08	108,52	113,59	113,26	108,83
T ₂ (0z00)	105,34	101,24	110,17	112,51	111,79	114,83
T ₂ (0zi0)	109,19	102,50	110,99	112,86	107,14	114,10
T ₂ (m000)	111,89	104,43	108,95	112,98	107,26	111,33
T ₂ (m0i0)	108,79	106,37	107,89	112,60	108,75	112,27
T ₂ (0000)	108,87	104,115	107,84	112,63	108,08	115,02
T ₂ (00i0)	100,96	99,94	107,64	112,74	115,95	116,74
T ₂ (mz00)	108,59	105,69	103,15	110,45	111,95	116,30
T ₂ (mzi0)	110,32	105,24	107,35	111,99	108,71	113,09

Валентные углы в тетраэдрах T₁, независимо от того, являются ли они SiO₄- или AlO₄-тетраэдрами, напряжены более или менее одинаково (отклонение от стандартного тетраэдрического угла 109,47°), отличаясь от напряжения углов в тетраэдрах T₂. Эти напряжения больше, чем в структурах щелочных полевых шпатов (с одновалентными М-катионами [7]).

Углы Т-О-Т в четверных кольцах алюмокремнекислородного каркаса (град.), по [10]:

Атом	Угол	Атом	Угол	Атом	Угол	Атом	Угол
O _B (0000)	129,41	O _B (0z00)	138,79	O _B (m0i0)	145,76	O _B (mzi0)	165,67
O _D (0000)	136,45	O _D (0z00)	123,67	O _D (m0i0)	165,08	O _D (mzi0)	136,14
O _B (mz0c)	144,07	O _B (m00c)	169,97	O _B (0zic)	126,88	O _B (00ic)	137,61
O _D (mz0c)	165,21	O _D (m00c)	139,70	O _D (0zic)	135,01	O _D (00ic)	127,15
Среднее	143,78	Среднее	143,03	Среднее	143,18	Среднее	141,64

Расстояния Са-О (±0,003 Å), по [10]:

Са (000)		Са (z00)		Са (20i0)		Са (2zi0)	
OA(2000)	2,292	OA(2z00)	2,333	OA(20i0)	2,336	OA(2zi0)	2,300
OB(0000)	2,378	OD(0z00)	2,372	OB(00i0)	2,426	OB(0zi0)	2,405
OD(0000)	2,390	OB(0z00)	2,443	OD(00i0)	2,434	OD(0zi0)	2,440
OA(1000)	2,515	OB(mz00)	2,494	OA(10i0)	2,448	OA(1zi0)	2,454
OD(m000)	2,538	OA(1z00)	2,496	OB(m0i0)	2,494	OA(1zi0)	2,616
OA(1000)	2,608	OC(m0i0)	2,559	OC(mz00)	2,563	OD(mzi0)	2,717
Среднее	2,454	OA(1z00)	2,733	OA(10i0)	2,817	OC(m000)	2,834
		Среднее	2,490	Среднее	2,503	Среднее	2,525

Атомы Са обнаруживают высокую тепловую анизотропию с длинной осью эллипсоида тепловых колебаний, ориентированной примерно вдоль [110] [6, 7].

Средние расстояния Т-О в анортитах с уточненной структурой (по Smith, Brown, 1988):

	P-анортит				I-анортит		
	1	2	3	4	5	6	7
T ₁ (0000)	1,616	1,618	1,602	1,617	1,630	1,620	1,616
T ₁ (0z00)	1,747	1,749	1,737	1,746	1,740	1,741	1,744
T ₁ (00i0)	1,613	1,613	1,621	1,618	-	-	-

	P-анортит				I-анортит		
	1	2	3	4	5	6	7
T ₁ (OziO)	1,755	1,757	1,757	1,752	—	—	—
T ₁ (m000)	1,750	1,748	1,737	1,739	1,722	1,733	1,731
T ₁ (mz00)	1,613	1,614	1,611	1,614	1,619	1,613	1,610
T ₁ (m0iO)	1,745	1,749	1,739	1,735	—	—	—
T ₁ (mziO)	1,613	1,613	1,610	1,614	—	—	—
T ₂ (0000)	1,742	1,746	1,731	1,734	1,732	1,734	1,721
T ₂ (0z00)	1,617	1,617	1,609	1,620	1,627	1,619	1,612
T ₂ (00iO)	1,750	1,753	1,738	1,736	—	—	—
T ₂ (0ziO)	1,608	1,613	1,611	1,617	—	—	—
T ₂ (m000)	1,615	1,614	1,613	1,618	1,626	1,619	1,616
T ₂ (mz00)	1,744	1,743	1,740	1,740	1,730	1,733	1,736
T ₂ (m0iO)	1,615	1,616	1,620	1,620	—	—	—
T ₂ (mziO)	1,745	1,743	1,738	1,740	—	—	—

P-анортиты: 1 – Валь Пасмеда, Австрия [10]; 2 – Валь Пасмеда, Австрия [18]; 3 – лунный троктолит 76535 [20]; 4 – Грасс-Вэлли, Калифорния [19]; I-анортиты: 5 – отожженный при 1530 °C анортит с Везувия [11]; 6 – отожженный при 1200 °C анортит из Грасс-Вэлли [19]; 7 – анортит из Верзаска [19].

Пинакоидальный вид симметрии. $a : b : c = 0,6347 : 1 : 0,5501$; $\alpha = 93^\circ 13'$, $\beta = 115^\circ 56'$, $\gamma = 91^\circ 12'$ (Гольдшмидт, 1897; Дана, 1937).

Формы (по Гольдшмидту):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ
$c\ 001$	80°33'	26°14'	$\theta\ 0\bar{4}1$	-12°53'	-65°22'	$p\ \bar{1}11$	-39°16'	37°01'
$b\ 010$	0 00	90 00	$z\ 0\bar{3}1$	-17 10	-58 44	$o\ \bar{1}\bar{1}1$	-42 35	-35 12
$a\ 100$	87 06	90 00	$N\ 0\bar{2}1$	-25 27	-48 33	$\pi\ \bar{1}\bar{3}1$	-16 24	-59 24
$m\ 110$	58 04	90 00	$N\ 0\bar{2}3$	-59 28	-29 27	$\beta\ 241$	45 20	73 35
$l\ 120$	39 54	90 00	$D\ 0\bar{1}3$	-78 03	-26 26	$v\ 2\bar{4}1$	-49 48	-72 24
$f\ 130$	29 29	90 00	$t\ 201$	85 46	67 33	$w\ 2\bar{4}1$	-33 21	69 07
$M\ \bar{1}\bar{1}0$	-62 27	-90 00	$i\ 207$	82 54	37 30	$g\ \bar{2}21$	-52 59	61 00
$L\ \bar{1}20$	-42 26	-90 00	$q\ \bar{2}03$	-72 47	9 17	$u\ \bar{2}21$	-52 09	-61 17
$F\ \bar{1}30$	-30 58	-90 00	$\varepsilon\ \bar{3}04$	-79 22	13 31	$\gamma\ \bar{2}41$	-32 57	-69 19
$h\ 081$	6 09	77 33	$x\ \bar{1}01$	-89 09	25 34	$\mu\ \bar{4}21$	-73 38	74 06
$s\ 061$	8 09	73 43	$\varepsilon\ \bar{2}01$	-89 20	55 15	$\psi\ \bar{4}21$	-70 08	-74 24
$n\ 021$	22 19	52 00	$r\ 111$	64 50	58 02	$\delta\ \bar{1}\bar{1}2$	-1 10	-12 22
$k\ 023$	47 18	33 29	$R\ \bar{1}\bar{1}1$	-73 47	-56 29	$\sigma\ \bar{4}23$	-64 20	41 32
$d\ 013$	61 26	28 58	$\alpha\ \bar{1}\bar{3}1$	-43 33	-64 35	$j\ \bar{4}23$	-66 13	-41 07
$S\ 0\bar{6}1$	-8 34	-72 58						

$$bc\ 010 : 001 = 85^\circ 50'$$

$$cm\ 001 : 110 = 65\ 53$$

$$mM\ 110 : \bar{1}\bar{1}0 = 59^\circ 29'$$

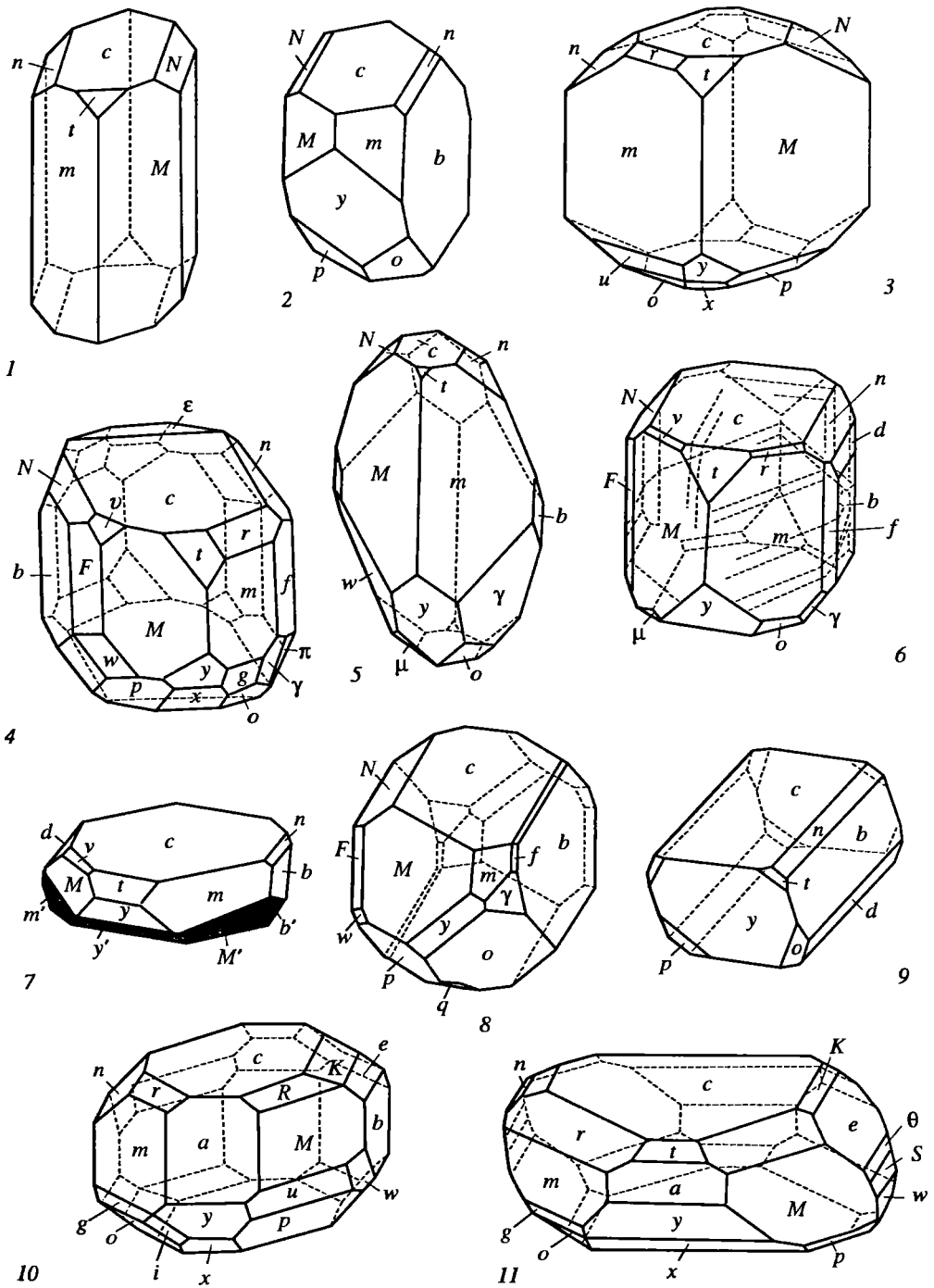
$$cM\ 001 : \bar{1}\bar{1}0 = 69\ 20$$

$$bm\ 010 : 110 = 58^\circ 04'$$

$$cy\ 001 : \bar{2}01 = 81\ 14$$

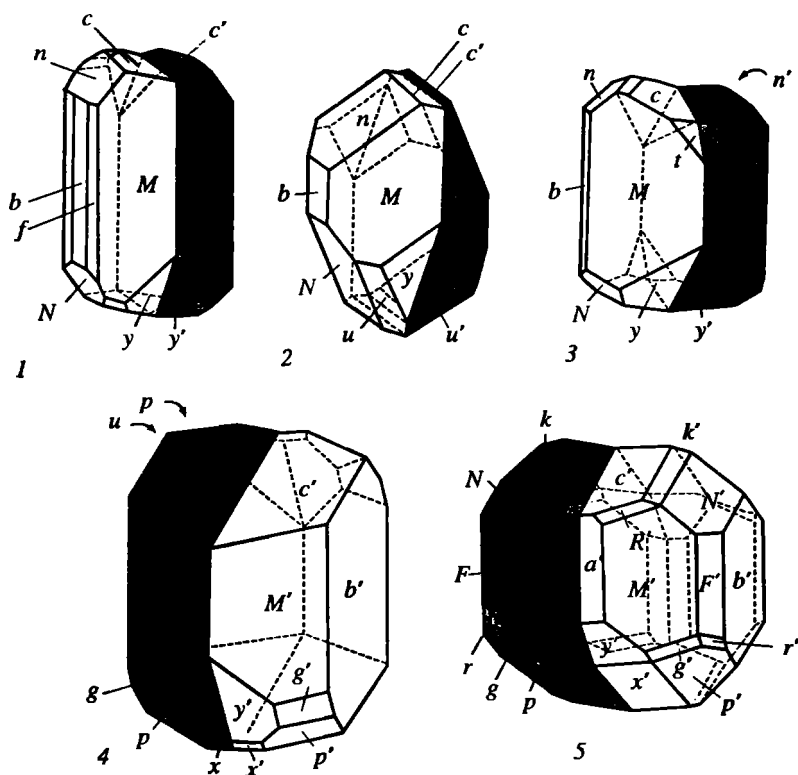
Кристаллы в отличие от других полевых шпатов обычно богаты формами (фиг. 79).

Хорошо образованные кристаллы анортита с многочисленными формами $a\ (100)$, $b\ (010)$, $c\ (001)$, $m\ (110)$, $M\ (\bar{1}\bar{1}0)$, $f\ (130)$, $F\ (\bar{1}\bar{3}0)$, $t\ (201)$, $y\ (\bar{2}01)$,



Фиг. 79. Кристаллы анортита (Гольдшмидт (1916))

1 – Монте-Сомма, вулкан Везувий (по Розе (1823)) (первое описание); 2 – о-в Реюньон, Индийский океан (по Лакруа (1897)); 3–8 – Везувий: 3 – по Розе (1823), 4 – по Бруке (1837) и Дана (1855), 5, 6 – по Рату (1872), 7 – по Чермаку (1897), 8 – по Рату (1872); 9 – Мякеляма, Япония (по Кикичи (1888)); 10, 11 – Тунаберг, Швеция (по Кокшарову (1863))



Фиг. 80. Альбитовые двойники в анортите (Гольдшмидт, 1916)

1-3 – месторождение не указано (по Ду-Френо (1856-1859)); 4, 5 – Везувий (по Штрауфу (1871))

x ($\bar{1}01$), q ($\bar{2}03$), N ($0\bar{2}1$), s (061), S ($0\bar{6}1$), d (013), k (023), K ($0\bar{2}3$), r (111), R ($1\bar{1}1$), p ($\bar{1}11$), o ($\bar{1}11$), δ ($\bar{1}22$), g ($\bar{2}21$), u ($\bar{2}21$), w ($\bar{2}41$), γ ($\bar{2}41$), μ ($\bar{4}21$), ψ ($\bar{4}21$), σ ($\bar{4}23$), j ($\bar{4}23$), α (131), π ($\bar{1}31$), а также новыми относительно сводки Гольдшмидта формами ($0\bar{1}2$), (021), (112), ($\bar{1}12$), (241), ($\bar{2}41$), ($\bar{1}21$) описаны с Монте-Соммы, вулкан Везувий, Италия [3].

Отмечены двойники (фиг. 80) по карлсбадскому, манебахскому и бавенскому законам.

Физ. св. Сп. по (001) и (010) совершенная. Хрупок. Тв. 6-6,5. Уд. в. 2,73-2,78. Цв. белый, серый, голубоватый, желтоватый, розовый, бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачен, полупрозрачен или просвечивает по тонкому краю.

Исследования методом ядерного магнитного резонанса (NMR) и ядерного электрического квадрупольного резонанса (NQR) показали, что в спектрах NMR/NQR P -аноррита наблюдаются основной и четыре сателлитовых пика от ядра ^{27}Al , повторяемые в восьми позициях [22], а в I -анортите – в четырех позициях [23, 24].

Физ.-хим. конст. Молярный объем $100,73 \pm 0,15 \text{ см}^3$ [8, 25, 26]. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при $74,7^\circ \text{C}$ молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} аноррита из Грасс-Вэлли, Калифорния, США, $\text{An}_{92,9}\text{Ab}_{7,1}$, равна $-180,62 \text{ ккал/моль}$; вычисленные из этих данных молярная

теплота образования $\Delta H_{298\text{ K}} = 17,65$ ккал/моль, а отнесенная к температуре плавления анортита, 1803 К, скрытая теплота плавления $L_T = 18,2$ ккал/моль (65,8 кал/г) и энтропия $\Delta S_T = 10,1$ кал/моль · град. Для синтетического анортита $\Delta H_{\text{солн}} = -185,11$ ккал/моль, $\Delta H_{298\text{ K}} = 17,16$ ккал/моль и (при 1803 К) $L_T = 17,7$ ккал/моль (63,7 кал/г), $\Delta S_T = 9,8$ кал/моль · град. [27].

По данным Бермана [28], при стандартных условиях (1 бар и 298,15 К) свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta_f G^{P,T} = -4003,221$ кДж/моль, энтальпия $\Delta_f H^{P,T} = -4228,730$ кДж/моль, энтропия $S^{P,T} = 200,186$ кДж · град. К⁻¹/моль и молярный объем $V^{P,T} = 10,075$ Дж/бар. Отличие термодинамических данных [28] от данных [29] обусловлено тем, что они рассчитаны из энтальпии, а не из энтропии элементов. Теплоемкость (Дж/моль · град) рассчитывается по уравнению:

$$c_p = k_0 + k_1 T^{-0,5} + k_2 T^{-2} + k_3 T^{-3},$$

где $k_0 = 439,37$; $k_1 \cdot 10^{-2} = -37,341$; $k_2 \cdot 10^{-5} = 0,0$; $k_3 \cdot 10^{-7} = -31,702$ в интервале 292–381 °С [30], 349–986 °С [31] и 373–1373 °С [32]. Тепловое расширение/сжатие – по уравнению:

$$V^{P,T} / V^{P_r,T_r} = 1 + V_1(P - P_r) + V_2(P - P_r)^2 + V_3(T - T_r) + V_4(T - T_r)^2,$$

где $V_1 \cdot 10^6 \text{ бар}^{-1} = -1,272$; $V_2 \cdot 10^{12} \text{ бар}^{-2} = 3,176$ при максимальном давлении до 10 кбар [33]; $V_3 \cdot 10^6 \text{ град. К}^{-1} = 10,918$; $V_4 \cdot 10^{10} \text{ град. К}^{-2} = 41,985$ при максимальной температуре до 850 °С [34], 830 °С [12] и 1000 °С [35] – все по [28] со ссылкой на указанные работы.

Молярная энтальпия образования из элементов ΔH по данным [37], основанным на калориметрических измерениях, для анортита: $-4234,0$ кДж/моль.

Молярная энтальпия образования из элементов ΔH по данным [37], полученным, исходя из результатов изучения фазовых равновесий, $-4233,48$ кДж/моль. Рассчитанные на ее основе при стандартных условиях, молярные термодинамические свойства: свободная энергия образования Гиббса $\Delta G = -4007,51$ кДж/моль, энтропия $S = 200,00$ кДж · град. К⁻¹/моль, молярный объем $V = 10,079$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты для расчета теплоемкости из бинома $C_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$: $a = 0,3716$ кДж · град. К⁻¹, $b \cdot 10^5 = -1,2615$ кДж · град. К⁻², $c = -4110,2$ кДж · град. К, $d = -2,0384$ кДж · град. К^{-1/2}, параметр термического расширения $\alpha = 2,38$ град. К⁻¹, модуль сжатия (расширения) при 298 К $k = 919$ кбар и параметры Ландау для вычисления зависимости температуры превращения порядок–беспорядок от давления: критическая температура при 1 бар $T_c = 2300$ град. К, максимальная (избыточная) энтропия разупорядочения $S_{\text{max}} = 11,00$ Дж · град. К⁻¹ и максимальный (избыточный) объем разупорядочения $V_{\text{max}} = 0,0500$ Дж · бар⁻¹ [37].

Исследованная [38, 39] ионообменная реакция



направлена справа налево и приводит к появлению кварца. Согласно [40, 41], в экспериментах по парционированию микропримеси Sr между анортитом и равновесным хлоридным гидротермальным раствором при 600 °С и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар установлено нормальное поведение, соответствующее идеальному раствору, до предельного содержания Sr в анортите $N(\text{Sr})_{\text{ideal}} = 10^{-3}$ (мол. дол. Sr/(Sr + Ca), 315 ppm Sr с коэффициентом парционирования раствор–минерал $k = 6-7$ (что указывает на обогащение стронцием раствора относи-

тельно твердой полевошпатовой фазы), с последующим отрицательным отклонением от идеальности вплоть до предельного содержания Sr в анортите $N(\text{Sr}) = 8 \cdot 10^{-2}$, (2,49% Sr) (т.е. 8 мол.% $\text{SrAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ в $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), когда совместно со Sr-анортитом образуется Sr-гроссуляр. Ва обнаруживает отсутствие идеальности уже при предельном содержании $N(\text{Ba})_{\text{ideal}} = 8 \cdot 10^{-5}$ (аналогия с поведением в альбите).

Микр. В шл. прозрачный, бесцветный. Оптически двуосный (-). $2V_{Np} = 77-78^\circ$, $r > v$. $n_g = 1,589-1,590$, $n_m = 1,583-1,585$, $n_p = 1,576-1,577$; $n_g - n_p = 0,013$. По Винчеллам (1953) для An_{95} : $2V_{Np} = 77^\circ$, $r > v$. $n_g = 1,585$, $n_m = 1,580$, $n_p = 1,573$; $n_g - n_p = 0,012$.

Хим. Теор. состав: CaO-20,16; Al_2O_3 -36,64; SiO_2 -43,20. Молек. вес 278,22.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,98	0,82	0,79	0,67	0,42	0,26	0,22	0,54
K ₂ O	0,42	0,11	0,05	0,11	0,03	Сл.	0,00	0,07
MgO	-	-	0,00	0,07	0,33	0,06	-	0,02
CaO	17,41	18,28	18,63	18,73	18,69	19,53	19,37	19,4
SrO	0,70	-	-	-	-	-	0,01	-
FeO	-	-	0,08	-	-	0,00	0,00	0,06
Fe ₂ O ₃	0,09	0,83	0,56	0,09	0,43	0,58	0,08	-
Al ₂ O ₃	34,93	34,31	34,95	36,11	35,79	35,66	36,18	35,6
SiO ₂	44,87	45,88	44,17	43,77	43,79	43,54	43,88	44,9
H ₂ O [±]	0,63	0,14	1,01	0,40	0,65	0,30	0,36	-
Сумма	100,04	100,41	100,24	99,95	100,13	99,93	100,10	100,59
An (мол.%)	88,7	91,9	92,6	93,4	96,0	97,6	98,0	95
Ab	8,8	7,4	7,1	6,0	3,8	2,4	2,0	5
Or	2,5	0,7	0,3	0,6	0,2	-	-	-
Уд.в.	-	-	-	2,759	-	-	2,749	-
n_g	-	-	1,586	1,586	-	1,588	1,5885	-
n_m	-	-	1,582	1,582	-	1,584	1,5833	-
n_p	-	-	1,574	1,574	-	1,576	1,5754	-
$2V$	-	-	-78	79	-	78	76,8-77,7	-

1 - "битовнит" из жилы в роговообманково-актинолитовом сланце, округ Олриксфьорд, Сев.-Зап. Гренландия, анал. Ослунд [42]; 2 - вкрапленник анортита из долеритовой дайки, Крунден, Верхн. Уансбек, Нортумберленд, Англия, анал. Смит [43]; 3 - из оливнинового норита, Грасс-Вэлли, шт. Калифорния, США, анал. фон Кнорринг [27]; 4 - из оливнинового норита, гора Пала, Сан-Диего, шт. Калифорния, США, анал. Гонье [44]; 5 - из вулканического туфа, Отару-Сити, округ Сирибеси, о-в Хоккайдо, Япония, анал. Такубо [45]; 6 - из блока оливнинового эвкрита в туфе, Вадаки, Иду, Япония [46]; 7 - из анортозита, комплекс Ситтампунди, округ Салем, Индия, анал. Голдич и Ослунд [2]; 8 - анортит с Луны [47].

В лунных анортитах и других кальциевых плагиоклазах установлен избыток Si, который не может быть скомпенсирован введением в позицию Al железа и магния. Предполагается, что в составе плагиоклаза присутствует минал \square [Si_4O_8], с содержанием которого коррелирует увеличение угла γ элементарной ячейки [47].

Диагн. исп. Хорошо разлагается HCl с осаждением тонкодисперсного (но не студенистого) кремнезема. Растворим в HF и расплавленной соли Na_2CO_3 . П.п.тр. плавится с трудом.

Повед. при нагрев. и под давл. Температура плавления 1550°C . Понижается при давлении паров воды $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар до 1405°C , при 2 кбар до 1340°C , при 5 кбар до 1230°C , при 10 кбар до 1115°C [48, 49].

Фазовое превращение *P*-анортита в *I*-анортит происходит при 513 ± 4 К (240 °С) и сопровождается сначала диффузным размыванием, а затем исчезновением рефлексов типа “*c*” и “*d*” на рентгенограммах [50–53]. Строгое чередование атомов Si и Al в алюмокремнекислородном каркасе при фазовом переходе сохраняется, но меняются положение и величина тепловых колебаний Са в структуре.

Поведение *P*-анортита под давлением до 49,5 кбар на примере образца из Валь Пасмеда, Австрия, с составом $An_{99,5-100,0}$ (согласно [15, 16]) исследовано Р.Дж. Ангелом с соавт. [17]. Показано, что при увеличении давления линейные параметры ячейки (в первую очередь a_0), ее объем и углы α и β уменьшаются, а угол γ возрастает (см. раздел “Параметры ячейки”), что указывает на укорачивание коленчатых цепочек из $[(Si,Al)O]_4$ -тетраэдров за счет уменьшения углов Т–О–Т между тетраэдрами. В отличие от поведения щелочных полевых шпатов анортит ведет себя аномально в интервале 25,5–29,5 кбар, что проявляется в нарушении постепенности изменения параметров ячейки в зависимости от давления: фаза высокого давления менее сжимаемая, с объемным модулем 0,94, фаза низкого давления – более сжимаемая, с объемным модулем 1,04 [17].

P-анортит (с рефлексами “*a*”, “*b*”, “*c*” и “*d*” на рентгенограммах) переходит в *I*-анортит (с рефлексами “*a*”, и “*b*”) при температуре выше 240 °С. Тот же эффект достигается при давлении выше 2,5 ГПа, причем ясно, что это переход первого рода [54]. Изучение границы фазового перехода между *P*-анортитом и *I*-анортитом в координатах *P*–*T* показало, что выше ~ 165 °С (температура, при которой фазовый переход впервые зафиксирован) наклон границы $-0,0025$ ГПа · К⁻¹, в интервале 165 – 230 °С граница круче, с отчетливой петлей при 230 °С и 1,7 ГПа, после чего она становится почти вертикальной с наклоном $-0,2$ ГПа · К⁻¹ [54].

Опыты по отжигу анортита показывают неоднозначность интерпретации их результатов на основе усредненной кристаллической структуры. Бенна с соавт. [55] найдено, что при отжиге анортитов из Роккамонфины, Южн. Италия, и синтезированного при 520 °С, $P_{H_2O} = 1,2$ кбар (120 ч) от 800 до 1547 °С угол γ ячейки меняется как функция температуры, и в интервале составов An_{85-100} для анортита можно различать кривые двух серий: “высокотемпературную” и “низкотемпературную”, пересекающиеся в точке состава An_{85} . Установлено, что в точке плавления анортит частично разупорядочен.

Ангелом с соавт. [56] на основании полного уточнения 20 структур природных и отоженных анортитов и кальциевых плагиоклазов показано, что средние межатомные расстояния Т–О, по которым оценивается Si/Al-заселенность позиций в структуре, сильно зависят от используемой в структурном анализе модели и должны быть исправлены на влияние М–О расстояний и О–Т–О и Т–О–Т углов. В результате вывод о наличии в структуре кальциевых плагиоклазов “анортитоподобных” и “альбитоподобных” областей может быть сильно упрощен. С другой стороны, Т–О расстояния могут быть использованы для расчета термодинамического параметра порядка Q_{od} , описывающего фазовый переход $P\bar{1} - \bar{1}$.

Находж. Характерный минерал основных изверженных пород, как эффузивных (базальты, андезиты), так и интрузивных (габбро, нориты, диориты), но менее распространен, чем другие плагиоклазы.

Прекрасные кристаллы развиты в пустотах друз в изверженных породах. В древних лавах Монте-Соммы, вулкан Везувий, Италия, они детально

описаны Замбонини [3]; встречаются совместно с кристаллами санидина, авгита, везувиана и слюды. Анортит описан из андезитового туфа вулкана Сирибеси вблизи Отару-Сити, округ Сирибеси, о-в Хоккайдо, Япония [45]; в пирокластах вулкана Тарумаэ, о-в Хоккайдо; на вулкане За, преф. Ямагата; в Миякеяма, преф. Токио [12]; на андезитовом вулкане Хаконе, преф. Канагава, Япония.

В оливиновых норитах установлен в Грасс-Вэлли, округ Невада, шт. Калифорния, США [19, 27], и на горе Пала, округ Сан-Диего, шт. Калифорния, США [44], из блока оливинового эвкритита в туфе Вадаки, Иду, Япония [46].

В анортозитах обычно слагает ядра зональных плагиоклазов лабрадоритового или битовнитового состава (см. "Лабрадор", "Битовнит"). Реже образуются чисто анортитовые анортозиты, как, например, в анортозитах комплекса Ситтампунди, вмещающих корундовое месторождение, округ Салем, шт. Тамилнад (бывш. Мадрас), Индия, откуда анортит был впервые описан под названием "индиалит". В жилах с корундом описан на Борзовском м-нии, по р. Борзовка к сев.-вост. от Кыштыма, Южн. Урал. На Сев. Урале известен из района г. Красноуральск (бывш. Богословск).

Найден в районе медно-кобальтового рудника Тунаберг, к югу от Нюкёпинга, Швеция. Близкий по составу к крайнему Са-члену найден в Валь Пасмеда, Тироль, Австрия, и в Верзаске, Швейцария. Отмечался в мраморизованных известняках и скарнах (без детального описания). Установлен и исследован из метеоритов [13], из лунного грунта [13, 47].

Межплоскостные расстояния анортита с Монте-Соммы, вулкан Везувий, Италия [57]

CuK_{α_1} -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
001	1- <i>c</i> ^{2*}	12,718	6,94	$\bar{3}12$	2	2,675	33,48	0 $\bar{4}5$	3- <i>c</i>	2,067	43,76
0 $\bar{1}1$	1- <i>b</i>	9,379	9,42	$\bar{1}34$	18	2,655	33,74	$\bar{1}53$	1- <i>c</i>	2,061	43,88*
$\bar{1}\bar{1}0$	9- <i>c</i>	6,807	13,00	0 $\bar{4}3$	2- <i>c</i>	2,653	33,74	$\bar{3}35$	1- <i>c</i>	2,047	44,22
$\bar{1}10$	10	6,522	13,58	$\bar{1}33$	1- <i>c</i>	2,620	34,20	$\bar{3}31$	1- <i>c</i>	2,028	44,72
020	4	6,420	13,78	$\bar{2}22$	5	2,559	35,06	$\bar{1}54$	3	2,025	44,72
0 $\bar{2}1$	1- <i>c</i>	5,904	15,00	$\bar{3}\bar{3}1$	2- <i>c</i>	2,556	35,06	$\bar{4}04$	3	2,019	44,92
0 $\bar{1}2$	1- <i>d</i>	5,896	15,00	$\bar{2}25$	2- <i>c</i>	2,543	35,26	$\bar{4}02$	5	2,016	44,92
021	1- <i>c</i>	5,573	15,90	$\bar{1}\bar{1}4$	7	2,529	35,52	$\bar{3}\bar{1}2$	3	2,005	45,18
$\bar{1}\bar{1}1$	3- <i>c</i>	5,118	17,32	$\bar{2}42$	21	2,525	35,52	$\bar{1}36$	3	1,9919	45,50
$\bar{1}\bar{2}1$	2- <i>b</i>	5,002	17,72	$\bar{3}14$	1	2,504	35,88	062	4	1,9857	45,64*
0 $\bar{2}2$	17	4,690	18,92	$\bar{2}42$	37	2,501	35,88	026	1	1,9712	46,10
$\bar{1}\bar{2}2$	1- <i>d</i>	4,594	19,30	$\bar{2}25$	1- <i>c</i>	2,472	36,30	$\bar{1}35$	1- <i>c</i>	1,9683	46,10
$\bar{1}\bar{1}3$	1- <i>c</i>	4,448	19,94	$\bar{1}50$	1	2,463	36,42	0 $\bar{6}3$	1- <i>c</i>	1,9682	46,10
$\bar{1}\bar{1}3$	1- <i>c</i>	4,316	20,56	$\bar{1}51$	1- <i>c</i>	2,440	36,86	312	3	1,9664	46,10
$\bar{1}21$	1- <i>b</i>	4,286	20,76	222	5	2,437	36,86	$\bar{2}24$	3	1,9578	46,34
003	2- <i>c</i>	4,239	20,94	$\bar{2}43$	1- <i>c</i>	2,436	36,86	$\bar{2}27$	1- <i>c</i>	1,9536	46,44*
$\bar{2}02$	58	4,039	22,00	$\bar{3}10$	3	2,429	36,96*	$\bar{4}05$	1- <i>c</i>	1,9486	46,58
$\bar{1}\bar{1}2$	13	3,916	22,70	$\bar{1}52$	5	2,406	37,34	243	1- <i>c</i>	1,9468	46,58
$\bar{1}\bar{2}3$	1- <i>b</i>	3,859	23,04	150	2	2,387	37,70	$\bar{1}17$	1- <i>c</i>	1,9353	47,00
$\bar{1}30$	30	3,783	23,50	310	3	2,384	37,70	$\bar{4}24$	11	1,9319	47,00
112	17	3,756	23,66*	$\bar{1}51$	1- <i>c</i>	2,384	37,70	$\bar{2}46$	1	1,9293	47,00
$\bar{1}23$	1- <i>b</i>	3,690	24,10	$\bar{1}52$	1- <i>c</i>	2,360	38,10	$\bar{3}36$	2	1,9284	47,00

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
$\bar{2}03$	2- <i>c</i>	3,689	24,10	240	3	2,359	38,10	$\bar{4}24$	5	1,9209	47,28
$0\bar{2}3$	1- <i>c</i>	3,661	24,30	$\bar{3}32$	9	2,323	38,74	$\bar{2}61$	1- <i>c</i>	1,9165	47,38*
130	38	3,620	24,58	$\bar{3}15$	1- <i>c</i>	2,322	38,74	$\bar{4}22$	2	1,9059	47,68
$\bar{2}13$	1- <i>b</i>	3,535	25,18	025	2- <i>c</i>	2,309	38,96	$\bar{3}17$	1- <i>c</i>	1,9039	47,68
$\bar{1}32$	4	3,510	25,36	$\bar{2}44$	1	2,297	39,22	$\bar{3}52$	2	1,8916	48,06
$\bar{1}14$	15	3,459	25,74	$\bar{1}53$	3- <i>c</i>	2,295	39,22	$\bar{2}60$	4	1,8914	48,06
$\bar{2}22$	2	3,434	25,92	$\bar{3}31$	1- <i>c</i>	2,280	39,50	224	9	1,8781	48,42
023	1- <i>c</i>	3,426	25,92	$\bar{3}32$	6	2,270	39,68	$\bar{3}32$	2	1,8658	48,78
$\bar{2}22$	6	3,403	26,16	$\bar{3}33$	1- <i>c</i>	2,269	39,68	$\bar{4}25$	2- <i>c</i>	1,8653	48,78
$\bar{1}14$	31	3,362	26,50	$\bar{1}16$	5	2,264	39,78*	$\bar{2}63$	1- <i>c</i>	1,8607	48,90*
$\bar{2}20$	64	3,261	27,32	$\bar{1}34$	1	2,260	39,78	$\bar{2}46$	2	1,8451	49,36
131	1- <i>c</i>	3,253	27,32	$\bar{1}52$	4	2,239	40,24	$\bar{4}06$	11	1,8446	49,36
$\bar{2}23$	1- <i>c</i>	3,215	27,78	$\bar{2}44$	3	2,233	40,36*	$\bar{3}52$	1	1,8442	49,36
040	53	3,210	27,78	$\bar{3}31$	1- <i>c</i>	2,202	41,00	$\bar{1}37$	1- <i>c</i>	1,8406	49,58
$\bar{2}04$	100	3,194	27,92*	$\bar{3}34$	1	2,199	41,00	$0\bar{6}4$	3	1,8376	49,58
004	93	3,180	28,04*	241	1- <i>c</i>	2,192	41,18	400	18	1,8373	49,58
220	49	3,122	28,58	$\bar{3}34$	1	2,190	41,18	$\bar{1}16$	4	1,8349	49,58
$\bar{1}32$	23	3,042	29,34	044	1	2,182	41,32	260	5	1,8100	50,38
$0\bar{4}2$	33	2,952	30,26	$\bar{3}30$	2	2,174	41,50	$\bar{2}64$	5	1,8016	50,62
$0\bar{2}4$	20	2,934	30,44	$\bar{2}26$	4	2,158	41,82	$\bar{1}70$	4	1,8013	50,62
$\bar{2}24$	8	2,893	30,90	$\bar{2}42$	19	2,143	42,14	116	10	1,7969	50,76*
140	1- <i>d</i>	2,889	30,90	060	10	2,140	42,14	$\bar{4}26$	1	1,7785	51,42
132	26	2,828	31,62	$\bar{2}45$	3- <i>c</i>	2,118	42,66	$\bar{1}72$	2	1,7765	51,42
$\bar{1}34$	11	2,804	31,90	134	1	2,116	42,66	332	2	1,7759	51,42
221	2- <i>c</i>	2,781	32,16	152	14	2,095	43,14	$\bar{1}71$	1- <i>c</i>	1,7744	51,42
$\bar{2}05$	2- <i>c</i>	2,723	32,88	$\bar{3}16$	2	2,091	43,24*	$\bar{2}08$	25	1,7684	51,64

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса $\text{CuK}\alpha_2$.

2* Выделены дополнительные рефлексы "b", "c" и "d".

На порошкограммах анортита различаются четыре группы рефлексов: "a" – ($h + k$ – чет., l – чет., при индексировании в удвоенной ячейке), "b" – ($h + k$ – нечет. l – нечет.), "c" – ($h + k$ – чет., l – нечет.), "d" – ($h + k$ – нечет., l – чет.). Они связаны с выделенными в ячейке анортита четырьмя подъячейками: "a" – основные рефлексы, характерные для всех полевых шпатов, "b" – дополнительные рефлексы, связанные с нарушением центрировки по базису в 14 \AA ячейке, "c" – дополнительные рефлексы, связанные с удвоением оси c , "d" – дополнительные рефлексы, связанные с отсутствием центрировки в 7 \AA ячейке. В P -анортите присутствуют все отражения: главные (структурные) "a" и дополнительные (сверхструктурные) "b", "c" и "d". В I -анортите отражения "c" и "d" отсутствуют. В T -анортите отражения "c" и "d" слабые и диффузные.

Литература

1. Rose G. // Ann. Phys. Chem. Poggendorff. 1823. Bd. 73. S. 173–208.
2. Subramanian A.P. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67. P. 317–389.
3. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. 2 ed. Napoli: S.I.E.M., 1935. 463 p.

4. Loewenstein W. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 1/2. P. 92–96.
5. Семенов Е.И. // Минералогические и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 33–35.
6. Kempster C.J.E., Megaw H.D., Radoslovich E.W. // Acta crystallogr. B. 1962. Vol. B-15, pt 10. P. 1005–1017. Пер.: Мезоу Э.Д., Кэмпстер К.Дж., Радослович Е.В. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 117–147.
7. Megaw H.D., Kempster C.J.E., Radoslovich E.W. // Ibid. P. 1017–1035. Пер.: Мезоу Э.Д., Кэмпстер К.Дж., Радослович Е.В. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 148–186.
8. Cole W.F., Sörum H., Taylor W.H. // Acta crystallogr. 1951. Vol. 4, pt 1. P. 20–29. Пер.: Коул В.Ф., Серум Х., Тэйлор В.Х. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 9–27.
9. Smith J.V., Ribbe P.H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 21, N 2. P. 157–202.
10. Wainwright J.E., Starkey J. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 133: Fritz-Laves-Festband, H. 1/2. S. 75–84.
11. Bruno E., Chiari J., Facchinelli A. // Acta crystallogr. B. 1976. Vol. B-32, pt 12. P. 3270–3280.
12. Foit F.F., Peacor D.R. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 7/8. P. 665–675.
13. Müller W.F., Wenk H.R., Thomas G. // Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 34, N 4. P. 304–314.
14. Fleet S.G., Ghandrasekhar S., Megaw H.D. // Acta crystallogr. 1966. Vol. 21, N 5. P. 782–801.
15. Adlhart W., Frey F., Jagodzinski H. // Acta crystallogr. A. 1980. Vol. A-36. P. 450–460.
16. Redfern A.A.T., Salje E. // Phys. and Chem. Miner. 1987. Vol. 14. P. 189–195.
17. Angel R.J., Hazen R.M., McCormick T.C. et al. // Ibid. 1988. Vol. 15, N 4. P. 313–318.
18. Kalus C. Inaug-Diss Univ. München. (по Smith, Brown, 1988).
19. Wenk H.R., Kroll H. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107. P. 467–487.
20. Smyth J.R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Suppl. 6. P. 821–832.
21. Megaw H.D. // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt 1. P. 56–60.
22. Brinkmann D., Staehli J.L. // Helv. phys. acta. 1968. Vol. 41. P. 274–281.
23. Staehli J.L., Brinkmann D. // Ztschr. Kristallogr. 1974. Bd. 140. S. 360–373.
24. Staehli J.L., Brinkmann D. // Ibid. S. 374–392.
25. Goldsmith J.R., Laves F. // Ibid. 1955. Bd. 106. S. 213–226.
26. Smith J.V. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 232. P. 47–68.
27. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 293–318. Пер.: Крачек Ф.К., Нейвонен К.Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 261–297.
28. Berman R.G. // J. Petrol. 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
29. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. N.Y., 1978. 229 p. (Amer. J. Sci.; Vol. 278).
30. Robie R.A., Hemingway B.S., Wilson W.H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 109–123.
31. Krupka K.M., Robie R.A., Hemingway B.S. // Ibid. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 86–101.
32. White W.P. // Amer. J. Sci. 1919. Vol. 47. P. 1–21.
33. Robinson G.R., Jr., Haas J.L., Jr., Schafer C.M., Haselton H.T., Jr. // US Geol. Surv. Open-file Rep. 1982. N 83/79. P. 1–429.
34. Grundy H.D., Brown W.L. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 162–173.
35. Czank M., Schulz H. // Naturwissenschaften. 1971. Bd. 58. S. 94.
36. Robie R.A., Hemingway B.S. // US Geol. Surv. Bull. 1995. N 2132.
37. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 19, N 3. P. 309–343.
38. Wyart J., Sabatier G. // C.r. Acad. sci. D. 1965. Vol. 260.
39. Orville P.M. // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272. P. 234–272.
40. Iiyama J.T. // Proc. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Sect. 10: Geochemistry. P. 122–130.
41. Iiyama J.T. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 552–573.
42. Smith J.R., Yoder H.S. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 7/8. P. 632–647.
43. Smythe J.A. Minerals of the North Country: Silicates. The vasculum. Newcastle-upon-Tyne, 1924. N 10. 66 p.
44. Miller F.S. // Amer. Miner. 1935. Vol. 20. P. 139.
45. Takubo J. // Mem. Fac. Sci. Kyōto Univ. B. 1941. Vol. 16. P. 121.
46. Tsuboi S. // Jap. J. Geol. and Geogr. 1935. Vol. 12. P. 110.
47. Bruno E., Facchinelli A. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1975. Vol. 98, N 2/3. P. 113–117.
48. Yoder H.S., Stewart D.B., Smith J.R. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1956. Vol. 55. P. 190–194.
49. Yoder H.S., Stewart D.B., Smith J.R. // Ibid. 1957. Vol. 56. P. 206–214.
50. Brown W.L., Hoffmann W., Laves F. // Naturwissenschaften. 1963. Bd. 50. S. 221.
51. Foit F.F., Peacor D.R. // Ztschr. Kristallogr. 1967. Bd. 125. S. 1–6.
52. Laves F., Czank M., Schulz H. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1970. Bd. 50. S. 519–525.

53. Adhart W., Frey F., Jagodzinski H. // Acta crystallogr. A. 1980. Vol. A-36. P. 461–470.
 54. Hackwell T.P., Angel R.J. // Terra Nova. 1993. Vol. 5, suppl. 1. P. 490.
 55. Benna P., Zanini G., Bruno E. // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. Vol. 90, N 4. P. 381–385.
 56. Angel R.J., Carpenter M.A., Finger L.W. // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 150–162.
 57. Borg I.Y., Smith D.K. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.

Стронциевый полевой шпат Strontium feldspar $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Синтетический полевой шпат (Сорпель – Sorget [1]). В чистом виде в природе не установлен, но Sr-минерал в составе полевых шпатов часто достигает значительных концентраций. Образуется как побочный продукт в стекольной и керамической промышленности и является объектом технической петрографии.

Характ. выдел. Тонкие листочки, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - I2/c$ [2–4] и $C_{2h}^3 - C2/m$ [4, 5].

Параметры ячейки:

a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V	Ссылка
8,386(8)	12,972(10)	14,275(12)	90	115,13(13)	90	1406	[2, 3]
8,389(2)	12,972(2)	14,262(2)	90	115,43	90	1402	[6, 7]
8,388(3)*	12,974(4)	14,263(6)	90	115,2(1)	90	1404	[4]
8,3865(22)	12,9663(65)	14,2600(32)	90	115,40(3)	90	1400,72(2,01)	[8]

* Оригинал структурного уточнения.

Для синтетического неупорядоченного Sr-п.ш. с пр. гр. $C2/m$ нестехиометричного состава $\text{Sr}_{0,84}\text{Na}_{0,03}\square_{0,13}[\text{Al}_{1,69}\text{Si}_{2,29}\text{O}_8]$: $a = 8,3282(8)$, $b = 12,9801(12)$, $c = 7,1358(6)$ Å; $\beta = 115,599(3)^\circ$ [5].

Бенна с соавт. [9] детально проанализировано фазовое превращение $C2/m \rightarrow I2/c$ в терминах параметра Si/Al-порядка Q_{od} . Показано, что из расплава первоначально кристаллизуется метастабильный, почти полностью неупорядоченный Sr-п.ш. ($Q_{od} = 0,33$), который уже через 3 ч при 1350° приобретает высокую степень упорядоченности ($Q_{od} = 0,77$), не меняющуюся при более длительной выдержке при данной температуре. Параметры ячейки при этом практически не меняются, но возрастает число рефлексов “b”-типа ($h + k = 2n + 1$, $l = 2n + 1$) относительно числа рефлексов “a”-типа ($h + k = 2n$, $l = 2n$):

	a	b	c	β	“b”/“a”	Q_{od}^*
Из расплава	8,395(2)	12,977(3)	14,278(3)	115,49(2)	17/1058	0,33
3 ч, 1350°	8,389(2)	12,971(2)	14,257(2)	115,45(2)	175/1180	0,77
25 ч, 1350°	8,387(2)	12,972(2)	14,261(2)	115,44(2)	172/1179	0,77

* Q_{od} рассчитан исходя из средних T–O расстояний, определяемых уточнением кристаллической структуры на монокристаллическом дифрактометре.

Кристаллическая структура частично разупорядоченного $I2/c$ ($c = 14$ Å) Sr-п.ш. уточнена [4], используя начальные координаты цельзиана, рефлекссы “a”-типа и учет слабых рефлекссов “b”-типа. Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) в его структуре следующие:

T-O		O-O		O-T-O
В тетраэдре T ₁ (0)				
T ₁ (0)-O _A (1)	1,644	O _A (1)-O _B (0)	2,525	101,5
T ₁ (0)-O _B (0)	1,617	O _A (1)-O _C (0)	2,754	115,5
T ₁ (0)-O _C (0)	1,612	O _A (1)-O _D (0)	2,544	101,9
T ₁ (0)-O _D (0)	1,633	O _B (1)-O _C (0)	2,683	112,4
Среднее	1,627	O _B (1)-O _D (0)	2,739	114,9
		O _C (1)-O _D (0)	2,658	110,0
		Среднее	2,651	109,4
В тетраэдре T ₁ (z)				
T ₁ (z)-O _A (1)	1,755	O _A (1)-O _B (z)	2,655	99,6
T ₁ (z)-O _B (z)	1,721	O _A (1)-O _C (z)	2,943	115,9
T ₁ (z)-O _C (z)	1,716	O _A (1)-O _D (z)	2,661	99,4
T ₁ (z)-O _D (z)	1,735	O _B (z)-O _C (z)	2,888	114,3
Среднее	1,732	O _B (z)-O _D (z)	2,929	115,9
		O _C (z)-O _D (z)	2,836	110,5
		Среднее	2,819	109,3
В тетраэдре T ₂ (0)				
T ₂ (0)-O _A (2)	1,738	O _A (2)-O _B (0)	2,788	106,8
T ₂ (0)-O _B (0)	1,734	O _A (2)-O _C (0)	2,680	101,1
T ₂ (0)-O _C (0)	1,732	O _A (2)-O _D (0)	2,779	106,1
T ₂ (0)-O _D (0)	1,739	O _B (1)-O _C (0)	2,884	112,6
Среднее	1,736	O _B (1)-O _D (0)	2,893	112,8
		O _C (1)-O _D (0)	2,944	116,0
		Среднее	2,828	109,2
В тетраэдре T ₂ (z)				
T ₂ (z)-O _A (2)	1,641	O _A (2)-O _B (z)	2,642	107,8
T ₂ (z)-O _B (z)	1,629	O _A (2)-O _C (z)	2,542	102,9
T ₂ (z)-O _C (z)	1,609	O _A (2)-O _D (z)	2,663	108,5
T ₂ (z)-O _D (z)	1,641	O _B (z)-O _C (z)	2,707	113,4
Среднее	1,630	O _B (z)-O _D (z)	2,678	109,9
		O _C (z)-O _D (z)	2,723	113,8
		Среднее	2,659	109,4
Расстояния M-O в Sr-полиэдре		Углы T-O-T		
Sr-O _A (1)	2,630	T ₁ (0)-O _A (1)-T ₁ (z)	137,8	
Sr-O _A (1)	2,650	T ₂ (0)-O _A (2)-T ₂ (z)	127,7	
Sr-O _A (2)	2,445	T ₁ (0)-O _B (0)-T ₂ (0)	144,4	
Sr-O _B (0)	2,746	T ₁ (z)-O _B (z)-T ₂ (z)	145,6	
Sr-O _B (z)	2,855	T ₁ (0)-O _C (0)-T ₂ (0)	129,6	
Sr-O _D (0)	2,769	T ₁ (z)-O _C (z)-T ₂ (z)	132,3	
Sr-O _D (z)	2,743	T ₁ (0)-O _D (0)-T ₂ (0)	139,7	
Sr-O _C (0)	3,229	T ₁ (z)-O _D (z)-T ₂ (z)	138,1	
Sr-O _C (z)	3,010	Среднее	136,9	

Точность T-O и Sr-O ± 0,005 Å, O-O ± 0,007 Å, O-T-O и T-O-T ± 0,3°.

Кристаллическая структура $I2/c$ Sr-п.ш. близка к максимально упорядоченным структурам анортита и цельзиана. Все пары атомов T_1O-T_1z , T_2O-T_2z , O_BO-O_Bz , O_CO-O_Cz , O_DO-O_Dz , симметрично эквивалентные в неупорядоченной структуре $C2/m$, расщелены и связаны трансляцией в направлении оси z . Однако при сравнении с Si-O и Al-O расстояниями в анортите устанавливается ее частичная разупорядоченность: ~10% Al входит в позиции Si и ~10% Si находится в позициях Al [4]. По размеру радиуса Sr занимает промежуточное положение между Ca и Ba, что сказывается на конфигурации полости M-катиона: в анортите $(Ca^{VII}-O) = 2,517 \text{ \AA}$, и он триклинный ($P\bar{1}$), в Sr-п.ш. $(Sr^{IX}-O) = 2,691$ и в цельзиане $(Ba^{IX}-O) = 2,863 \text{ \AA}$, и они моноклинные ($I2/c$).

Кристаллическая структура нестехиометричного $C2/m$ Sr-п.ш. уточнена [5]. Она подобна структуре разупорядоченного моноклинного K-п.ш.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) в ней следующие:

T-O		O-O		O-T-O
В тетраэдре T(1)				
T(1)-O _A (1)	1,679(2)	O _A (1)-O _B	2,604(5)	102,8(2)
T(1)-O _B	1,653(4)	O _A (1)-O _C	2,830(5)	115,2(2)
T(1)-O _C	1,672(4)	O _A (1)-O _D	2,617(7)	102,5(2)
T(1)-O _D	1,676(5)	O _B -O _C	2,769(5)	112,8(2)
Среднее	1,670	O _B -O _D	2,785(7)	113,5(2)
		O _C -O _D	2,735(5)	109,6(2)
		Среднее	2,723	109,4
В тетраэдре T(2)				
T(2)-O _A (2)	1,677(2)	O _A (2)-O _B	2,699(5)	108,4(2)
T(2)-O _B	1,650(4)	O _A (2)-O _C	2,592(4)	102,8(2)
T(2)-O _C	1,640(4)	O _A (2)-O _D	2,697(7)	107,7(3)
T(2)-O _D	1,662(5)	O _B -O _C	2,740(5)	112,7(2)
Среднее	1,657	O _B -O _D	2,727(6)	110,8(2)
		O _C -O _D	2,766(8)	113,8(3)
		Среднее	2,704	109,4
Расстояния M-O в Sr-полиэдре		Углы T-O-T		
Sr-O _A (1) × 2	2,660(4)	T(1)-O _A (1)-T(1)	140,0(3)	
Sr-O _A (2)	2,446(6)	T(2)-O _A (2)-T(2)	129,0(3)	
Sr-O _B × 2	2,843(5)	T(1)-O _B -T(2)	148,0(3)	
Sr-O _D × 2	2,798(4)	T(1)-O _C -T(2)	131,7(2)	
Sr-O _C × 2	3,148(4)	T(1)-O _D -T(2)	140,5(3)	
Среднее к.ч. 7	2,721	Среднее	138,7	
Среднее к.ч. 9	2,816			

Средние расстояния T(1)-O и T(2)-O соответствуют содержанию Al в T(1)-позициях $t_1 = 0,43-0,49$ и в T(2)-позициях $t_2 = 0,34-0,39$ [5], т.е. высокой степени неупорядоченности.

Электронно-микроскопическое изучение Sr-п.ш. проводилось в [10].

Физ.-хим. конст. Энтальпия растворения при 973 К $\Delta H_{sol} = 86,88 \pm \pm 2,16$ кДж/моль [8].

Хим. Теоретический состав: SrO - 31,81; Al₂O₃ - 31,30; SiO₂ - 36,89. Молек. вес 325,77.

Повед. при нагрев. После отжига нестехиометричного Sr-п.ш. при 1000° в течение 24 ч на рентгенограммах по методу монокристалльной съемки появились слабые отражения "b"-типа, указывающие на изменение симметрии $C2/m \rightarrow I2/c$ [5].

Искусств. Соррелем синтезирован из смеси каолина со $SrSO_4$ выше 1150–1200° [1]. Бруно и Гаццони [2] получена серия от $Sr[Al_2Si_2O_8]$ до $Pb[Al_2Si_2O_8]$ в результате твердофазовой реакции между PbO , $SrCO_3$, Al_2O_3 и SiO_2 при 1250–1300°. Чернышевой и др. [8] получен в ходе изучения серий $Ca[Al_2Si_2O_8]-Sr[Al_2Si_2O_8]$, $Sr[Al_2Si_2O_8]-Ba[Al_2Si_2O_8]$ и $Ca[Al_2Si_2O_8]-Ba[Al_2Si_2O_8]$ пиросинтезом из соответствующих карбонатов, Al_2O_3 и SiO_2 при 1350–1400 °C за 5–7 сут.

Гранди и Ито [5] Sr-п.ш. стехиометричного состава получен охлаждением равновесного расплава от 1280 до 750° с флюсом V_2O_5 в том случае, если Si/Al в нем было равно единице; при избытке в расплаве Si кристаллизовался нестехиометричный Sr-п.ш.

Межплоскостные расстояния синтетического Sr-полевого шпата [2]

CuK_{α} -излучение. Камера Гинье-де Вольфа

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
020; 002	4	6,50	220	10	3,278	150	1	2,454
$\bar{1}12$	2	5,80	040	7	3,234	$\bar{1}52$	2	2,409
022	2	4,58	$\bar{2}01$; 004	7	3,227	$\bar{3}32$	2	2,349
$\bar{2}02$	1	4,13	132	5	2,983	$\bar{1}16$	1	2,311
200	1	3,795	042; 024	3	2,897	$\bar{3}34$; 134	1	2,229
130	4	3,760	$\bar{1}34$;	5	2,753	$\bar{2}26$	1	2,209
132	3	3,599	$\bar{1}14$; $\bar{2}42$	7	2,554	152	2	2,195
$\bar{2}22$	3	3,490	114	1	2,545	060; 006	2	2,163
$\bar{1}14$	8	3,443	310	1	2,481			

На рентгенограммах $I2/c$ Sr-п.ш. наблюдались рефлексы только "a"-типа ($h + k - \text{чет.}, l - \text{чет.}$) и слабые рефлексы "b"-типа ($h + k - \text{нечет.}, l - \text{нечет.}$), что соответствует объемноцентрированной ячейке с удвоенным параметром $c = 14 \text{ \AA}$ и пр. гр. $I2/c$ [2–4]. Гранди и Ито [5] в нестехиометричном Sr-п.ш., а также Кроль и Филлипс (см. [4]) в некоторых Sr-п.ш. стехиометричного состава наблюдали отсутствие "b"-рефлексов и появление рефлексов "c"-типа ($h + k - \text{чет.}, l - \text{нечет.}$) и "d"-типа ($h + k - \text{нечет.}, l - \text{чет.}$), что указывает на примитивную пр. гр. $C2/m$ ($c = 7 \text{ \AA}$) с более высокой степенью Si/Al -неупорядоченности.

Литература

1. Sorrell C.A. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 3/4. P. 291–309.
2. Bruno E., Gazzoni G. // Period. Miner. Roma. 1970. Vol. 39, N 2. P. 245–253.
3. Bruno E., Gazzoni G. // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132, H. 4/6. S. 327–331.
4. Chiari G., Calleri M., Bruno E., Ribbe P. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 1/2. P. 111–119.
5. Grundy H.D., Ito J. // Ibid. 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1319–1326.
6. Nager H.E., Hoffman W., Nissen H.U. // Naturwissenschaften. 1969. Bd. 56, H. 3. S. 136.
7. Vambauer H.U., Nager H.E. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
8. Чернышева И.В., Урусов В.С., Семенов Ю.В., Кузнецова Т.П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 1. С. 44–54.
9. Benna P., Tribaudino M., Bruno E. // Plinius. 1993. N 10. P. 47.
10. Töpel-Schadt J., Müller W.F., Pentinghaus H. // J. Material Sci. 1978. Vol. 13. P. 1809–1816.

Цельзиан Celsian

$Ba[Al_2Si_2O_8]$

Описан в 1895 г. Х. Сьёгреном (H. Sjogren) из марганцевой шахты Якобсберг в Швеции. Назван в честь шведского астронома и натуралиста Андерса Цельсия (A. Celsius) (1701–1744) – изобретателя стоградусной термометрической шкалы [1].

Кроме цельзиана, существуют еще три полиморфные модификации $Ba[Al_2Si_2O_8]$: моноклинная, псевдоромбическая – *парацельзиан*, гексагональная – *гексацельзиан* (см. “Гексагональные и ромбические аналоги полевых шпатов”) и орторомбическая, без названия.

К цельзиану относят полевые шпаты с содержанием цельзиановой составляющей не менее 80 мол. % (Cn_{100-80}). Полевые шпаты с меньшим содержанием бария относят к гиалофанам и Ва-содержащим К-п.ш.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - I2/c$ (нестандартная пр.гр. используется для соответствия с щелочными полевыми шпатами). $a_0 = 8,62$, $b_0 = 13,08$, $c_0 = 14,41$ Å (ячейка удвоена); $\beta = 115,1^\circ$; $V = 1471,3$ Å³; $Z = 8$.

Параметры ячейки структурно-изученных цельзианов:

	a_0	b_0	c_0	β	V	Ссылка
Брокен-Хилл	8,627(2)	13,045(3)	14,408(4)	115,22(5)	1467	[2]
То же	8,635(2)	13,046(2)	14,406(2)	115,10(1)	1470(3)	[3]
Якобсберг	8,622(4)	13,078(6)	14,411(8)	115,09(2)	1471,6	[4]

Параметры для серии цельзианов с варьирующим химическим составом, по Гэю и Рою[5]:

Cn^*	a_0	b_0	c_0	β	V	Месторождение
84,8	8,628	13,091	14,403	115,28	1472,62	Якобсберг, Швеция
85,0	8,624	13,043	14,417	115,22	1467,04	Брокен-Хилл, Австралия
91,9	8,634	13,051	14,407	115,15	1469,54	Якобсберг, Швеция
94,0	8,629	13,051	14,428	115,09	1471,47	То же
97,2	8,632	13,045	14,416	115,09	1470,18	"
97,7	8,638	13,059	14,408	115,19	1470,80	Биг Крик, США
97,8	8,627	13,042	14,405	115,08	1467,95	Шахта Беналт, Уэльс
98,9	8,641	13,053	14,411	115,19	1470,85	Паттерсон Квадрэнгл, США
97,7	8,634	13,054	14,412	115,12	1470,70	Биг Крик, США (отжиг 1560 °С, 24 ч)
98,9	8,631	13,050	14,412	115,14	1469,50	Паттерсон Квадрэнгл, США (отжиг 1560 °С, 24 ч)

* $BaAl_2Si_2O_8$ – мас. %.

Для синтезированной при 1623 К высокотемпературной неупорядоченной модификации цельзиана: пр. гр. $C2/m$. $a_0 = 8,635(1)$, $b_0 = 13,050(1)$, $c_0 = 7,202(1)$ Å; $\beta = 115,11(1)^\circ$; $V = 734,9(2)$ Å³ [6].

Кристаллическая структура уточнена для цельзиана из Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, с заметным содержанием калия: $(K_{0,18}Ba_{0,84})[Al_{1,90}Si_{2,10}O_8]$, $Or_{17,3}Cn_{82,7}$ (мол. %) (хим. ан. 2) [2] и для цельзиана из Якобсберга, Швеция, состава $(K_{0,05}Ba_{0,95})[Al_{1,95}Si_{2,05}O_8]$, Or_5Cn_{95} (мол. %) [4].

Кристаллическая структура цельзиана аналогична структуре анортита. В полевых шпатах с $Al : Si = 1 : 1$ Si/Al-упорядочение точно соответствует правилу Левенштейна [7]: каждый атом Al окружен только атомами Si. Это обусловлено зарядом M-катиона, а не его размером и приводит к удвоению параметра по оси *c*. Замещение $Si \rightarrow Al$ (при замещении $K, Na \rightarrow Ba$) идет с перемещением его в другую позицию, поскольку в щелочных полевых шпатах хотя каждый атом Al также окружен четырьмя атомами Si, но 2/3 Si-тетраэдров имеют соседями 1Al и 3Si, а остальная 1/3 – 2Al и 2Si [2]. Значения T–O указывают на высокую степень Si/Al-упорядоченности в цельзиане, но по сравнению с анортитом отмечается их частичная разупорядоченность:

	$T_1(0)-O$	$T_1(z)-O$	$T_2(0)-O$	$T_2(z)-O$	$t_1(0)$	$t_1(z)$	$t_2(0)$	$t_2(z)$
Брокен-Хилл [2]	1,639(6)	1,717(6)	1,712(6)	1,635(6)	0,22(4)	0,65(4)	0,62(4)	0,20(4)
Якобсберг [4]	1,639(7)	1,719(7)	1,718(7)	1,636(7)	0,18	0,79	0,79	0,18

* Верхняя строка – оценка по уравнению (Smith, 1954), нижняя – коррекция по (Smith, Brown, 1988). По сравнению с T–O в анортите.

Частичная разупорядоченность цельзиана не согласуется с правилом Левенштейна, что, возможно, указывает на доменное строение его кристаллов [4].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) по [2, 4]:

T–O в тетраэдрах

	$T_1(0000)$		$T_1(0z00)$		
	[2]	[4]	[2]	[4]	
$O_{A1}(0000)$	1,651	1,664(6)	$O_{A1}(0z00)$	1,722	1,727(6)
$O_B(0000)$	1,640	1,628(7)	$O_B(0z00)$	1,703	1,721(7)
$O_C(0000)$	1,633	1,630(7)	$O_C(0z00)$	1,711	1,701(7)
$O_D(0000)$	1,630	1,634(7)	$O_D(0z00)$	1,733	1,728(7)
Среднее	1,639	1,639	Среднее	1,717	1,719
	$T_2(0000)$		$T_2(0z00)$		
	[2]	[4]	[2]	[4]	
$O_{A2}(0000)$	1,702	1,728(7)	$O_{A2}(mz00)$	1,640	1,650(7)
$O_B(0000)$	1,698	1,702(6)	$O_B(0z00)$	1,645	1,621(6)
$O_C(mz00)$	1,714	1,719(7)	$O_C(m0i0)$	1,617	1,643(7)
$O_D(mz0c)$	1,733	1,722(7)	$O_D(m00c)$	1,637	1,630(7)
Среднее	1,712	1,718	Среднее	1,635	1,636

O–O в тетраэдрах

	$T_1(0)$		$T_1(z)$		$T_2(0)$		$T_2(z)$	
	[2]	[4]	[2]	[4]	[2]	[4]	[2]	[4]
O_A-O_B	2,575	2,570(8)	2,674	2,686(8)	2,725	2,749(9)	2,630	2,639(9)
O_A-O_C	2,786	2,768(8)	2,911	2,900(8)	2,638	2,654(8)	2,554	2,561(8)
O_A-O_D	2,568	2,589(9)	2,669	2,669(9)	2,794	2,788(9)	2,665	2,668(9)
O_B-O_C	2,702	2,710(8)	2,856	2,859(8)	2,842	2,856(8)	2,727	2,707(7)
O_B-O_D	2,737	2,725(9)	2,880	2,898(8)	2,858	2,843(8)	2,718	2,706(8)
O_C-O_D	2,666	2,676(9)	2,805	2,804(9)	2,888	2,904(9)	2,705	2,727(9)
Среднее	2,672	2,673	2,799	2,803	2,791	2,799	2,667	2,668

	[2]	[4]		[2]	[4]
$O_{A1}-T_1(0)-O_B$	103,0°	102,7(3)°	$O_{A1}-T_1(z)-O_B$	102,6°	102,4(3)°
$O_{A1}-T_1(0)-O_C$	116,2	114,4(3)	$O_{A1}-T_1(z)-O_C$	115,9	115,5(3)
$O_{A1}-T_1(0)-O_D$	103,0	103,4(3)	$O_{A1}-T_1(z)-O_D$	101,1	101,1(3)
$O_B-T_1(0)-O_C$	111,3	112,6(3)	$O_B-T_1(z)-O_C$	113,6	113,3(3)
$O_B-T_1(0)-O_D$	113,7	113,3(4)	$O_B-T_1(z)-O_D$	113,8	114,3(3)
$O_C-T_1(0)-O_D$	109,6	110,1(4)	$O_C-T_1(z)-O_D$	109,0	109,6(3)
Среднее	109,5	109,4	Среднее	109,3	109,4

	[2]	[4]		[2]	[4]
$O_{A2}-T_2(0)-O_B$	106,5°	106,5(3)°	$O_{A2}-T_2(z)-O_B$	106,4°	107,6(3)°
$O_{A2}-T_2(0)-O_C$	101,1	100,7(3)	$O_{A2}-T_2(z)-O_C$	103,3	102,1(3)
$O_{A2}-T_2(0)-O_D$	108,9	107,8(3)	$O_{A2}-T_2(z)-O_D$	108,9	108,9(3)
$O_B-T_2(0)-O_C$	112,8	113,2(3)	$O_B-T_2(z)-O_C$	113,5	112,0(3)
$O_B-T_2(0)-O_D$	112,8	112,3(3)	$O_B-T_2(z)-O_D$	111,8	112,6(3)
$O_C-T_2(0)-O_D$	113,8	115,1(3)	$O_C-T_2(z)-O_D$	112,4	112,8(3)
Среднее	109,3	109,3	Среднее	109,4	109,3

	[2]	[4]		[2]	[4]
$T_1O-O_{A1}-T_1z$	139,4°	139,6(3)°	$T_1O-O_C(0)-T_2O$	127,0°	127,0(4)°
$T_2O-O_{A2}-T_2z$	135,2	133,9(3)	$T_1z-O_C(z)-T_2z$	130,2	130,3(4)
$T_1O-O_B(0)-T_2O$	150,2	149,9(5)	$T_1O-O_D(0)-T_2O$	139,4	139,4(4)
$T_1z-O_B(z)-T_2z$	149,6	148,9(4)	$T_1z-O_D(z)-T_2z$	138,1	137,8(4)
Среднее			Среднее		138,4

В Ва-полиэдре

	[2]	[4]		[2]	[4]
$Va(0000)-O$			$Va(0000)-O$		
$O_{A1}(0000)$	2,850	2,847(6)	$O_B(z) (m00c)$	2,939	2,949(6)
$O_{A1}(000c)$	2,850	2,854(6)	$O_C(z) (0zi0)$	3,112	3,124(6)
$O_{A2}(0000)$	2,667	2,641(5)	$O_C(0) (mzi0)$	3,135	3,150(7)
$O_{A2}(000c)$	3,421	-	$O_D(0) (0000)$	2,909	2,924(7)
$O_B(0) (000c)$	2,927	2,916(6)	$O_D(z) (m000)$	2,902	2,903(6)
Среднее к.ч. = 7	-		Среднее к.ч. = 7	-	2,862
Среднее к.ч. = 9	-		Среднее к.ч. = 9	-	2,923

Координация бария – 9 (десятый атом $O_{A2}(000c)$ отстоит на большее расстояние и не входит в ближайшую координацию). Ва-полиэдр по сравнению с калиевым более плотный: все расстояния Ва–О (кроме O_C) короче, чем К–О, а углы Т–О–Т меньше. Наименьшее расстояние Ва– O_{A2} также короче, чем К– O_{A2} (2,67 Å против 2,76) [2]. Данная закономерность согласуется с величинами эффективных ионных радиусов бария и калия [8]. Анизотропия тепловых колебаний Ва описывается эллипсоидом с короткой осью вдоль a^* и длинной осью вдоль оси c с максимальной вибрацией в плоскости (100), что соответствует форме оптической индикатрисы цельзиана с наибольшей поляризацией (наибольшим показателем преломления) вдоль $\perp(100)$ и наименьшей поляризацией (наименьшим показателем преломления) в направлении оси c [2].

Для синтетического цельзиана и Ga, Ge его аналогов [9]:

	Пр. гр.	a_0	b_0	c_0	β	V
BaAl ₂ Si ₂ O ₈ [10]	<i>I2/c</i>	8,638	13,043	14,401	115,09	1469,4
BaGa ₂ Si ₂ O ₈ [10]	<i>I2/c</i>	8,727	13,240	14,608	115,0	1529,7
BaAl ₂ Ge ₂ O ₈ [10]	<i>I2/c</i>	8,799	13,371	14,727	114,93	1571,2
BaGa ₂ Ge ₂ O ₈ [11]	<i>I2/c</i>	8,896	13,528	14,906	115,87	1614,1

Межатомные расстояния T—O в тетраэдрах BaGa₂Si₂O₈: Si—O в пределах 1,609–1,666 (в среднем 1,634) Å, Ga—O 1,769–1,836 (в среднем 1,805) Å, в BaGa₂Ge₂O₈: Ge—O в пределах 1,792–1,838 Å, Ga—O 1,731–1,776 Å [9, 11]. Предполагается, что в отличие от анортита Ga- и Ge-аналоги цельзиана могут быть частично разупорядоченными [4].

Призматический вид симметрии $a : b : c = 0,6613 : 1 : 0,5518$, $\beta = 64^\circ 51'$ [1]; $0,657 : 1 : 0,554$ (Strandmark, 1903).

Формы [1]:

	φ	ρ		φ	ρ
a (100)	$90^\circ 00'$	$64^\circ 51'$	e (111)	$72^\circ 09'$	$33^\circ 46'$
b (010)	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	F (112)	$78^\circ 35'$	$21^\circ 02'$
c (010)	—	$0^\circ 00'$	G (131)	$45^\circ 59'$	$51^\circ 05'$
Y (310)*	$78^\circ 43'$	$65^\circ 22'$	U ($\bar{1}14$)*	$82^\circ 21'$	$13^\circ 03'$
m (110)	$59^\circ 05,5'$	$68^\circ 37'$	g ($\bar{1}12$)	$74^\circ 34'$	$28^\circ 49'$
L (120)	$39^\circ 08'$	$74^\circ 12'$	o ($\bar{1}11$)	$68^\circ 18,5'$	$54^\circ 31'$
z (130)	$29^\circ 06,5'$	$78^\circ 04'$	s ($\bar{1}31$)	$33^\circ 33'$	$68^\circ 58'$
x ($\bar{1}01$)	$90^\circ 00'$	$49^\circ 29'$	J ($\bar{4}23$)	$73^\circ 40'$	$63^\circ 34'$
y ($\bar{2}01$)	$90^\circ 00'$	$79^\circ 06'$	v ($\bar{2}41$)	$37^\circ 36'$	$88^\circ 22'$
h (023)	$61^\circ 35'$	$18^\circ 25'$	V ($\bar{3}11$)*	$77^\circ 34'$	$91^\circ 23'$
n (021)	$45^\circ 02'$	$44^\circ 58'$	W ($\bar{3}31$)*	$56^\circ 32'$	$91^\circ 20'$

$$cm(001) : (110) = 68^\circ 37'$$

$$co(001) : (111) = 54^\circ 31'$$

$$mm(110) : (\bar{1}10) = 61^\circ 49'$$

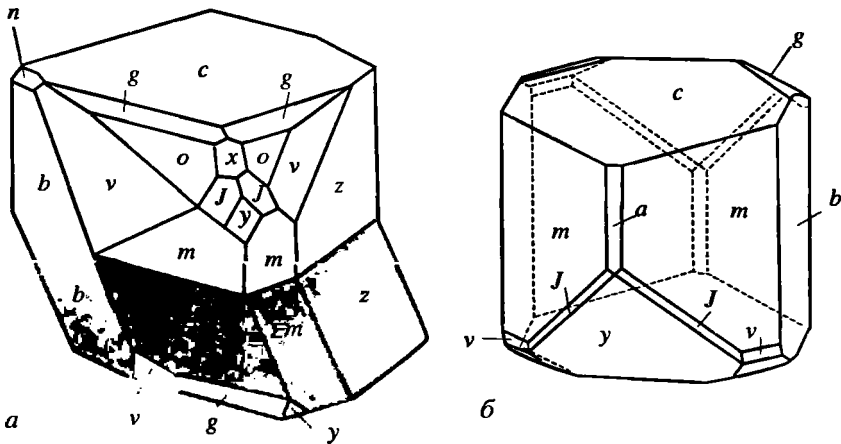
$$oc(111) : (\bar{1}11) = 53^\circ 23'$$

* См. текст.

Формы аналогичны характерным для ортоклаза и гиалофана за исключением $J(\bar{4}23)$, $F(112)$ и $G(131)$. Формы $U(\bar{1}14)$, $V(\bar{3}11)$, и $W(\bar{3}31)$, найдены Штрэндмарком (Strandmark, 1903) на кристаллах цельзиана из Якобсберга Швеция, $Y(310)$ — Такони (Tassoni, 1911) на кристаллах цельзиана из Кондоглии, Пьемонт.

Обычны карлсбадские, манебахские и бавенские двойники.

Кристаллы (фиг. 81) из шахты Беналт [1] двух типов: 1) крупные (1–5 см) короткопризматические адулярового облика, богатые гранями (обычно сдвойникованные по манебахскому и бавенскому законам); 2) мелкие (1–2,5 мм длиной, 0,05–1 мм толщиной) вытянутые, игольчатые, бедные гранями (сдвойникованные по карлсбадскому закону). Облик кристаллов определяется развитием форм $c(001)$ и $m(110)$. При равном их развитии габитус псевдоромбоэдрический, адуляровидный (так как углы $c \wedge m$ и $m \wedge m$ близки). Формы $z(130)$, $x(\bar{1}01)$, $y(\bar{2}01)$, $n(021)$, $e(111)$, $g(\bar{1}12)$, $o(\bar{1}11)$ и $v(\bar{2}41)$



Фиг. 81. Кристаллы цельзиана

a – короткопризматического габитуса, сдвойникованные по манебахскому закону, шахта Беналт, Карнарвоншир, Уэльс (по Стенсеру [1]); *б* – из марганцевой шахты Якобсберг, Нордмарк, Швеция (по Страндмарку [1903]; см. Гольдшмидт [1916])

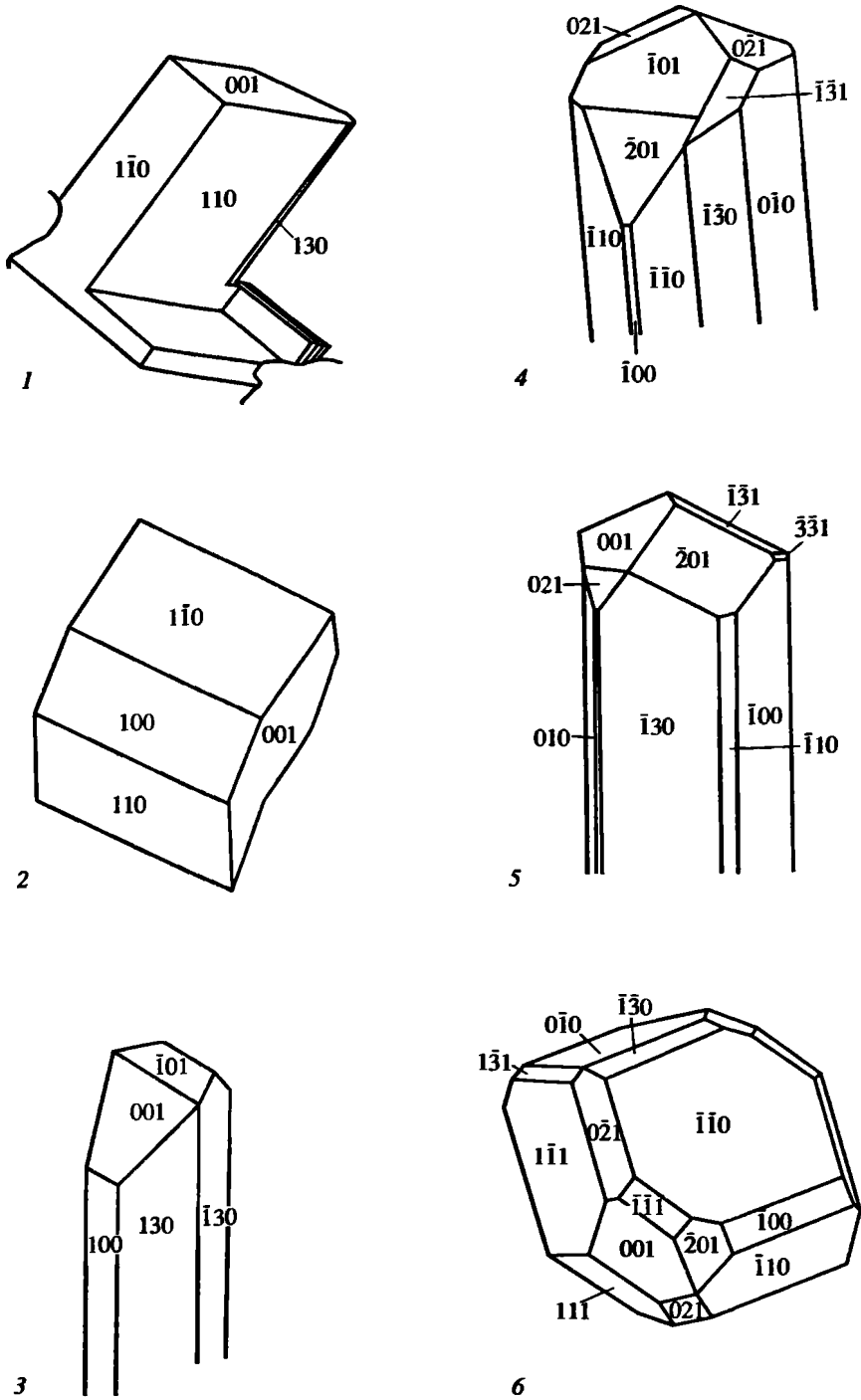
имеют подчиненное развитие, формы $a(100)$ и $b(010)$ присутствуют редко, как узкие вытянутые грани.

Кристаллы цельзиана, синтезированного в гидротермальных условиях в интервале $400\text{--}550\text{ }^\circ\text{C}$ при 2 кбар взаимодействием топаза с $0,02\text{ M}$ раствором $\text{Ba}(\text{OH})_2$, меняют морфологию в зависимости от температуры синтеза: адуляроподобные с $(110) > (001)$ при низкой температуре или с $(110) > (001)$, $(100) > (130)$ при $400\text{--}480\text{ }^\circ\text{C}$ (фиг. 82, кристаллы 1, 2), вытянутые по оси $[001]$ с (110) , (130) , (001) и новыми формами $(\bar{2}01)$, $(\bar{1}01)$, $(010) > (021)$, (111) , $(\bar{1}11)$, $(\bar{1}31)$, (131) и $(\bar{3}31)$, при $480\text{--}630\text{ }^\circ\text{C}$ (см. фиг. 82, кристаллы 3–5), изометричные, равномерно развитые с преобладающим развитием (110) свыше $630\text{ }^\circ\text{C}$ (см. фиг. 82, кристалл б). Свыше $700\text{ }^\circ\text{C}$ морфология кристаллов не менялась, но уменьшались их размеры [12].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) хорошая, по (110) плохая. Тв. $6\text{--}6\frac{1}{2}$. Уд. в. $3,10\text{--}3,45$ (Dana, 1997), $3,31\text{--}3,33$ для короткопризматических кристаллов и $3,17\text{--}3,19$ для игольчатых кристаллов из шахты Беналт [1]. Вычисл. уд. в. $3,26$. Цв. белый, желтый, красновато-коричневый с пятнами и жилками красных оксидов железа и черных оксидов марганца (например, в шахте Беналт) [1], бесцветный. Полупрозрачный. Черта бесцветная. Бл. жирный, на плоскостях спайности перламутровый. Обычны рубашки оксидов Mn.

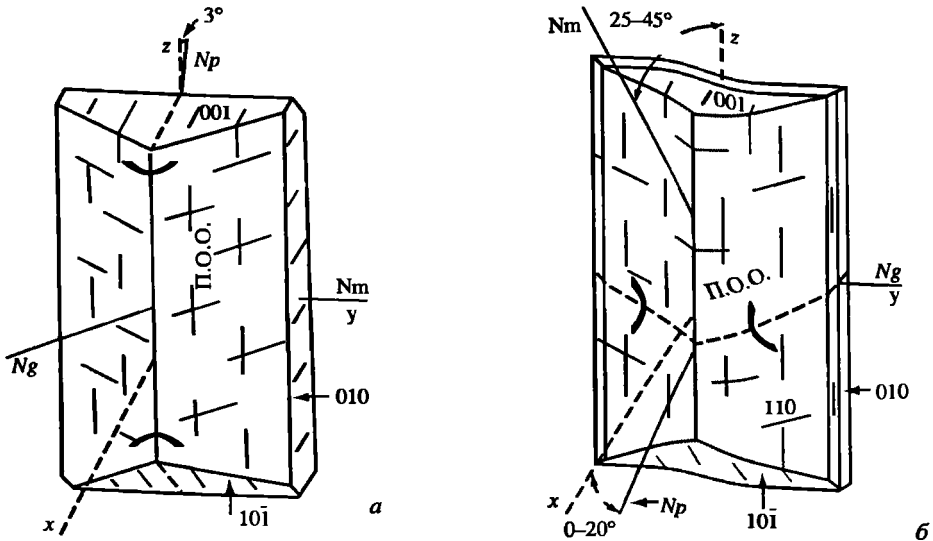
Микр. Двусный (\pm). $cNp = 3^\circ$, $b = Nm$, $aNg = 28^\circ$ (в тупом углу). Пл. опт. осей $\parallel (010)$. Угол погасания на (100) со следами сп. по (001) прямой, на (010) – со следами сп. по (001) около 3° (фиг. 83). Игольчатые кристаллы (вытянутые по оси c) показывают отрицательное удлинение. $n_p = 1,579\text{--}1,593$, $n_m = 1,583\text{--}1,599$, $n_g = 1,588\text{--}1,608$; $2V_{Np}$ около 90° (от -85 до $+88$). По (Dana, 1997): $n_p = 1,579\text{--}1,587$, $n_m = 1,583\text{--}1,593$, $n_g = 1,588\text{--}1,600$; $2V_{Ng}$ от 83 до 92° . Наиболее высокие показатели характерны для крайнего бариевого члена.

Хим. Теор. состав: $\text{BaO} - 40,83$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 27,16$; $\text{SiO}_2 - 32,01$. Молек. вес $375,44$.



Фиг. 82. Кристаллы целезиана, синтезированного в гидротермальных условиях (по Франке и Гхобаркару [12])

1 – при 400°, 2 кбар; 2 – при 450°, 2 кбар; 3 – при 500°, 2 кбар; 4 – при 535°, 2 кбар; 5 – при 590°, 2 кбар; 6 – при 645°, 2 кбар



Фиг. 83. Кристаллооптическая ориентировка бариевых полевых шпатов (по Диру и др. (1966))

a – цельзиан; *б* – гялофан; П.О.О – плоскость оптических осей

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	0,00	–	–	0,12	0,29	0,18
K ₂ O	0,18	2,3	–	0,52	1,31	0,83
Rb ₂ O	–	–	–	–	0,01	0,008
MgO	0,26	–	–	–	0,19	–
CaO	0,08	–	–	0,12	0,61	–
SrO	Не обн.	–	–	–	–	–
BaO	38,94	35,8	37,7	38,62	36,02	37,67
MnO	0,13	–	–	–	0,01	Не обн.
Al ₂ O ₃	27,28	26,8	25,6	25,20	26,33	25,87
Fe ₂ O ₃	0,40	–	–	2,24	0,35	0,29
SiO ₂	32,68	35,1	33,9	33,20	35,09	35,01
TiO ₂	0,08	–	–	–	0,02	Не обн.
H ₂ O [±]	0,13	–	–	–	0,25	"
Сумма	100,31	100,0	97,6	100,02	100,48	100,00
<i>Cn</i> (мол.%)	96,2	82,7	–	93,6	83,0	91,3
<i>Or</i>	–	17,3	–	4,1	9,8	6,6
<i>Ab</i>	–	–	–	1,5	3,3	2,1
<i>An</i>	3,8	–	–	0,8	3,9	–
Уд. в.	3,31	3,1–3,2	–	–	3,27	3,36
<i>n_g</i>	1,590	1,588	1,596	1,608	1,591	1,595
<i>n_m</i>	–	1,583	1,589	1,599	1,585	1,590
<i>n_p</i>	1,580	1,579	1,584	1,593	1,582	1,586
2 <i>V</i>	+90	–88	+90	+85	–	+95

1 – из марганцевой шахты Беналт, п-ов Ллайн, Карнарвоншир, Уэльс, анал. Беннетт [1], дополнительно найдено SO₃ – 0,15 (примесь барита); 2 – из светлого гнейса "Питтери", Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, анал. Сегнит [13]; 3 – из морены, Аляска, США, анал. Шеллер [14], кроме того, нерастворимый остаток 0,4%; 4 – из марганцевых отложений Очосонду, Намбия, Юго-Зап. Африка, анал. Ван-дер-Вальт [15]; 5 – из пегматита Украинского щита, анал. Черепивская [16, 17]; 6 – из мегасоматитов докембрия Приазовья, анал. Черепивская [16, 17].

	7	8	9	10	11
Na ₂ O	0,0	0,0	—	0,18	0,16
K ₂ O	1,22	0,31	0,22	0,18	0,17
Rb ₂ O	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—
CaO	0,0	0,0	0,0	0,02	0,09
SrO	1,56	1,74	2,71	—	—
BaO	37,11	38,15	38,51	41,39	42,30
MnO	—	—	—	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	25,61	26,98	27,14	24,67	24,90
Fe ₂ O ₃	1,24	2,00	1,01	0,16	0,03
SiO ₂	32,55	30,75	30,09	32,06	32,32
TiO ₂	—	—	—	0,01	0,00
H ₂ O [±]	—	—	—	—	—
Сумма	99,29	99,93	99,68	98,70	99,97
<i>Cn</i> (мол.%)	91	93	96	96,3	96,4
<i>Or</i>	10	2	2	1,4	1,2
<i>Ab</i>	—	—	—	2,1	1,8
<i>An</i>	—	—	—	0,1	0,5
Уд.в.	—	—	—	—	—
<i>n_g</i>	—	—	—	—	—
<i>n_m</i>	—	—	—	—	—
<i>n_p</i>	—	—	—	—	—
2V	—	—	—	—	—

7 — из карбонатитов Хонгчен, пров. Кангвон, Южн. Корея, данные П.М. Карташева; 8, 9 — из метасоматитов того же месторождения, данные П.М. Карташева (во всех трех анализах возможно завышен SrO); 10, 11 — из баритового м-ния, пров. Самора, Испания [18].

Диагн. исп. После обработки полированной поверхности штуфа или не покрытого шлифа плавиковой кислотой (30–40 с) для высвобождения ионов Ba²⁺ и последующей обработки 1–2%-ным водно-глицериновым раствором родизоната натрия C₆Na₂O₆ (10–60 с) появляется характерное ярко-красное окрашивание. Такой же эффект дают микропримеси Sr²⁺ и Pb²⁺. Комбинация данного реагента с кобальтинитритом натрия (см. “Калиевый полевой шпат”) позволяет различать цельзиан и гиалофаны и диагностировать K, Ba-п.ш. [17].

Диагност. В отличие от гиалофанов на рентгенограммах наблюдаются отражения “a”-типа (*h* + *k* — четн., *l* — четн.) и очень слабые “b”-типа (*h* + *k* — нечетн., *l* — нечетн.); отражения “c”-типа (*h* + *k* — четн., *l* — нечетн.) и “d”-типа (*h* + *k* — нечетн., *l* — четн.) отсутствуют. Отсутствуют также рефлексы *h0l* для *h* нечетн. и *l* нечетн., что соответствует объемноцентрированной ячейке с симметрией *I2/c* в отличие от *C2/m* в гиалофанах и санидинах.

Повед. при нагр. При 1590 °С медленно и обратимо переходит в гексацельзиан, который плавится при 1760 °С [19].

Нахожд. Характерен для пород амфиболитовой стадии метаморфизма, богатых марганцем и барием. Впервые найден в марганцевой шахте Якобсберг, Нордмарк, район Филипстад, Швеция (Sjogren, 1895).

В марганцевой шахте Беналт, Рив, на п-ове Ллайн, Карнарвоншир, Северный Уэльс, Великобритания, цельзиан (хим. ан. 1) приурочен к про-

слою в глинистых сланцах и песчаниках, среди марганцевой руды и образовался, по-видимому, в результате метаморфизма под влиянием долеритового силла. Выделяются две его генерации: короткопризматический (адуляровидный) в ассоциации с баритом и парацельзианом и игольчатый, нарастающий на короткопризматические кристаллы цельзиана и парацельзиана [1].

В Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, цельзиан установлен в линзах и прожилках в светлых кислых гнейсах "Питгери" (хим. ан. 2) в ассоциации с основным плагиоклазом $Ab_{18}An_{82}$. Его состав меняется до кальциоцельзиана $Cn_{60}Or_{11}Ab_4An_{25}$ (см. "Тройные К, Са, Ва-п.ш"), ассоциирующего с основным плагиоклазом An_{88-90} , кварцем и биотитом, и до гиалофана, ассоциирующего с более кислым плагиоклазом $Ab_{30}An_{70}$ в существенно полевошпатовых породах [13, 20]. Для данного цельзиана выполнено структурное уточнение. Ассоциирующий плагиоклаз здесь также содержит барий.

В марганцевом руднике Казо (Касо), округ Тотиги, Япония, цельзиан [21, 22] встречается вместе с кнебелитом, замещая марганцевый оливин, а также в виде реликтового минерала в родохрозитовой руде (фактически это тройной Na, K, Ва-п.ш. состава $Ab_{18}Or_{32}Cn_{50}$ – казоит). Там же в жилах с родохрозитом, родонитом, марганцевым тремолитом и спессартином распространены гиалофаны ($Cn_{25,8-18,5}$) и с мангангеденбергитом – Ва-содержащие К-п.ш. (Cn_{14}), в которых содержание Ва уменьшается к концу процесса.

В марганцевых отложениях Очосонду, Намибия, Юго-Зап. Африка, цельзиан (хим. ан. 4) обнаружен в ассоциации с гиалофанами разного состава от Cn_{10} до Cn_{50-55} [15, 23, 24]. Бариевые полевые шпаты сосуществуют с марганцевым гранатом, браунитом, голландитом, вреденбургитом.

В ассоциации с родонитом описан на м-нии Бурултас в Зап. Прибалхашье, Казахстан [25]. В родонитовых м-ниях Среднего Урала образует зерна (20–200 мкм) неправильной формы среди спессартит-родонитового агрегата в ассоциации с манганкуммингтонитом, кутнагоритом, пироксмангитом, пирофанитом, кварцем и монацитом на Малоседельниковском м-нии и с кальцитом, барито-кальцитом, марганцевым тремолитом, гейтманитом и шеелитом на Бородулинском м-нии [26].

В США известны находки цельзиана в кварцитах вблизи Раш Крик и Бит Крик, округ Фрешно, шт. Калифорния, в ассоциации с кварцем, диопсидом, витеритом, санборнитом и в Патерсон Квадрэнгл, округ Пассаик, шт. Нью-Джерси [5] (Dana, 1997). Около Инклайн, округ Марипоса, шт. Калифорния, и в Калкар-Кварри, округ Санта-Крус, шт. Калифорния, цельзиан ассоциирует с санборнитом и джиллеспитом (Dana, 1997).

Цельзиан описан из барит-сульфидного м-ния Абертильди в метаморфических породах Пертшира, Великобритания [27]. В ассоциации с кимритом он установлен в богатых марганцем метаморфических породах о-ва Андрос, Греция [28]. Обнаружен также в лейкократовых гнейсах комплекса Берисал в Центр. Альпах, Швейцария [29]. Найден в пегматитах и метасоматитах Украинского щита (хим. ан. 5, 6) [16, 17], в метаморфических богатых марганцем комплексах Дальнего Востока [30], отмечен в плагиоклаз-эпидотовых метасоматитах бассейна р. Обиточной в Приазовье [31], в породах Плисковской структуры на Украине [32], в породах Озерного колчеданного свинцово-цинкового м-ния [33].

Старые его находки известны в Кондоглии, область Пьемонт, Италия [34, 35]. Описан из морены на Аляске, США (хим. ан. 3) [14] и из м-ния Лонгбан, Центр. Швеция [36].

По данным П.М. Карташева, цельзиан совместно с гиалофаном и Ва-содержащим К-п.ш. установлен в карбонатитах хлорит-серицит-анкеритовой фации м-ния Хонгчен, пров. Кангвон, Южн. Корея, залегающего в серых докембрийских гнейсах Кьенгги. Цельзиан (хим. ан. 7) ассоциирует с Fe, Mn-доломитом, сидеритом, родохрозитом, рутилом, титан-колумбитом, Sr, Tr-апатитом, баритом, монацитом, стронцианитом, гидроксил-синхизитом-(Ce), гидроксил-бастнезитом-(Ce). Он присутствует также в карбонат-альбитовых метасоматитах и эгиринитах, развитых вдоль контактов карбонатитов с гнейсами, отличаясь наиболее бариевым составом и примесью Sr и Fe (хим. ан. 8, 9).

В стратифицированных баритовых месторождениях пров. Самора, Испания, цельзиан (хим. ан. 10, 11) ассоциирует с кимритом, гиалофаном и Ва-содержащим К-п.ш. Цельзиан образует массивную тонкозернистую породу, переслаивающуюся с баритом, апатитом и сульфидами. (К, Ва)-п.ш. варьируют по составу от 1,3 до 96,4 мол.% Sn, но с двумя разрывами: 8–24 и 40–92 мол.% Sn [18]. Предполагается, что К, Ва-п.ш. либо имеют аутигенное происхождение, либо замещают аутигенный барит при диагенезе или низкой степени метаморфизма; цельзиан (так же как и кимрит) образуется в условиях низкой степени метаморфизма (350–370 °С, 1,5 кбар). Эти условия близки к кривой равновесия $\text{цельзиан} + \text{H}_2\text{O} = \text{кимрит}$ [37]. Найден также в ассоциации с другими бариевыми силикатами в богатых барием и цинком стратифицированных отложениях Далкадианской провинции в Шотландии [38].

Искусств. Цельзиан и другие бариевые полевые шпаты впервые синтезированы Фуке и Мишель-Леви [39] сплавлением оксидов. Аналогичный синтез выполнен в [40–42]. Эскола в качестве флюса использован ванадат бария. Мюллером [43] сплавлением SiO_2 , Al_2O_3 и BaCO_3 при 1800 °С с последующим охлаждением до 600 °С на воздухе и закалкой до комнатной температуры в воде получена смесь двух модификаций α - и β -гексацельзиана и стекло, которое после отжига при 1300 °С в течение 10 сут раскристаллизовывалось в парацельзиан. Цельзиан в этих условиях образовывался только в препаратах, растертых до 200 мкм (уже после 5 сут), что согласуется с опытами Бахата [44] по кинетике перехода гексацельзиан \rightarrow цельзиан.

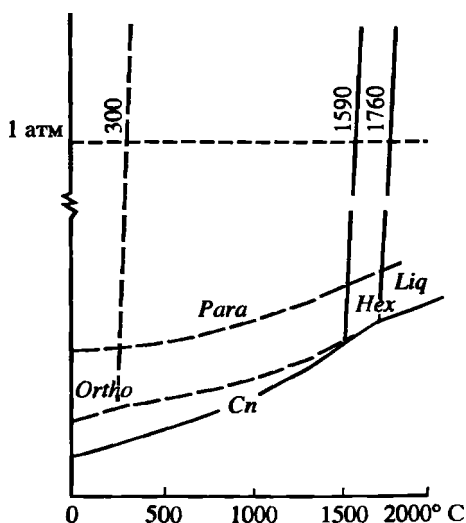
Синтезированы также галлий-кремниевый $\text{BaGa}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, алюмо-германиевый $\text{BaAl}_2\text{Ge}_2\text{O}_8$ [10] и галлий-германиевые $\text{BaGa}_2\text{Ge}_2\text{O}_8$ [11, 45, 46] аналоги цельзиана.

Рентгеновское изучение цельзиана, синтезированного плавлением стехиометричной смеси кремния, алюминия и карбоната бария при 1800 °С с 3% TiO_2 в качестве затравки (охлаждение на воздухе и дополнительный отжиг в течение 2 ч при 950–1350 °С), показало отсутствие нечетных рефлесов l на дифрактограммах неотожженного материала, что, по мнению автора работы, указывает на наличие базовой ячейки 7,2 Å вместо 14,4 Å и, скорее всего, объясняется карлсбадским двойникованием продуктов синтеза [47].

Эксперим. Взаимоотношения между полиморфными модификациями в системе $\text{BaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ изучались в [45, 46, 48–55]. Получены противоречивые данные. Во всех случаях наблюдались три устойчивые фазы: моноклинная цельзиановая, гексагональная (гексацельзиан) и низкотемпе-

Фиг. 84. Гипотетическая фазовая диаграмма системы $\text{BaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (по Лину и Фостеру [39])

Cn – цельзиан, *Hex* – гексацельзиан, *Para* – парацельзиан, *Ortho* – орторомбическая фаза, *Liq* – расплав



ратурная (ниже 300 °С) орторомбическая. Согласно [48, 49], гексацельзиан является высокотемпературной модификацией цельзиана (с температурой перехода 1600–1400 °С). По данным [45, 46, 50–52], единственной стабильной фазой является цельзиан, устойчивый от комнатной температуры до температуры плавления (свыше 1700 °С); гексацельзиан рассматривается как метастабильная

фаза с монотропным переходом в стабильный цельзиан при всех температурах. Согласно [53], гексацельзиан и орторомбическая фаза являются стабильными низкотемпературными модификациями цельзиана; гексацельзиан переходит в цельзиан при 1200 °С, который устойчив до температуры плавления. При изучении системы в гидротермальных условиях [54] отмечен этот переход при более низкой температуре (около 715°С). Ивукина и Панова [55] утверждали, что гексацельзиан имеет два поля устойчивости: 300–1400 и от 1600 °С до плавления, а цельзиан стабилен только при 1400–1600 °С.

Лин и Фостер [19] проводили эксперименты с природным парацельзианом (шахта Беналт) и синтетическими цельзианом и гексацельзианом в сухих (1300–1700 °С, 2–180 ч – для изучения соотношений $\text{цельзиан} \leftrightarrow \text{гексацельзиан}$ и 900–1100 °С, 1–215 сут – для изучения соотношений с парацельзианом) и в гидротермальных условиях (400–700 °С, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар). Установлено, что цельзиан стабилен от комнатной температуры до 1590 °С, когда он медленно и обратимо переходит в гексацельзиан, устойчивый вплоть до температуры плавления при 1760 °С. Гексацельзиан может существовать метастабильно ниже 1590 °С при самых различных температурах вплоть до 300 °С, когда он переходит в низкотемпературную орторомбическую форму. Парацельзиан является полностью метастабильной модификацией $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, которая монотропно через гексацельзиан (в соответствии с правилом Оствальда) переходит в стабильный цельзиан (фиг. 84). Фазовые превращения являются медленными в сухих условиях, но ускоряются в гидротермальной среде или при наличии минерализаторов.

Система $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]-\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ изучена Бруно и Гаццони [56], система $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]-\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ – Бруно и Гаццони [57] и Сураждиновым и др. [58].

Отл. От плагиоклазов и щелочных полевых шпатов отличается более высокими показателями преломления, высокой плотностью, отсутствием полисинтетического двойникования, по порошкограмме. От гиалофанов – оптической ориентировкой, по порошкограмме. Во всех случаях необходимо определение содержания бария.

Межплоскостные расстояния цельзиана из Брокен-Хилл
Новый Южный Уэльс, Австралия, структурно исследованный [2, 59]
Cu K α_1 -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ , °	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ , °	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ , °
110	1	6,698	13,24	310	12	2,551	35,14	312	12	2,097	43,10
020	39	6,522	13,58	240	3	2,502	35,86	$\bar{1}36$	6	2,081	43,46
002	20	6,517	13,58	150	1	2,474	36,28	062	8	2,062	43,86
$\bar{1}12$	17	5,864	15,10	$\bar{1}52$	11	2,425	37,04	026	3	2,061	43,86
022	32	4,610	19,24	$\bar{3}32$	6	2,398	37,48	$\bar{4}22$	5	2,030	44,60
112	5	3,997	22,22	$\bar{2}06$	1	2,377	37,82	$\bar{4}24$	15	2,015	44,96
200	21	3,902	22,78	$\bar{1}16$	14	2,332	38,58	224	9	1,9986	45,34
130	35	3,799	23,40	$\bar{2}44$	1	2,313	38,88	$\bar{3}36$	9	1,9546	46,50*
$\bar{1}32$	23	3,625	24,54	$\bar{3}34$	11	2,269	39,70	400	10	1,9512	46,50*
$\bar{2}22$	40	3,553	25,04	134	9	2,253	39,98	$\bar{2}62$	6	1,9344	46,94
$\bar{1}14$	74	3,472	25,64	$\bar{2}26$	3	2,233	40,36	$\bar{3}52$	2	1,9319	46,94
220	100	3,349	26,60	330	4	2,233	40,36	$\bar{2}46$	1	1,9207	47,28
$\bar{2}04$	35	3,282	27,16	152	14	2,216	40,68	$\bar{4}06$	3	1,9121	47,60
004	30	3,259	27,34	060	21	2,174	41,50	332	9	1,9089	47,60
132	58	3,021	29,56	006	1	2,172	41,50	116	7	1,8751	48,52
042	29	2,916	30,64	$\bar{3}16$	4	2,158	41,82	$\bar{3}54$	6	1,8624	48,86
024	3	2,915	30,64	242	9	2,148	42,02	154	7	1,8538	49,10
$\bar{1}34$	41	2,774	32,24	$\bar{4}02$	8	2,136	42,28	350	4	1,8422	49,44
$\bar{3}14$	21	2,606	34,38	$\bar{4}04$	7	2,118	42,64	064	4	1,8086	50,42
$\bar{2}42$	43	2,584	34,70	$\bar{1}54$	7	2,113	42,76*	046	11	1,8080	50,42
114	22	2,582	34,70	204	3	2,100	43,10	$\bar{2}08$	19	1,8009	50,64

* Сильное наложение от предыдущего рефлекса Cu K α_2 .

На данной порошковой диаграмме присутствуют только сильные рефлексы "a"-типа ($h + k - \text{четн.}, l - \text{четн.}$). Однако на рентгенограммах цельзиана (впервые Гэм [60]) обнаружены также слабые рефлексы типа "b" ($h + k - \text{нечетн.}, l - \text{нечетн.}$), но отсутствуют рефлексы "c"-типа ($h + k - \text{четн.}, l - \text{нечетн.}$) и "d"-типа ($h + k - \text{нечетн.}, l - \text{четн.}$). Отсутствуют также рефлексы $h0l$ для h нечетн. и l нечетн., что соответствует объемноцентрированной ячейке с симметрией $I2/c$ и заставляет удваивать параметр $c \sim 14,4$ Å.

Межплоскостные расстояния искусственных Ga,Ge-аналогов цельзиана [10]

<i>hkl</i>	Ba[Ga $_2$ Si $_2$ O $_8$]		Ba[Al $_2$ Ge $_2$ O $_8$]		Ba[Ga $_2$ Ge $_2$ O $_8$]	
	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
020; 002	2	6,63	3	6,71	2	6,80
$\bar{1}12$	1	5,95	1	6,01	1	6,08
022	3	4,69	3	4,73	2	4,80
$\bar{2}02$	1	4,29	1	4,32	2	4,37
200	2	3,958	2	3,997	1	4,036
130	5	3,853	5	3,890	5	3,940
$\bar{1}32$	3	3,675	3	3,714	3	3,757
$\bar{2}22$	3	3,599	3	3,627	3	3,668

hkl	Ba[Ga ₂ Si ₂ O ₈]		Ba[Al ₂ Ge ₂ O ₈]		Ba[Ga ₂ Ge ₂ O ₈]	
	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)
$\bar{1}14$	8	3,523	8	3,551	7	3,594
220	10	3,396	10	3,427	10	3,469
$\bar{2}04$	5	3,324	—	—	—	—
040; 004	4	3,314	10	3,346	10	3,383
132	5	3,066	6	3,098	6	3,136
042; 024	5	2,961	4	2,988	5	3,026
$\bar{1}34$	4	2,816	4	2,838	4	2,874
$\bar{3}14$	5	2,637	3	2,655	4	2,683
$\bar{2}42$; 114	7	2,622	8	2,643	6	2,675
310	2	2,587	2	2,608	3	2,637
$\bar{1}52$	2	2,455	2	2,484	2	2,509
$\bar{3}32$	1	2,427	1	2,450	1	2,476
$\bar{1}16$	1	2,368	1	2,385	1	2,415
$\bar{3}34$; 134	1	2,294	1	2,314	1	2,342
$\bar{2}26$	2	2,261	2	2,283	2	2,308
152	2	2,246	2	2,271	2	2,298
060; 006	3	2,204	3	2,227	3	2,253
$\bar{3}16$; 242	1	2,180	1	2,200	1	2,228
$\bar{4}02$	1	2,160	1	2,180	1	2,202
$\bar{1}54$	1	2,141	1	2,165	1	2,188

Литература

1. Spencer L.J. // Miner. Mag. 1942. Vol. 26, N 178. P. 231–245.
2. Newnhan R.E., Megaw H.D. // Acta crystallogr. 1960. Vol. 13, pt 4. P. 303–312.
3. Bambauer H.U., Nager H.E. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141. S. 225–239.
4. Griffen D.T., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 414–418.
5. Gay P., Roy N.N. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 283. P. 914–932.
6. Oehlschlegel G., Kockel A., Biedl A. // Glastechn. Ber. 1974. Bd. 47. S. 31–41.
7. Loewenstein W. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 1/2. P. 92–96.
8. Whittaker E.J.W., Muntus R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. Vol. 34, N 9. P. 945–956.
9. Надежина Т.Н., Победимская Е.А. // Кристаллография и кристаллохимия. 1985. Вып. 5. С. 20–34.
10. Gazzoni G. // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, H. 1. S. 24–34.
11. Calleri M., Gazzoni G. // Acta crystallogr. 1976. Vol. 32, pt 10. P. 2733–2740.
12. Franke W., Ghobarkar H. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1983. H. 5. S. 211–218.
13. Segnit E.R. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27. P. 166–174.
14. Schaller W.T. // Amer. Miner. 1929. Vol. 14. P. 319.
15. Vermaas F.H.S. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 845–857.
16. Марченко Е.Я., Хвостова В.А., Коньков Г.Г. и др. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 6. С. 1423–1426.
17. Марченко Е.Я., Щербаков В.П., Васенко В.И. // Основы и принципы прогнозирования, поисков и оценки гранитных пегматитов. Алма-Ата, 1982. С. 122–125.
18. Moro M.C., Cembranos M.L., Fernandez A. // Canad. Miner. 2001. Vol. 39. P. 1039–1051.
19. Lin H.C., Foster W.R. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 134–144.
20. Nockolds S.R., Zies E.G. // Miner. Mag. 1933. Vol. 23. P. 448–457.
21. Yosimura T. // J. Geol. Soc. Jap. 1936. Vol. 43. P. 877–910.
22. Yosimura T. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, 1939. Vol. 4. P. 313–451.
23. De Villiers J.E. // Trans. Geol. Soc. S.Afr. 1951. Vol. 54. P. 89–99.
24. Buhn B., Okerusch M., Woermann E. et al. // J. Petrol. 1995. Vol. 36, N 2. P. 463–496.
25. Каюпова М.М., Косяк Е.А., Кузнецовский А.Г., Тойбаева В.Ю. // Зап. ВМО. 1977. Ч. 106, вып. 4. С. 474–475.
26. Бруснищын А.И. Родонитовые месторождения Среднего Урала. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2000. 200 с. (см. с. 128–129).

27. Moles N.R. // J. Geol. Soc. London. 1985. Vol. 142, pt 1. P. 39–52.
28. Reinecke T. // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 79. P. 333–336.
29. Frank E. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1979. Bd. 59, H. 3. S. 245–250.
30. Кулиш Л.И. // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 192–194.
31. Кравченко Г.Л., Мельников В.С., Лазаренко Е.Е. // Минерал. журн. 1989. Т. 11, № 3. С. 74–78.
32. Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Костюченко В.С. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 4. С. 23–26.
33. Кочеткова К.В. // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 143–147.
34. Taccani E. // Rend. R. Inst. Lombardo Sci. Lett. Milano. Ser. 2. 1905. Vol. 38. P. 636–643.
35. Pagliani-Peyronel G. // Rend. Soc. miner. ital. 1958. Vol. 14. P. 289–300.
36. Welin E. // Ark. miner. och. geol. Sven. Akad. 1969. Bd. 4, h. 6, N 30. S. 499–541.
37. Nitsch R. // Fortschr. Miner. 1980. Bd. 58, Beih. 1. S. 98–100.
38. Fortey N., Beddol-Stephens B. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 338. P. 63–72.
39. Fouqué F., Michel-Lévy A. // Bull. Soc. fr. minér., geol. 1880. Vol. 3. P. 124–128.
40. Dittler E. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1911. Bd. 30. S. 118–127.
41. Гинзберг А.С. // Сборник научных статей, посвященных Ф.Ю. Левинсон-Лессингу. Пг., 1915. С. 1–34. (Тр. Политехн. ин-та; Т. 23).
42. Eskola P. // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1922. Vol. 4. P. 331–375.
43. Electron microscopy in mineralogy / Ed. H.-R. Wenk. B. etc.: Springer, 1976. Пер.: Электронная микроскопия в минералогии / Под ред. Г.-Р. Венка. М.: Мир, 1979. 541 с. (см. с. 345–351).
44. Bahat D. // J. Mater. Sci. 1970. N 5. P. 805–810.
45. Гребенищikov P.Г. // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148, N 6. С. 1382–1385
46. Гребенищikov P.Г. // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1963. № 2. С. 205–215.
47. Zevin L.S. // Amer. Miner. 1992. Vol. 77, N 1/2. P. 121–125.
48. Yoshiki B., Matsumoto K. // J. Amer. Ceram. Soc. 1951. Vol. 34. P. 283–286.
49. Planz J.E., Müller-Hesse H. // Ber. Dt. Keram. Ges. 1963. Bd. 40. S. 191–200.
50. Davis G.L., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 107–114.
51. Sorrel C.A. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 3/4. P. 291–309.
52. Wisely H.R., Thomas R.H. // Bull. Amer. Ceram. Soc. 1953. Vol. 32. P. 153.
53. Yoshiki B., Koide S., Waki M. // Asahi Garasu Keukyaru Hokoku. 1954. N 3. P. 135–147.
54. Seki Y., Kennedy G.C. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1407–1426.
55. Ивукина А.К., Панова Я.И. // Кристаллография. 1964. № 9. С. 473–475.
56. Bruno E., Gazzoni G. // Atti Accad. Sci. Torino. Cl.: Sci. Fis. Mat. Natur. 1969. Vol. 103. P. 673–687.
57. Bruno E., Gazzoni G. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 2. P. 144–152.
58. Сиражиддинов Н.А., Арифов П.А., Гребенищikov P.Г. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1972. Т. 8, № 5. С. 870–874.
59. Borg J., Smith D.K. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 163–181.
60. Gay P. // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt. 5. P. 474.

ПРОСТЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ РЯДЫ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Кальциево-стронциевые полевые шпаты Calcium-strontium feldspars (Ca, Sr)[Al₂Si₂O₈]

Непрерывный изоморфный ряд между анортитом Ca[Al₂Si₂O₈] и стронциевым полевым шпатом Sr[Al₂Si₂O₈]. Впервые синтезированы Эскола в 1922 г. [1], затем Бруно и Гаццони [2], Сиражиддиновым с соавт. [3] и Негром с соавт. [4–7].

Структ. и морф. крист. Внутри ряда происходят фазовые превращения с изменением симметрии монокл. ↔ трикл., зависящие как от состава, так и

от температуры. Кальциевые члены ряда триклинные, кристаллизуются в пр. гр. $C_i^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$, которая при снижении температуры переходит в пр. гр. $\bar{1}\bar{1}$; высокостронциевые разности кристаллизуются в монокл. с., пр. гр. $C_{2h}^3 - C2/m$, которая при охлаждении переходит в пр. гр. $C_{2h}^6 - I2/c$.

Параметры ячейки по Бамбауэру и Нагеру [6]:

An/Sr-Fsp, мол.%	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
100/0	8,181	12,869	14,162	93,20	115,78	91,24	1339
90/10	8,203	12,881	14,180	92,99	115,77	91,25	1346
80/20	8,229	12,894	14,191	92,81	115,78	91,24	1353
70/30	8,253	12,903	14,204	92,62	115,72	91,21	1360
60/40	8,282	12,919	14,221	92,39	115,71	91,18	1368
50/50	8,303	12,930	14,231	92,09	115,66	91,13	1375
40/60	8,326	12,939	14,238	91,82	115,65	91,07	1381
30/70	8,338	12,952	14,246	91,38	115,56	90,94	1387
20/80	8,356	12,963	14,249	90,86	115,51	90,65	1393
10/90	8,369	12,969	14,252	90,03	115,45	90,03	1397
0/100	8,389	12,972	14,262	90,00	115,43	90,00	1402

Погрешность линейных параметров $\pm 0,002 \text{ \AA}$, угловых $\pm 0,01^\circ$, объема $\pm 0,3 \text{ \AA}^3$.

Параметры ячейки по Чернышевой и др. [8]:

An, мол.%	a_0	b_0	c_0	α
0	8,3865(22)	12,9663(65)	14,2600(32)	90
20	8,3607(41)	12,9630(60)	14,0401(70)	90,68(4)
40	8,3493(156)	12,9046(399)	14,2350(332)	90,81(2)
50	8,3037(20)	12,9383(40)	14,2013(36)	92,27(2)
60	8,2726(12)	12,9250(41)	14,2163(35)	92,43(1)
80	8,2303(18)	12,8958(67)	14,1830(57)	92,86(2)
100	8,1851(22)	12,8657(70)	14,1699(47)	93,17(1)

An, мол.%	β	γ	V
0	115,40(3)	90	1400,72(2,01)
20	115,51(2)	90,85(3)	1399,38(15,50)
40	115,72(2)	90,88(1)	1380,76(15,59)
50	115,77(2)	91,04(2)	1378,38(15,16)
60	115,80(1)	91,07(1)	1366,07(11,19)
80	115,75(2)	91,17(2)	1352,67(16,25)
100	115,76(2)	91,21(1)	1340,21(15,16)

Установлено положительное отклонение от линейной зависимости параметров ячейки a , b и V в зависимости от состава в соответствии с правилом Вегарда-Реттерса [8]. Уравнения параметр-состав, по [8]:

$$a = 8,384(11) + 0,013(20)An - 0,455(24)An^2 + 0,243(27)An^3,$$

$$b = 12,951(10) + 0,033(3)An - 0,137(3)An^2 + 0,016An^3,$$

$$c = 14,227(18) + 0,011(4)An - 0,077An^2 + 0,006An^3,$$

$$V = 1383,0(6,7) + 11,88(1,24)An - 62,11(0,09)An^2 + 4,31(0,06)An^3$$

(в оригинальной работе не указаны знаки перед коэффициентами в уравнениях регрессии).

Сдвиговое превращение монокл. \leftrightarrow трикл. зависит от температуры. При 1500° критическим составом является $An_{20}Sr-Fsp_{80}$ (мол.%) (более кальциевые составы – триклинные, более стронциевые – моноклинные) [6, 7]. При комнатной температуре критический состав, согласно данным Нагера [4–7], смещается в область, более богатую стронцием, – $An_9Sr-Fsp_{91}$.

Согласно Трибаудино с соавт. [9], фазовые взаимоотношения в области ряда, богатой стронцием, могут быть описаны с помощью совместного действия (coupling) параметров диффузионного Si/Al-упорядочения Q_{od} (приводящего к изменению симметрии $C2/m \rightarrow I2/c$) и сдвигового (displacive) превращения Q (ведущего к изменению симметрии $I2/c \rightarrow \bar{1}\bar{1}$). Инверсия монокл. \rightarrow трикл. наблюдалась в интервале составов $An_{40}Sr-Fsp_{60}$ – $An_9Sr-Fsp_{91}$, которые при комнатной температуре метастабильно сохраняли моноклинную симметрию. В изотермических опытах при 1350° с гелем состава $An_{30}Sr-Fsp_{70}$ наблюдалась неравновесная кристаллизация моноклинных Ca, Sr-п.ш. с пр. гр. $C2/m$, которая в течение 1,5–5 ч последовательно менялась на $I2/c$, а затем на $\bar{1}\bar{1}$. Изменения в параметрах ячейки, так же как и величина скалярного спонтанного напряжения ϵ_s , при этом были незначительны для превращения $C2/m \rightarrow I2/c$, но $\epsilon_s = 0,028$ для превращения $I2/c \rightarrow \bar{1}\bar{1}$ (хотя в анортите для того же перехода $\epsilon_s = 0,008$). Данные опыты доказывают, что в Ca, Sr-п.ш. взаимодействие параметров идет с преобладанием роли диспласивного параметра Q .

Физ.-хим. конст. Энтальпия смешения ($\Delta_{mix}H$) рассчитывалась по значениям энтальпии растворения ($\Delta_{sol}H_{973K}$) в расплаве $2PbO \cdot V_2O_5$ при $973K$. Полученные значения $\Delta_{sol}H_{973K}$ для An_{100} $63,60 \pm 0,35$ кДж/моль, для $Sr-Fsp_{100}$ $86,88 \pm 2,16$, для $An_{20}Sr-Fsp_{80}$ $81,16 \pm 1,35$, для $An_{40}Sr-Fsp_{60}$ $73,2 \pm 1,31$, для $An_{50}Sr-Fsp_{50}$ $72,84 \pm 0,92$, для $An_{60}Sr-Fsp_{40}$ $70,04 \pm 0,98$, для $An_{80}Sr-Fsp_{20}$ $68,46 \pm 0,53$ кДж/моль. Энтальпия растворения связана с составом уравнением [8]

$$\Delta_{sol}H_{973K} = 87,24(\pm 1,20) - 42,86(2,02)An + 32,45(2,48)An^2 - 12,05(2,75)An^3,$$

где An – мольная доля анортита в твердом растворе Ca, Sr- Fsp .

Полученные значения $\Delta_{mix}H$: для $An_{20}Sr-Fsp_{80}$ $1,26 \pm 2,26$, для $An_{40}Sr-Fsp_{60}$ $4,69 \pm 2,55$, для $An_{50}Sr-Fsp_{50}$ $2,85 \pm 1,51$, для $An_{60}Sr-Fsp_{40}$ $3,39 \pm 1,42$, для $An_{80}Sr-Fsp_{20}$ $0,50 \pm 0,96$ кДж/моль.

Двупараметрическое уравнение Маргулеса связи энтальпии смешения с составом [8]

$$\Delta_{mix}H = 18,62(\pm 9,99)An(1-An)^2 + 6,94(\pm 9,99)An^2(1-An),$$

где An – мольная доля анортита в твердом растворе Ca, Sr-п.ш.

Кривая симметрична, так как различие в радиусах Sr и Ca невелико ($0,14 \text{ \AA}$) по сравнению с различием Ba–Sr ($0,18 \text{ \AA}$) и Ba–Ca ($0,32 \text{ \AA}$), и вхождение Sr в анортит не сопровождается возрастанием энтальпии смешения [8]. Чернышевой и др. [8] рассчитаны также свободные энергии Гиббса для Ca, Sr твердых растворов в интервале составов X_{Sr-Fsp} $0,1$ – $0,9$ при $700, 800, 900$ и 1000° , варьирующие в пределах $-(3494,29-3515,95)$, $-(3419,41-3446,78)$, $-(3344,72-3380,57)$ и $-(3270,06-3315,21)$ соответственно.

Искусств. Синтезированы в основном пиросинтезом из смесей CaCO_3 , SrCO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 Бамбауэром и Нагером [6] за 24 ч при 1500°C ; Чернышевой с соавт. [8] – при $1350\text{--}1400^\circ\text{C}$ в течение 5–7 сут.

Эксперим. Сиражиддиновым и др. [3] в системе $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]\text{--Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ установлен минимум на кривой ликвидуса при $\text{Al}_{80}\text{Sr}\text{--Fsp}_{20}$ (мол.%).

Литература

1. Eskola P. // Amer. J. Sci. Ser. 5. 1922. Vol. 4. P. 331–375.
2. Bruno E., Gazzoni G. // Atti Accad. Sci. Torino. Cl. Sci. Fis. Mat. Natur. 1968. Vol. 102. P. 881–893.
3. Сиражиддинов Н.А., Арифов П.А., Гребенщиков Р.Г. // Изв. АН СССР. Неорганич. матер. 1971. Т. 7, № 9. С. 1581–1583.
4. Nager H.E., Hoffman W., Nissen H.U. // Naturwissenschaften. 1969. Bd. 56, H. 3. S. 136.
5. Nager H.E., Bamberger H.U., Hoffmann W. // Ibid. 1970. Bd. 57, H. 2. S. 86–87.
6. Bamberger H.U., Nager H.E. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
7. Nager H.E., Bamberger H.U. // Ibid. 1984. Bd. 149, H. 2. S. 113–128.
8. Чернышева И.В., Урусов В.С., Семенов Ю.В., Кузнецова Т.П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 1. С. 44–54.
9. Tribaudino M., Benna P., Bruno E. // Plinius. 1993. N 10. P. 244.

Стронциево-бариевые полевые шпаты Strontium-barium feldspars (Sr, Ba)[$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$]

Непрерывный изоморфный ряд между стронциевым полевым шпатом $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ и целезианом $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Синтезированы Бруно и Гаццони [1], Сиражиддиновым с соавт. [2], Нагером с соавт. [3, 4].

Структ и морф крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$.

Параметры ячейки по Бамбауэру и Нагеру [3]:

Sr-Fsp/Cn, мол.%	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
100/0	8,389	12,970	14,163	90,00	115,42	90,00	1402
90/10	8,413	12,978	14,278	90,00	115,37	90,00	1409
80/20	8,438	12,986	14,295	90,00	115,34	90,00	1416
70/30	8,463	12,995	14,309	90,00	115,31	90,00	1423
60/40	8,489	13,003	14,321	90,00	115,25	90,00	1430
50/50	8,512	13,008	14,335	90,00	115,19	90,00	1436
40/60	8,537	13,021	14,351	90,00	115,19	90,00	1444
30/70	8,563	13,024	14,366	90,00	115,11	90,00	1451
20/80	8,585	13,031	14,376	90,00	115,11	90,00	1456
10/90	8,612	13,039	14,392	90,00	115,10	90,00	1463
0/100	8,635	13,046	14,406	90,00	115,10	90,00	1470

Погрешность линейных параметров $\pm 0,002 \text{ \AA}$, угловых $\pm 0,01^\circ$, объема $\pm 0,3 \text{ \AA}^3$.

Параметры ячейки по Чернышевой с соавт. [5]:

Sr-Fsp, мол.%	a_0	b_0	c_0
0	8,6395(28)	13,0405(54)	14,4050(47)
25	8,5812(37)	13,0197(74)	14,3620(62)
50	8,5134(24)	13,0035(64)	14,3287(37)
75	8,4421(28)	12,9864(73)	14,2913(53)
100	8,3865(22)	12,9663(65)	14,2600(32)

Sr-Fsp, мол.%	α	β	γ	V
0	90	115,10(2)	90	1469,65(1,80)
25	90	115,14(3)	90	1452,56(2,41)
50	90	115,18(2)	90	1435,73(2,15)
75	90	115,22(3)	90	1417,42(2,08)
100	90	115,40(3)	90	1400,72(2,01)

Установлена линейная зависимость параметров a , b и V от состава [5].
Уравнения параметр–состав по [5]:

$$a = 8,639(17) - 0,187(3)(\text{Sr-Fsp}) + 0,200(3)(\text{Sr-Fsp})^2 - 0,135(4)(\text{Sr-Fsp})^3,$$

$$b = 12,997(14) - 0,066(3)(\text{Sr-Fsp}) + 0,038(\text{Sr-Fsp})^2 - 0,004(\text{Sr-Fsp})^3,$$

$$c = 14,325(47) - 0,203(8)(\text{Sr-Fsp}) + 0,147(\text{Sr-Fsp})^2 - 0,010(\text{Sr-Fsp})^3,$$

$$V = 1433,0(22,8) - 60,92(3,56)(\text{Sr-Fsp}) + 31,04(0,25)(\text{Sr-Fsp})^2 - \\ - 1,86(0,02)(\text{Sr-Fsp})^3$$

(в оригинальной работе не указаны знаки перед коэффициентами в уравнениях регрессии).

Параметры ячейки по данным Котельникова и др. [6, 7]:

$X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}}$	a	b	c	β	V
0,00*	8,385(1)	12,968(1)	7,131(1)	115,37(1)	700,7(1)
0,002*	8,393(1)	12,972(1)	7,131(1)	115,40(1)	701,3(2)
0,19*	8,437(1)	12,986(1)	7,139(1)	115,27(1)	707,3(2)
0,212*	8,437(2)	12,988(1)	7,146(2)	115,33(1)	707,8(3)
0,45*	8,501(1)	12,998(1)	7,163(1)	115,16(1)	716,4(2)
0,49*	8,509(1)	13,001(1)	7,163(1)	115,15(1)	717,3(3)
0,522*	8,516(2)	13,005(2)	7,169(1)	115,17(1)	718,6(2)
0,58*	8,535(1)	13,011(2)	7,166(1)	115,09(1)	720,7(2)
0,612*	8,537(1)	13,014(1)	7,174(1)	115,15(1)	721,5(2)
0,80*	8,598(1)	13,035(1)	7,185(1)	115,08(1)	729,3(2)
0,832*	8,587(1)	13,031(1)	7,188(1)	115,14(1)	728,1(1)
1,00*	8,642(1)	13,049(1)	7,204(1)	115,17(1)	735,2(1)
1,002*	8,637(1)	13,049(1)	7,207(1)	115,18(1)	735,1(2)

* Сухой синтез при 1450 °С, 48 ч.

** Синтез в гидротермальных условиях, 700 °С, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар, 12 сут.

Уравнения параметр–состав [6]:

$$a = 8,3890 + 0,23619Cn + 0,02612Cn^2 - 0,01212114Cn^3 (\pm 0,005),$$

$$b = 12,9710 + 0,06686Cn - 0,008843Cn^2 + 0,020794Cn^3 (\pm 0,003),$$

$$c = 7,1304 + 0,072425Cn - 0,021725Cn^2 + 0,66536Cn^3 (\pm 0,003),$$

$$\beta = 115,386 - 0,38417Cn - 0,48992Cn^2 + 0,66536Cn^3 (\pm 0,03),$$

$$V = 700,978 + 32,6998Cn + 2,79312Cn^2 - 1,379746Cn^3 (\pm 0,6).$$

Физ.-хим. конст. Энтальпия смешения ($\Delta_{\text{mix}}H$) рассчитывалась по значениям энтальпии растворения ($\Delta_{\text{sol}}H_{973\text{ К}}$) в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3$ при 973 К. Полученные значения $\Delta_{\text{sol}}H_{973\text{ К}}$ для Cn_{100} $109,16 \pm 0,76$ кДж/моль, для $Cn_{25}\text{Sr-Fsp}_{75}$ $87,88 \pm 1,03$, для $Cn_{50}\text{Sr-Fsp}_{50}$ $93,21 \pm 2,29$, для $Cn_{75}\text{Sr-Fsp}_{25}$

$100,72 \pm 1,87$ кДж/моль. Энтальпия растворения связана с составом уравнением

$$\Delta_{\text{sol}}H_{973\text{ K}} = 109,16(\pm 0,03) - 33,20(0,05)\text{Sr-Fsp} - 7,19(0,05)(\text{Sr-Fsp})^2 - 18,09(0,06)(\text{Sr-Fsp})^3,$$

где Sr-Fsp – мольная доля Sr-анортита в твердом растворе Sr,Ba-п.ш.

Полученные значения $\Delta_{\text{mix}}H$: для $\text{Cn}_{25}\text{Sr-Fsp}_{75}$ $2,93 \pm 2,05$, для $\text{Cn}_{50}\text{Sr-Fsp}_{50}$ $4,98 \pm 1,84$, для $\text{Cn}_{75}\text{Sr-Fsp}_{25}$ $4,56 \pm 1,92$ кДж/моль. Двупараметрическое уравнение Маргулеса связи энтальпии смешения с составом [5]:

$$\Delta_{\text{mix}}H = 11,21(\pm 0,84)\text{Sr-Fsp}(1-\text{Sr-Fsp})^2 + 6,84(\pm 0,70)\text{Sr-Fsp}^2(1-\text{Sr-Fsp}),$$

где Sr-Fsp – мольная доля Sr-анортита в твердом растворе Sr,Ba-п.ш.

Кривая является асимметричной – вхождение более крупного Ba в структуру Sr-п.ш. сопровождается увеличением энтальпии смешения [5].

Согласно [7], найдены следующие значения энтальпии растворения ($\Delta_{\text{sol}}H_{973\text{ K}}$) в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5$ при 973 К: для $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,0$ $87,02 \pm 2,49$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,19$ $92,46 \pm 1,68$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,49$ $97,91 \pm 4,33$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,80$ $103,45 \pm 2,20$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 1,00$ $110,27 \pm 7,38$ кДж/моль (в сухих опытах), $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,0$ $84,4 \pm 6,1$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 0,52$ $101,4$, $X_{\text{Ba}}^{\text{Fsp}} = 1,00$ $117,2 \pm 5,3$ кДж/моль (при гидротермальной перекристаллизации).

Искусств. Получены в основном пиросинтезом из смесей CaCO_3 , SrCO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 : Бамбауэром и Нагером [3] за 24 ч при 1500° ; Чернышевой с соавт. [5] при $1350\text{--}1400^\circ$ в течение 5–7 сут. Котельниковым и др. [6, 7] синтезированы из оксидов и карбонатов при 1450° , 48 ч, а также перекристаллизованы в гидротермальных условиях при 700° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар за 11–12 сут.

Литература

1. Bruno E., Gazzoni G. // Atti Accad. Sci. Torino. Cl. Sci. Fis. Mat. Natur. 1969. Vol. 103. P. 673–687.
2. Сираждинов Н.А., Арифов П.А., Гребенищikov П.Г. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1972. Т. 8, № 5. С. 870–874.
3. Bamberger H.U., Nager H.E. // Neues. Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
4. Nager H.E., Bamberger H.U. // Ibid. 1984. Bd. 149, H. 2. S. 113–128.
5. Чернышева И.В., Урусов В.С., Семенов Ю.В., Кузнецова Т.П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 1. С. 44–54.
6. Kotelnikov A.R., Koval'skii A.M., Ogorodova L.P. // Exp. Geosci. 1998. Vol. 7, № 2. P. 66–68.
7. Ogorodova L.P., Koval'skii A.M., Kotelnikov A.R. // Ibid. 1999. Vol. 8, № 2. P. 87–88.

Кальциево-бариевые полевые шпаты Calcium-barium feldspars (Ca, Ba)[Al₂Si₂O₈]

Изоморфный ряд с ограниченной смесимостью. Синтезирован Бруно и Гаццони [1], Нагером с соавт. [2, 3], Чернышевой с соавт. [4]. Сольвус имеет асимметричный вид, и в соответствии с правилом полярности изоморфизма Ca (как компонент с меньшим атомным радиусом) имеет большую растворимость в Ba-матрице, чем Ba-компонент в Ca-матрице; в результате при 1350°C сосуществуют составы $\text{An}_{20}\text{Cn}_{80}$ и $\text{An}_{95}\text{Cn}_5$ [4]. Согласно [5], при 1450°C в целъзиане растворяется 25% анортитовой молекулы, при 1500°C –

30 мол.% *An*. Критическая температура сольвуса оценивается в 2700°, а эффективный радиус алюмосиликатного иона $[Al_2Si_2O_8]$ как 2,61 Å.

Структ. и морф. крист. Кальциевые члены ряда – триклинные, бариевые – моноклинные.

Параметры ячейки по Чернышевой с соавт. [4]:

<i>An</i> , мол.%	a_0	b_0	c_0
0	8,6395(28)	13,0405(54)	14,4050(47)
10	8,6050(36)	13,0340(81)	14,3843(64)
20	8,5785(30)	13,0252(60)	14,3712(50)
95	8,1988(29)	12,8740(77)	14,1636(67)
100	8,1856(20)	12,8710(67)	14,1650(59)

<i>An</i> , мол.%	α	β	γ	V
0	90	115,10(2)	90	1469,65(1,80)
10	90	115,10(4)	90	1460,95(2,57)
20	90	115,07(3)	90	1454,49(1,95)
95	93,08(3)	115,77(3)	91,15(3)	1342,75(25,27)
100	93,18(2)	115,77(3)	91,13(2)	1340,26(21,79)

Установлено положительное отклонение от линейной зависимости параметров ячейки a , b и V в соответствии с правилом Вегарда–Ретгерса [4]. Уравнения параметр–состав по [4]:

$$a(\text{Å}) = 8,637(9) - 0,197(14)An - 0,664(15)An^2 + 0,409(15)An^3,$$

$$b(\text{Å}) = 13,040(2) - 0,001(3)An - 0,449(4)An^2 + 0,281(2)An^3,$$

$$c(\text{Å}) = 14,403(8) - 0,079(12)An - 0,586(13)An^2 + 0,408(13)An^3,$$

$$V(\text{Å}^3) = 1468,8(3,1) - 32,28(4,98)An - 264,1(5,2)An^2 + 167,8An^3.$$

В оригинальной работе не указаны знаки перед коэффициентами в уравнениях регрессии.

Физ.-хим. конст. Энтальпия смешения ($\Delta_{mix}H$) рассчитывалась по значениям энтальпии растворения ($\Delta_{sol}H_{973\text{K}}$) в расплаве $2PbO \cdot V_2O_5$ при 973 К. Полученные значения $\Delta_{sol}H_{973\text{K}}$ для $An_{100} = 63,60 \pm 0,35$ кДж/моль, для $An_{10}Cn_{90} = 103,87 \pm 1,93$, для $An_{20}Cn_{80} = 96,66 \pm 1,49$, для $An_{95}Cn_5 = 62,06 \pm 1,37$ кДж/моль. Энтальпия растворения связана с составом уравнением [4]

$$\Delta_{sol}H_{973\text{K}} = 109,39(\pm 0,49) - 57,25(0,84)An - 55,59(0,88)An^2 + 66,52(0,91)An^3,$$

где An – мольная доля анортита в твердом растворе.

Полученные значения $\Delta_{mix}H$: для $An_{10}Cn_{90} = 0,84 \pm 0,96$, для $An_{20}Cn_{80} = 3,85 \pm 1,80$, для $An_{95}Cn_5 = 3,18 \pm 1,92$ кДж/моль. Двупараметрическое уравнение Маргулеса связи энтальпии смешения с составом [4]:

$$\Delta_{mix}H = 9,94(\pm 4,41)An(1-An)^2 + 74,72(\pm 12,49)An^2(1-An),$$

где An – мольная доля анортита в твердом растворе.

Кривая является асимметричной – вхождение более крупного Ва в структуру анортита сопровождается увеличением энтальпий смешения [4].

Литература

1. Bruno E., Gazzoni G. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25. P. 144–152.
2. Bambauer H.U., Nager H.E. // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
3. Nager H.E., Bambauer H.U. // Ibid. 1984. Bd. 149. H. 2. S. 113–128.

4. Чернышева И.В., Урусов В.С., Семенов Ю.В., Кузнецова Т.П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 1. С. 44–54.
 5. Vambauer H.U., Kroll H., Nager H.E., Pentinghaus H. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 313–345.

ТРОЙНЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Кальциево-стронциево-бариевые полевые шпаты (тройные) Calcium-strontium-barium feldspars (ternary) (Ca,Sr,Ba)[Al₂Si₂O₈]

Синтезированы из смесей CaCO₃, SrCO₃, BaCO₃, γ-Al₂O₃ и SiO₂ за 24 ч при 1400°C [1]. В системе (Ca, Sr, Ba)[Al₂Si₂O₈] при 1400°C и давлении 1 бар в области составов (Ca₉₀₋₃₀Sr₀₋₂₀Ba₁₀₋₇₀)[Al₂Si₂O₈] наблюдалась несмесимость, а между Ba-, Ca,Ba- и Ca,Sr-п.ш., с одной стороны, и Ca-, Ba,Ca- и Sr,Ca-п.ш., с другой стороны, диспассивное сдвиговое превращение монокл. → трикл. [1–3] (см “Кальциево-стронциевые...”, “Стронциево-бариевые...” и “Кальциево-бариевые полевые шпаты”).

Параметры ячейки [1]:

An/Sr-Fsp/Cn	a ₀	b ₀	c ₀	α	β	γ	V
0/90/10	8,411	12,981	14,279	90,00	115,37	90,00	1409
10/80/10	8,400	12,978	14,274	90,00	115,42	90,00	1405
20/70/10	8,384	12,974	14,263	90,00	115,45	90,00	1401
30/60/10	8,369	12,967	14,260	90,82	115,51	90,50	1396
40/50/10	8,342	12,951	14,254	91,50	115,56	90,77	1388
50/40/10	8,329	12,943	14,243	91,87	115,63	90,91	1383
60/30/10	8,303	12,930	14,231	92,20	115,67	90,92	1375
70/20/10	8,279	12,913	14,216	92,56	115,73	90,94	1367
80/10/10	8,247	12,903	14,202	92,86	115,77	91,01	1358
70/20/10	8,279	12,913	14,216	92,56	115,73	90,94	1367
60/20/20	8,333	12,945	14,248	91,99	115,64	90,74	1384
50/20/30	8,366	12,965	14,266	91,39	115,53	90,60	1396
45/20/35	8,407	12,983	14,289	90,75	115,49	90,40	1408
40/20/40	8,431	13,002	14,298	90,00	115,32	90,00	1417
30/20/50	8,487	13,010	14,330	90,00	115,26	90,00	1434
0/20/80	8,586	13,033	14,378	90,00	115,04	90,00	1458
30/60/10	8,369	12,967	14,260	90,82	115,51	90,50	1396
30/50/20	8,394	12,978	14,273	90,00	115,45	90,00	1404
30/40/30	8,425	12,992	14,292	90,00	115,38	90,00	1413
30/20/50	8,487	13,010	14,330	90,00	115,26	90,00	1431
30/10/60	8,515	13,018	14,343	90,00	115,18	90,00	1439
30/5/65	8,547	13,027	14,361	90,00	115,16	90,00	1447
100/0/0	8,184	12,865	14,174	93,22	115,80	91,21	1340
90/5/5	8,211	12,887	14,183	93,08	115,79	91,12	1348
80/10/10	8,247	12,903	14,202	92,86	115,77	91,01	1358
70/15/15	8,283	12,910	14,220	92,60	115,76	90,95	1367
60/20/20	8,333	12,945	14,248	91,99	115,64	90,74	1384
40/30/30	8,400	12,989	14,281	90,77	115,46	90,30	1407
0/50/50	8,516	13,012	14,337	90,00	115,17	90,00	1438
0/100/0	8,387	12,971	14,263	90,00	115,40	90,00	1402

$An/Sr-Fsp/Cn$	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
10/80/10	8,400	12,978	14,274	90,00	115,42	90,00	1405
20/60/20	8,411	12,982	14,281	90,00	115,41	90,00	1408
30/40/30	8,425	12,992	14,292	90,00	115,38	90,00	1413
35/30/35	8,421	12,991	14,297	90,00	115,39	90,00	1413
40/20/40	8,431	13,002	14,298	90,00	115,32	90,00	1417
20/80/0	8,361	12,967	14,251	90,49	115,50	90,34	1394
30/60/10	8,369	12,967	14,260	90,82	115,51	90,50	1396
40/40/20	8,369	12,961	14,262	91,19	115,51	90,56	1396
50/20/30	8,366	12,965	14,266	91,39	115,53	90,60	1396

Погрешность линейных параметров $\pm 0,002 \text{ \AA}$, угловых $\pm 0,01^\circ$, объема $\pm 0,3 \text{ \AA}^3$.

Сдвиговые превращения монокл. \rightarrow трикл. на тройной диаграмме проявляются в виде прямолинейных граничных линий: от $An_{31}Sr-Fsp_{69}Cn_0$ до $An_{62}Sr-Fsp_9Cn_{29}$ при 1000° и от $An_9Sr-Fsp_{91}An_0$ до $An_{51}Sr-Fsp_9An_{40}$ при 25° [1–3]. Уравнение для вычисления температуры данного фазового перехода в зависимости от состава Ca, Sr, Ba-п.ш:

$$T, ^\circ\text{C} = 3979,1 - 47,038 \text{ Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \text{ мол.}\% - 76,788 \text{ Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \text{ мол.}\%$$

с коэф. корреляции 0,990 [1].

Литература

1. Bamberger H.U., Nager H.E. // *Neus Jb. Miner. Abh.* 1981. Bd. 141, H. 3. S. 225–239.
2. Nager H.E., Bamberger H.U. // *Ibid.* 1984. Bd. 149, H. 2. S. 113–128.
3. Bamberger H.U., Kroll H., Nager H.E., Pentlinghaus H. // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 313–345.

СМЕШАННЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ РЯДЫ И СЕРИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

СМЕШАННЫЕ ДВОЙНЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ РЯДЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Натриево-кальциевые полевые шпаты (плаггиоклазы) Sodium-calcium feldspars (plagioclases) (Na,Ca)[(Al,Si)₄O₈]

Название от греч. πλαγιος (плаггиос) – косою, наклонный и $\chi\lambda\alpha\sigma\iota\varsigma$ (клизис) – излом, подчеркивает что угол между пл. сп. (001) и (010) существенно отличается от прямого (от $86^\circ 24'$ в альбите до $86^\circ 50'$ в анортите).

Плаггиоклазы представляют собой изоморфный ряд между натриевым – щелочным (альбит, анальбит, мональбит) и кальциевым – щелочноземельным (*P*-анортит, *I*-анортит) конечными членами, в котором одновременно с замещением Na на Ca эквивалентная часть Si замещается на Al. Состав плаггиоклаза принято характеризовать его номером, соответствующим содержанию анортитовой составляющей (An_0 – An_{100}) (Е.С. Федоров, Ф.С. Калкинс, 1917).

Разнов. По химическому составу плаггиоклазовый ряд традиционно подразделяют на *альбит* (An_{0-10}), *олигоклаз* (An_{10-30}), *андезин* (An_{30-50}), *лабрадор* (An_{50-70}), *битовнит* (An_{70-90}) и *анортит* (An_{90-100}). Среди гомогенных плаггиоклазов по структурному состоянию выделяют *высокотемпературную* и *низкотемпературную* серии. Кристаллические структуры крайних членов ряда существенно различаются: в альбите, $NaAlSi_3O_8$, (см. “Натриевый полевой шпат”, “Мональбит”, “Анальбит”, “Альбит”) Si и Al упорядочиваются по 4 неэквивалентным позициям, в анортите $CaAl_2Si_2O_8$ (см. “Анортит”) они чередуются в Si,Al-каркасе и строго упорядочены, что приводит к удвоению элементарной ячейки по оси *c*, $7 \times 2 = 14 \text{ \AA}$ (отличия высокотемпературной объемноцентрированной структуры определяются смещением атомов Ca). В промежуточных членах ряда альбитовые 7 \AA домены чередуются в разных пропорциях с анортитовыми 14 \AA доменами (рентгеновские рефлексы последних, ответственные за удвоение ячейки, проявляются в них как слабые сателлитовые отражения). Структура низкотемпературного альбита сохраняется лишь до состава An_5 , расширяя область олигоклаза, что позволяет выделить составы An_{5-10} как *альбит-олигоклазы*.

Как и в щелочных полевых шпатах, в плаггиоклазах установлены явления фазового распада. Выделяют три области распада: *перистериты* (peristerites) (в области альбита–олигоклаза, An_2 – An_{15} , с образованием пластин толщиной $\lambda = 1000$ – 5000 \AA по пл. (081), близкой к (010), соответствующих по составу альбиту и олигоклазу An_{25} , иногда An_{20-35}), *область Бёггильда* (Bøggild intergrowth) (в андезине – лабрадоре, An_{48} – An_{58} , с образованием двух фаз “*e*”-плаггиоклазов An_{45} и An_{50-60}) и *область Гуттенлошера* (Huttenlocher intergrowth) (в лабрадоре–битовните, An_{70} – An_{90} , с образованием пластин $\lambda = 125$ – 850 \AA “*e*”-плаггиоклаза An_{65} и *l*-анортита) (фиг. 85).

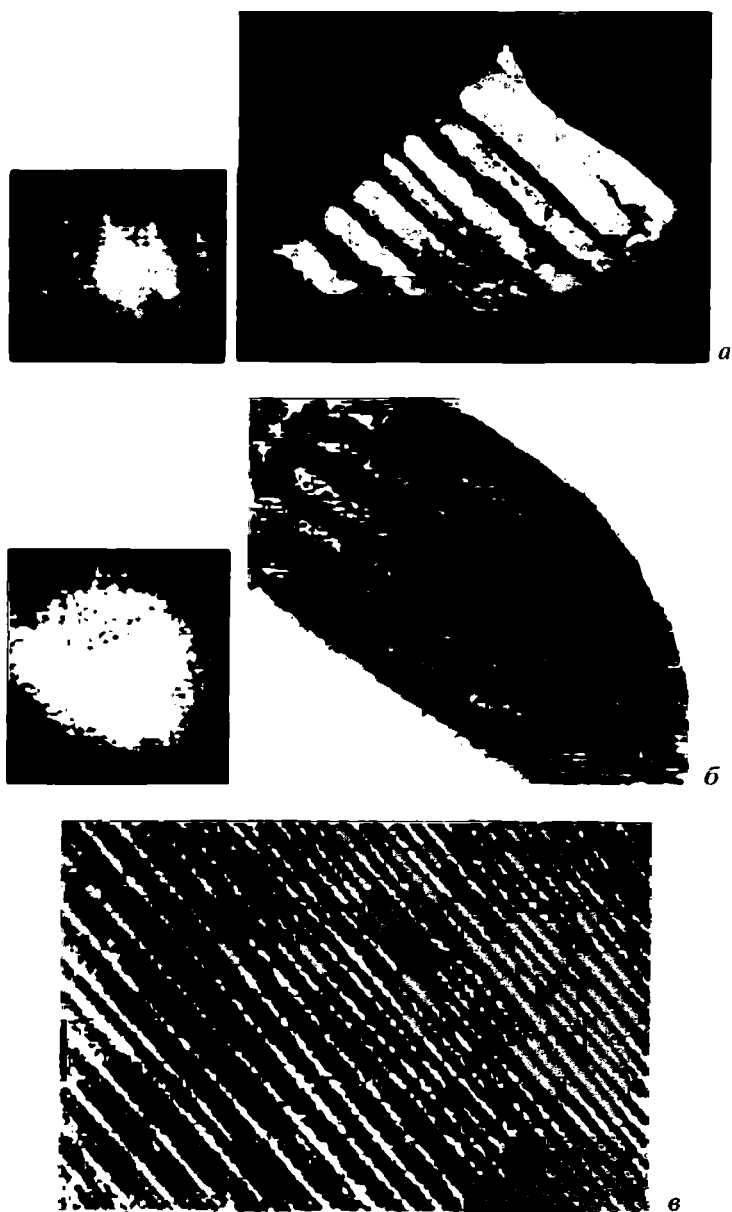
Структурные и субсолидусные фазовые взаимоотношения в плаггиоклазах сложны, дискуссионны и интерпретируются неоднозначно [1, 2].

Распавшиеся плаггиоклазы нередко обнаруживают иризацию. Альбит-олигоклазы и олигоклазы с голубым или молочно-белым жемчужным отливом по аналогии с K,Na-п.ш. выделяют как *лунные камни* – moonstones (см. “Олигоклаз”). Голубая и сине-зеленая иризация характерна для лабрадора. Авантюриновые альбит-олигоклазы и лабрадоры, обнаруживающие желто-оранжевый или соответственно красновато-розовый, малиновый отлив, выделяют как *солнечные камни* – sunstones (см. “Олигоклаз”, “Лабрадор”).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$ (в альбите), $C_2^1 - P\bar{1}$ (в анортите). $Z = 4$ (в альбите), $Z = 8$ (в анортите). Параметры ячейки см. при описании конкретных членов плаггиоклазового ряда.

Зависимость величины расщепления $\Delta 2\theta(131-1\bar{3}1)$ от состава (содержания *An*) и структурного состояния (высокотемпературная и низкотемпературная серии) впервые установлена в [3] и в модифицированном виде представлена в виде “диаграммы Слеммонса” [4], на которой выделены “индексы упорядоченности” плаггиоклазов в условной шкале от 0 до 100.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) ясная, по (110) слабо выражена. Излом неровный. Хрупкий. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Уд. в. от 2,62 (альбит) до 2,76 (анортит). Цв. белый, желтый, розовый, зеленый, черный. Часто бесцветные. Характерные цвета иризации – белый, голубой, желтовато-белый (олигоклаз-перистерит, беломорит, лабрадор) или золотистая окраска, обусловленная включениями чешуек гематита (авантюриновый олигоклаз, сол-

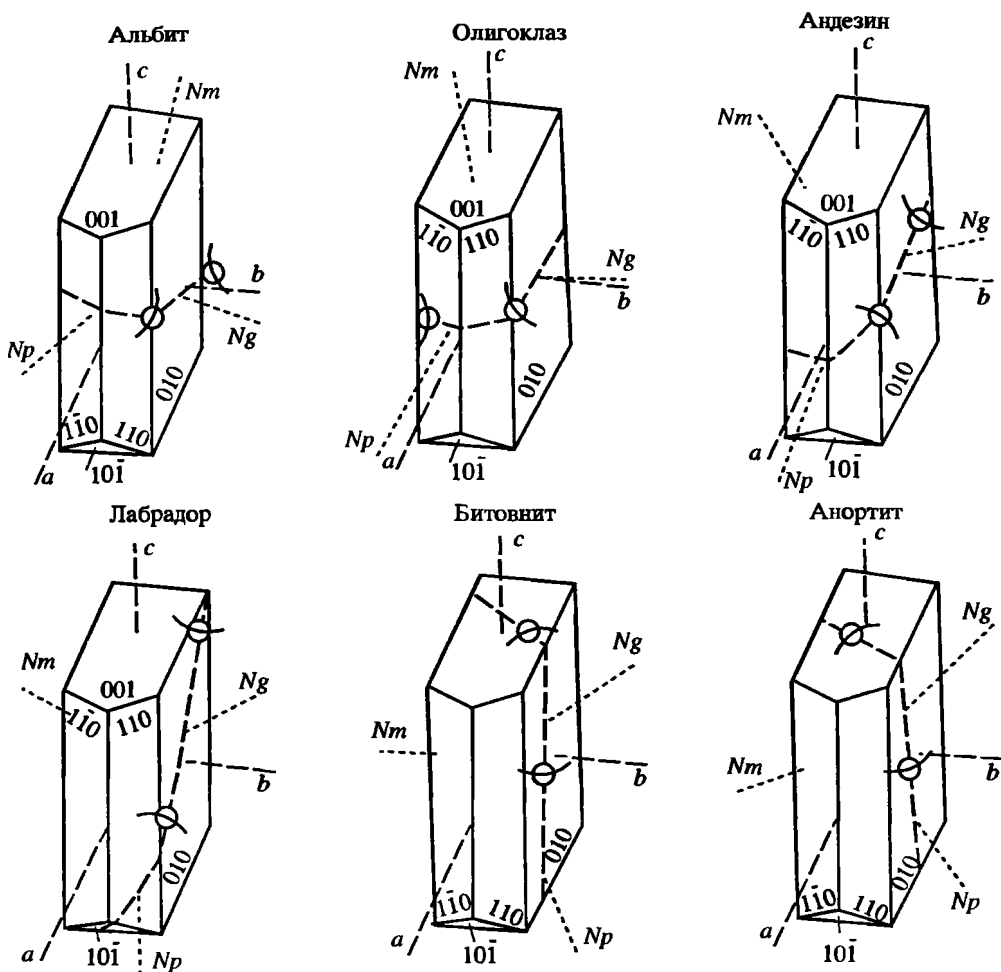


Фиг. 85. Структуры фазового распада в плагиоклазах

а, б – перистеритовый фазовый распад в олигоклазе Хето-Ламбина, Карелия (по данным Н.С. Себрякова); *в* – фазовый распад типа “Бёггильда” в иризирующем в оранжево-желтых тонах лабрадоре, с. Слипчицы, Житомирская обл., Украина (по данным Н.К. Крамаренко, 1975)

нечный камень). Прозрачные или полупрозрачные. Черта бесцветная. Бл. стеклянный. Просвечивают по краю.

ИК-спектроскопия используется для определения состава плагиоклазов [5, 6] и их термальной истории [5]. Характеристическими являются полосы *A* в области длин волн 15,4–16,7 мкм и *B* в области 18,2–20,0 мкм (в России, где обычно используются частоты, это соответствует $\nu_1 = 650\text{--}600\text{ см}^{-1}$ $\nu_2 = 550\text{--}500\text{ см}^{-1}$). Согласно [7], полоса поглощения ν_1 зависит от состава плагиоклазов, меняясь от 649 см^{-1} в альбите до 620 см^{-1} в анортите в низко-



Фиг. 86. Кристаллооптическая ориентировка низких плагиоклазов (по Трёггеру (1971, 1979, 1982))

температурной серии, и от степени их упорядоченности. На основании изучения природных и отожженных андезинов состава An_{31-39} из гранитоидов Кавказа выведены следующие уравнения:

$$\Delta 2\theta(131 - \bar{1}\bar{3}1) = -0,03(v_1 - 630,3) - 1,86,$$

$$\Delta 2\theta(131 - \bar{1}\bar{3}1) = -0,03(\Delta v - 88) - 1,86,$$

где $\Delta v = v_1 - v_2$.

Индекс упорядоченности по Слеммонсу $IУ = 8,13(\Delta v - 88,8) + 39$.

Микр. Оптические свойства плагиоклазов – непрерывная функция состава и степени упорядоченности; каждому плагиоклазу определенного состава и степени упорядоченности отвечает определенная ориентировка оптической индикатрисы (Марфуни, 1962). Оптическая ориентировка плагиоклазов изучалась в [8–26]. Изменение ее для разных членов плагиоклазового ряда показана на фиг. 86.

Поскольку плагиоклазы триклинны и косоугольная система координат (положение осей в ячейке) неудобна для использования, а кроме того, меня-

ется в зависимости от химического состава, в качестве системы координат выбираются взаимно перпендикулярные направления: оптические оси и оси индикатрисы соотносятся с системой взаимно перпендикулярных кристаллографических направлений: $\perp(010)$ (двойниковая ось альбитового двойника), $[001]$ (двойниковая ось карлсбадского двойника) и $\perp[001]$ в пл. (010) (двойниковая ось альбит-карлсбадского двойника). Бурри [19, 20] оптическая ориентировка плагиоклазов выражалась с помощью отсчитываемых от этих координат углов Эйлера Φ , Ψ и θ . Оптическая ориентировка плагиоклазов в проекции перпендикулярно оси c $[001]$ дана Бекке [8] с помощью координатных углов λ и ϑ (сетка Вульфа расположена горизонтально, $\perp(010)$ справа, $+\lambda$ отсчитывается от горизонтального диаметра вверх, $+\vartheta$ от вертикального диаметра вправо).

Гораздо удобнее использовать обратную связь: положение отдельных кристаллографических элементов относительно осей оптической индикатрисы. Построены многочисленные диаграммы положения сп. по (001) и (010) , выходов двойниковых осей наиболее обычных законов: $\perp(010)$ (альбитового), $[001]$ (карлсбадского), $\perp[001] \parallel (010)$ (альбит-карлсбадского), $[010]$ (периклинового), $[100]$ (эстерельского), $\perp[100] \parallel (010)$ (альбит-эстерельского) для плагиоклазов разного состава, определяемых с помощью универсального столика Е.С. Федорова [17, 18, 24, 25].

Оптическая ориентировка плагиоклазов зависит не только от их химического состава, но и от структурного состояния. Согласно Марфунину (1962), для низкотемпературной серии:

An, %	Опт. ось A		Опт. ось B		$\perp(010)$		
	λ	φ	λ	φ	N_g	N_m	N_p
1,5	68,3	-38,8	-76,5	-35,5	18,0	72,0	89,0
2,5	70,0	-37,0	-82,0	-35,7	17,2	72,8	89,5
16,0	68,0	-44,8	+80,3	+46,8	5,5	85,0	-88,5
18,0	70,0	-29,0	64,4	38,0	6,0	86,0	-85,5
24,0	73,0	-40,8	63,0	41,0	5,8	84,5	89,5
40,0	78,0	-51,8	32,5	41,0	20,8	70,2	84,6
48,0	79,5	-55,0	19,0	39,8	25,5	66,5	80,0
54,0	77,5	-57,8	12,5	32,2	29,0	66,0	75,0
60,0	67,0	-57,0	10,0	25,0	31,6	64,8	72,3

An, %	$[001]$			$\perp[001] \parallel (010)$			Углы Эйлера*		
	N_g	N_m	N_p	N_g	N_m	N_p	Φ	Ψ	θ
1,2	72,2	19,0	84,5	-87,0	84,8	6,0	89,0	108,0	84,0
2,5	73,0	18,0	84,4	-88,0	84,8	5,6	89,5	107,0	84,0
16,0	84,3	16,5	74,3	-89,5	74,5	15,5	91,0	96,0	74,5
18,0	88,4	21,0	69,0	+84,2	69,2	21,8	95,0	88,5	69,0
24,0	85,2	23,5	66,5	86,5	67,0	23,2	90,5	85,0	66,5
40,0	71,0	44,0	52,0	82,2	53,0	38,0	83,0	66,0	53,0
48,0	67,0	53,5	45,5	79,0	45,5	46,5	77,5	57,0	45,5
54,0	64,0	63,0	39,2	78,0	38,0	55,0	66,0	46,0	39,0
60,0	63,0	70,0	35,0	75,6	33,2	60,7	58,0	36,3	35,0

Для высокотемпературной серии (отжиг при 1060 °С):

An, %	Опт. ось A		Опт. ось B		L(010)		
	λ	φ	λ	φ	N_g	N_m	N_p
1,5	62,5	-37,0	-85,2	-43,0	18,2	72,0	-87,0
2,5	67,0	-18,7	+79,0	+29,3	13,8	77,0	-85,5
16,0	70,0	-33,5	+68,0	+40,0	3,5	88,5	-87,0
24,0	74,5	-26,5	55,8	36,8	16,0	74,5	86,0
40,0	80,0	-43,0	30,0	37,0	27,0	63,0	87,5
48,0	80,0	-47,0	16,0	34,6	31,5	59,5	82,5
54,0	76,0	-53,3	10,2	31,5	32,0	61,5	76,5
60,0	72,0	-52,5	8,2	25,5	34,5	61,5	73,0

An, %	[001]			L[001] 010)			Углы Эйлера*		
	N_g	N_m	N_p	N_g	N_m	N_p	Φ	Ψ	θ
1,2	72,0	22,0	78,0	-88,5	77,5	12,5	93,0	108,0	78,0
2,5	76,5	22,0	73,0	89,5	72,0	18,0	95,0	104,0	73,0
16,0	90,0	21,0	69,0	86,0	69,5	21,0	93,5	90,0	69,0
24,0	78,5	27,0	66,0	79,2	68,0	25,0	95,0	77,0	66,0
40,0	67,0	44,0	55,0	76,8	58,2	35,0	87,0	61,5	54,5
48,0	63,0	54,0	48,0	74,0	54,0	43,5	80,0	52,5	48,0
54,0	62,5	63,0	40,5	75,5	41,0	52,5	69,0	42,5	39,5
60,0	61,2	69,0	37,5	74,0	37,2	57,6	62,0	36,0	37,5

* Φ – угол \perp [001]||010) с N_g' , Ψ – угол N_g' с N_m , θ – угол [001] с N_p , N_g' – точка пересечения пл. опт. осей с пл., перпендикулярной [001].

Показатели преломления плагиоклазов определялись в [27–29].

Диагн. исп. В отличие от всех остальных полевых шпатов (кроме цельзиана) анортит относительно легко растворяется в HCl с образованием желатиноподобной кремнекислоты, битовнит – хуже, лабрадор – плохо. Альбит, олигоклаз и андезин растворяются только в HF. Все плагиоклазы разлагаются также расплавленной содой Na_2CO_3 . П.п.тр., наоборот, альбит плавится легко в белое стекло, окрашивая пламя в желтый цвет, остальные плагиоклазы вплоть до лабрадора – довольно легко, анортит – с трудом.

Диагност. Химический состав плагиоклазов может быть определен по показателям преломления, практически не зависящим от структурного состояния [30, 31]. Показатель n_p является диагностическим для всего плагиоклазового ряда, показатели n_g и n_m – для плагиоклазов состава An_{20-100} .

Химический состав и структурное состояние плагиоклазов могут быть определены по “диаграмме Слеммонса” [4] (при известном составе можно определить степень упорядоченности и наоборот). Усовершенствование этой диаграммы выполнено в [32, 33].

Повед. при нагрев. Температуры плавления меняются от 1100 (альбит) до 1550° (анортит).

Находж. Плагиоклазы являются главными породообразующими минералами магматических (вулканогенных и интрузивных) пород, от кислых до основных, метаморфических и метасоматических образований, пегматитов и гидротермалитов. Формируются в осадочных породах. Являются харак-

терными минералами Луны. Нередко образуются совместно с калиевыми, калиево-натриевыми и бариевыми полевыми шпатами.

Принадлежность плагиоклаза к высокотемпературной или низкотемпературной серии определяются по “диаграмме Слемонса”. Высокотемпературные плагиоклазы установлены во вкрапленниках молодых липаритовых и андезитовых лав Кельского нагорья и Центр. Зангезура, в андезито-базальтах Казбека [7], тогда как низкотемпературные плагиоклазы характерны для гранитоидов Центр. Кавказа [7].

Измен. Плагиоклазы в коре выветривания менее устойчивы, чем К-п.ш., и изменяются раньше него. Наиболее устойчив альбит [34], наименее – кальциевые плагиоклазы. При гипергенном изменении альбит-олигоклаза и олигоклаза образуется галлуазит [35–38], по андезину, лабрадору и битовниту – монтмориллонит [36, 39–41], реже галлуазит [41] (в отличие от К-п.ш., по которому развивается каолинит).

Галлуазит замещает олигоклаз без образования каких-либо промежуточных фаз, нарастая на него эпитаксически в такой же ориентировке, как каолинит по микроклину (см. “Микроклин”). Первоначально образуются пластинчатые кристаллиты галлуазита, от которых с краев отходят радиально расходящиеся лучи, закручивающиеся в типичные для галлуазита трубчатые кристаллы; в каждом луче галлуазитовые слои ромбовидной формы черепицеобразно перекрывают друг друга так, что оси b в них составляют с осью луча угол 90, или 60, или 30° [36].

В коре выветривания по габбро Новобурановского никелевого м-ния (Кемпирсайский рудный узел, Сев.-Зап. Казахстан) наблюдались зональные желваки боксита, образовавшиеся при замещении битовнита. Непосредственно по плагиоклазовой породе образуется зона “рисоподобного” галлуазита-10Å (свернутые трубочки диаметром 0,05–0,1 мкм, длиной 0,2–0,3 мкм) блочно-мозаичного строения, переходящая в зону гиббсита. Во внешних частях гиббситовой зоны вновь образуется галлуазит в виде ромбовидных пластинчатых новообразований галлуазита-7Å, переходящих в спирально-закрученные трубки (0,2–0,3 мкм шириной и 3–5 мкм длиной). Последовательное замещение битовнита неупорядоченным галлуазитом-10Å, его растворение и замещение гиббситом, новообразование упорядоченного галлуазита-7Å связывается с нейтрализацией щелочных (рН ~ 10) растворов и их дальнейшим подкислением [41].

На о-ве Пинос, вблизи г. Новая Герона (Куба), лабрадор (An_{50-58}) кварцевого монцонита замещается гиббситом. Гиббситом замещаются и пойкилитовые включения плагиоклаза в ортоклазе монцонита. Лабрадор выветрелой дайки габбро в ультрабазитовом массиве Маяри-Баракоа (никелевое м-ние Пунта Горда в районе Моа, пров. Оринте, Куба) замещается в основном гиббситом, но на поверхности замещаемого плагиоклаза обнаруживаются сферолиты (0,1–0,2 мкм) галлуазита с параметрами $a = 5,15$, $b = 8,9$ Å и $d_{001} = 7,4$ Å. Лабрадор выветрелой дайки амфиболизированного габбро на никелевом м-нии Соль Лиано (Куба) замещается гётитом с примесью галлуазита, тогда как гиббсит здесь отсутствует [40]. Лабрадор (An_{47-53}) анортозита Волены (Украина) замещается монтмориллонитом. Монтмориллонит развивается также по лабрадору в коре выветривания на Головинском лабрадоритовом м-нии (Украина); последующее его замещение гиббситом в верхних частях профиля объясняется подкислением щелочных растворов [41].

В палеогеновых корах выветривания на о-ве Ольхон (оз. Байкал) [42] не наблюдалось селективности в растворении полевых шпатов, и на поверхно-

сти одного и того же плаггиоклаза (или микроклина) нарастают разные глинистые минералы. В нижней зоне кор по кислым породам (лейкократовые микроклинитовые граниты) олигоклаз-андезин An_{30} замещается ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, в средней зоне микроклин и плаггиоклаз – галлуазитом и диоктаэдрическим монтмориллонитом, а в приповерхностной зоне при полной деструкции плаггиоклаза возникают галлуазит и каолинит. Во всех зонах коры по основным породам (амфиболиты) андезин-лабрадор An_{50} замещается ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом (амфибол – триоктаэдрическим) и в средней и приповерхностной зонах (при полном разложении плаггиоклаза) появляется каолинит. Минеральный состав глинистых минералов определяется химическим составом пород и сменой pH циркулирующих растворов.

Межплоскостные расстояния плаггиоклазов характеризуются наличием рефлексов, которые при индировании в 14 \AA ячейке, могут быть разделены на четыре типа: “*a*” – ($h + k$ – четн., l – нечетн.), “*b*” – ($h + k$ – нечетн., l – нечетн.), “*c*” – ($h + k$ – четн., l – четн.) и “*d*” – ($h + k$ – нечетн., l – четн.). Сильные “*a*”-рефлексы на слоевых линиях, проявляющихся при вращении или качании вокруг оси *c*, соответствующие 7 \AA ячейке, характерны для всех плаггиоклазов. Более слабые “*b*”-рефлексы, проявляющиеся посередине между слоевыми линиями при вращении или качании вокруг оси *c*, указывают на наличие Si/Al-упорядоченности анортитового типа и 14 \AA ячейку и отсутствуют в структуре альбита. Одновременное присутствие “*a*”- и “*b*”-рефлексов характерно для объемно-центрированного анортита. Они наблюдаются в отожженных и закаленных после отжига плаггиоклазах состава An_{60-100} . Наличие слабых “*c*”-рефлексов и еще более слабых “*d*”-рефлексов указывает на смещение атома Са к стенке полости, занятой крупным М-катионом, в (Al,Si)O-каркасе и характерно только для примитивного анортита (*c* также равно 14 \AA). Все четыре типа рефлексов присутствуют в структуре примитивного анортита и наблюдаются в медленно охлажденных плаггиоклазах состава An_{60-100} . С возрастанием содержания Na-компонента “*b*”-, “*c*”- и “*d*”-рефлексы ослабевают, становятся диффузными и не проявляются в кислых плаггиоклазах состава $Ab_{100-40}An_{0-60}$.

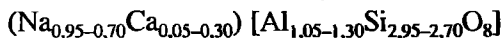
Медленно охлажденные плаггиоклазы с суммарным составом от олигоклаза $\sim An_{15}$ до битовнита $\sim An_{75}$ (в интрузивных или метаморфических породах) обнаруживают распад на домены с альбитовой и анортитовой структурами, когерентно связанные в частично-упорядоченной общей решетке. На их рентгенограммах наблюдаются “*e*”-рефлексы, представляющие собой пары симметрично расщепленных “*b*”-отражений анортита, соответствующие антифазному прорастанию мелких доменов, геометрически связанных в структуру, характерную для твердых растворов объемно-центрированного анортита (*I*-анортита) и одновременно свидетельствующих о перераспределении Al в позицию T_1O , как это характерно для твердых растворов со структурой низкого альбита. Структурная интерпретация “*e*”-рефлексов совместима и с гипотезой о прорастании доменов низкого альбита с доменами примитивного анортита (*P*-анортита), наиболее стабильными при низких температурах. Обособление “*e*”-рефлексов и их диффузность усиливаются с возрастанием содержания *Ab*-компонента в пределах An_{50-15} , при этом “*c*”-рефлексы наблюдаются только в образцах с содержанием *An*-компонента более 50%. “*f*”-рефлексы, представляющие собой пары симметрично расщепленных “*a*”-отражений, наблюдаются в пределах An_{50-75} . Таким образом, состав An_{50} является областью разрыва между Na- и Са-доменами для всего

плагиоклазового ряда, но в областях перистеритов, Бёггильда и Гуттенлошера наблюдаются “e”-суперструктуры с парами “e₁”- и “e₂”-отражений, соответствующим более натриевым и более кальциевым разностям продуктов фазового распада (Smith, Brown, 1988).

Литература

1. Smith J.V. // Rev. Miner. 1983. Vol. 2. P. 223–240.
2. Smith J.V. // Feldspars and feldspathoides / Ed. W.L. Brown. Dordrecht etc.: Reidel, 1984. P. 55–94.
3. Smith J.R., Joder H.D. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 7/8. P. 632–647.
4. Stemmors D.B. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, h. 2.
5. Hafner S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109, H. 1/6. S. 204–225.
6. Thompson C.Sh., Wadsworth M.E. // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 5/6. P. 334–341.
7. Кузнецова Л.Г., Станкевич Е.К., Центер И.Я. // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 50–60.
8. Becke F. // Tschermarks miner. and petrogr. Mitt. 1906. Bd. 25. S. 1–42.
9. Усов М.А. Федоровский или универсально-оптический метод исследования минералов. Томск, 1910.
10. Duparc L., Gysin M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1923. Bd. 3. S. 1–74.
11. Duparc L., Gysin M. // Mem. Soc. phys. hist. natur Genève. 1924. Vol. 40. P. 1–149.
12. Duparc L., Gysin M. // C.r. Soc. phys. hist. natur. Genève. 1925. Vol. 42. P. 139–141.
13. Duparc L., Gysin M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1926. Bd. 6. S. 255–266.
14. Duparc L., Gysin M. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1926. Vol. 49. P. 63–76.
15. Duparc L., Reinhard M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1923. Bd. 3. S. 1–74.
16. Duparc L., Reinhard M. // Mem. Soc. phys. hist. natur. Genève. 1924. Vol. 40, fasc 1.
17. Reinhard M. // Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1924. Bd. 4. S. 2–14.
18. Reinhard M. // C.r. Soc. phys. hist. natur. Genève. 1928. Vol. 40. P. 12–15.
19. Burri C. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 36, H. 2. S. 539–592.
20. Burri C. // Ztschr. Kristallogr. 1956. Bd. 108, H. 1/2. S. 15–43.
21. Burri C. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 52. S. 497–514.
22. Burri C., Parker R.L., Wenk E. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 207–214.
23. Burri C., Parker R.L., Wenk E. Die optische Orientierung der Plagioklasse – Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtisch-Methode. Basel; Stuttgart: Birkhauser, 1967. 334 S.
24. Никитин В.В. // Зап. Рос. минерал. о-ва. 1926. Ч. 55, вып. 1/2.
25. Никитин В.В. Универсальный столик Е.С. Федорова. Л.: Изд-во АН СССР, 1953.
26. Марфушин А.С. // Докл. АН СССР. 1958. Т. 18, № 6. С. 1183–1186.
27. Laves F., Chassignon U. // J. Geol. 1950. Vol. 58. P. 584–592.
28. Chayes F. // Ibid. P. 593–595.
29. Chayes F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 85–105.
30. Smith J.R., Yoder H.S. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41. P. 632–647.
31. Smith J.R. // Ibid. 1958. Vol. 43. P. 1179–1194.
32. Блюмштейн Э.И., Каменцев И.Е. // Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974. С. 101–116.
33. Каменцев И.Е., Блюмштейн Э.И. // Там же. С. 94–101.
34. Loughnan F.C. Chemical weathering of the silicate minerals. N.Y.: Elsevier, 1969.
35. Чекин С.С., Самохин Н.Д., Финько В.И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 11. С. 98–114.
36. Чекин С.С., Финько В.И., Самохин Н.Д. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 88–95.
37. Tazaki K. // J. Miner. Soc. Jap. 1977. Vol. 13. P. 172–177.
38. Petrov V.P., Samotoin N.D., Fir'ko V.I., Chekin S.S. // Acta miner.-petrogr. 1980. Т. 24. P. 77–82.
39. Самохин Н.Д., Новиков В.М., Магазина Л.О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 77–91.
40. Финько В.И., Лицарев М.А., Самохин Н.Д., Коутин Д.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 2. С. 101–114.
41. Петров В.П., Самохин Н.Д., Чекин С.С. // Там же. 1990. № 7. С. 102–114.
42. Домбровская Ж.В., Котельников Д.Д., Жухлистов А.П. // Кора выветривания. М.: Наука, 1991. Вып. 20. С. 119–134.

Олигоклазы Oligoclases



Название от "олигос" – малый и "клазис" – раскалывать, указывает на меньший угол между плоскостями совершенной спайности, чем в альбите (Брайтхаупт, 1826) [1]. К олигоклазам относят плагиоклазы с содержанием анортитовой составляющей от 5–10 до 30%. Такое разделение обосновано тем, что альбитовая структура сохраняется только до состава $\text{Ab}_{95}\text{An}_5$. В петрологической литературе ряд олигоклазов обычно выделяют в интервале составов $\text{Ab}_{90}\text{An}_{10}$ – $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$. Чтобы привести эти данные в соответствие, иногда выделяют *альбит-олигоклазы* состава $\text{Ab}_{95-90}\text{An}_{5-10}$. Данное деление является принципиальным, так как альбит-олигоклазы существенно отличаются от альбита генетически, образуясь в разных геологических процессах.

Кислые плагиоклазы существенно различаются по своим свойствам в зависимости от структурного состояния (*высокие* – высокотемпературные и *низкие* – низкотемпературные альбит-олигоклазы и олигоклазы). Если высокие олигоклазы действительно являются гомогенными, то низкие обычно обнаруживают в области олигоклаза тонкий фазовый распад на альбит и плагиоклаз, близкий по составу к крайнему члену олигоклазовой области (*перистериты*).

Синон. *Альбиклаз* – albiclaste (Винчелл, 1925) – синоним альбит-олигоклаза.

Разнов. *Перистерит* – peristerite; *лунный камень* – moonstone; *беломорит* – belomorite, разновидности с голубым или белым отливом, обусловленным преломлением света на границе фаз распада в плагиоклазе в олигоклазовой области составов; *авантюриновый шпат*, *авантюрин* – aventurine, *солнечный камень* – sunstone, с красноватым или золотистым отливом, обусловленным отражением света от мелких включений гематита.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$. Для высокотемпературного олигоклаза: $a_0 = 8,17$, $b_0 = 12,88$, $c_0 = 7,11$ Å; $\alpha = 93,3$, $\beta = 116,3$, $\gamma = 90,3^\circ$; $V = 669,7$ Å³. Для низкотемпературного: $a_0 = 8,15$ – $8,17$, $b_0 = 12,82$ – $12,85$, $c_0 = 7,12$ – $7,14$ Å; $\alpha = 93,6$ – $94,0$, $\beta = 116,4$ – $116,5$, $\gamma = 88,5$ – $88,6^\circ$; $V = 666,6$ – $668,4$ Å³; $Z = 4$.

Усредненная (по рефлексам "a"-типа) кристаллическая структура уточнена для высокого олигоклаза из пров. Квебек, Канада, $\text{Ab}_{68,1}\text{An}_{27,8}\text{Or}_{4,1}$, отожденного при 1160° за 22 сут [2], и двух низких олигоклазов: из пегматита в гнейсах Камедо, Швейцария, $\text{Ab}_{82,0}\text{An}_{16,0}\text{Or}_{2,0}$ ($\text{Ab}_{83,3}\text{An}_{14,7}\text{Or}_{2,0}$ по [3]), и из пегматита в округе Митчел-Каунти, шт. Сев. Каролина, США, $\text{Ab}_{70,0}\text{An}_{28,0}\text{Or}_{2,0}$ ($\text{Ab}_{69}\text{An}_{29}\text{Or}_2$ по [4]) [5].

Параметры ячейки для структурно уточненных олигоклазов:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,1733(6)	12,8818(5)	7,1103(6)	93,314	116,282(4)	90,275(4)	669,7
2	8,1553(3)	12,8206(5)	7,1397(4)	93,965(7)	116,475(3)	88,632(5)	666,6
3	8,169(3)	12,851(4)	7,124(2)	93,63(3)	116,40(2)	89,46(2)	668,4

1 – отоженный "Квебек", $\text{Ab}_{68,1}\text{An}_{27,8}\text{Or}_{4,1}$ [2]; 2 – "Камедо", $\text{Ab}_{82,0}\text{An}_{16,0}\text{Or}_{2,0}$ [5]; 3 – "Митчел-Каунти", $\text{Ab}_{69}\text{An}_{29}\text{Or}_2$ [5].

Межатомные расстояния (Å) и Si/Al-распределение в Т-позициях:

	T ₁ 0-O	T ₁ m-O	T ₂ 0-O	T ₂ m-O	t ₁ 0	t ₁ m = t ₂ 0 = t ₂ m
1	1,662	1,649	1,649	1,649	0,395	0,295
2	1,718	1,622	1,629	1,630	0,815	0,115*
3	1,700	1,637	1,638	1,639	0,670	0,205*

* Данные скорректированы; в оригинале Si/Al-распределение, рассчитанное по [6] $(Al/(Al+Si) = 6,58[(T-O) - 1,605])$: $t_{10} = 0,74$, $t_{1m} = 0,11$, $t_{20} = 0,15$, $t_{2m} = 0,16$ и $t_{10} = 0,63$, $t_{1m} = 0,21$, $t_{20} = 0,22$, $t_{2m} = 0,22$ соответственно.

1 - отожженный "Квебек", $Ab_{68,1}An_{27,8}Or_{4,1}$ [2]; 2 - "Камедо", $Ab_{82,0}An_{16,0}Or_{2,0}$ [5]; 3 - "Митчел Каунти", $Ab_{69}An_{29}Or_2$ [5].

При рентгеновском изучении в олигоклазе иногда фиксируются спутные рефлексы. Например, в низком олигоклазе $An_{16,5}$ из Султан Хамуд, Кения, установлены рефлексы типа "e" и "g", обычно характерные для основных плаггиоклазов; они отражают появление блоков Na- и Ca-плаггиоклаза в общей матрице, несколько развернутые относительно друг друга [7].

Физ. св. Сп. совершенная по (010) и (001), несовершенная по (100). Хрупок. Тв. б. Уд. в. 2,63–2,68. Цв. белый, желтовато-, зеленовато-серый. Иногда обнаруживает белую или голубую иризацию, обусловленную явлениями фазового распада (перистериты, лунные камни) или оранжево-желтое внутреннее свечение, вызванное рассеянием света на микровключениях гематита (солнечные камни). Полупрозрачен, иногда просвечивает только по краю. Черта бесцветная. Бл. жирный, на пл. сп. – стеклянный.

В УФ-лучах проявляет люминесцентные свойства. В спектрах РЛ устанавливаются полосы Mn^{2+} , Fe^{3+} , Dy^{3+} , Tb^{3+} , а также экситонный центр, связанный с группами $Si-O_n$ или $Al-O_n$, в спектрах ФЛ – Eu^{2+} [8–11]. По данным [11], в олигоклазе из альбитизированных и грейзенизированных танталоносных Li,F-редкометалльных гранитов глубоких горизонтов м-ния Пограничное (Приморье) преобладают линии Dy^{3+} и Tb^{3+} , тогда как ближе к поверхности появляются также полосы Eu^{2+} , Mn^{2+} и Pb^{2+} . В олигоклазе из вольфрамоносных альбитизированных гранитов Спокойнинского м-ния (Забайкалье) преобладают полосы Mn^{2+} и Dy^{3+} , а в олигоклазе из вольфрамоносных грейзенов м-ния Булуктай (Вост. Забайкалье) – полосы Dy^{3+} , Tb^{3+} , Mn^{2+} и Fe^{3+} .

Согласно [11], это согласуется с общей тенденцией смены ведущих люминогенов в полевых шпатах из геологических образований разной глубинности: при переходе от гранулитов к породам амфиболитовой фации метаморфизма и от ультраметаморфогенных гранитоидов и мигматитов к мезо- и гипабиссальным гранитоидам в спектрах РЛ олигоклазов исчезают полосы Ce^{3+} , а в спектрах ФЛ – полосы Eu^{2+} и усиливаются полосы Fe^{3+} и особенно Mn^{2+} и Pb^{2+} , что объясняется в основном сменой восстановительной обстановки на окислительную. В олигоклазах альбитизированных и грейзенизированных редкометалльных гранитов и самих грейзенов в спектрах РЛ начинают преобладать полосы Dy^{3+} и Tb^{3+} , что согласуется с представлениями о накоплении тяжелых редкоземельных элементов в высокофтористых системах.

Физ.-хим. конст. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при 74,7° молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} олигоклазов из Хоук Майн, округ Бакерсвилл, и Литл Рок Крик, округ Митчел, Сев. Каролина, США, равна от –156,02 до –158,85 ккал/моль [12]. Рассчитанная из данных по растворению в деионизированной воде, свободная энергия обра-

зования Гиббса олигоклаза $Ab_{75}An_{18}Or_7 = -910,3$ ккал/моль, олигоклаза $Ab_{80}An_{20} = -906,8$ ккал/моль [13].

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Двуосный (+) и (-). Оптическая ориентировка показана на фиг. 86. N_g почти совпадает с осью b (из-за чего олигоклазы часто принимают за ортоклаз). Оптическая ориентировка альбит-олигоклазов, An_{5-10} , относительно взаимно перпендикулярных осей триады: $\angle Ng \perp (010) = 14-12^\circ$, $\angle Nm[001] = 16-15^\circ$, $\angle Np \perp [001] \parallel (010) = 6-10,5^\circ$ (для сравнения: в высоких альбит-олигоклазах: $10,5-6^\circ$, $21,5-21,0$ и $19-20^\circ$ соответственно). Ориентировка олигоклазов, An_{10-30} : $\angle Ng \perp (010)$ от 12° через 0 до 14° , $\angle Nm[001] = 15-32^\circ$, $\angle Np \perp [001] \parallel (010) = 10,5-30^\circ$ (для сравнения: в высоких олигоклазах: $6-0-23,5$, $21-34$ и $20-27^\circ$ соответственно) (Марфунин, 1962). Для альбит-олигоклазов: $n_g = 1,540-1,541$, $n_m = 1,535-1,536$, $n_p = 1,531-1,532$, $n_{cp} = \{(n_g + n_m + n_p)/3\} = 1,536$. Для олигоклазов: $n_g = 1,541-1,552$, $n_m = 1,536-1,548$, $n_p = 1,532-1,544$, $n_{cp} = 1,536-1,548$ (Марфунин, 1962). $2V$ от $+78$ до $+83^\circ$ (для низких альбит-олигоклазов), от -50 до -53° (для высоких альбит-олигоклазов); $2V$ от $+83$ до -88° через максимум -85° для состава An_{25} (для низких олигоклазов), от -53 до -77° (для высоких олигоклазов) (Dana, 1997). Угол наклона ромбического сечения по отношению к трещинкам спайности по (001) на пл. (010) в альбит-олигоклазах от $+26$ до $+16^\circ$, в олигоклазах от $+16$ до $+3^\circ$ (см. фиг. 28). Положение его меняется в зависимости от структурного состояния плагио-клазов.

В видимой области поляризованного спектра поглощения в голубых, ювелирного качества, альбит-олигоклазах из Кении, содержащих $0,009-0,018\%$ Pb, и олигоклаза из Южн. Каролины, США, с $0,035\%$ Pb, наблюдалась четкая асимметрия: наибольшее поглощение по Nm , перпендикулярно (001), слабое по Np , перпендикулярно (010) и отсутствие поглощения по Ng . Полоса при $625-654$ нм связана с искажением М-позиции при вхождении в нее Pb и вызывает голубую окраску данных олигоклазов, подобно амазониту. Резкая полоса поглощения при $383-421$ нм связана с Fe^{3+} в тетраэдрической позиции, а слабая широкая полоса при $1100-1200$ нм указывает на присутствие Fe^{2+} , вероятно, в М-позиции. Полосы воды не были обнаружены в голубых олигоклазах (отсутствие полосы около $5260 \text{ см}^{-1} = 1900$ нм), но проявились в поляризованном ИК-спектре, снятом при температуре жидкого азота, в виде полос ОН-групп (3700 , 3450 и 3180 см^{-1}), содержание которых эквивалентно $0,02 \text{ мас.}\% \text{ H}_2\text{O}$. Таким образом, молекулярная вода, в отличие от К-п.ш., в плагиоклазы не входит [14]. Голубые олигоклазы (олигоклаз-амазониты) описаны в [15].

Хим. Теор. состав для альбит-олигоклазов An_{5-10} : $\text{Na}_2\text{O} - 11,19-10,57$; $\text{CaO} - 1,07-2,13$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 20,35-21,25$; $\text{SiO}_2 - 67,39-66,05$. Молек. вес $263,04-263,84$. Для олигоклазов An_{10-30} : $\text{Na}_2\text{O} - 10,57-8,12$; $\text{CaO} - 2,13-6,30$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 21,25-24,82$; $\text{SiO}_2 - 66,05-60,76$. Молек. вес $263,84-267,03$.

Анализы (в порядке возрастания содержания An -компонента):

	Альбит-олигоклазы					
	1	2	3	4	5	6
Na_2O	10,67	11,65	11,03	33	9,90	10,15
K_2O	0,11	0,19	0,20	9,91	0,88	0,44
MgO	0,38	-	-	1,09	0,16	0,07
CaO	0,40	1,39	1,40	1,54	1,64	2,18
BaO	-	-	0,11	-	-	0,008

	1	2	3	4	5	6
FeO	—	—	—	—	0,14	—
Fe ₂ O ₃	1,30	—	—	0,58	0,35	1,16
Al ₂ O ₃	18,97	21,12	20,69	20,47	20,88	21,34
SiO ₂	67,39	66,66	67,22	65,94	65,04	64,92
H ₂ O [±]	0,79	—	—	0,25	0,08	0,11
П.п.п.	—	—	—	—	0,58	—
Сумма	100,15	101,09	100,68	99,78	99,73	100,38
<i>An</i> (мол.%)	5,1	6,1	6,5	7,4	8	10,7
<i>Ab</i>	94,3	92,9	92,4	86,3	86	86,8
<i>Or</i>	0,6	1,0	1,1	6,3	6	2,5
Уд.в.	—	—	—	2,629	—	2,631
<i>n_g</i>	—	—	—	—	—	1,5408
<i>n_m</i>	—	—	—	—	—	1,5355
<i>n_p</i>	—	—	—	—	—	1,5314
2 <i>V</i>	—	—	—	—	—	+82,5

1 — из диабазового силла, Кит-Хилл, Минвер, Корнуэлл, анал. Рэдди [16]; 2,3 — голубой альбит-олигоклаз из Кении [14]; 2 — в сумму анализа входит PbO — 0,05; по данным флюоресцентного анализа Pb — 0,009, Fe — 0,031, Sr — 0,017, 3 — по данным флюоресцентного анализа Pb — 0,018, Fe — 0,026; 4 — калиевый альбит-олигоклаз из Монтигл, пров. Онтарио, Канада, анал. Энгельс [17]; 5 — из пегматита м-ния Зеленая Могила, с. Елисеевка, Приазовье, в сумму анализа входят P₂O₅ — 0,1, MnO — 0,07 [18]; 6 — из пегматита Киоо-Хилл, к северу от ст. Султан-Хамуд, округ Махалос, Кения, анал. Тански [19].

Олигоклазы

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	9,41	7,21	9,66	9,72	9,72	9,15	9,46	9,89
K ₂ O	0,76	1,25	0,58	0,68	0,68	0,7	0,22	0,05
MgO	0,16	0,23	0,11	—	—	0,1	0,00	0,25
CaO	2,11	2,55	2,50	2,64	2,64	2,69	3,51	3,26
FeO	0,07	0,07	—	—	—	0,0	0,04	0,17
Fe ₂ O ₃	0,33	0,01	0,06	—	—	0,34	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	20,88	21,55	21,82	22,20	22,20	21,99	22,76	22,66
SiO ₂	66,0	65,91	65,07	64,92	64,92	64,26	63,49	64,10
H ₂ O [±]	0,06	0,15	0,40	0,09	0,09	0,03	0,71	0,23
П.п.п.	0,42	0,58	—	—	—	0,40	—	—
Сумма	100,1	99,51	100,09	100,25	100,25	99,69	100,33	100,75
<i>An</i> (мол%)	11	12	12,1	12,6	12,6	13	16,8	17,2
<i>Ab</i>	81	84	84,6	83,6	83,6	79	81,9	82,5
<i>Or</i>	8	4	3,3	3,8	3,8	8	1,3	0,3
Уд.в.	—	—	2,639	2,637	2,637	—	—	2,646
<i>n_g</i>	—	—	—	1,544	1,544	—	1,545	1,5437
<i>n_m</i>	—	—	1,540	1,538	1,538	—	1,543	1,5393
<i>n_p</i>	—	—	—	1,534	1,534	—	1,538	1,5351
2 <i>V</i>	—	80–85	+82	—	—	—	–87	+89

1 — из пегматита балки Крутой, Приазовье [18]; 2 — из аплитов балки Глодовой, Приазовье, в сумму анализа входят SO₄ — 0,13, P₂O₅ — 0,02 [18, 20]; 3 — из пегматита Оленчик, Карелия [21]; 4 — высокий олигоклаз из риолитового порфира, Рабб-Каньон, округ Грант, Нью-Мексико, анал. Скун (Deer et al., 1963); 5 — из Монтигл, пров. Онтарио, Канада, анал. Мин [22]; 6 — из пегматита м-ния Зеленая Могила, с. Елисеевка, Приазовье [18]; 7 — из пегматита, Южн. Каролина, анал. фон Кнорринг [12]; 8 — из пегматита Киоо-Хилл, к северу от ст. Султан-Хамуд, округ Махакос, Кения, анал. Хей [19].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	6,79	8,90	9,06	8,55	8,33	7,97	8,81	7,59
K ₂ O	0,61	0,65	0,74	0,58	0,66	0,88	0,17	0,59
MgO	0,15	Сл.	–	0,05	0,03	0,18	0,40	0,03
CaO	2,79	4,09	4,53	4,32	4,38	4,87	5,09	5,81
FeO	0,51	–	–	0,00	0,04	–	–	0,04
Fe ₂ O ₃	0,07	0,09	0,07	0,52	0,03	0,11	0,43	0,06
Al ₂ O ₃	24,6	22,89	22,91	23,76	23,31	23,77	23,99	24,44
SiO ₂	65,14	63,35	62,81	61,60	62,54	61,78	61,70	60,85
H ₂ O [±]	–	0,06	0,31	0,76	0,60	0,70	–	0,68
Сумма	100,66	100,04	100,36	100,17	99,92	100,12	100,59	100,10
An (мол.%)	17,7	19,5	20,8	21,1	21,6	23,9	25,9	28,7
Ab	78,0	76,8	75,2	75,5	74,5	70,9	73,2	67,8
Or	4,25	3,7	4,0	3,4	3,9	5,2	0,9	3,5
Уд.в.	–	2,655	2,648	–	–	–	–	–
n _g	–	1,5474	1,550	1,546	1,547	1,549	1,5481	1,550
n _m	–	1,5435	1,546	1,543	1,544	1,545	1,5447	1,548
n _p	–	1,5386	1,543	1,539	1,539	1,542	1,5403	1,543
2V	–	+84 до +87,5	–88	–85	–84	–86	+82°25'	–87

9 – р. Чокрак, Зап. Приазовье [18]; 10 – из Хоук-Майн, Бакерсвилл, Сев. Каролина, анал. Стивенс [23]; 11 – из пегматита о-ва Хето, Карелия [21]; 12 – из пегматита, Хоук-Майн, Сев. Каролина, анал. Гонье, в сумму анализа входит BaO – 0,03 [12]; 13 – из пегматита, слюдяная шахта Хоук-Майн, Бакерсвилл, Сев. Каролина, анал. Чадбурн [12]; 14 – из пегматита Самойловича, Карелия [21]; 15 – Хоук-Майн, Бакерсвилл, Сев. Каролина, анал. Цубой [24]; 16 – из пегматита Литтл-Рок-Крик, округ Митчел, Сев. Каролина, анал. Чадбурн [12].

Олигоклазы нередко содержат высокие концентрации калия.
Калиевые альбит-олигоклазы и калиевые олигоклазы (10 < Or < 5):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	8,96	8,70	7,91	7,99	7,38	7,68	7,05	7,06
K ₂ O	1,09	1,50	1,36	1,67	1,49	1,66	1,32	1,08
MgO	0,05	0,03	–	0,02	0,23	0,04	–	0,24
CaO	3,06	3,45	4,26	4,41	4,68	5,02	5,44	5,63
SrO	–	0,07	–	0,19	–	0,14	–	–
BaO	–	0,03	–	0,08	0,06	0,20	–	–
FeO	–	0,13	–	0,07	0,32	0,12	–	–
Fe ₂ O ₃	0,14	0,03	0,19	0,16	0,24	0,29	0,19	0,17
Al ₂ O ₃	22,18	21,95	22,65	22,80	23,55	23,10	24,24	24,68
SiO ₂	64,02	63,60	65,27	62,70	60,87	62,30	61,52	61,12
H ₂ O [±]	0,40	–	0,24	–	0,94	–	0,56	0,33
Сумма	99,95	99,49	99,99	100,09	99,82	100,55	100,32	100,07
Or (мол.%)	6,3	8,6	8,0	9,6	8,9	9,8	8,0	6,5
An	14,9	16,4	21,1	21,2	23,7	23,9	27,5	28,6
Ab	78,8	75,0	70,9	69,3	67,3	66,3	64,5	64,9

	1	2	3	4	5	6	7	8
Уд.в.	2,640	>2,610	2,650	2,600–2,630	–	2,630–2,645	2,655	2,652
n_g	1,545	–	1,548	–	1,5487	–	1,550	1,550
n_m	1,542	–	1,544	–	1,5452	–	1,546	1,546
n_p	1,538	–	1,541	–	1,5411	–	1,543	1,543
$2V$	+88	–	–87	–	–87	–	–83	–85

1 – из пегматита Черная Салма, Сев. Карелия [21]; 2 – вкрапленник калиевого олигоклаза в щелочном риолите, гора Каstellоне, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения Rb – 28, Sr – 558, Ba – 285 ppm [25]; 3 – из пегматита Оленчик, Сев. Карелия [21]; 4 – вкрапленник калиевого олигоклаза в щелочном трахите, гора Лоццо, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения: Rb – 30, Sr – 1625, Ba – 680 ppm [25]; 5 – из пегматита в гиперстен-кварцевых диоритах, Волчья Тундра, Кольский п-ов, анал. Егоров, в сумму анализа входят TiO_2 – 0,05, MnO – 0,01 [26]; 6 – вкрапленник калиевого олигоклаза в щелочном кварцевом трахите, карьер Роккапендиче, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения Rb – 16, Sr – 1150, Ba – 1755 ppm [25]; 7 – из пегматита Кривое Озеро, Сев. Карелия [21]; 8 – из пегматита Холм, Сев. Карелия [21].

На примере олигоклаза из грубозернистого гранита комплекса Химскерк, о-в Тасмания, исследовано перераспределения Rb и Sr в процессе постмагматического изменения пород. Показано, что в измененных гранитах плаггиоклаз обогащен ^{87}Rb в 8,8 раз, ^{86}Sr в 1,7 раза и радиогенным изотопом ^{87}Sr в 15,8 раз относительно рассчитанного на сегодняшний день значения для составов полевых шпатов, тогда как К-п.ш. обеднен этими изотопами на 14, 34 и 19%. Таким образом, при постмагматическом изменении гранитов Rb и Sr выносятся из К-п.ш. (особенно ^{86}Sr) и мигрируют (особенно ^{87}Sr и ^{87}Rb) в плаггиоклаз [27].

Диагност. $\Delta 2\theta_{CuK\alpha}$ ($131-1\bar{3}1$) в альбит-олигоклазах и олигоклазах Al_{5-30} (с отношением Si/Al = 2,8–2,0) меняется от 1,20–1,95 до 1,70–1,95° в зависимости от изменения химического состава и степени Si/Al-упорядоченности. Данное поле разбито на 10 интервалов “индекса упорядоченности” (ИУ), который может быть определен графически или по уравнению: $(\Delta 131_{неупоряд} - \Delta 131_{измер}) / (\Delta 131_{неупоряд} - \Delta 131_{упоряд})$ [28]. Этими же авторами введен также “индекс структурной упорядоченности” (ИСУ) делением интервала между низким и высоким альбитом также на 10 частей. Для упорядоченных (низких) олигоклазов:

$$\Delta 2\theta_{CuK\alpha} (131-1\bar{3}1) = 4,54 - 1,774(Si/Al) + 0,2099(Si/Al)^2.$$

Для неупорядоченных (высоких) олигоклазов:

$$\Delta 2\theta_{CuK\alpha} (131-1\bar{3}1) = 2,8948 - 0,8049(Si/Al) + 0,1658(Si/Al)^2 [28].$$

Повед. при нагрев. Низкий олигоклаз состава $Ab_{82,4}An_{13,5}Or_{4,1}$ отжигался при 800–1000° и 5–15 кбар в присутствии воды в течение 25–100 ч таким образом, чтобы образовался градиент температур между отожденным и неотожденным участками кристалла. При 840±20° была установлена инверсия, выше которой олигоклаз приобрел высокотемпературную оптику, однако параметры ячейки остались характерными для низкого структурного состояния [29].

Наход. Породообразующий минерал кислых магматических (вулканических и интрузивных) и метаморфических пород, а также развитых в них пегматитов. Высокий и промежуточный олигоклазы характерны для риоли-

тов и трахитов, низкий – для гранитоидов и сиенитов, а также метаморфических пород.

Высокотемпературный олигоклаз An_{10-13} установлен в порфиритах балки Вали-Тарама в Приазовье ($\Delta 2\theta_{Cu}(131-1\bar{3}1) = 1,7-1,9^\circ$; $t_{10} = 0,4$, $t_{1m} = 0,125$, $t_2 = 0,46$). Альбит-олигоклаз An_6 и олигоклаз An_{15} промежуточной степени упорядоченности ($\Delta 2\theta_{Cu}(131-1\bar{3}1) = 1,4-1,5^\circ$; $t_{10} = 0,68$, $t_{1m} = 0,13$, $t_2 = 0,19$) найдены в пегматитах среди метаморфических пород Марнупольского железорудного м-ния. Низкие олигоклазы совместно с микроклипертитом распространены в гранитах салтычанского типа (An_{15-22}), в сиенитах Южно-Кальчикского и Южно-Кальмиуского массивов (An_{10-20}), в плагио-олигоклазовых мигматитах Зап. Приазовья (An_{14-18}) и в пегматитах. Альбит-олигоклазы установлены в сиенитах (An_{6-9}), в азиатских гранитах, в пегматитах – иногда с хорошей голубой иризацией (Зеленая Могила) [18].

Олигоклазы в метаморфических породах и глубинных гранитоидах не всегда имеют максимальную упорядоченность; в пределах отдельных регионов плагио-олигоклазы гранитоидов и гнейсов гранулитовой фации характеризуются более основным составом и более низкой упорядоченностью, чем плагио-олигоклазы в породах амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма и тем более низкотемпературных метасоматитов [30]. Так, для гранулитовой фации: в гнейсах иенгрской серии (750–850°, 5–6 кбар, фациальная серия *And-Sill*) характерен олигоклаз $An_{27,6}$ с ИУ = 63,2 и ИСУ = 49,6, для мигматитов каларского комплекса Витимо-Олекминского нагорья (750–800°, 8 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{23,3}$ с ИУ = 65,7 и ИСУ = 50,1, для мигматитов ваханской серии Юго-Зап. Памира (750–850°, 8,5–9,5 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{27,0}$ с ИУ = 66,3 и ИСУ = 52,0, для мигматитов беломорской серии Балтийского щита (750–850°, 9 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{33,1}$ с ИУ = 78,0 и ИСУ = 58,1. Для высокотемпературной амфиболитовой фации: для диафоритов Алданского щита (670–750°, 4,5 кбар, *And-Sill*) – $An_{27,7}$ с ИУ = 74,3 и ИСУ = 57,3, для гранито-гнейсов яблонового комплекса (гранитизация 1 этапа) Витимо-Олекминского нагорья (650–700°, 6,5 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{15,8}$ с ИУ = 83,8 и ИСУ = 63,3, для гранодиорито-гнейсов и гранодиоритов того же комплекса (гранитизация 2 этапа) там же (600–700°, 6,5 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{18,8}$ с ИУ = 73,3 и ИСУ = 56,1, для гранито-гнейсов катугинского комплекса, там же (650–700°, 4–5 кбар, *And-Sill*) – $An_{21,8}$ с ИУ = 89,6 и ИСУ = 65,2, для гранитовых жил в породах ваханской серии Юго-Зап. Памира (650–700°, 6–8 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{23,0}$, $An_{26,0}$ и $An_{27,8}$ с ИУ = 83,2, 82,6, 72,4 и ИСУ = 59,6, 59,0 и 55,0 соответственно, для гранито-гнейсов музкольского метаморфического комплекса Центр. Памира (700–750°, 7–7,5 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{18,3}$ с ИУ = 87,7 и ИСУ = 66,2, для плагио-гранито-гнейсов джаланского типа, там же (580–640°, 6,5–7,5 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{19,0}$ с ИУ = 94,9 и ИСУ = 69,7. Для низкотемпературной амфиболитовой фации: для кварц-альбит-олигоклазовых метасоматитов язгулемской серии Центр. Памира (500–550°, 5–6 кбар, *Ky-Sill*) – $An_{10,2}$ с ИУ = 112,5 и ИСУ = 83,3, для щелочных метасоматитов в катугинском комплексе Витимо-Олекминского нагорья (500–600°, 4–5 кбар, *And-Sill*) – $An_{9,0}$ с ИУ = 122,6 и ИСУ = 94,8 [30]. Установлено, что главным фактором, определяющим степень упорядоченности олигоклазов, являлась температура среды, в которой формировались гранитоиды; давление и щелочность среды не оказывали существенного влияния на упорядоченность.

В эльджуртинских порфировидных гранитах Сев. Кавказа распространен “блочный” плагио-олигоклаз нескольких генераций, состав которого меняется

от лабрадора до альбита. Олигоклаз в блоках III генерации слагает ядро An_{30-21} и периферические каемки An_{22-4} , а также основную массу гранита вместе с кварцем и К-п.ш. Блочный плагиоклаз замещается К-п.ш. начиная с центральных, более основных ядер, по-видимому, еще в магматическую стадию. Происхождение блоков плагиоклаза объясняется ликвацией – раскристаллизацией капель обогащенного натрием и летучими компонентами расплава [31].

Замещение олигоклаза К-п.ш. наблюдалось в кварц-полевошпатовых гнейсах Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс. Первичный незональный олигоклаз An_{24} во внешних частях зерен имел узкую каемку альбита An_{5-0} , а затем (на границе с К-п.ш.) периферическую каемку мирмекита более основного состава An_{15-17} . Предполагается, что источником вещества для образования каемок были Na и Si, высвобождавшиеся из К,Na-п.ш. при фазовом распаде. Этим объясняется возникновение “обратной” зональности в плагио-оклазе гранитоидов [32].

Олигоклазы с высоким содержанием калия ($10 > Or > 5\%$) известны из ряда районов.

Вкрапленники К-олигоклаза $Or_{6,3-9,8}An_{21,2-26,9}Ab_{69,3-65,6}$ (хим. ан. 4, 5), переходящего по составу в К-андезин, совместно с вкрапленниками тройного К-олигоклаза, тройного Са-анортоклаза, Na-санидина и реже К,Na-санидина установлены в латитовых и щелочных трахитах, а также в кварцевых щелочных трахитах Евгениан-Хиллс, Сев. Италия (Венецианская палеоцено-олигоценая вулканическая провинция). Вкрапленники К-олигоклаза $Or_{7,0-9,4}An_{22,9-26,8}Ab_{67,7-66,0}$, переходящие по составу в К-андезин, вместе с вкрапленниками тройного К-олигоклаза и К,Na-санидина (нет анортоклаза и Na-санидина) установлены в трахитах этого комплекса, а вкрапленники более кислого К-олигоклаза $Or_{6,7-9,4}An_{16,4-26,7}Ab_{75,0-66,6}$ (хим. ан. 1) вместе с вкрапленниками К,Na-санидина (редко с тройным К-олигоклазом) наблюдались в щелочных риолитах [25].

Измен. Травление олигоклаза An_{19} из Бакерсвилла, шт. Сев. Каролина, США, показало, что плотность ямок травления на плоскости (001) в нем ниже и сильнее варьирует ($0-10^6$ на $см^2$), чем в андезине An_{45} из Сонгдал, Норвегия; обычны дислокации на (010) и рой ямок вдоль трещинок спайности по (010) на пл. (001). Это указывает на большую стойкость олигоклаза к изменению относительно андезина [33].

Разнов. *Авантюриновый шпат, авантюрин* – aventurine (солнечный камень – sunstone). Назван из-за красновато-оранжевого или малинового (“солнечного”) внутреннего сияния на желтовато-молочном фоне, обусловленного отражением света от мелких ориентированных чешуек гематита или гётита. Полудрагоценный камень. Используется для разнообразных ювелирных поделок; из крупных кусков изготавливают вазы, кубки, различные фигурки.

Месторождения солнечного камня редки.

Наиболее известны в мире месторождения Южн. Норвегии, сконцентрированные в южной части Скандинавского щита (районы Бамбле, Бьёрдаммен, Хавредал, Тведестран, Хитерё и Едегарден). Гранитные микроклин-плагиооклазовые пегматитовые жилы и дайки с авантюриновым олигоклазом установлены здесь в области развития докембрийской формации Консберг-Бамбле, представленной чередованием слюдяных роговообманковых сланцев, кварцитов, кордиеритовых, силлиманитовых и гранатовых гнейсов, гранитами и диоритовыми гнейсами, амфиболитами, скаполит-роговооб-

манковыми и кордиерит-антофиллитовыми породами. Они состоят из кварца и приблизительно равного количества микроклина и олигоклаза. Олигоклазовый солнечный камень ассоциирует с бетафитом, фергусонитом, итрититанитом, дравитом, развит главным образом в краевой плагиоклазовой зоне на контакте с кордиерит-жедритовыми и кордиерит-антофиллитовыми породами и антофиллит-кордиерит-флогопитовыми сланцами с дравитом и скаполитом [34]. Отрабатываются керамический полевой шпат (микроклин), редкоземельные (иттриевые) минералы и солнечный камень (олигоклаз) [35]. О прекрасном солнечном камне из Тведестранда, Южн. Норвегия, писал Ферсман [36, 37]. Авантюриновые альбит-олигоклазы из Тведестранда и Бьёрдама (Южн. Норвегия) обладают красным или зеленовато-золотистым свечением, обусловленным отражением света от крупных гексагональных или удлинённых табличек гематита (до 3 мм), ориентированных по (112), (11 $\bar{2}$), (150) и (1 $\bar{5}$ 0) [34, 38–43].

Аналогичная пегматитовая жила на контакте мраморов с пироксен-амфиболовыми гнейсами установлена на Слюдянском флогопитовом м-нии; авантюриновый олигоклаз наблюдался в краевых частях пегматита и апофизах [35, 44].

В России установлен также на Урале и в Прибайкалье [45].

О гипотезах образования солнечных камней см. раздел “Солнечный камень” в К-п.ш. Согласно [39], Fe может “сбрасываться” при переходе полевого шпата из высокотемпературного в низкотемпературное структурное состояние. Так, в норвежских зональных олигоклазах с красным ядром и белой периферической каймой авантюризация наблюдается только в ядрах. Согласно [34], Fe проникает в полевой шпат, так как большинство норвежских авантюриновых олигоклазов залегают в амфиболитах, для которых доказано воздействие Mg-метасоматизма (то же предполагается и для Fe). Однако пл. (112) и (150) не характерны для трещин раскалывания полевых шпатов, и по этим направлениям возможны эпитаكتические взаимоотношения между полевым шпатом и гематитом. В работе [46] отмечалась слабая катодолюминесценция вокруг каждого из включений гематита в олигоклазе из Бьёрдама в зоне до 0,1 мм. Бун [47] отмечал, что альбит-олигоклазы с мыса Гаспе с включениями гематита распространены преимущественно в породах с хлоритизированными темноцветными минералами, и полагает, что авантюриновые олигоклазы (“красный альбит”) образуются в результате вторичного изменения плагиоклаза по схеме олигоклаз-андезин + биотит → “красный альбит” + хлоритизированный биотит.

Межплоскостные расстояния олигоклаза
из округа Митчел, шт. Сев. Каролина, США [4, 48]
CuK α_1 -излучение. Диффрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2 θ
$\bar{1}10$	6	6,412	13,82	$\bar{2}60$	6	1,862	48,91
$\bar{1}11$	4	5,856	15,13	$\bar{2}24$	4	1,741	52,58
$0\bar{2}1$	3	4,675	18,98	$\bar{2}42$	5	1,739	52,58
$\bar{2}01$	93	4,042	21,99	$\bar{4}42$	8	1,724	53,14
$\bar{1}11$	17	3,879	22,93	062	3	1,723	53,14
111	31	3,763	23,64	$\bar{4}41$	3	1,705	53,78
$\bar{1}30$	41	3,725	23,89	$\bar{4}41$	2	1,702	53,86

hkl	I	d (Å)	2θ	hkl	I	d (Å)	2θ
130	29	3,657	24,34	$\bar{4}42$	4	1,695	54,09
$\bar{1}31$	12	3,640	24,34	$\bar{2}24$	4	1,685	54,44
$\bar{1}\bar{1}2$	13	3,483	25,58	242	3	1,658	55,40
$\bar{2}21$	5	3,449	25,83	$\bar{3}53$	5	1,606	57,38
$\bar{1}\bar{1}2$	22	3,371	26,44	$\bar{5}11$	2	1,578	58,56
$\bar{2}02$	87	3,211	27,82	$\bar{4}24$	3	1,575	58,56
$\bar{2}20$	46	3,206	27,82	024	3	1,569	58,84
040	67	3,206	27,82	351	3	1,549	59,71
002	100	3,184	28,03	$\bar{4}24$	2	1,540	60,10
220	40	3,149	28,34	$\bar{2}81$	5	1,500	61,86
$\bar{1}31$	23	3,001	29,77	$\bar{5}33$	5	1,492	62,24
041	23	2,942	30,38	$\bar{2}80$	6	1,480	62,81
022	16	2,929	30,52	$\bar{4}61$	6	1,466	63,44
$\bar{2}22$	14	2,928	30,52	$\bar{5}33$	3	1,466	63,44
131	20	2,847	31,42	063	5	1,459	63,88
$\bar{1}32$	5	2,823	31,70	280	5	1,457	63,88
$\bar{1}32$	13	2,651	33,80	$\bar{4}62$	5	1,455	63,88
$\bar{2}41$	26	2,535	35,42	243	3	1,435	64,99
$\bar{3}\bar{1}2$	5	2,529	35,42	$\bar{5}14$	4	1,429	65,32
$\bar{2}21$	3	2,524	35,42	262	4	1,423	65,66
$\bar{1}\bar{1}2$	3	2,516	35,42	114	2	1,410	66,26
$\bar{2}41$	17	2,489	36,08	190	3	1,393	67,20
221	3	2,447	36,74	$\bar{5}34$	5	1,384	67,70
$\bar{2}40$	3	2,436	36,90	$\bar{1}34$	5	1,382	67,80
$\bar{1}51$	4	2,422	37,12	243	3	1,371	68,52
$\bar{3}10$	3	2,405	37,39	$\bar{4}05$	5	1,369	68,52
310	3	2,386	37,70	$\bar{6}02$	8	1,358	69,16
240	6	2,386	37,70	$\bar{4}25$	4	1,354	69,48
$\bar{3}\bar{3}1$	8	2,298	39,21	$\bar{1}92$	6	1,352	69,48
$\bar{3}31$	6	2,288	39,38	402	7	1,348	69,78
$\bar{1}\bar{1}3$	3	2,271	39,68	$\bar{1}15$	4	1,344	69,78
$\bar{1}51$	3	2,213	40,76	$\bar{5}53$	3	1,327	71,04
$\bar{2}23$	3	2,160	41,82	$\bar{1}35$	4	1,323	71,30
060	10	2,137	42,29	$\bar{2}82$	4	1,285	73,76
151	7	2,109	42,88	$\bar{4}82$	5	1,267	74,92
$\bar{2}41$	12	2,109	42,88	$\bar{6}43$	3	1,251	76,14
$\bar{3}13$	4	2,095	43,16	$\bar{6}42$	3	1,248	76,26
$\bar{4}02$	3	2,021	44,86	$\bar{4}82$	4	1,245	76,55
$\bar{4}01$	3	2,011	45,08	282	4	1,220	78,42
061	4	1,987	45,66	600	3	1,219	78,42
$\bar{2}22$	3	1,939	46,86	$\bar{3}55$	3	1,209	79,18
$\bar{4}22$	13	1,917	47,41	$\bar{3}16$	3	1,173	82,17
222	8	1,882	48,37	$\bar{6}40$	3	1,148	84,44

Литература

1. Breithaupt A. // Ann. Phys. Chem. 1826. Vol. 8. P. 238.
2. Кроль Х. // Тез. докл. XI съезда Междунар. минерал. ассоц. Новосибирск, 1978. Т. 3. С. 42-43. Пер.: Kroll H. // Intern. Mineral. Assoc. Meeting. Novosibirsk. 1978. Vol. 3. P. 76-77.
3. Corlet M., Eberhard E. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47. S. 317-332.

4. Colville A.A., Ribbe P.H. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1966. N 101. P. 41.
5. Phillips M.W., Colville A.A., Ribbe P.H. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 133, H. 1. S. 43–65.
6. Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
7. Korekawa M., Philipp D. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, H. 1/2. S. 145–147.
8. Бушев А.Н., Жукова В.А., Гафт М.Л. // Лаб. и технол. исслед. и обогащение минерал. сырья: Экспресс-информ. М.: ВИЭМС, 1987. № 4. С. 1–5.
9. Рокачук Т.А., Шербаков И.Б., Стешин В.А. // Минерал. журн. 1989. № 6. С. 60–67.
10. Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 87–91.
11. Морошкин В.В., Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Кривошецов Н.Н. // Зап. ВМО. 2001. Вып. 3. С. 87–94.
12. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 293–318.
13. Huang Wen H., Kiang Wen C. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 1016–1022.
14. Hofmeister A.M., Rossman G.R. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 95–98.
15. Руденко С.А., Вохменцов А.Я. // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, N 2. С. 422–424.
16. Guppy E.M. // Mem. Geol. Serv. Gr. Brit. 1931 (по Диру и др., 1966).
17. Chudoba K., Engels A. // Zentralbl. Miner. Abt. A. 1937. S. 129–149.
18. Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 432 с.
19. Gate P.M. // Miner. Mag. 1949. Vol. 28. P. 682–687.
20. Гранитоидные породы Приазовья. Киев: Наук. думка, 1964. 144 с.
21. Солодовникова Л.Л. // Тр. ЛИГЕМ АН СССР. 1935. Вып. 5. С. 3–85.
22. Meen V.B. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1933. N 35. P. 37.
23. Selected petrogenic relationships of plagioclase / Ed. R.C. Emmons. Baltimore: Waverly press, 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
24. Tsuboi S. // Miner. Mag. 1923. Vol. 20. P. 93–107.
25. De Pieri R., De Vecchi G., Gregnanin A., Piccirillo E.M. // Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova. 1977. Vol. 32. P. 1–23.
26. Воробьева О.А. // Тр. Петрограф. ин-та АН СССР. 1934. № 6. С. 45–51.
27. Brooks C. // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 73, N 14. P. 4751–4757.
28. Каменцев И.Е., Бломштейн Э.И. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 94–101.
29. Wenk H.-R. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 95–100.
30. Нгуы Т.Н., Седова И.С., Каменцев И.Е. // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108, вып. 3. С. 294–306.
31. Венцловайте Е.И. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 3. С. 42–45.
32. Phillips E.R., Stone I.J. // Miner. Mag. 1974. Vol. 39. P. 654–657.
33. Lundstrom I. // Ark. Miner. Geol. 1970. Bd. 5, N 7. S. 63–91.
34. Divljan S. // Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1960. Pt 17.
35. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 18. Ирризирующие полевые шпаты. М.: Мингео СССР, 1978. 73 с.
36. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни России. Пг.: КЕПС РАН, 1920. Т. 1. 420 с. (см. с. 153–162); Т. 2: Месторождения. Л.: КЕПС РАН, 1925. 386 с.
37. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с. (Избр. тр.; Т. 6).
38. Andersen O. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1915. Vol. 40. P. 351–398.
39. Neumann H., Christie O.H.J. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. P. 389–392.
40. Kraeft U., Saalfeld M. // Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47. S. 247–256.
41. Copley P.A., Gay P. // Norsk. geol. tidsskr. 1978. Bd. 58. S. 93–95.
42. Copley P.A., Gay P. // Ibid. 1979. Bd. 59. S. 229–237.
43. Copley P.A., Gay P. // Miner. Mag. 1982. Vol. 45. P. 107–110.
44. Калинин П.В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 10.
45. Smith J.V., Stenstrom R.D. // J. Geol. 1965. Vol. 73. P. 627–635.
46. Самонов Я.П., Туринге А.П. Самоцветы СССР. М.: Недра, 1984. 335 с.
47. Voone G.M. // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 633–668.
48. Borg I.Y., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.

Андезины Andesines



Название по первой находке в Андах (Абих – Abich, 1841).

Разнов. *Сахарит* (Глоккер) – плотный сахаровидный агрегат белого цвета из Франкенштейна, Силезия.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы. Порфиновые вкрапленники и основная масса пород.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$. $a_0 = 8,15$, $b_0 = 12,83$, $c_0 = 7,1$ или $14,21$ Å; $\alpha = 93,6$, $\beta = 116,2$, $\gamma = 89,7^\circ$; $V = 665,5$ или $1330,2$ Å³; $Z = 4$ или 8 (в зависимости от объема ячейки).

Усредненная (по рефлексам “а”-типа) кристаллическая структура уточнена для андезинов: An_{38} из Верзаска-Волли, Швейцария [1], и вулканогенного андезина An_{48} из Хогарт-Рэндж, Австралия (Smith, Brown, 1988), отожженного при 1623 К андезина An_{47} ($Ab_{49}An_{47}Or_4$) из Ессекс-Каунти, шт. Нью-Йорк, США (Smith, 1974), и синтезированного при 1123 К и 5 кбар давления паров воды андезина состава An_{41} (Ribbe, 1975).

Межатомные расстояния (Å) и Si/Al-распределение в Т-позициях:

	T ₁ 0–O	T ₁ m–O	T ₂ 0–O	T ₂ m–O	t ₁ 0	t ₁ m	t ₂ 0	t ₂ m
1	1,688	1,644	1,642	1,653	0,55	0,26	0,24	0,32
2	1,671	1,649	1,650	1,651	0,43	0,29	0,30	0,30
3	1,676	1,653	1,656	1,656	0,49	0,33	0,33	0,33
4	1,679	1,656	1,653	1,654	0,52	0,36	0,34	0,34

1 – андезин An_{38} из Верзаска-Волли, Швейцария [1]; 2 – андезин An_{41} , синтезированный при 1123 К и давлении 5 кбар H₂O (данные Такеда и др.) (Ribbe, 1975); 3 – андезин An_{47} из Ессекс-Каунти, шт. Нью-Йорк, США, отожженный в течение 3 сут при 1623 К (данные Холла и др.) (Smith, 1974); 4 – вулканогенный андезин An_{48} из Хогарт-Рэндж, Австралия (данные Фиц-Жеральда и др.) (Smith, Brown, 1988), Al-распределение по данным нейтронографии.

Пинакоидальный вид симметрии. Кристаллы изометричные. Обычны альбитовые (полинтетические), периклиновые и карлсбадские двойники.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) хорошая, под углом 93–94°, по (110) несовершенная. Излом неровный, сфероидальный. Хрупок. Сп. 6–6½. Уд. в. 2,66–2,68. Цв. бесцветный, белый, серый, желтоватый, розовый, зеленоватый, коричневатый. Прозрачен или полупрозрачен, просвечивает по краю. Черта бесцветная. Бл. стеклянный.

Микр. В прох. св. бесцветный. Двуосный (+), реже (–). Пл. опт. осей – см. фиг. 86. Оптическая ориентировка низких андезинов, An_{30-50} , относительно взаимно перпендикулярных осей триады: $\angle Ng \perp (010) = 12-26^\circ$, $\angle Nm[001] = 15-57^\circ$, $\angle Np \perp [001] \parallel (010) = 10,5-51^\circ$ (для сравнения: в высоких андезинах 6–34°, 21–56 и 20–44° соответственно) (Марфунин, 1962). Для высокотемпературных андезинов: $\angle Np \perp [001]$ в пл. (010) = 27–44°, $\angle Nm[001] = 33,5-56^\circ$, $\angle Ng \perp (010) = 23,5-34^\circ$ (Марфунин, 1962). $n_g = 1,551-1,561$, $n_m = 1,547-1,556$, $n_p = 1,544-1,553$; 2V от –78 до +79° [2–5]; по (Dana, 1997) от –88 до +77°. Для низкотемпературных андезинов: $\angle Np \perp [001]$ в пл. (010) = 29,5–51°, $\angle Nm[001] = 32-57^\circ$, $\angle Ng \perp (010) = 14-26^\circ$ (Марфунин, 1962). $n_g = 1,551-1,561$, $n_m = 1,547-1,557$, $n_p = 1,544-1,554$; 2V от –88 до +77° [3–5]; по (Dana, 1997) от –77 до +79°. Угол наклона ромбического сечения по отношению к трещинкам спайности по (001) на пл. (010) от +7 до 0°, по другим данным –

от +3 до -2° (см. фиг. 28). Различия обусловлены изменением структурного состояния плагиоклазов.

Хим. Теор. состав Al_{30-50} : Na_2O – 8,12–5,73; CaO – 6,30–10,38; Al_2O_3 – 24,82–28,30; SiO_2 – 60,76–55,59. Молек. вес 267,0–270,23.

Анализы (в порядке увеличения содержания *Al*-составляющей):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	8,12	7,75	7,17	6,89	6,39	6,01	5,60	5,48
K_2O	0,12	0,28	0,25	0,32	0,55	0,50	0,64	0,62
MgO	Сл.	0,11	0,05	0,05	Сл.	0,01	0,02	0,06
CaO	6,31	6,38	7,01	7,44	8,45	8,62	9,55	9,70
SrO	–	–	0,15	0,08	–	0,22	–	0,15
BaO	0,01	–	0,033	0,025	–	0,06	–	0,022
FeO	–	–	0,07	0,05	Не опр.	0,14	Не опр.	0,15
Fe_2O_3	0,07	0,14	0,06	0,05	0,92	0,26	0,71	0,08
Al_2O_3	24,88	24,44	25,43	25,86	25,84	26,60	26,42	27,66
SiO_2	60,38	60,71	59,78	59,13	57,59	57,90	57,05	56,10
H_2O^{\pm}	0,09	0,23	0,08	0,10	0,37	–	0,26	0,11
Сумма	99,98	100,04	100,08	99,99	100,11	100,32	100,25	100,13
<i>Al</i> (мол.%)	29,9	32,0	34,6	36,7	40,9	42,7	46,8	47,6
<i>Ab</i>	69,4	66,3	64,0	61,4	55,9	54,2	49,5	48,7
<i>Or</i>	0,7	1,7	1,4	1,9	3,2	3,1	3,7	3,7
Уд.в.	2,663	2,652	2,663– 2,668	2,662– 2,666	2,681	>2,645	–	2,679– 2,684
n_g	1,5494– 1,5493	1,552	1,5515– 1,5537	1,5526– 1,5543	1,559	–	1,564	1,5576– 1,5592
n_m	1,5463– 1,5462	1,548	1,5478– 1,5497	1,5492– 1,5510	1,555	–	1,558	1,5547– 1,5566
n_p	1,5421– 1,5420	1,545	1,5441– 1,5460	1,5459– 1,5473	1,551	–	1,553	1,5510– 1,5529
2V	–	–87	От –84 до +86	От –85 до +84	–	–	–	От +72 до +88

1 – из тальк-антофиллит-вермикулит-плагиоклазовой жилы в дунитах, Корундум-Хилл, шт. Сев. Каролина, США, анал. Стивенс [5]; 2 – из пегматита о-ва Хето, Сев. Карелия [6]; 3 – из разгнейсованного гранодиорита, Спаниш-Пик, шт. Калифорния, США, анал. Пек [5]; 4 – из гранодиорита, Крестмор, шт. Калифорния, США, анал. Пек [5]; 5 – из железистого диабазы, Бивер-Бэй, шт. Миннесота, США, анал. Мюир [7]; 6 – из трахитов, гора Россо, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения (ppm): Rb – 21, Sr – 1850, Ba – 510 [8]; 7 – из кварцевого долерита, Нью-Амалфи, Капская провинция, Южн. Африка, анал. Мюир [7]; 8 – из анортозита, округ Эссекс, шт. Нью-Йорк, США, анал. Пек [5].

Рассмотренные андезины в основном являются низкими, но структурное состояние точно не определялось. Ниже приведены анализы с уточненной степенью упорядоченности.

Высокие (высокотемпературные) андезины (в порядке возрастания индекса упорядоченности (ИУ)):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	7,28	6,50	7,04	7,28	7,42	7,52	7,20	7,76
K_2O	0,50	0,69	0,60	0,68	0,70	0,70	0,90	0,96
MgO	Не опр.	–	Не опр.	Не опр.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	7,23	8,13	7,00	7,00	7,75	7,97	7,46	7,01
BaO	—	He опр	—	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	—	—	—	—	0,10	0,07	0,07	0,07
Fe ₂ O ₃	0,24	0,33	0,42	0,34	0,44	0,52	0,60	0,44
Al ₂ O ₃	25,63	25,37	25,27	25,27	25,30	25,13	24,85	24,90
SiO ₂	58,48	58,36	59,94	58,56	58,26	58,00	58,56	58,80
H ₂ O [±]	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,40	0,45	0,58	0,26
П.п.п.	0,28	0,23	0,34	0,60	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	99,64	99,61	100,21	99,73	100,37	100,36	100,20	100,22
Or (мол.%)	—	—	—	—	—	—	—	—
An	35	40	35	34	36	36	36	33
Ab	65	60	65	66	64	64	64	67
ИУ*	0	9	10	12	15	20	29	30

* Методом ИК-спектроскопии.

1 — из липарито-дацитово́й экструзии. Б. Непискало, Кельское нагорье, Кавказ [9]; 2 — из лавы оливинсодержащего андезита, Зангезурский хр., Мал. Кавказ [9]; 3 — из дацитово́й лавы, Казбек, ледник Мна [9]; 4 — из андезитово́й лавы, Казбек, Девдоракский ледник [9]; 5, 6 — из лавового потока амфиболового андезита, Зангезурский хр., Мал. Кавказ [9]; 7, 8 — из лавы амфиболовых андезито-дацитов, там же [9] (1–8 — анал. К.К. и М.П. Филатовы, Константи́ниды и Аксельрод).

Андезины промежуточной степени упорядоченности:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	7,72	6,60	7,28	7,10	7,28	7,60	6,96	7,15
K ₂ O	0,59	1,02	0,94	0,66	0,94	0,92	0,84	0,67
MgO	0,10	—	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	Сл.
CaO	6,42	7,87	7,28	7,20	6,67	6,25	6,55	6,48
BaO	—	He опр.	—	0,12	—	0,07	—	0,12
Fe ₂ O ₃	0,46	0,35	0,28	0,46	0,30	0,50	0,15	0,48
Al ₂ O ₃	24,16	25,24	25,31	25,19	24,39	23,93	24,27	24,19
SiO ₂	59,50	58,62	58,76	59,26	59,94	60,72	61,08	60,55
H ₂ O [±]	0,20	—	He опр.	0,10	He опр.	0,16	He опр.	0,10
П.п.п.	0,40	0,37	0,52	0,28	0,52	0,10	0,28	0,12
Сумма	99,55	100,09	100,37	100,37	100,04	100,25	100,13	99,86
Or (мол.%)	—	—	—	—	—	—	—	—
An	32	39	35	35	33	31	34	33
Ab	68	61	65	65	67	69	66	67
ИУ*	65	48	40	40	38	36	35	30

* Методом ИК-спектроскопии.

1 — из гипабиссального гранодиорита, гора Тепли, Фиагдонский ледник, Кавказ [9]; 2 — из лавы оливинсодержащего андезита, Зангезурский хр., Мал. Кавказ [9]; 3 — из лавы андезито-дацита, Эльбрус [9]; 4 — из экструзии андезито-дацита, гора Иландаг, Мал. Кавказ [9]; 5 — из липарито-дацитово́й лавы, Эльбрус [9]; 6 — из субэкструзии гранит-порфира, Верхне-Чегемское нагорье Джунгусу, Кавказ [9]; 7 — из андезито-дацитово́й лавы, Эльбрус [9]; 8 — из дацитово́й лавы, Верхне-Чегемское нагорье, Кавказ [9] (1–8 — анал. К.К. и М.П. Филатовы, Константи́ниды и Аксельрод).

Обогащенные калием андезины встречаются реже, чем олигоклазы.

Калиевые андезины ($10 < Or < 5$):

	1	2		1	2		1	2
NaO	6,88	6,87	BaO	0,11	0,14	Or (мол.%)	8,9	7,1
K ₂ O	1,48	1,18	FeO	0,11	0,13	An	29,5	32,1
MgO	0,03	0,03	Fe ₂ O ₃	0,26	0,28	Ab	61,6	60,8
CaO	5,90	6,57	Al ₂ O ₃	25,20	25,05	Уд.в.	2,610–2,635	>2,645
SrO	0,22	0,17	SiO ₂	60,35	59,80			
			Сумма	100,54	100,22			

1 – вкрапленник в латитовом трахите, гора Мурале, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения (ppm): Rb – 14, Sr – 1850, Ba – 955 [8]; 2 – вкрапленник в щелочном кварцевом трахите, карьер Роккапендиче, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, отдельные определения (ppm): Rb – 14, Sr – 1470, Ba – 1220 [8].

Диагн. исп. С трудом разлагается в HCl. П.п.тр. плавится легче альбита.

Диагност. Структурное состояние андезинов при известном составе может быть определено по диаграмме Слеммонса [10], использовавшего идею Смита и Йодера [11]. В интервале An_{30-50} $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1} = 1,73-1,80$ для низкотемпературной серии и $1,93-1,95$ для высокотемпературной. Дальнейшее развитие этой диаграммы с введением “индекса упорядоченности” (ИУ) и “индекса структурной упорядоченности” (ИСУ) см. в [12].

Находж. Менее распространен, чем олигоклаз, главным образом в породах средней основности нормального ряда. В вулканических породах является главным породообразующим минералом андезито-базальтов и андезитов, в которых образует зональные зерна (с прямой и обратной зональностью) с широкими вариациями состава: от битовнита и лабрадора в центральных частях зерен до андезина и олигоклаза по периферии (в андезито-базальтах – более основной, An_{40-65} , чем в андезитах, An_{40-50}). В плутонических породах характерен для диоритов и кварцевых диоритов (еще кислее – An_{20-50}). В субщелочных породах ассоциирует с K,Na-п.ш. в трахиандезито-базальтах – латитах и трахиандезитах – кварцевых латитах–трахитах, а также их плутонических аналогах – монцонитах и кварцевых монцонитах. Вкрапленники в трахиандезито-базальтах более основные, An_{40-60} , чем плагиоклаз основной массы, An_{40-50} , и они более основные, чем плагиоклаз вкрапленников и основной массы в трахиандезитах (An_{30-40} , редко An_{50} и An_{32-48} соответственно), K,Na-п.ш. в ассоциации с андезином более характерен для латитов и кварцевых латитов. В трахитах олигоклаз-андезин и андезин, An_{25-35} , ассоциируют с аноктоклазом. Наиболее точно соответствует составу андезина плагиоклаз в субщелочных диоритах и монцонитах, An_{30-50} .

Впервые найден в Андах в порфириновых андезитовых лавах Мармато, Колумбия [13]. Наиболее известные местонахождения андезина: в андезитах Мармато по р. Каука в Колумбии; Хишишиота в преф. Синано, Канада в преф. Мияги и Кузухара в преф. Тояма, Япония; в окрестностях Сент Рафаэля на горе Эстерель, вблизи Канн, деп. Вар, и Сев. Шаньи, деп. Сона и Луара, Франция; в тоналитах горного массива Адамелло, Триентская область, Италия. Описан из вогезских сиенитов (Делесс), порфириров Эстерельских гор (Раммельсберг), Боденмайса в Баварии, из порфириров по р. Борзовка в Кыштымском районе, Южн. Урал.

Структурное состояние плагиоклазов в андезитовых и базальтовых сериях на основе рентгеновских данных исследовано в [14] на примере вулканических серий Сихотэ-Алиня, Дальний Восток. При этом было установлено широкое распространение андезитов с промежуточным структурным состоянием, как

это наблюдалось Мьюиром [7] в долеритовых силлах с помощью измерений на федоровском столике. Показано, что андезиты (и лабрадоры) лавовых потоков и экструзивных тел дают широкие вариации в структурной упорядоченности (неупорядоченные ИУ = 0±10, промежуточные ИУ = 10-60 и упорядоченные ИУ = 60-100), что объясняется сложной кинетикой в истории геологических тел, кристаллизация плаггиоклаза в которых проходит между 1150-1200 и 1050-1100°, т.е. в интервале 100-150°. Толеитовые базальты охлаждались быстрее лав калиевой андезитовой серии, и в них сохранились промежуточные андезины, тогда как в последних плаггиоклаз максимально близок к упорядоченному. Исключением являются плаггиоклазы андезитовых лав эоцен-миоценовой вулканической серии Сихотэ-Алиня, кристаллизовавшихся из сильно перегретого расплава, в которых закалился крайне неупорядоченный андезин (и лабрадор). Высококалиевые андезины для этих пород не характерны.

В адирондакском анортозите (шт. Нью-Йорк, США) измерениями на универсальном столике более 1000 зерен показано бимодальное распределение с двумя максимумами – An_{42-45} и An_{49-51} , соответствующими двум фациям анортозита. Состав вкрапленников одинаков или на 2-6 номеров более основной, чем андезина в основной массе. Более кислый андезин ассоциирует с К-п.ш. [15].

Осцилляционная зональность в андезине $An_{33,2-50,1}$, объясняемая изменением гидростатического давления в магматической камере, исследована в дайке габбро в Алаторнио, Сев. Финляндия [16].

Андезины, относящиеся к низкотемпературной серии, описаны из позднеплиоценовых малоглубинных массивов гранодиоритов-гранитов и герцинских гранитов Центр. Кавказа, а вкрапленники андезина высокотемпературной и промежуточной серий – в липаритовых, андезитовых и дацитовых позднеплиоцен-четвертичных вулканиках Большого и Малого Кавказа [9].

К-андезины с высоким содержанием калия ($10 > Or > 5\%$) известны из ряда районов.

Вкрапленники К-андезина $Or_{5,1-8,9}An_{29,5-37,2}Ab_{63,1-56,9}$ (хим. ан. 1 и 2), переходящего по составу в К-олигоклаз, совместно с вкрапленниками тройного К-олигоклаза, тройного Са-анортоклаза, Na-санидина и реже К,Na-санидина установлены в латитовых и щелочных трахитах, а также в кварцевых щелочных трахитах Евгениан-Хиллс, Сев. Италия (Венецианская вулканическая провинция). Вкрапленники К-андезина $Or_{5,7-7,3}An_{28,9-34,8}Ab_{63,8-59,5}$, переходящие по составу в К-олигоклаз, вместе с вкрапленниками тройного К-олигоклаза и К,Na-санидина (анортоклаз и Na-санидин отсутствуют) установлены в трахитах этого комплекса [8].

В щелочных оливиновых базальтах и базанитах хр. Удокан, Прибайкалье, установлены оплавленные вытянутые мегакристы (15-35 мм) К-андезина состава $Or_{2,7}Ab_{46,7}An_{50,6}$, $Or_{3,2}Ab_{49,4}An_{47,6}$ и $Or_{3,2}Ab_{51,0}An_{45,8}$, а в трахиандезитах – округлые мегакристы К-андезина состава $Or_{6,6}Ab_{62,0}An_{31,4}$. Плаггиоклазы содержат 0,24-0,62% Fe и (г/т) 1050-1880 Sr и 150-1650 Ba [17].

Межплоскостные расстояния низкотемпературного андезина из гранодиорита Крестмор, шт. Калифорния, США [5, 18]

CoK α -излучение, Fe-фильтр. D = 200 мм

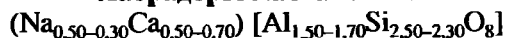
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	50	6,41	$\bar{1}\bar{3}0$	60	3,72	$\bar{1}\bar{3}1$	60	3,00
$1\bar{1}\bar{1}$	20	5,86	$1\bar{3}\bar{1}$	70	3,65	041	70	2,03
$\bar{1}\bar{1}1$	20	5,66	$11\bar{2}$	50	3,47	131	60	2,84

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
021	20	4,68	221	30	3,44	132	50	2,65
201	80	4,04	112	60	3,37	241	70	2,53
111	50	3,88	040	100	3,21	241	60	2,49
111	70	3,76	220	70	3,18			

Литература

1. Smith J.V., Wenk H.-R. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 742–743.
2. Smith J.R. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1956. Vol. 55. P. 188.
3. Smith J.R. // Ibid. 1957. Vol. 56. P. 216.
4. Smith J.R. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43. P. 1179–1194.
5. Selected petrogenic relationships of plagioclase / Ed. R.C. Emmons. Baltimore: Waverly press, 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
6. Солодовникова Л.Л. // Тр. ЛИГЕМ АН СССР. 1935. Вып. 5. С. 3–85.
7. Muir I.D. // Miner. Mag. 1955. Vol. 30. P. 545–568. Пер.: Мьюир И.Д. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 319–341.
8. De Pieri R., De Vecchi G., Gregnanin A., Piccirillo E.M. // Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova. 1977. Vol. 32. P. 1–23.
9. Кузнецова Л.Г., Станкевич Е.К., Центер И.Я. // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 50–60.
10. Slemmons D.B. // Norsk. geol. tidsskr 1962. Bd. 42, N 2. S. 533–554.
11. Smith J.R., Yoder H.S. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41. P. 632–647.
12. Каменцев И.Е., Блюмштейн Э.И. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 94–101.
13. Abich W.H. // Jahres Fortsch. Wiss. 1841. Bd. 21. S. 167.
14. Блюмштейн Э.И., Каменцев И.Е. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 101–114.
15. Онуеагоча А.С., Seifert K.E. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1199–1207.
16. Härte M., Siivola J. // С. г. Soc. Geol. Finl. 1966. N 38. P. 283–288.
17. Гладких В.С., Боруцкая В.Л., Соловьев В.А., Логинова Л.Г. // Сов. геология. 1983. № 4. С. 114–123.
18. Goodyear J., Duffin W.J. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30. P. 306–326.

Лабрадоры Labradorites



Назван по месту первой находки на п-ове Лабрадор, Канада (Вернер – Werner, 1780)

Синон. Лабрадоровый шпат, таусинный камень – старое русское название лабрадора от персидского “тауси” (павлин) за синий цвет с переливом павлиньего пера [1]. Глаз бычий, камень черный, камень таусинный, тавусит, камень лунный, канадский лунный камень [2].

Разнов. Авантюриновый лабрадор (авантюрин – aventurine, солнечный камень – sunstone) – лабрадор с включениями ильменита, магнетита и самородной меди, создающими авантюриноподобный эффект [2].

Характ. выдел. Крупные пластинчатые зерна до 8–10 см, зернистые массы, порфиروبласты, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$. Для высокотемпературной серии: $a_0 = 8,17$, $b_0 = 12,87$, $c_0 = 7,10$ Å; $\alpha = 93,4$, $\beta = 116,0-116,1$, $\gamma = 90,4-90,6^\circ$; $V = 669,3-669,4$ Å³. Для низкотемпературной серии: $a_0 = 8,15-8,17$, $b_0 = 12,83-12,87$, $c_0 = 7,18-7,10$ Å; $\alpha = 93,5-93,6$, $\beta = 116,0-116,2$, $\gamma = 89,7-90,5^\circ$; $V = 663,2-669,6$ Å³; $Z = 4$.

Усредненная кристаллическая структура (по отражениям "а"-типа уточнена для высоких лабрадоров, полученных отжигом образцов с п-ова Лабрадор, Канада, $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$, при 1255° за 29 сут и из Роневалия, Южн. Харрис, Шотландия, $Ab_{31,1}An_{68,7}Or_{0,2}$, при 1365° за 42 сут [3], для исходного низкого лабрадора с п-ова Лабрадор, $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$ [4], уточненного Кролем (дипломная работа), $Ab_{43,0}An_{53,0}Or_{4,0}$ [5]. Уточнены структуры фенокристов лабрадора $Ab_{33,8}An_{65,6}Or_{0,6}$ из продуктов подводного извержения вулкана Сюртсей, Исландия, в ноябре 1963 г. (кристаллизация при температуре $1250-1100^\circ$, близкой к ликвидусу 1350° , закаливание в течение нескольких минут при $\sim 1000^\circ$) [5, 6], фенокристов лабрадора $Ab_{23,0}An_{67,0}Or_{0,0}$ (солнечный камень) из порфириового базальта к северу от Плаш, Лейк-Каунти, шт. Орегон, США (кристаллизация при $\sim 1100^\circ$, относительно медленное охлаждение) [5, 6] (в обоих случаях структурное уточнение выполнено рентгеновским и нейтронографическим, $\lambda = 1,607 \text{ \AA}$, методами [6]), лабрадора $Ab_{36,0}An_{64,0}Or_{0,0}$ из регионально-метаморфизованного лабрадорита в Гордемо, Верзаха-Вэлли, Швейцария (пик метаморфизма при $620-650^\circ$ с медленным охлаждением в течение нескольких миллионов лет) [6], и лабрадора $Ab_{30,0}An_{67,0}Or_{6,0}$ из амфиболитов в их контакте с тоналитом, из Сисона, в поясе высокой ступени метаморфизма в Бержельских Альпах ($700-900^\circ$) [6]. Кристаллическая структура близкого к лабрадору промежуточного плаггиоклаза $Ab_{50}An_{49}Or_3$ из мегакристов в Хогарт-Рэнжес, Австралия, уточнена рентгеновским способом и методом нейтронографии [7].

Параметры ячейки структурно уточненных лабрадоров:

	a	b	c	α	β	β	V
1	8,1733(7)	12,8752(9)	7,1032(7)	93,407(7)	116,133(5)	90,394(6)	669,4
2	8,1748(6)	12,8687(7)	7,0964(5)	93,428(5)	115,986(4)	90,602(5)	669,3
3	8,176(3)	12,841(3)	14,207(3)	93,53(5)	116,27(5)	89,77(5)	1334,5
4	Параметры ячейки не опубликованы						
5	8,151(3)	12,829(5)	7,103(4)	93,62(3)	116,21(3)	89,70(2)	664,8
6	8,1736(5)	12,8736(5)	7,1022(2)	93,462(6)	116,054(5)	90,475(5)	669,6
7	8,1747(9)	12,8706(6)	7,1014(3)	93,461(5)	116,086(5)	90,514(5)	669,3
8	8,152(4)	12,834(6)	7,079(4)	93,49(2)	116,13(2)	90,40(2)	663,2
9	8,179(1)	12,880(1)	7,112(1)	93,44(1)	116,21(1)	90,23(1)	670,6

Для высоких (отожженных) лабрадоров: 1 – $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$ (1255°) [3]; 2 – $Ab_{31,1}An_{68,7}Or_{0,2}$ (1365°) [3]. Для природных лабрадоров: 3 – $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$ [4]; 4 – $Ab_{43,0}An_{53,0}Or_{4,0}$ [5]; 5 – $Ab_{36,0}An_{64,0}Or_{0,0}$ [6]; 6 – $Ab_{33,8}An_{65,6}Or_{0,6}$ [6]; 7 – $Ab_{23,0}An_{67,0}Or_{0,0}$ [6]; 8 – $Ab_{30,0}An_{67,0}Or_{6,0}$ [6], 9 – $Ab_{49,9}An_{49,1}Or_{3,1}$ [7].

Межатомные расстояния (Å) и Si/Al-распределение в T-позициях:

Состав	T ₁ –O	T _{1m} –O	T ₂ –O	T _{2m} –O	t ₁ 0	t _{1m} = t ₂ 0 = t _{2m}
1 $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$	1,674	1,655	1,657	1,656	0,485	0,345
2 $Ab_{31,1}An_{68,7}Or_{0,2}$	1,679	1,663	1,663	1,662	0,52	0,39
3 $Ab_{45,5}An_{52,0}Or_{2,5}$	1,691	1,650	1,646	1,655	0,615	0,300
4 $Ab_{43,0}An_{53,0}Or_{4,0}$	1,688	1,652	1,646	1,653	0,600	0,310
5 $Ab_{36,0}An_{64,0}Or_{0,0}$	1,688	1,644	1,642	1,646	0,66	0,33
6 $Ab_{33,8}An_{65,6}Or_{0,6}$	1,680	1,660	1,661	1,662	0,51	0,38
7 $Ab_{23,0}An_{67,0}Or_{0,0}$	1,683	1,664	1,660	1,663	0,54	0,38
8 $Ab_{30,0}An_{67,0}Or_{6,0}$	1,679	1,660	1,653	1,664	0,53	0,38
9 $Ab_{49,9}An_{49,1}Or_{3,1}$	1,679	1,657	1,653	1,654	0,51	0,32
9a То же	1,680	1,655	1,653	1,655	0,51	0,32

1, 2 – [3]; 3 – [4]; 4 – [5]; 5–8 – [6]; 9 – [7].

Параметры ячейки определены также для ряда образцов разного состава (в порядке увеличения содержания *Al*-составляющей):

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>
1	8,180	12,859	7,112	93°31'	116°16'	89°53'	—
2	8,173	12,862	7,107	93 34	116 11	89 59	668,8
3	8,191	12,886	14,206	93 22	115 58	90 58	—
4	8,170	12,862	7,099	93 33	116 09	90 15	668,0
5	8,171	12,863	7,105	93 31	116 09	90 19	668,6
6	8,186	12,871	7,109	93 34	116 02	90 21	671,0
7	8,179	12,869	7,102	93 29	116 09	90 21	679,0

1 — An_{51} [8]; 2 — $Ab_{40}An_{59,8}Or_{0,2}$ [9]; 3 — $An_{60,2}$, Кэйп-Пэрри, Вост. Гренландия [10]; 4 — $Ab_{33,7}An_{64,6}Or_{1,7}$, из дайки кварцевого долерита, Бихорн-Маунтинс, шт. Вайоминг, США [11]; 5 — $Ab_{34,1}An_{65,3}Or_{0,6}$, там же [11]; 6 — $Ab_{33}An_{65,4}Or_{0,9}$, Сюртсей, Исландия [12]; 7 — $Ab_{31,3}An_{69,0}Or_{0,7}$ [9].

Обилие структурных уточнений обусловлено тем обстоятельством, что в промежуточных плагиоклазах состава лабрадоров наблюдается изменение характера структуры Na,Ca-п.ш.: ниже $\sim An_{60}$ устанавливается альбитоподобная структура $C\bar{1}$ с рефлсами только “*a*”-типа, тогда как выше $\sim An_{60}$ проявляется анортитоподобная структура $P\bar{1}$, в которой, кроме “*a*”-рефлсов, на $hk0$ рентгенограммах наблюдаются слабые отражения “*b*”-, “*c*”- и “*d*”-типов, интенсивность которых возрастает по мере увеличения содержания *Al*-компонента. Кроме того, проявляются сателлитовые “*e*”-рефлсы (около положения “*b*”), природа которых объясняется с помощью представлений о периодичности волновых модуляций в структуре промежуточного “*e*”-плагиоклаза [13] или о наличии в ней различающихся по составу доменов. Усредненные структуры уточнены по рефлексам “*a*”-типа; влияние “сверхструктур” (“*e*”-рефлсы) на них несущественно.

На $0kl$ рентгенограммах (и нейтронограммах) структурно-уточненных лабрадоров фиксировались сильные “*a*”-отражения и слабые “*c*”- и “*e*”-отражения (с периодичностью $\sim 30 \text{ \AA}$) в резко закаленном максимально неупорядоченном образце из Сюртсей, отражения “*a*”-, “*b*”-, “*c*”- и “*e*”-типов в образце из массивной лавы в Лейк-Каунти, сильные “*a*”-, слабые диффузные “*c*”- и слабые “*e*”-рефлсы (с периодичностью $\sim 26,7 \text{ \AA}$) в метаморфизованном образце из Верзачи и четкие “*e*”-рефлсы (с периодичностью $\sim 51,4 \text{ \AA}$) в метаморфизованном образце из Сисона, соответствующие средней степени упорядоченности [6]. Эти сверхструктуры интерпретируются как образование внутри усредненной структуры с $c = 7 \text{ \AA}$ доменов $\Gamma\bar{1}$ -анортита с антифазными (АРВ)-границами, причем периодичность модулированной сверхструктуры возрастает с увеличением степени упорядоченности плагиоклаза.

Согласно Клейну и Корекава [4], М-позиция в лабрадоре An_{52} расщеплена на две, одна из которых занята чистым Na, а другая — чистым Ca; Венк с соавт. [6] для An_{66} нашел две позиции: M' и M'' с Na/Ca-отношением = 34/66; Фиц-Жеральд с соавт. [7] для An_{49} нашли расщепление М-позиции на M' с Na = 0,29(7), Ca = 0,15(4) и M'' с Na = 0,23(7), Ca = 0,33(4).

Хорошо образованные кристаллы встречаются редко, например в пеллах Монте-Розы на вулкане Этна, Сицилия. Характерны альбитовые, карлсбадские двойники.

В мраморах Центр. Альп наблюдалось кристаллографически-закономерное прорастание лабрадора An_{66} андезином An_{34} . Оба плаггиоклаза, по-видимому, растут одновременно, причем зародыши андезина возникали на гранях (110), (110), (100) и (130) лабрадора. Рентгеновское изучение образца указывает на наличие модулированной структуры с периодичностью антифазовых границ параллельно (103) 25–30 Å. Наблюдались два типа доменов: один с “a”-рефлексами, второй с рефлексами “a” и “e” [14].

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по (010) совершенная. Тв. 6. Уд. в. 2,68–2,74. Цв. бесцветный или белый, серый, красноватый, синеватый, зеленоватый, черный. Прозрачен или полупрозрачен. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на пл. сп. жирный. Часто с радужным отливом. Иризация обусловлена тонким фазовым распадом на два плаггиоклаза с близким химическим составом в области лабрадора. Окраска часто зональная, от желтых до зеленых, синих и фиолетовых, реже красных тонов различной интенсивности.

“Облачные” плаггиоклазы из докембрийских метадолеритовых даек и аналогичных по составу молодых даек кварцевого долерита в горах Бигхорна, шт. Вайоминг, США, обнаруживают молочно-белое или огненно-красное свечение, вызванное отражением от мельчайших (~1 мкм) включений гематита или магнетита, ориентированных по пл. (010) или (001). Сравнение облачных и чистых участков лабрадора (An_{50-60}) по $^{18}O/^{16}O$ показывает их идентичность ($\delta^{18}O$ SMOW = 7,31‰ в облачном, 7,25‰ в чистом участках) и свидетельствует об отсутствии захвата кислорода из внешних источников при окислении Fe [11].

Согласно [15], в поляризованном ИК-спектре поглощения лабрадора с 0,013 мас.% H_2O , снятом в области 2500–4000 cm^{-1} , были установлены три полосы поглощения 3100, 3300 и 3600 cm^{-1} , соответствующие структурно-связанным OH-группам. В неполяризованном ИК-спектре лабрадора An_{59} с 0,030 мас.% H_2O , снятом в области 2600–3900 cm^{-1} с пластинки $\parallel(010)$, установлена широкая полоса поглощения с максимумом при 3230 cm^{-1} и слабым плечом при 3550 cm^{-1} [16]. Поляризованные спектры показали сильный плеохроизм на пл. (010) с максимумом абсорбции под углом 36° к [001], что указывает на замещение в структуре наиболее валентно-дефицитного атома кислорода O_{cm} на OH-группу.

Физ.-хим. конст. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при 74,7° молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} лабрадоров с о-ва Пауль, Лабрадор, Канада, и Клер Лейк, шт. Юта, США, равна от –166,35 до –172,02 ккал/моль [17]. Свободная энергия образования Гиббса, рассчитанная из данных растворения в деионизированной воде: –930,9 ккал/моль для $Ab_{50}An_{46}Or_4$ и –928,5 ккал/моль для $Ab_{52}An_{48}Or_0$ [18].

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Оптически (+). Оптическая ориентировка (см. фиг. 86) низкотемпературных лабрадоров в интервале составов An_{50-60} (далее диаграмма обрывается) относительно взаимно перпендикулярных осей триады: $\angle Ng \perp(010) = 26-31^\circ$, $\angle Nm[001] = 57-70,5^\circ$, $\angle Np \perp[001] \parallel(010) = 51-62^\circ$ (для сравнения: в высокотемпературных лабрадорах: 6–34, 21–56 и 20–44; соответственно) (Марфунин, 1962). $n_g = 1,561-1,574$, $n_m = 1,557-1,568$, $n_p = 1,554-1,565$, $n_g - n_p = 0,007-0,009$; $n_{cp} = 1,556-1,569$ (Марфунин, 1962). $+2V = 77-89^\circ$ (для низких лабрадоров), $+2V = 79-82^\circ$, с минимумом 76° для An_{60} (для высоких лабрадоров) (Дана, 1997). Наклон ромбического сечения относительно (001) от –2 до –7° (см. фиг. 28).

Хим. Теор. состав An_{50-70} : Na_2O – 5,73–3,40; CaO – 10,38–14,36; Al_2O_3 – 28,30–31,70; SiO_2 – 55,59–50,54. Молек. вес 270,23–273,43.

Анализы (в порядке увеличения содержания An -компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	4,80	4,72	4,09	3,62	3,88	4,97	5,10	5,40
K_2O	0,54	0,42	0,22	0,85	0,20	0,39	0,55	0,14
MgO	He опр.	He опр.	0,44	–	Сл.	0,00	0,04	–
CaO	11,79	11,52	12,70	12,52	12,80	10,20	10,55	10,70
BaO	–	–	0,21	–	–	–	–	–
SrO	–	–	0,04	–	–	–	–	–
FeO	–	–	0,23	–	0,04	0,03	–	–
Fe_2O_3	0,30	0,35	0,20	0,40	0,35	0,20	0,54	1,22
Al_2O_3	28,99	29,62	30,19	30,22	30,19	27,86	27,14	27,61
SiO_2	53,72	52,46	51,50	52,33	51,94	55,70	56,18	55,24
H_2O^{\pm}	He опр.	He опр.	0,20	0,36	0,52	0,74	0,24	0,01
П.п.п.	0,42	0,72	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,56	99,81	100,17	100,30	99,92	100,09	100,34	100,39
An (мол.%)	57	57	62,0	62,4	63,8	51,9	51,8	51,9
Ab	43	43	36,4	32,6	35,0	45,8	45,0	47,3
Or	–	–	1,6	5,0	1,2	2,3	3,2	0,8
Уд. в.	–	–	–	–	–	–	–	2,712
n_g	–	–	1,572	1,5712	1,571	1,562	1,566	1,564
n_m	–	–	–	1,5665	1,566	1,558	1,561	1,560
n_p	–	–	1,561	1,5630	1,562	1,555	1,556	1,555
2V	–	–	+84° 87'	+88° 48'	+83	+83	–	–

Высокие (высокотемпературные) лабрадоры: 1 – из экзтрузии осумилитового андезита, Мал. Непискало, Кельское нагорье, Кавказ, ИУ = 0 [19]; 2 – из андезитовой лавы, Кельское нагорье, Кавказ, ИУ = 0 [19] (1,2 – анал. К.К. и М.П. Филатовы, Константиныди и Аксельрод); 3 – из фенокристов в потоке базальтовой лавы вулкана Килауэа (извержение 2–6.03 1955 г.), Гавайские о-ва, анал. Харамура, в сумму анализа входит TiO_2 – 0,19 [20]. Низкие (низкотемпературные) лабрадоры: 4 – вкрапленник в базальтовой дайке, мыс Сент-Джон, Ардглас, округ Даун, Сев. Ирландия [21]; 5 – вкрапленник, Клер-Лейк, шт. Юта, США, анал. фон Кнорринг [17]; 6 – с о-ва Пауль, Лабрадор, Канада, анал. фон Кнорринг [17]; 7 – из кварцевого долерита, Нью-Амалфи, Мататил, Южн. Африка, анал. Мюир [22]; 8 – из Хаук-Бей, Лабрадор, Канада, анал. Мин [23].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na_2O	4,90	4,85	4,77	4,51	4,21	3,77	3,06	3,64
K_2O	1,02	0,41	0,42	0,26	0,13	0,47	0,13	0,35
MgO	0,40	–	0,02	0,06	–	0,15	–	–
CaO	10,35	–	11,09	11,83	12,28	12,69	12,86	13,00
BaO	–	–	0,028	0,054	–	0,02	–	0,039
SrO	–	–	0,085	0,19	–	0,10	–	0,10
FeO	–	–	0,10	0,14	–	0,34	–	0,25
Fe_2O_3	0,89	0,97	0,05	0,13	0,84	0,18	1,62	0,41
Al_2O_3	28,36	28,28	29,28	29,58	29,72	30,07	27,85	30,09
SiO_2	54,80	54,28	54,01	53,44	52,96	52,38	53,25	52,06
H_2O^{\pm}	–	–	0,25	0,07	0,08	0,08	–	0,08
Сумма	100,72	100,06	100,15	100,28	100,22	100,36	98,77	100,27
An (мол.%)	52,0	54,9	55,2	58,9	61,2	64,2	65,3	65,8
Ab	42,2	42,7	42,3	39,5	38,0	33,1	34,1	32,1

	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Or</i>	5,8	2,4	2,5	1,6	0,8	2,7	0,6	2,1
Уд. в.	2,690	2,686	2,691– 2,697	2,698– 2,703	2,705	2,703– 2,708	–	2,701– 2,706
n_g	1,564	1,5621	1,5630	1,5640	1,570	1,5686– 1,5700	–	–
n_m	1,560	1,5573	1,5580– 1,5590	1,5579– 1,5605	1,565	1,5640– 1,5655	–	–
n_p	1,555	1,5543	1,5557– 1,5564	1,5559– 1,5560	1,560	1,5590– 1,5607	–	–
2V	–	+75,5	+70–78	+68–84	–	+66–86	–	+82–84

9 – участок кристалла “битовнита Томпсона” (Thomson, 1836), валун близ Битауна (старое название Оттавы), анал. Рикби [24]; 10 – черный лабрадор из пров. Квебек, Канада [25]; 11 – из анортозита, Тигертон, шт. Висконсин, США, анал. Пек [26]; 12 – из габбро, Мерилл, шт. Висконсин, США, анал. Пек [26]; 13 – из округа Миллард, шт. Юта, США, анал. Мин [23]; 14 – из анортозита, Гранд-Марес, шт. Миннесота, США, анал. Пек [26]; 15 – “облачный” иризирующий лабрадор из дайки кварцевого долерита, горы Бихорна, шт. Вайоминг, США, анал. Фабри [11]; 16 – из диабаза, Честер, шт. Пенсильвания, США, анал. Пек [26].

Специализированные исследования содержания Sr в основных плаггиоклазах показали, что оно невелико и обычно возрастает при переходе от более основных к более кислым. Так, в трех массивах Сомали, сложенных основными и ультраосновными породами, – Дудуб, Гуль-Сакар и Хамар – оно возрастает от 1000 до 1850 ppm при изменении состава лабрадора от An_{68} до An_{48} и в массиве Ракдасафака – от 1650 до 2350 ppm в ряду составов от An_{74} до An_{56} [27]. Аналогичную закономерность Уэджер и Митчелл [28] нашли для плаггиоклазов Скаергардской расслоенной интрузии, Гренландия: 1000–5000 ppm в интервале составов лабрадор–андезин (An_{65} – An_{38}), однако далее, в еще более кислых андезинах (An_{30}) содержание Sr снижалось до 2000 ppm. То же отмечалось для лабрадоров расслоенного комплекса Стиллутотер, шт. Монтана, США [29]. Противоположная тенденция наблюдалась Шеном с соавт. [30] в Южно-Калифорнийском габбро–норитовом батолите, США, где содержание Sr падало в более кислых плаггиоклазах: 1300–1000 ppm в ряду An_{93} – An_{59} , 900–600 ppm – An_{64} – An_{38} и 430–140 ppm – An_{33} – An_{21} .

Диагн. исп. Порошок растворяется в соляной кислоте. П.п.тр. плавится легче олигоклаза.

Нахожд. Первая находка лабрадора была сделана на о-ве Св. Павла, вблизи г. Нейн, у берегов п-ова Лабрадор, Канада (Werner, 1780), где его классические образцы обладают прекрасной иризацией. В раскалывающихся массах лабрадор с иризацией установлен во многих анортозитовых массивах габбро–анортозитовой (с лабрадором) формации, развитых в пределах тектонических швов кристаллических щитов (Канадского, Украинского, Анабарского и др.). Пороодообразующий лабрадор, содержание которого достигает 97%, образует здесь вкрапленники размером до нескольких см в ассоциации с оливином, гиперстеном, амфиболом, магнетитом и ильменитом. Участки с иризирующим лабрадором образуют пластины или линзы, вытянутые на сотни метров при мощности до 30–50 м. Наиболее известные выходы таких анортозитов на западе п-ова Лабрадор, в пров. Онтарио и Квебек (Канада), а также в горах Адирондак к северу от Нью-Йорка (США), в Ки-

евской (Корсунь-Новомиргородский массив) и Волынской (Коростеньский и Головинский массивы) областях на Украине (Каменный брод на р. Быстриевке, у с. Хлыстуновка и Мал. Городище, на р. Ирше у с. Горошки, с. Паромовка, с. Головня, с. Горбылево), в Городищенском массиве вблизи г. Зыряновска (Алтай), в Джугджурском массиве в Сибири. В Норвегии серо-голубой лабрадор известен из Тведестранде, Южн. Норвегия [31, 32]. На Кавказе – в Грузии у с. Джава, Горийская обл.

В настоящее время предполагается, что мономинеральные плагиоклазовые породы – анортозиты – генетически связаны с отдифференцированной на глубине мантийной базальтовой магмой; первоначальная модель, согласно которой они происходят от андезит-монцитового расплава, дискредитирована. Однако анортозиты залегают в ассоциации с небольшим объемом основных пород, и их не обнаруживают геофизическими методами и на глубине. Кроме того, если базальтовая магма является родоначальной для анортозитов, то она должна содержать избыток плагиоклаза по отношению к мафическим минералам. Согласно расчетам Вайби [33], из безводной базальтовой магмы при 1284–1280°, 35 кбар и фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM , первоначально должен кристаллизоваться лабрадор $Ab_{35}An_{64}Or_1$, а далее при достижении котектики, при 1179–1175° – ассоциация клинопироксен $Wo_{46}En_{43}Fs_{11}$ + лабрадор $Ab_{46}An_{53}Or_1$ (объемы закристаллизовавшейся жидкости 63 и 37% соответственно). Однако анализы массивных анортозитов с о-ва Св. Павла (пров. Нейн, п-ов Лабрадор) с 85–96% отчетливо зонального плагиоклаза (37,4–52,3% An) дают всего ~30% избытка его над котектикой. Вайби предполагает, что образование анортозитов было возможно в результате обогащения базальтового расплава полевошпатовыми компонентами вследствие плавления взвешенных кристаллов плагиоклаза в подводящем канале в восходящих порциях магмы. Расчет показывает, что добавление в расплав 20% An_{55} обеспечит раскристаллизацию 56% жидкости при 1250° с выделением лабрадора $Ab_{39}An_{60}Or_1$ над котектикой, на которой при 1175° начнет кристаллизоваться клинопироксен $Wo_{46}En_{44}Fs_{11}$ + лабрадор $Ab_{48}An_{51}Or_1$.

Обзор гипотез образования анортозитов дается в [34]. При этом подчеркивается, что невозможно объяснить возникновение кумулятов лабрадора в пропластках анортозитов внутри толщи Мидл-Бэндид в расслоенном комплексе Стиллуотер. На основании изучения изотопов Sr и Nd предполагается, что анортозиты комплекса Ларами, шт. Вайоминг, США, возникли в результате ассимиляции пород коры [35].

Лабрадор является пороодообразующим минералом основных вулканических пород – пикрито-базальтов (An_{65-95}), оливинных базальтов и долеритов (An_{50-80}), базальтов и долеритов (An_{40-70}), лейкобазальтов и лейкодолеритов (An_{40-90}) и гиперстеновых базальтов (An_{50-90}), переходя по составу, с одной стороны, в битовнит, а с другой – в андезин. Он распространен также в субщелочных разностях этих пород – субщелочных оливинных базальтах и долеритах и субщелочных лейкобазальтах (An_{40-85}), а также в трахибазальтах и трахидолеритах (An_{20-70}) и шошонитах (An_{40-75}) в ассоциации с анортоклазом или санидином. В щелочных базальтоидах лабрадор (реже битовнит) ассоциирует с фельдшпатоидами, пироксеном и оливином в тефритах. В плутонических породах нормального ряда лабрадор (битовнит) является пороодообразующим минералом габбро и норитов; в щелочных основных породах – тералитов и тешенитов (An_{50-90}).

Если в вулканитах лабрадор отчетливо зональный, сильно варьирующий по составу, то в плутонических породах его состав более выдержанный. Например, в породах Йоко-Довыренского расслоенного ультрамафит-мафитового плутона, Прибайкалье интеркумулусный плаггиоклаз в ультрамафитах варьирует в пределах An_{61-75} и имеет меньшую основность, чем кумулятивный в троктолитах и оливиновых габброидах (An_{79-85}); основность последнего снижается в кровле плутона – в гранофировых габбро-норитах (An_{61-43}) [36]. В расслоенных массивах Сомали его состав меняется в пределах An_{58-65} в Дудубе, An_{56-68} в Гуль-Сакаре, An_{56-75} в Ракдасафаке, и только в Хамаре, где присутствуют уралитовые габбро с пренитовыми и альбитовыми прожилками, он более кислый (An_{35-61}) [27].

Кумулусные и интерстиционные плаггиоклазы, исследованные из пироксенитов, анортозитов, хромитовых анортозитов, норитов и габбро нижней части Вост. Бушвельдского комплекса, Южн. Африка, на основании рентгеновских данных все были отнесены к низкой, высоко-упорядоченной серии [37].

Реже лабрадор наблюдается в породах средней основности, обычно в ядрах зональных зерен (см. “Андезины”). Отдельные выходы описаны из кварцевых андезитов Верешпатака на сев.-вост. от Абрудбааньи, Румыния, в окрестностях Санкт-Петербурга, около Свеаборга на о-ве Мийоне и в Оямо, Финляндия, в Эссексе, шт. Нью-Йорк, США.

В амфиболитах архейского возраста лабрадор распространен в Вост. Канаде, севернее Нью-Йорка, в Гренландии, Норвегии, Швеции, Финляндии.

Особо изучаются случаи обратной зональности в зернах плаггиоклаза. В гранулитах, захваченных в виде ксенолитов в гранито-гнейсах зоны сброса Маналур, шт. Тамилнад, Индия, порфиробласты лабрадора An_{55-58} имеют каймы состава An_{75-85} . Поскольку незональный плаггиоклаз ассоциирует здесь с амфиболом и клинопироксеном, а зональный – с ортопироксеном, авторы полагают, что причиной обратной зональности является высвобождение Са при замещении амфибола ортопироксеном при метаморфизме [38]. В случае порфировых вкрапленников олигоклаз-андезина An_{18-42} в базальтах Гомбе-Биу, Нигерия, обрастающих каймами более основного плаггиоклаза и включенных в основную массу базальта, содержащую лабрадор состава An_{54-62} , предполагается интертеллурическое происхождение вкрапленников, аналогичное образованию мегакрист анортоклаза в щелочных базальтах (т.е. их генетическая связь с разными магмами) [39].

Интересны находки лабрадора в пегматитах габбро-норитов Волыни (дер. Паромовка) в ассоциации с ортоклазом, кварцем нескольких генераций, аметистом, биотитом, авгитом, апатитом, кальцитом и др. [31].

Порфиновые вкрапленники авантюринового лабрадора (солнечный камень) описаны из Модок-Каунти, шт. Калифорния, США [40], и Лейк-Каунти, шт. Орегон, США [41].

Измен. При пересечении анортозитов в Мистастин-Лейк, Лабрадор, Канада, андезитовыми дайками лабрадор An_{46-59} замещается псевдоморфным стеклом, имеющим состав олигоклаза An_{17} . С ним сосуществует массивное стекло, соответствующее составу лабрадора An_{53} , но с более высоким показателем преломления (1,530–1,541) и плотностью (2,55–2,60), чем можно было бы ожидать при плавлении плаггиоклаза такого состава (1,5303 и 2,54), которое содержит реликты плаггиоклаза An_{80} . Опыты по плавлению лабрадора показывают, что должна выплавляться жидкость и в остатке оставаться плаггиоклазовая фаза именно такого состава. Допускается, что в данном слу-

чае мы имеем дело с маскелинитом, возникшим при импульсном ударе при 1500° и давлении ~10 кбар [42].

Практ. знач. Почти мономинеральные (от 60 до 97–100% плагиоклаза), сложенные иризирующим лабрадором разновидности анортозитов – лабрадориты используются как декоративно-облицовочный и ювелирно-поделочный камень. Широко используется для облицовки зданий и внутренних интерьеров. Добывается в основном из докембрийских анортозитовых массивов габбро-анортозитовой формации, развитых в пределах тектонических швов кристаллических щитов (Канадского, Украинского, Анабарского).

В России иризирующий лабрадорит был открыт в валунах в районе Петергофа (1874–1785 гг.), применялся в ювелирных изделиях и дорого ценился. В начале XIX в. были открыты коренные месторождения лабрадорита на Украине. Главные месторождения на территории СНГ в настоящее время сосредоточены в Коростеньском и Володарско-Волынском массивах на Волыни и Корсунь-Новомиргородском в Приднепровье (Украина). Здесь известно 26 м-ний, из которых изучено шесть и разрабатываются два. По цвету, структуре и иризации выделяют четыре типа лабрадоритов Волыни: “головинский”, “турчинский”, “васильковский” и “крапивинский”. Для камнерезной и ювелирной промышленности используются в основном два первых. Головинское м-ние разрабатывается с 1901 г. Перспективными являются Городищенский плутон на Алтае (вблизи г. Зырянновска), Джугджурский плутон в Сибири [43].

Разнов. *Авантюриновый лабрадор (авантюриновый шпат, авантюрин – aventurine, солнечный камень – sunstone)*. Назван из-за красного или розового внутреннего сияния, обусловленного отражением света от мелких включений ильменита, магнетита или самородной меди. Описаны как фенокристы из Модок-Каунти, шт. Калифорния, США [40], и Лейк-Каунти, шт. Орегон, США [41]. Прекрасный солнечный камень добывался в Тведестранде, Южн. Норвегия [32].

Межплоскостные расстояния лабрадора $Ab_{32,7}An_{64,5}Or_{2,8}$
из анортозита, Гранд-Маре, шт. Миннесота, США [44]
CoK $_{\alpha}$ -излучение, $D = 200$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
$\bar{1}\bar{1}0$	слаб	6,47	$11\bar{2}$	слабср	3,463	$\bar{1}\bar{3}1$	слабср	3,013
$0\bar{2}1$	слаб	4,67	$2\bar{2}\bar{1}$	ослб	3,423	$0\bar{4}1$	срслн	2,940
$20\bar{1}$	слн	4,036	$2\bar{2}0$	слн	3,222	$\bar{1}\bar{3}2$	ср	2,651
$\bar{1}\bar{1}1$	слср	3,885	040	ослн	3,198	$2\bar{4}1$	срслн	2,522
111	слн	3,747	002	ослн	3,170	$\bar{2}41$	ср	2,504
$1\bar{3}\bar{1}$	срслн	3,631	220	срслн	3,131			

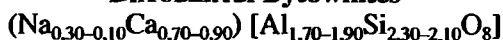
слаб – слабая, ср – средняя, слн – сильная, слср – слабая-средняя, срслн – средняя-сильная, ослб – очень слабая, ослн – очень сильная линии.

Литература

1. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 371 с.
2. Куликов Б.Ф. Словарь камней-самоцветов. Л.: Недра, 1982. 159 с.
3. Кроль Х. // Тез. докл. XI съезда Междунар. минерал. ассоц. Новосибирск, 1978. Т. 3. С. 42–43. Пер.: Kroll H. // Intern. Miner. Assoc. Meeting. Novosibirsk, 1978. Vol. 3. P. 76–77.
4. Klein S., Korekawa M. // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1976. H. 2. S. 66–69.
5. Kroll H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 5/6. P. 449–457.

6. Wenk H.R., Yoswing W., Tagai T. et al. // Ibid. N 1/2. P. 81–95.
7. Fitz Gerald J.D., Parise J.B., Mackimmon I.D.R. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1399–1408.
8. Smith J.V. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 5/6. P. 546–551.
9. Bambauer H.U., Eberhard E., Viswanathan K. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 1. S. 351–364.
10. Wenk E., Wenk H.-R., Schwander H. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1759–1764.
11. Armbrustmacher T.J., Banks N.G. // Ibid. 1974. Vol. 59, N 7/8. P. 656–665.
12. Wenk H.-R. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1966. Bd. 46, H. 1. S. 81–84.
13. Korekawa M., Horst W., Tagai T. // Amer. Inst. Phys. Conf. Proc. Sect. 6. 1979. N 53. P. 312–313.
14. Wenk E., Wenk H.-R., Glauser A., Schwander H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 53, N 4. P. 311–326.
15. Hofmeister A.M., Rossman G.R. // Phys. and Chem. Miner. 1985. Vol. 12. P. 324–332.
16. Beran A. // Ibid. 1987. Vol. 14. P. 441–445.
17. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 293–318.
18. Huang Wen H., Kiang Wen C. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 1016–1022.
19. Кузнецова Л.Г., Станкевич Е.К., Центер И.Я. // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 50–60.
20. Aramaki S. // J. Geol. Soc. Jap. 1965. Vol. 71, N 839. P. 425.
21. Hutchinson A., Campbell-Smith W. // Miner. Mag. 1912. Vol. 16. P. 264.
22. Muir I.D. // Ibid. 1955. Vol. 30. P. 545–568. Пер.: Мьюир И.Д. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 319–341.
23. Meen V.B. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1933. N 35. P. 37 (по Диру и др., 1966).
24. Walker T.L., Parsons A.L. // Ibid. 1927. N 24. P. 5 (по Диру и др., 1966).
25. Duparc L., Gysin M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1926. Bd. 6, N 3. P. 255–266.
26. Selected petrogenic relationships of plagioclase / Ed. R.C. Emmons. N.Y., 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
27. Butler J.R., Skiba W. // Miner. Mag. 1962. Vol. 33, N 258. P. 213–225.
28. Wager L.R., Mitchell R.L. // Geochim. et cosmochim. acta. 1951. Vol. 1. P. 129–208.
29. Turekian K.K., Kulp J.L. // Ibid. 1956. Vol. 10. P. 245–296.
30. Sen N., Nockolds S.R., Allen R. // Ibid. 1959. Vol. 16. P. 58–78.
31. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с. (Избр. тр.; Т. 6).
32. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 371 с.
33. Wiebe R.A. // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 1–12.
34. Czamanske G.K., Bohlen S.R. // Ibid. 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 37–45.
35. Geist D.J., Frost C.D., Kolker A. // Ibid. 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 13–20.
36. Борозновская Н.Н., Гертнер И.Ф. // Зап. ВМО. 1998. Вып. 2. С. 101–107.
37. Desborough G.A., Cameron E.N. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 116–122.
38. Saravan S., Ramanathan S. // J. Mines, Metals and Fuels. 1970. Vol. 18, N 12. P. 425–426.
39. Wright J.B. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 283. P. 1024–1031.
40. Andersen O. // Amer. Miner. 1917. Vol. 2. P. 91.
41. Hofmeister A.M., Rossman G.R. // Geology. 1985. Vol. 13. P. 644–647.
42. Currie K.L. // Miner. Mag. 1971. Vol. 38, N 296. P. 511–517.
43. Самсонов Я.П., Туринге А.П. Самоцветы СССР. М.: Недра, 1984. 335 с.
44. Goodyear J., Duffin W.J. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 224. P. 306–326. Пер.: Гудийер Дж., Даффин Дж. // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Вып. 2. С. 87–107.

Битовниты Bytownites



Название от г. Битаун – древнее название Оттавы, пров. Онтарио, Канада (Томсон, 1853) [1]. Первоначальная находка представляла собой смесь анортита с кварцем, но впоследствии была доказана однородность плагиоклазов данного состава. К битовнитам относят плагиоклазы с 70–90% анортитовой составляющей.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ или $I\bar{1}$. $a_0 = 8,19$, $b_0 = 12,88$, $c_0 = 14,20 \text{ \AA}$; $\alpha = 93,4$, $\beta = 116,0$, $\gamma = 90,9^\circ$; $V = 1342,5 \text{ \AA}^3$; $Z = 8$.

Усредненная (по рефлексам “a”-типа) кристаллическая структура уточнена для высокого битовнита – $Ab_{15,0}An_{85,0}Or_{0,0}$, полученного отжигом битовнита из Траверселлы, Швейцария, при 1450° за 48 сут [2] и низких битовнитов из Кристал-Бэй, шт. Миннесота, США, – $Ab_{24,0}An_{76,0}Or_{0,0}$ [3] (Smith, 1974), из Сан Луис-Каунти, шт. Миннесота, США, – $Ab_{20,0}An_{80,0}Or_{0,0}$ [4] и битовнитов с Луны – $Ab_{10,0}An_{90,0}Or_{0,0}$ (“Аполло-14”) [5] и $Ab_{16,2}An_{83,4}Or_{0,4}$ (“Аполло-12”) (данные Апплемана с соавт., по [3]).

Параметры ячейки для структурно-уточненных битовнитов:

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V
1	8,184(2)	12,872(3)	14,183(3)	93,41(3)	115,91(3)	90,62(1)	1340,4
2	8,174	12,867	14,197	93,400	116,066	90,670	1339,2
3	8,178(3)	12,870(4)	14,187(5)	93,50(8)	115,90	90,65	1339,5
4	8,184(2)	12,890(2)	14,214(2)	93,22(1)	115,90(1)	91,13(1)	1345,1

1 – [2]; 2 – [3]; 3 – [4]; 4 – [5].

Межатомные расстояния (Å) и Si/Al-упорядоченность в T-позициях:

	T_{10-O}	T_{1m-O}	T_{20-O}	T_{2m-O}	t_{10}	$t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$
1	1,687	1,677	1,676	1,674	0,530	0,440
2	1,678	1,666	1,663	1,672	0,505	0,420
3	1,683	1,672	1,668	1,674	0,525	0,425
4	1,687	1,682	1,682	1,683	0,510	0,465
5	1,685	1,666	1,664	1,671	0,560	0,425

1 – [2]; 2 – [3]; 3 – [4]; 4 – [5]; 5 – [3].

Усредненная кристаллическая структура битовнита построена из примитивных, $P\bar{1}$, анортитоподобных доменов в антифазных суперпозициях, связанных объемно-центрированным вектором псевдосимметрии в объемно-центрированную структуру $I\bar{1}$ [6–8]. При этом исчезают “c”- и “d”-рефлексы и остаются только отражения типа “a” и “b”. $I\bar{1}$ -структура битовнита в отличие от $I\bar{1}$ -структуры анортита устойчива уже при комнатной температуре. При длительном отжиге около температуры плавления (особенно в присутствии воды) она переходит в максимально разупорядоченную структуру плагиоклаза $C\bar{1}$ ($c = 7 \text{ \AA}$). Если в структуре анортита Si : Al = 2 : 2 и их позиции четко разобщены, то в битовните Si частично входит в позиции Al и распределен в них более или менее равномерно ($t_{10} \geq t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$), но позиции Si свободны от Al.

Структуры битовнитов являются усредненными также из-за фазового распада в области An_{70-90} на богатую An-фазу (85–95% An) и бедную An-фазу (60–70% An) – прорастания Гуттенлошера.

Физ. св. Сп. по (001) и (010) совершенная. Изл. раковистый. Хрупкий. Тв. 6–6,5. Уд. в. 2,72–2,75. Цв. белый, серый, коричневатый, иногда бесцветен. Бл. стеклянный. Просвечивает в тонких сколах.

Физ.-хим. конст. Колориметрически определенная в 20%-ной HF при $74,7^\circ$ молярная теплота растворения (разложения) ΔH_{soln} битовнитов из Стиллуотера и Кристал-Бэй, шт. Миннесота, США, и Рустенбурга, Трансва-

аль, ЮАР, равна от $-171,62$ до $-174,25$ ккал/моль [9]. Согласно [10], свободная энергия образования Гиббса, рассчитанная из данных по растворению в ионизированной воде, равна $-948,5$ ккал/моль для битовнита $Ab_{30}An_{67}Or_3$ и $-942,7$ ккал/моль для битовнита $Ab_{31}An_{69}$.

Микр. В шлифах прозрачный, бесцветный. Оптически (-) и (+). Оптическая ориентировка (см. фиг. 86) для низких битовнитов An_{70-90} : $\angle Ng \perp (010) = 40-46^\circ$, $\angle Nm[001] =$ от 79, через 90 до 89° , $\angle Np \perp [001]$ в пл. (010) = $65-78^\circ$; для высоких битовнитов: $41-45,5$, от 86, через 90 до $86,5$ и $70,5-76^\circ$ соответственно (Трётгер, 1952). $n_g = 1,574-1,584$, $n_m = 1,568-1,580$, $n_p = 1,565-1,571$; $n_{cp} = 1,569-1,577$; $n_g - n_p = 0,009-0,013$ (Марфунин, 1962). По (Dana, 1997) $2V$ от $+89$ до -77° (для низких битовнитов), от $+82$ до -80° (для высоких битовнитов). Наклон ромбического сечения относительно (001) от -7 до -13° (см. фиг. 28).

Хим. Теор. состав. An_{70-90} : $Na_2O - 1,01-3,40$; $CaO - 14,36-18,25$; $Al_2O_3 - 31,70 - 35,02$; $SiO_2 - 45,62-50,54$. Молек. вес 273,43-276,62.

Анализы (в порядке увеличения An -компонента):

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	3,36	3,29	3,30	2,96	2,82	2,57	2,60
K_2O	Сл.	0,20	0,13	0,17	0,03	0,17	0,14
MgO	0,10	0,13	0,27	0,06	-	0,20	0,23
CaO	14,00	13,83	13,95	14,80	15,34	15,38	15,21
SrO	-	0,011	0,006	0,032	-	-	0,004
BaO	-	0,14	0,09	0,18	-	-	0,10
FeO	0,07	0,21	0,12	0,09	-	-	0,07
Fe_2O_3	0,88	0,30	0,28	0,14	-	0,27	0,32
Al_2O_3	31,24	30,99	31,02	32,28	32,72	32,14	32,19
SiO_2	49,46	51,00	51,09	49,55	49,14	49,06	49,34
H_2O^\pm	1,02	0,14	0,12	0,13	0,21	0,16	0,15
Сумма	100,13	100,25	100,38	100,39	100,26	99,95	100,36
An (мол.%)	69,7	69,7	70,2	73,1	75,0	76,0	76,3
Ab	30,3	29,1	29,0	25,9	24,9	23,0	22,9
Or	0,0	1,2	0,8	1,0	0,1	1,0	0,8
Уд.в.	-	2,710- 2,714	2,708-2,714	2,719-2,724	2,719	-	2,719- 2,724
n_g	1,574	1,5713- 1,5715	1,5722	1,5718-1,5740	1,578	1,5754	1,5718- 1,5740
n_m	1,568	1,5657- 1,5668	1,5677-1,5682	1,5693	1,573	1,5701	1,5693
n_p	1,565	1,5632	1,5632-1,5639	1,5634-1,5654	1,568	1,5657	1,5634- 1,5653
$2V$	+89	+85	+82 до 90	-84 до +88	-	-89	-

1 - из анортозита Кристал-Бэй, шт. Миннесота, США, анал. фон Кнорринг [9]; 2 - из ортоклаз-кварцевого габбро, гора Вичита, шт. Оклахома, США, анал. Пек [11]; 3 - из анортозита Гранд-Марес, шт. Миннесота, США, анал. Пек [11]; 4 - из габбро, округ Линкольн, шт. Висконсин, США, анал. Пек [11]; 5 - из анортозита, Кристал-Бэй, шт. Миннесота, США, [12]; 6 - из норита, платиновый рудник Рустенбург, Трансвааль, анал. Филлипс [9]; 7 - из анортозита, Сплит-Рок-Пойнт, шт. Миннесота, США, анал. Пек [11].

	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	2,49	2,04	1,98	1,78	1,55	1,40	1,18
K ₂ O	0,19	0,20	0,16	0,05	0,05	0,29	0,09
MgO	0,08	—	—	0,03	0,38	—	0,05
CaO	15,44	16,40	16,50	17,05	17,31	17,34	17,92
FeO	0,10	0,80	—	—	—	—	0,00
Fe ₂ O ₃	0,33	—	0,62	0,82	0,54	0,20	0,88
Al ₂ O ₃	32,17	33,42	33,40	33,03	33,36	34,32	34,36
SiO ₂	49,04	46,59	46,66	47,17	46,34	45,16	46,04
H ₂ O [±]	0,12	0,43	0,49	0,51	0,26	1,03	0,20
Сумма	99,96	99,88	99,81	100,48	99,79	99,74	100,72
An (мол.%)	76,8	80,7	81,4	83,9	85,8	85,8	88,9
Ab	22,1	18,1	17,7	15,8	13,9	12,5	10,6
Or	1,1	1,2	0,9	0,3	0,3	1,7	0,5
Уд.в.	2,719–2,727	2,756	2,742	2,73	—	2,725	—
n _g	1,5770–1,5776	—	—	1,5820	1,5859	1,581	—
n _m	1,5717–1,5726	1,5790	1,5760	—	1,5814	1,574	—
n _p	1,5660–1,5669	—	—	1,5702	1,5713	1,5695	—
2V	–80 до +88	–78	–81,1	–80	–84	–78,4	—

8 – из норита, платиновый рудник Рустенбург, Трансвааль [11]; 9 – из метеорита (эвкрита), Ювинас, Франция, анал. Гейм [13]; 10 – из алливалита, прол. Баркевал, о-в Рам, Шотландия, анал. Гейм [13]; 11 – из алливалита, сев.-вост. Халливал, о-в Рам, Шотландия, анал. Браун [14]; 12 – из анортозита, Стиллуотер, шт. Монтана, США, анал. Филипс [9]; 13 – из анортозита, Бонскар, Стокгольм, Швеция [15]; 14 – из Сьова-Синзан, вулк. Узу, Аубта, округ Ибури, о-в Хоккайдо, Япония, анал. Яги [16].

Наход. Малораспространенная разновидность плагиоклазов, главным образом в ультраосновных и основных эффузивных и интрузивных породах (см. также “Лабрадоры”).

В расслоенном анортит-оливиновом габбро (алливалите) на о-ве Рам, Шотландия, битовнит является первично-осажденной фазой и образует зерна без зональности с наивысшей основностью до $\sim An_{85}$ – $Ab_{17,7}An_{81,4}Or_{0,9}$ (хим. ан. 10) [13], $Ab_{15,8}An_{83,9}Or_{0,3}$ (хим. ан. 11) [14]. В оливиновых прослоях алливалитов плагиоклаз кристаллизуется из остаточного расплава, зонален и обнаруживает падение основности от ядра к периферии [14]. Аналогичные прослой битовнита наблюдались в анортозитовом массиве Стиллуотер, шт. Монтана, $Ab_{13,9}An_{85,8}Or_{0,3}$ (хим. ан. 12) [9]. Зональный битовнит $\sim An_{76}$ обогащает нижние горизонты Великой Дайки в Южн. Родезии, сменяясь вверх по разрезу андезитом (до $\sim An_{44}$) [17] и в дифференцированном интрузиве Базизтоппен-Рафт, Вост. Гренландия, где битовнит $\sim An_{76}$ нижних горизонтов пикритов переходит в андезин, $\sim An_{45}$ в верхних горизонтах пижонитового габбро [18]. Битовнит $Ab_{23,0}An_{76,0}Or_{1,0}$ (хим. ан. 6) и $Ab_{15,8}An_{83,9}Or_{0,3}$ (хим. ан. 11) описан из норитов платинового рудника Рустенбург, Трансвааль, Южн. Африка [9, 11], битовнит $An_{16,5}An_{81,5}Or_{1,8}$ – из троктолита в Меррил, шт. Висконсин, США [11], битовнит $\sim An_{85-95}$ – из роговообманкового габбро батолитов Корона, Элсинон и Сан-Луис-Рэй-Квадранглис, шт. Южн. Калифорния, США [19], битовнит $Ab_{25,9}An_{73,1}Or_{1,0}$ (хим. ан. 4) – из габбро в Линкольн-Кауити, шт. Висконсин, США [11], битовнит $\sim An_{82}$ из габбро горы Хейк, шт. Мэриленд, США [11], битовнит $Ab_{28,1}An_{70,3}Or_{1,6}$ в габбро Дулут, шт. Миннесота,

США [11], битовнит $Ab_{29,1}An_{69,7}Or_{1,2}$ (хим. ан. 2) – в кварц-ортоклазовом габбро с горы Вичита, шт. Оклахома, США [11].

Порфиробласты битовнита $\sim An_{85-91}$ описаны из дайки порфирового плагиоклазового базальта, секущего сиенитовую интрузию в Кэйп-Пэрри на о-ве Трэйл, Вост. Гренландия [20]. Образец состава $Ab_{15}An_{85}$ детально исследован оптическими и рентгеновскими методами ($a = 9,191$, $b = 12,889$, $c = 14,206$ Å; $\alpha = 93,38$, $\beta = 115,96$, $\gamma = 90,97^\circ$; $V = 1345$ Å³; $2\theta(132) - 2\theta_{CuK\alpha}(1\bar{3}2) = 2,265^\circ$), установлено наличие слабых “b”- и диффузных “c”-рефлексов, что, согласно [21], указывает на структуру “переходного анортита”, несмотря на субвулканический характер нахождения данного битовнита. Оптические данные также указывают на принадлежность его скорее к плутонической, чем к вулканической серии плагиоклазов, хотя для основного конца этой серии различия в свойствах незначительны. В то же время битовнит $Ab_{10,3}An_{89,4}Or_{0,3}$ из порфировых вкрапленников в оливинсодержащем базальте из Исландии на основании оптических измерений в двойниках (главным образом Рок-Турнэ) отнесен к высокотемпературной серии плагиоклазов [22]. Плагиоклазы основной массы данного долерита оказались значительно кислее (50–80% An). Битовниты $\sim An_{90-91}$ описаны из базальта, а $\sim An_{79-90}$ из андезита в Богаслоффе, шт. Айдахо, США [11], – битовнит $Ab_{29,2}An_{70,2}Or_{0,7}$ – из порфирового базальта Лейк-Каунти, шт. Орегон, США [11].

Высокоосновной битовнит состава $Ab_{10,6}An_{88,9}Or_{0,5}$ (хим. ан. 14) описан с вулкана Узу, округ Ибури на о-ве Хоккайдо [16].

Битовниты распространены также в анортозитах (в отличие от наиболее широко распространенных лабрадоровых анортозитов они выделены в особый тип битовнитовых анортозитов). Битовнит $Ab_{30,3}An_{69,7}Or_{0,0}$ (хим. ан. 1) [9] и $Ab_{24,9}An_{75,0}Or_{0,1}$ (хим. ан. 5) [12] описан из Кристалл-Бэй, шт. Миннесота, США, битовнит $Ab_{29,0}An_{70,2}Or_{0,8}$ (хим. ан. 3) [11] – из анортозита Гранд-Марес, шт. Миннесота, США, фенокристы битовнита $Ab_{22,9}An_{76,3}Or_{0,8}$ (хим. ан. 7) [11] – из порфирового анортозита Сплит-Рок-Пойнт, шт. Миннесота, США, битовнит $Ab_{12,5}An_{85,8}Or_{0,3}$ (хим. ан. 13) [15] – из анортозита Бонскар, Стокгольм, Швеция, битовниты состава An_{60-80} исследованы из анортозитового массива Какортоссуак, Зап. Гренландия [23], а состава An_{70-80} – из Буксефьорда [24].

Структурные характеристики лабрадор-битовнитов из вулканических, плутонических и метаморфических образований детально рассмотрены Гровом [25].

Битовнит описан из метеоритов (Ювинас, Франция, $Ab_{18,1}An_{80,7}Or_{1,2}$ (хим. ан. 9 [13]) и из лунного грунта ($Ab_{10,0}An_{90,0}$, “Аполло-14” [5] и $Ab_{16,2}An_{83,4}Or_{0,4}$, “Аполло-12” [3]).

**Межплоскостные расстояния битовнита из Сан-Луиса, США,
на основе структурного уточнения [4] и дифрактометрических измерений [26]**

CuK α_1 -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
$\bar{1}11$	2	6,839	12,94	$\bar{1}50$	12	2,456	36,56	260	4	1,816	50,25
$\bar{1}10$	9	6,498	13,63	222	2	2,442	36,56	$\bar{2}64$	2	1,809	50,43
020	9	6,417	13,80	$\bar{1}\bar{5}2$	5	2,413	37,26	116	8	1,798	50,78
002	4	6,364	13,80	150	9	2,392	37,60	$\bar{1}70$	4	1,797	50,78
$\bar{1}\bar{1}2$	10	5,809	15,25	240	13	2,368	38,00	$\bar{4}20$	2	1,787	51,16

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	2θ
112	5	5,640	15,71	044	2	2,347	38,35	172	2	1,780	51,33
121	2	5,026	17,65	315	1	2,327	38,69	208	18	1,770	51,64
022	2	4,694	18,90	362	3	2,312	39,00	244	8	1,759	52,00
022	2	4,361	20,36	244	4	2,308	39,00	264	1	1,748	52,38
202	100	4,041	22,00	332	12	2,280	39,53	420	2	1,747	52,38
112	31	3,913	22,73	116	10	2,264	39,81	172	1	1,745	52,38
130	29	3,767	23,64	226	2	2,230	40,43	228	3	1,734	52,80
112	37	3,761	23,64	244	2	2,224	40,54	136	2	1,734	52,80
200	3	3,675	24,22	334	3	2,181	41,40	064	3	1,718	53,33
130	23	3,631	24,51	226	2	2,155	41,94	444	7	1,710	53,60
132	5	3,618	24,51	060	6	2,139	42,28	444	6	1,710	53,60
114	3	3,468	25,69	242	24	2,137	42,28	228	3	1,680	54,62
114	8	3,360	26,52	134	2	2,118	42,66	244	6	1,652	55,64
220	29	3,249	27,45	136	4	2,105	42,98	338	1	1,627	56,58
040	84	3,209	27,82	152	5	2,098	43,12	446	1	1,615	57,04
204	86	3,197	27,91	316	4	2,090	43,28	080	3	1,604	57,44
004	86	3,181	28,04	404	3	2,020	44,88	008	1	1,591	57,97
220	23	3,132	28,49	154	7	2,020	44,88	082	2	1,583	58,27
132	12	3,036	29,42	402	5	2,017	44,88	028	2	1,571	58,76
042	17	2,954	30,26	312	3	2,004	45,24	428	2	1,564	59,03
024	16	2,938	30,43	062	2	1,984	45,73	266	1	1,536	60,10
224	9	2,905	30,78	312	2	1,968	46,10	243	3	1,511	61,36
132	7	2,832	31,59	224	2	1,956	46,41	280	3	1,494	62,26
134	4	2,813	31,81	246	4	1,937	46,91	282	5	1,491	62,26
221	1	2,788	32,12	424	2	1,927	47,16	176	1	1,490	62,26
202	2	2,709	33,06	424	10	1,927	47,16	462	4	1,485	62,56
134	4	2,649	33,84	352	2	1,882	48,33	536	3	1,481	62,72
222	3	2,554	35,14	224	6	1,880	48,33	084	1	1,477	62,72
242	2	2,513	35,73	352	2	1,853	49,37	464	4	1,469	63,32
242	7	2,513	35,73	406	11	1,846	49,37	066	3	1,454	64,04
314	9	2,501	35,88	064	2	1,839	49,60	280	2	1,448	64,34
240	8	2,469	36,38	400	11	1,838	49,60	246	3	1,448	64,34
114	13	2,459	36,56	116	2	1,836	49,60				

Литература

1. Thomson T. // Amer. J. Sci. 1835. Vol. 28. P. 189.
2. Facchinelli A., Bruno E., Chiari G. // Acta crystallogr. B. 1979. Vol. B-35, pt 1. P. 34-42.
3. Fleet S.G., Chandrasekhar S., Megaw H.D. // Ibid. 1966. Vol. 21, pt 5. P. 782-801.
4. Berking B. // Ztschr. Kristallogr. 1976. Bd. 144, H. 3/4. S. 189-197.
5. Kroll H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 449-457.
6. Megaw H.D. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 104-137.
7. Megaw H.D. // The feldspars / Ed. W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc.: Manchester Univ. press, 1974. P. 2-24.
8. Ribbe P.H. // Feldspar mineralogy: Miner. Soc. Amer. short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg (Va): Southern print. co, 1975. Vol. 2. P. R 1-52.
9. Kracek F.C., Neuvonen K.J. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume. P. 293-318.

10. Huang Wen H., Kiang Wen C. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58. P. 1016–1022.
11. Selected petrogenetic relationships of plagioclase / Ed. R.C.Emmons. N.Y., 1953. 142 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 52).
12. Meen V.B. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1933. N 35. P. 37 (по Диру и др., 1966).
13. Game P.M. // Miner. Mag. 1957. Vol. 31. P. 656.
14. Brown G.M. // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1956. Vol. 240 (по Диру и др., 1966).
15. Lundegårdh P.H. // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1941. Vol. 28. P. 415–430.
16. Yagi K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrogr., Econ. Geol. 1949. Vol. 33. P. 13 (по Диру и др., 1966).
17. Hess H.H. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1950. Vol. 53. P. 159 (по Диру и др., 1966).
18. Hughes C.J. // Medd. Grønland. 1956. Bd. 137, N 2.
19. Larsen E.S., Jr. // Mem. Geol. Soc. Amer. 1948. N 29.
20. Wenk E., Wenk H.-R., Schwander H. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1759–1764.
21. Ribbe P.H., Megaw H.D. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 158–167.
22. Glauser A. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1970. Bd. 50, N 2. S. 245–256.
23. Ellitsgaard-Rasmussen K., Mouritzen M. // Medd. Dan. Geol. Foren. 1954. Vol. 12. P. 436.
24. Sørensen H. // Ibid. 1955. Vol. 13. P. 31.
25. Grove T.L. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 64. P. 273–302.
26. Borg I.Y., Smith D.K. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1709–1723.

Натриево-стронциевые полевые шпаты (Sr-плаггиоклазы)
Sodium-strontium feldspars (Sr-plagioclases)
 $(\text{Na},\text{Sr})[(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8]$

Искусственно синтезированные Na,Sr-п.ш., “стронциевые плаггиоклазы”, члены серии альбит–стронциевый цельзиан. Непрерывная гомогенная серия между Na- и Sr-п.ш. существует при температуре 700–1100 °C [1, 2]. При более низкой температуре в стронциевом конце ряда появляется ромбическая фаза Sr-парацельзиана [2, 3].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i - P\bar{1}$, условно $C\bar{1}$ в натриевой части ряда. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$ в стронциевой части ряда.

Параметры ячейки для Na,Sr-п.ш. разного состава:

Sr-Fsp, мол. %	a_0	b_0	c_0	α
0	8,1560(6)	12,8713(6)	7,1077(4)	93,483(5)
6*	8,1713(6)	12,8225(7)	7,1254(7)	93,040(5)
20 ^{2*}	8,2118(8)	12,9227(10)	7,1441(6)	91,929(5)
20*	8,2025(6)	12,9279(8)	7,1409(6)	92,174(6)
27*	8,2428(12)	12,9529(10)	7,1495(10)	90,153(11)
32*	8,2395(15)	12,9460(12)	7,1248(11)	90,294(10)
40 ^{2*}	8,2584(10)	12,9627(10)	7,1356(8)	90
46 ^{2*}	8,2724(5)	12,9675(8)	7,1530(7)	90
50 ^{2*}	8,2641(8)	12,9624(6)	7,1514(12)	90
54*	8,2831(6)	12,9682(8)	7,1498(8)	90
60 ^{2*}	8,2876(6)	12,9669(5)	7,1470(4)	90
70*	8,3200(12)	12,9660(8)	7,1397(15)	90
72*	8,3502(6)	12,9714(6)	7,1402(4)	90
73*	8,3382(6)	12,9711(7)	7,1427(5)	90
81*	8,3546(6)	12,9720(6)	7,1385(5)	90
83*	8,3677(8)	12,9752(5)	7,1375(5)	90
83*	8,3394(6)	12,9726(6)	7,1416(6)	90
90*	8,3775(6)	12,9747(6)	7,1347(5)	90
92*	8,3662(6)	12,9744(5)	7,1378(4)	90
100	8,3844(4)	12,9693(5)	7,1317(4)	90
100	8,3918(9)	12,9697(9)	7,1311(8)	90
100	8,3890(20)	12,9700(20)	7,1315(15)	90

Sr-Fsp, мол.%	β	γ	V	Ссылка
0	116,448(4)	90,251(5)	666,41(10)	[4]
6*	116,393(4)	90,111(4)	670,66(13)	[5]
20 ^{2*}	116,279(5)	90,323(5)	679,20(5)	[5]
20*	116,393(5)	90,365(6)	677,58(11)	[5]
27*	116,177(8)	90,027(7)	685,05(22)	[5]
32*	116,032(10)	90,044(9)	682,88(28)	[5]
40 ^{2*}	115,772(7)	90	687,89(20)	[5]
46 ^{2*}	116,031(5)	90	689,48(13)	[5]
50 ^{2*}	115,910(8)	90	689,07(21)	[5]
54*	115,662(8)	90	692,25(16)	[5]
60 ^{2*}	115,569(5)	90	692,84(10)	[5]
70*	115,466(11)	90	695,38(31)	[6]
72*	115,571(4)	90	697,69(9)	[6]
73*	115,648(5)	90	696,40(12)	[6]
81*	115,540(5)	90	698,04(12)	[6]
83*	115,522(5)	90	699,32(13)	[6]
83*	115,609(5)	90	696,70(13)	[6]
90*	115,489(4)	90	700,02(11)	[6]
92*	115,548(4)	90	699,02(10)	[6]
100	115,369(3)	90	700,76(7)	[7]
100	115,399(6)	90	701,10(20)	[1]
100	115,420(10)	90	701,00(45)	[8]

* Синтезированы путем катионного обмена; образцы Sr-Fsp₇₀₋₉₂ синтезированы из Sr-замещенного цеолита при 700 °С, 1 кбар.

^{2*} Синтезированы из раскристаллизованных гелей, 700 °С, P_{H₂O} = 1кбар.

Зависимость параметров ячейки от содержания Sr-минала по [5]:

$$a_0 = 8,15819 + 0,25362(\text{Sr-Fsp}) - 0,01725(\text{Sr-Fsp})^2 - 0,00490(\text{Sr-Fsp})^3$$

($\sigma = 0,005 \text{ \AA}$),

$$b_0 = 12,84182 + 0,51658(\text{Sr-Fsp}) - 0,67491(\text{Sr-Fsp})^2 + 0,28988(\text{Sr-Fsp})^3$$

($\sigma = 0,007 \text{ \AA}$),

$$c_0 = 7,11268 + 0,16799(\text{Sr-Fsp}) - 0,25121(\text{Sr-Fsp})^2 + 0,10374(\text{Sr-Fsp})^3$$

($\sigma = 0,005 \text{ \AA}$),

$$\beta = 116,4873 - 0,9900(\text{Sr-Fsp}) - 1,3493(\text{Sr-Fsp})^2 + 1,3358(\text{Sr-Fsp})^3$$

($\sigma = 0,060^\circ$),

$$V = 666,571 + 71,342(\text{Sr-Fsp}) - 55,046(\text{Sr-Fsp})^2 + 18,039(\text{Sr-Fsp})^3$$

($\sigma = 0,600 \text{ \AA}^3$).

Зависимость параметра b_0 от состава для области Sr-Fsp₀₋₄₅ практически линейная: $b_0 = 12,871 + 0,184(\text{Sr-Fsp})$, для более стронциевой области, выше Sr-Fsp₅₀, параметр b_0 не зависит от состава [5].

Незакаливающаяся сдвиговое превращение $C\bar{1} \rightarrow C2/m$ наблюдается от состава $Ab_{68}\text{Sr-Fsp}_{32}$ [1] или $Ab_{66}\text{Sr-Fsp}_{34}$ [5] при комнатной температуре до $\sim Ab_{100}$ при 1000 °С [1, 4] (см. "Альбит" и "Na-п.ш."). При 600 °С переход происходит для состава Sr-Fsp₁₃, при 700 °С для Sr-Fsp₁₀, при 800 °С для Sr-Fsp₆ [5].

Кристаллы, полученные в опытах, для Sr-Fsp₁₀₋₃₀ изометричные, 10–30 мкм, без заметных дефектов, для Sr-Fsp₄₀₋₇₀ (в ассоциации с кварцем) – футляровидные, для Sr-Fsp₇₀₋₁₀₀ – пронизанные каналами, заполненными кварцем.

Физ.-хим. конст. Калориметрическое определение энтальпии (калориметр Кальве ("Setaram", Франция, растворение в расплаве состава $2\text{PbO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3$ при 973 К) дало значения: $\Delta H_{\text{soln}}^0 = 70,3 \pm 4,5$ кДж/моль, $\Delta H_{\text{mix}}^0 = -0,9$ кДж/моль для состава $X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} 0,175$; $\Delta H_{\text{soln}}^0 = 79,8 \pm 3,3$ кДж/моль, $\Delta H_{\text{mix}}^0 = -4,3$ кДж/моль для состава $X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} 0,51$; $\Delta H_{\text{soln}}^0 = 78,8 \pm 3,7$ кДж/моль, $\Delta H_{\text{mix}}^0 = -1,3$ кДж/моль для состава $X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} 0,62$ [9]. Исходя из этих данных энтальпия смешения твердых растворов Na,Sr-п.ш. может быть описана двухпараметрической моделью Маргулеса

$$\Delta H_{\text{mix}} = X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} (1 - X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}})^2 W_2 + (1 - X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}}) (X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}})^2 W_1$$

с параметрами $W_1 = -8,3 \pm 4,1$ кДж/моль, $W_2 = -12,9 \pm 6,2$ кДж/моль. Параметры Маргулеса, описывающие избыточный объем смешения твердого раствора Na,Sr-п.ш., по данным [2]: $W_1 = 6,65(29)$, $W_2 = 1,37(29)$ см³/моль; по данным [5]: $W_1 = 3,29(4)$, $W_2 = 5,15(4)$ см³/моль. Параметры Маргулеса для расчета избыточной энергии смешения $G(\text{ex})$, определенные при 700 °С: $W_1 = 7,89(98)$ и $W_2 = 4,71(85)$ кДж/моль [5]; $W_1 = 2,54(50)$ и $W_2 = 0,65(11)$ кДж/моль [10].

Диагност. Определение химического состава Na,Sr-п.ш. исходя из параметров ячейки [5]:

$$\text{Sr-Fsp} = -0,660480 + 4,162321(a_0 - 8) - 0,367211(a_0 - 8)^2 + 0,968276(a_0 - 8)^3,$$

$$\text{Sr-Fsp} = 2,232229 - 4,332544(\beta - 115) + 3,651485(\beta - 115)^2 - 1,175047(\beta - 115)^3,$$

$$\text{Sr-Fsp} = -0,0157911 + 0,019815(V - 666) - 0,0004505(V - 666)^2 + 0,00001977(V - 666)^3.$$

Искусств. Синтез Na,Sr-п.ш впервые осуществлен Шоппс в 1980 г. [1]. В дальнейшем члены ряда синтезированы путем твердофазового пиросинтеза при 1400–1450 °С из смесей карбонатов и оксидов (Na_2CO_3 , SrCO_3 , Al_2O_3 , SiO_2) с последующей гидротермальной перекристаллизацией продуктов при 700 °С и давлении 1 кбар [9], раскристаллизацией стекол соответствующего состава или гелевых смесей при 700 °С и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар или методом катионного обмена при 700 °С и 1,5–2 кбар [5–7]. Они были также синтезированы по следующей схеме, рекомендованной для получения Na,Sr-Fsp при иммобилизации радионуклидов стронция: осаждение Sr цеолитом (сорбция при 25 °С) → дегидратация цеолита при 580° → трансформация цеолита в полевой шпат (отжиг при 900 °С) [10].

Эксперим. Фазовая диаграмма Na,Sr-п.ш. впервые изучена Шоппс [1], которая наблюдала при температуре ниже 600 °С появление ромбической фазы Sr-парацельзиана. Лагаш и Дюйон [3] получили эту же фазу при 600 °С, 1,5 кбар, а также при 750 °С, 2 кбар; однако последнее не подтверждено опытами Котельникова с соавт. [5, 11, 12] – при 700–800 °С твердый раствор Na,Sr-п.ш. остается гомогенным и Sr-парацельзиан не образуется.

Экспериментальное изучение гидротермальных флюидов 0,5 M NaCl + 0,5 M SrCl₂ + H₂O и 1 M NaCl + 1 M SrCl₂ + H₂O при 700–800 °С и $P = 2$ кбар, используемых для изучения распределения Na и Sr между полевым шпатом и гидротермальными флюидами, подтвердило их гомогенность при данных параметрах (наличие двухфазовых включений газ + жидкость при комнат-

ной температуре, гомогенизирующихся в одну жидкую фазу с постоянной температурой фазовых переходов), тогда как во флюидах более высокой концентрации (2 М) при 800 °С были установлены признаки их гетерогенности (наличие двух различных двухфазовых включений газ + жидкость или трехфазовых включений газ + жидкость + кристаллы). Несмесимость флюидной фазы оказывает существенное влияние на характер протекания ионообменных процессов [5]. Обмен Na и Sr между полевым шпатом и флюидом идет по реакции



причем прямая реакция протекает в несколько раз быстрее, чем обратная. Кривые распределения получены для 600 °С, 1,5 кбар и 750 °С, 2 кбар [3], для 700 °С, 2 кбар [5] и для 800 °С, 2 кбар [11]. Распределение элементов неидеальное: Sr обогащает полевой шпат относительно флюида. Коэффициент распределения для малых содержаний стронция ($\text{Sr-Fsp} \rightarrow 0$) в альбите для 700 °С, 2 кбар, 0,5–1,0 М раствора ($\text{NaCl} + \text{SrCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$): $K_D = 11,0 (\pm 9,0)$ [5]. Для 2 М раствора ($\text{NaCl} + \text{KCl}$) при 750 °С, 2 кбар, по данным [13]: $K_D = 23,5 (\pm 4,0)$, по данным [14]: $K_D = 25,0$. Для 1,5 М раствора ($\text{NaCl} + \text{SrCl}_2$) при 800 °С, 1,5 кбар: $K_D = 83 (\pm 8)$ [15]. Согласно [5], коэффициент распределения Sr между полевым шпатом и флюидом не зависит от температуры (по крайней мере при 600–800 °С и $P = 1,5\text{--}2,0$ кбар). Кривая зависимости $\ln K_D$ от состава – плавная кривая второго порядка без изгибов в области структурных переходов $C1 \rightarrow C2/m$. Согласно [10], ниже $X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} \sim 0,7 \ln K_D = 3,2 \pm 0,5$ (константа), выше $X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}} - 0,7 K_D$ зависит от состава полевого шпата: $\ln K_D = 0,32 + 4,3 X_{\text{Sr}}^{\text{Fsp}}$.

Практ. знач. Синтетический Na,Sr-Fsp предлагается использовать во внутренней зоне (с кварцем во внешней зоне) в двуслойных матрицах для иммобилизации радионуклидов стронция при захоронении радиоактивных отходов [10, 16].

Литература

- Schöps M. Die Liquidus-Solidusbeziehung im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SrAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und die Phasenbeziehungen im Subsolidusbereich: Diplomarbeit. Munster, 1980. 82 S.
- Bambauer H.U., Schöps M., Pentinghaus H. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107. P. 541–551.
- Lagache M., Dujon S.C. // Ibid. 1987. Vol. 110. P. 551–561.
- Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.
- Котельников А.Р., Котельникова З.А. // Геохимия. 1997. № 2. С. 169–178.
- Котельников А.Р., Бычков А.М., Зырянов В.Н. и др. // Там же. 1995. № 10. С. 1527–1532.
- Kroll H., Kotelnikov A.R., Goettlicher J., Valyashko E.V. // Europ. J. Miner. 1995. Vol. 7. P. 489–499.
- Nager H.E. Gitterkonstanten und displasive Transformation von synthetischen Feidspaten im System $(\text{Ca,Sr,Ba})[\text{Al}_2(\text{Si,Ge})_2\text{O}_8]$. Inaug. Diss. Munster, 1974. 189 S.
- Ковальский А.М., Котельников А.Р., Огородова Л.П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. № 3. С. 65–67.
- Koval'skii A.M., Kotelnikov A.R., Akhmedzhanova G.M. et al. // Exp. Geosci. 1997. Vol. 6, N 2. P. 97–99.
- Котельников Ф.Р., Кравчук И.Ф., Романенко И.М., Карабцов А.А. // Геохимия. 1987. N 1. С. 33–43.
- Kotelnikov A.R., Chernysheva I.V. // Miner. Mag. 1995. Vol. 59. P. 79–91.
- Carron J.-P., Lagache M. // Bull. Minér. 1980. Vol. 103. P. 571–578.
- Iiyama J.T. // The feldspars / Ed.W.S. MacKenzie and J. Zussman. Manchester etc: Manchester Univ. press, 1974. P. 552–573.
- Delbove F. // Bull. Miner. 1978. Vol. 101. P. 317–333.
- Kotelnikov A.R., Bychkov A.M., Akhmedzhanova G.M. et al. // Exp. Geosci. 1999. Vol. 8, N 2. P. 100–101.

Натриево-бариевые полевые шпаты (Ba-плагиоклазы)
Sodium-barium feldspars (Ba-plagioclases)
 (Na,Ba)[(Al,Si)₄O₈]

“Бариевые плагиоклазы” синтезированы Рудертом при изучении системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--H}_2\text{O}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар [1]. Им показано, что Na,Ba-п.ш. образуют непрерывные твердые растворы ниже 900° в альбитовом конце ряда и при более высокой температуре в цельзиановом конце ряда, ограниченные снизу сложным сдвоенным сольвусом, скомбинированным из низкотемпературной кривой с критической точкой $\sim 850^\circ$ для составов, обогащенных натрием, и высокотемпературной кривой с критической точкой $\sim 940^\circ$ для составов, обогащенных барием. В Na-области зафиксировано сдвиговое (диспласивное) превращение монокл. \rightarrow трикл. при составах $Ab_{10}Cn_{90}$ при 900° и $Ab_{15}Cn_{85}$ при 800° , аналогичное превращению К-п.ш. в анальбит [1, 2].

Котельниковым с соавт. [3, 4] и Лагаш [5] исследовалось распределение Ba между Ba-плагиоклазом и водно-солевым хлоридным флюидом. Согласно [3], синтезированные при 800° и 2 кбар Ba-плагиоклазы имели триклинную симметрию при $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} < 0,2$ и моноклинную при $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} > 0,3$. Плагиоклаз всегда был более бариевый, чем равновесный флюид. Коэффициент распределения Na и Ba между ним и флюидом $\ln K_D = [(X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}})(X_{\text{Na}}^{\text{Fl}})^2] / [(X_{\text{Na}}^{\text{Pl}})^2(X_{\text{Ba}}^{\text{Fl}})]$ равен $4,83 X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} + 1,84$ для составов $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} < 0,85$ и $-12,03 X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} + 15,95$ для составов $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} > 0,85$, что, скорее всего, связано с гетерогенизацией водно-солевого флюида ($\text{NaCl} + \text{BaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$). Аналогичное явление ранее было отмечено для флюида ($\text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$).

Избыточная энергия смешения $G_{\text{эксперим}}^{\text{ex}}$ варьирует от 1506 Дж/моль для $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} = 0,1$ до 1088 для $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} = 0,9$ через максимум 3389 Дж/моль для состава $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} = 0,5$. Рассчитанная “полная избыточная энергия смешения” $*G_{\text{расч}}^{\text{ex}}$ варьирует от 1243 Дж/моль для составов $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} = 0,1$ и 0,9 через максимум 3452 Дж/моль при $X_{\text{Ba}}^{\text{Pl}} = 0,5$. Показано, что избыточная энергия смешения возрастает и, следовательно, отклонение от идеальности твердых растворов увеличивается в ряду плагиоклазов Na–Ca, Na–Sr, Na–Ba, что коррелирует с увеличением радиусов этих ионов [3].

Литература

1. Rudert V. // Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 35. P. 313–329.
2. Vambauer H.U., Kroll H., Nager H.E., Pentinghaus H. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 313–345.
3. Котельников А.Р., Романенко И.М., Котельникова З.А. // Геохимия. 1990. № 3. С. 346–355.
4. Kotelnikov A.R., Chernysheva I.V. // Feldspars and their reactions. Edinbyrgh: NATO, 1993. P. 33.
5. Lagache M. // Europ. J. Miner. 1993. Vol. 5. P. 447–454.

Калиево-стронциевые полевые шпаты (Sr-гиалофаны)
Potassium-strontium feldspars (Sr-hyalophanes)
 (K,Sr)[(Al,Si)₄O₈]

Искусственно синтезированные стронциевые аналоги гиалофанов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$.

Параметры ячейки [1]:

X_{Sr}	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β	<i>V</i>
0,00	8,6045(10)	13,0306(10)	7,1787(8)	116,011(6)	723,36(17)
0,00	8,6018(4)	13,0448(5)	7,1819(4)	116,012(3)	724,24(8)
0,06(3)	8,5612(4)	13,0267(4)	7,1816(4)	115,943(3)	720,22(6)
0,08(3)	8,5539(7)	13,0256(7)	7,1819(4)	115,957(4)	719,47(10)
0,10	8,5568(8)	13,0318(6)	7,1790(6)	115,910(6)	720,06(12)
0,20(3)	8,5149(6)	13,0216(7)	7,1762(5)	115,865(5)	715,97(12)
0,32(3)	8,4732(6)	13,0145(5)	7,1716(5)	115,787(4)	712,10(10)
0,38(4)	8,4674(6)	13,0103(6)	7,1682(4)	115,763(4)	711,17(8)
0,38(4)	8,4669(6)	13,0108(4)	7,1689(3)	115,767(3)	709,90(8)
0,43(3)	8,4542(5)	13,0071(4)	7,1671(4)	115,744(3)	709,90(8)
0,48(3)	8,4446(6)	13,0038(5)	7,1623(4)	115,680(3)	708,82(9)
0,62(3)	8,4222(8)	12,9991(8)	7,1569(8)	115,613(6)	706,56(15)
0,70(5)	8,4164(6)	12,9930(6)	7,1549(4)	115,623(4)	705,47(10)
0,76(3)	8,4086(6)	12,9883(6)	7,1486(5)	115,572(4)	704,20(10)
0,76(3)	8,4090(3)	12,9905(4)	7,1485(3)	115,596(2)	704,24(6)
0,77(4)	8,4079(3)	12,9884(4)	7,1492(3)	115,585(3)	704,17(6)
0,82(3)	8,4023(3)	12,9833(4)	7,1422(3)	115,533(3)	703,05(6)
0,87(4)	8,4000(5)	12,9830(5)	7,1396(4)	115,491(3)	701,19(9)
0,96(3)	8,3907(4)	12,9737(5)	7,1331(5)	115,455(4)	701,92(7)
0,96(3)	8,3962(4)	12,9789(6)	7,1342(3)	115,465(3)	701,92(7)
0,97(3)	8,3888(4)	12,9752(6)	7,1320(5)	115,429(3)	701,08(9)
0,98(2)	8,3931(3)	12,9759(4)	7,1328(3)	115,457(2)	701,39(5)
1,00	8,3849(4)	12,9693(5)	7,1317(4)	115,359(3)	700,76(7)
1,00	8,386(2)	12,970(2)	7,1275(20)	115,42(1)	700,18(26)

Уравнения связи параметров ячейки с составом [1]:

$$a = 8,6010 - 0,53817 X_{Sr}^{Fsp} + 0,53752 (X_{Sr}^{Fsp})^2 - 0,21224 (X_{Sr}^{Fsp})^3 \quad (\sigma = 0,0037 \text{ \AA}),$$

$$b = 13,0341 - 0,06059 X_{Sr}^{Fsp} \quad (\sigma = 0,0032 \text{ \AA}),$$

$$c = 7,1816 - 0,02222 X_{Sr}^{Fsp} - 0,02852 (X_{Sr}^{Fsp})^2 \quad (\sigma = 0,0014 \text{ \AA}),$$

$$\beta = 116,009 - 0,96203 X_{Sr}^{Fsp} + 1,03863 (X_{Sr}^{Fsp})^2 - 0,67257 (X_{Sr}^{Fsp})^3 \quad (\sigma = 0,022^\circ),$$

$$V = 723,362 - 44,4062 X_{Sr}^{Fsp} + 36,2726 (X_{Sr}^{Fsp})^2 - 14,3159 (X_{Sr}^{Fsp})^3 \quad (\sigma = 0,38 \text{ \AA}^3).$$

Физ.-хим. конст. Распределение K и Sr между полевым шпатом и флюидом не является идеальным. $\ln K_D = 1,4381 + 1,2511 X_{Sr}^{Fsp} + 2,2409 (X_{Sr}^{Fsp})^2$ [1].

Исходя из двухпараметрической модели Маргулеса избыточная свободная энергия смешения G^{ex} может быть рассчитана по уравнению

$$G^{ex} = W_{Sr-Fsp}^G (1 - X_{Sr}^{Fsp})^2 (X_{Sr}^{Fsp}) + W_{K-Fsp}^G (1 - X_{Sr}^{Fsp}) (X_{Sr}^{Fsp})^2,$$

где параметры Маргулеса

$$W_{K-Fsp}^G = 11,1(8) \text{ кДж/моль}, \quad W_{Sr-Fsp}^G = 8,5(1,1) \text{ кДж/моль} \quad [1].$$

Параметры Маргулеса, рассчитанные из данных Лагаш [2], $W_{K-Fsp}^G = 13,1(1,4)$, $W_{Sr-Fsp}^G = 8,4(1,4)$ кДж/моль при 750° , $W_{K-Fsp}^G = 15,7(1,8)$, $W_{Sr-Fsp}^G = 7,8(1,2)$ кДж/моль при 600° [1, 3].

Избыточные объемы смешения V^{ex} рассчитываются по уравнению Маргулеса

$$V^{ex} = W_{K-Fsp}^V (1 - X_{Sr}^{Fsp})(X_{Sr}^{Fsp})^2 + (1 - X_{Sr}^{Fsp})^2(X_{Sr}^{Fsp}),$$

где параметры Маргулеса $W_{K-Fsp}^V = (0,1150(272))$ Дж/моль, $W_{Sr-Fsp}^V = -0,3306(310)$ Дж/моль [1, 3].

В отличие от положительных объемов смешения в К,Na-, К,Ва-, Na,Ва- и Na,Ва-п.ш. и близких к нулю объемов смешения в Na,Са-п.ш. в данном случае они отрицательны, так же как и избыточные объемы смешения в К,Са-п.ш. Объяснение этого дается на основе модели энергии напряжения Дж.У. Христиана.

Искусств. Получены ионообменным путем в гидротермальных условиях в соответствии с реакцией



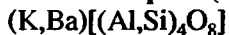
при 700 и 800° , 2 кбар, за 11–33 сут [1].

Литература

1. Kroll H., Kotelnikov A.R., Göttlicher J., Valyashko E.V. // *Europ. J. Miner.* 1995. Vol. 7, N 3. P. 488–499.
2. Lagache M. // *C.r. Acad. sci. Ser. II.* 1990. Vol. 310. P. 541–546.
3. Kotelnikov A.R., Chernysheva I.V. // *Feldspars and their reactions.* Edingurgh: NATO, 1993. P. 33.

Калиево-бариевые полевые шпаты (гиалофань)

Potassium-barium feldspars (hyalophanes)



Примесь Ва постоянно присутствует в К-п.ш., но обычно не превышает 0,10–3,95 мас.% ВаО (см. “Ва-содержащие К-п.ш”). К К,Ва-п.ш. (гиалофанам) отнесены полевые шпаты с более высоким содержанием бария (> 5 мас.% ВаО), содержащие от 10–15 до 70–80 мол.% цельзианового $BaAl_2Si_2O_8$ (Cn) компонента (от 5,3–7,85 до 32,0–35,5 мас.% ВаО).

В литературе нет однозначного подхода к номенклатуре. Стрэндрмарк [1] относил к гиалофанам только существенно калиевую часть ряда с $Or : Cn$ от 6 : 1 (7,5% ВаО) до 2 : 1 (16,4% ВаО). Другие исследователи делят ряд пополам, относя разности с $Cn > 50\%$ к цельзианам. Попытки объективного разделения ряда по рентгеновским и оптическим свойствам были предприняты Иосимура [2] и Гэем и Роем [3–6]. Иосимура установил нарушение постепенности изменения оптических свойств в интервале 40–45% Cn , что затем было опровергнуто Сегнитом [7]. Рой обнаружил изменение оптической ориентировки, показателей преломления и плотности природных образцов (но не синтетических) в интервале 65–70 мас.% Cn , а Гэй подтвердил это рентгеновскими данными, наблюдая в образцах с более высоким содержанием Ва появление сателлитовых “b”-рефлексов, указывающих на удвоение параметра c_0 до 14 \AA [8, 9] (однако образцы с 65–85 мас.% Cn в природе отсутствуют). Согласно Гэю и Рою [6], вплоть до состава Cn_{65-70} можно выделить

две серии гиалофанов: ортоклаз–цельзиан, “низкотемпературную”, и санидин–цельзиан, “высокотемпературную”, различия между которыми невелики, а при большем содержании Ва не устанавливаются. Таким образом, “гиалофановая структура” ($c_0 = 7 \text{ \AA}$) в низкотемпературной серии (с учетом разрыва составов) существует до Sn_{80} и в разностях состава Sn_{80-100} переходит в “цельзиановую” ($c_0 = 14 \text{ \AA}$); в высокотемпературной серии переход гиалофана в цельзиан наблюдается уже для Sn_{70} .

Первый полевой шпат с высоким содержанием ВаО (12–15%) описан в 1855 г. фон Вальтерхаузеном из доломитов Бинненталья, кантон Вале, Швейцария. Назван от греч. $\gamma\iota\alpha\lambda\omicron\varsigma$ – *гиалос* (стекло) и $\phi\alpha\iota\nu\epsilon\zeta\theta\alpha\iota$ – *файнестай* (подобный), из-за стекловатого облика кристаллов.

Разнов. Под названием *kasoit* – *kasoite* описан К,Ва-п.ш. с 25,5% ВаО (65,2% Sn) из марганцевой шахты Казо (Япония) [10].

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. Для высокотемпературной серии санидин–цельзиан (синтезированные Ва-п.ш.) структура цельзиана (монокл. с. $C_{2h}^6 - I2/c$) с $c_0 = 14 \text{ \AA}$ (появление “b”-рефлексов на рентгенограммах) характерна для составов Sn_{70-100} , гиалофановая – для Sn_{0-70} . Для низкотемпературной серии ортоклаз (микроклин)–цельзиан (природные образцы) “b”-рефлексы не были установлены для составов Sn_{15-65} и зарегистрированы для Sn_{80-100} . Образцы в интервале Sn_{65-80} в природе отсутствуют. Гиалофаны Sn_{30-65} всегда моноклинны; среди образцов с меньшим содержанием Sn -составляющей отмечались триклинные разности. Образцы состава Sn_{15} обнаруживают фазовый распад на К-п.ш. и гиалофан (+ альбит, при высоком содержании Na) (Smith, Brown, 1988).

Параметры ячейки природных гиалофанов низкотемпературной серии ортоклаз–цельзиан по [6]:

	Sn , мас.%	a_0	b_0	c_0	β	V	Месторождение
1	10,2	8,575	13,014	14,403	115,95	1445,24	Тагучи, Япония
2	11,5	8,565	13,018	14,407	115,88	1445,25	Якобсберг, Швеция
3	12,2	8,601	13,005	14,412	116,01	1447,61	Франклин, США
4	13,8	8,539	13,005	14,422	115,97	1439,86	Лонгбан, Швеция
5	22,6	8,570	13,003	14,405	115,89	1444,10	Франклин, США
6	25,0	8,593	13,008	14,396	115,86	1448,03	Сьёгруван, Швеция
7	29,5	8,560	13,016	14,407	115,68	1446,60	Лонгбан, Швеция
8	36,8	8,593	13,037	14,410	115,77	1453,80	Тагучи, Япония
9	37,5	8,552	13,023	14,400	115,78	1444,27	Бинненталь, Швейцария
10	38,4	8,594	13,026	14,404	115,69	1453,00	Франклин, США
11	42,1	8,564	13,026	14,403	115,70	1447,81	Бинненталь, Швейцария
12	42,5	8,602	13,052	14,410	115,82	1456,25	Тагучи, Япония
13	43,3	8,557	13,037	14,441	115,69	1451,72	Босния
14	45,3	8,557	13,040	14,400	115,69	1447,0	Бусоваче, Босния*
15	59,1	8,598	13,048	14,412	115,64	1457,62	Тагучи, Япония
16	59,2	8,619	13,047	14,415	115,39	1464,40	Франклин, США
17	63,2	8,621	13,044	14,405	115,30	1464,50	Брокен-Хилл, Австралия
18	65,2	8,598	13,047	14,404	115,45	1459,02	Казо, Япония

* Оригинал структурного уточнения [11].

Линейные параметры определены с точностью $\pm 0,006 \text{ \AA}$, угловые $\pm 0,08^\circ$. Индексирование в 14 \AA объемно-центрированной моноклинной ячейке, так как слабые “b”-рефлексы, указывающие на удвоение параметра c_0 , не проявлялись при измерениях на дифрактометре. Позднее было установлено отклонение углов α и γ от 90° .

При замещении KSi на BaAl увеличиваются все линейные параметры ячейки: a_0 на 0,1 Å, b_0 на 0,05 Å и ее объем на 35 Å³ и уменьшается угол β от 116 до 115° (на 1°). Разброс значений объясняется частичным замещением K и Ba на Na и Ca, которые уменьшают величину a_0 , b_0 и объем [12].

Данную низкотемпературную серию Винчелл рассматривал как серию адуляр–цельзиан.

Параметры ячейки для высокотемпературной серии санидин (монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$)–цельзиан (монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$) определены для ряда природных образцов, подвергнутых сухому отжигу при 1200–1560°, 24–72 ч [6]:

Sn, мас.%	a_0	b_0	c_0	β	V	Месторождение, режим отжига (в скобках)
10,2	8,574	13,019	14,373	115,92	1443,03	Тагучи, Япония (1200 °С, 72 ч)
29,5	8,566	13,012	14,371	115,73	1442,84	Лонгбан, Швеция (1380, 72)
37,5	8,578	13,023	14,361	115,74	1445,1	Бинненталь, Швейцария (1200, 24)
45,3	8,556	13,045	14,378	115,63	1446,8	Бусоваче, Босния (1300, 24)*
84,8	8,628	13,075	14,410	115,24	1470,29	Якобсберг, Швеция (1400, 72)

* Оригинал структурного уточнения [11].

а также синтезированных гидротермальным путем при 500 и 700° [5, 6]:

BaAl ₂ Si ₂ O ₈ , мас.%*	a_0	b_0	c_0	β	V
0	8,608	13,025	14,362	116,09	1446,2
10	8,611	13,037	14,368	116,04	1449,4
20	8,607	13,041	14,374	115,94	1450,9
30	8,607	13,037	14,385	115,79	1453,4
40	8,613	13,050	14,387	115,69	1457,3
50	8,616	13,051	14,391	115,65	1458,7
60	8,616	13,056	14,392	115,53	1460,9
70	8,617	13,055	14,394	115,43	1462,3
80	8,623	13,054	14,405	115,28	1466,2
90	8,627	13,051	14,399	115,21	1466,2
100	8,642	13,040	14,399	115,22	1469,0

* Синтез при 500°.

BaAl ₂ Si ₂ O ₈ , мас.% ^{2*}	a_0	b_0	c_0	β	V
0	8,606	13,020	14,347	116,04	1444,4
10	8,603	13,026	14,367	116,02	1446,8
20	8,607	13,032	14,382	115,86	1452,0
30	8,619	13,038	14,392	115,75	1456,6
40	8,609	13,048	14,394	115,72	1456,7
50	8,616	13,049	14,398	115,66	1459,1
60	8,612	13,050	14,395	115,47	1460,7
65	8,610	13,055	14,399	115,45	1461,5
70	8,614	13,049	14,393	115,35	1462,1
80	8,621	13,050	14,401	115,26	1465,3
90	8,629	13,049	14,400	115,18	1467,4
100	8,641	13,047	14,406	115,13	1470,5

^{2*} Синтез при 700°.

Средняя точность определения параметров a_0 , b_0 , $c_0 \pm 0,006$ Å, угла $\beta \pm 0,05^\circ$. Образцы синтезированы при 500 и 700 °С и давлении $H_2O = 2$ кбар, по методике Роя [5] за 7 сут из аморфных смесей $KAlSi_3O_8$ и $BaAl_2Si_2O_8$, приготовленных из K_2CO_3 , $BaCO_3$, порошка Al и $(C_2H_5)_4SiO_4$. Дифрактометр, Cu K_{α} -излучение, внутренний стандарт Si. Индексирование на основе удвоенной ячейки $c \times 2 = 14$ Å.

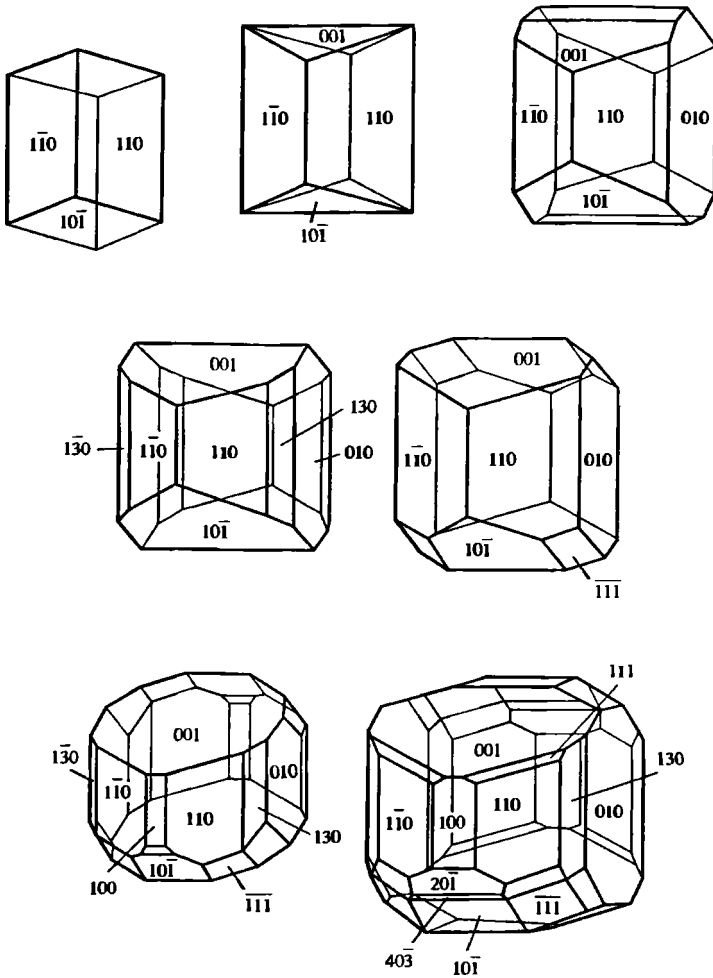
Согласно [5, 6], при монокристалльной съемке в природных гиалофанах (низкотемпературная серия) слабые сателлитовые "b"-рефлексы не наблюдались до состава Cn_{60} и зарегистрированы для Cn_{63} и Cn_{85} (мас.%) (в интервале Cn_{65-85} разрыв составов). В синтезированных образцах (высокотемпературная серия) они не наблюдались до Cn_{65} и установлены в образце Cn_{70} (мас.%). При высокотемпературном отжиге (1500–1600°) "b"-рефлексы усиливаются.

Кристаллические структуры низкого и высокого гиалофанов расшифрованы для гиалофана из Бусовач, Босния [6], $(K_{0,43}Ba_{0,39}Na_{0,17}Ca_{0,01}) \times [Al_{1,42}Si_{2,59}O_8]$ (хим. ан. 14) и его отожженного при 1400°, 24 ч эквивалента [11].

Межатомные расстояния (Å) и межатомные углы (град.), по [11]:

В тетраэдрах					
T(1)	Низкий	Высокий	T(2)	Низкий	Высокий
T(1)–O(A1)	1,669(1)	1,669(2)	T(2)–O(A2)	1,656(1)	1,654(2)
T(1)–O(B)	1,665(3)	1,647(5)	T(2)–O(B)	1,638(3)	1,648(5)
T(1)–O(C)	1,673(3)	1,669(4)	T(2)–O(C)	1,642(3)	1,649(4)
T(1)–O(D)	1,671(3)	1,663(3)	T(2)–O(D)	1,650(3)	1,644(4)
Среднее	1,669(1)	1,662(2)	Среднее	1,647(1)	1,649(2)
T(1)	Низкий	Высокий	T(2)	Низкий	Высокий
O(A1)–O(B)	2,639(4)	2,620(5)	O(A2)–O(B)	2,662(4)	2,681(6)
O(A1)–O(C)	2,799(4)	2,795(6)	O(A2)–O(C)	2,589(3)	2,594(4)
O(A1)–O(D)	2,638(4)	2,635(4)	O(A2)–O(D)	2,688(4)	2,675(5)
O(B)–O(C)	2,767(4)	2,752(6)	O(B)–O(C)	2,716(4)	2,721(6)
O(B)–O(D)	2,777(4)	2,751(5)	O(B)–O(D)	2,729(5)	2,729(6)
O(C)–O(D)	2,724(4)	2,719(5)	O(C)–O(D)	2,736(4)	2,742(6)
Среднее	2,724(2)	2,712(2)	Среднее	2,686(2)	2,690(2)
O(A1)–T(1)–O(B)	104,7(1)	104,4(2)	O(A2)–T(2)–O(B)	107,8(2)	108,6(3)
O(A1)–T(1)–O(C)	113,8(1)	113,7(2)	O(A2)–T(2)–O(C)	103,4(1)	103,5(2)
O(A1)–T(1)–O(D)	104,4(1)	104,5(2)	O(A2)–T(2)–O(D)	108,8(2)	108,3(2)
O(B)–T(1)–O(C)	112,0(2)	112,2(2)	O(B)–T(2)–O(C)	111,8(1)	111,2(2)
O(B)–T(1)–O(D)	112,7(1)	112,4(2)	O(B)–T(2)–O(D)	112,1(1)	112,0(2)
O(C)–T(1)–O(D)	109,1(1)	109,4(2)	O(C)–T(2)–O(D)	112,4(2)	112,8(2)
Среднее	109,4(1)	109,4(1)	Среднее	109,4(1)	109,4(1)
Углы между тетраэдрами			Расстояния в K, Ba-полиэдре		
	Низкий	Высокий		Низкий	Высокий
T(1)–O(A1)–T(1)	143,5(2)	142,9(4)	K, Ba–O(A1) × 2	2,871(2)	2,869(4)
T(2)–O(A2)–T(2)	136,2(2)	136,3(3)	K, Ba–O(A2)	2,657(4)	2,662(5)
T(1)–O(B)–T(2)	150,9(2)	150,9(3)	K, Ba–O(B) × 2	2,965(3)	2,965(4)
T(1)–O(C)–T(2)	130,1(2)	130,5(2)	K, Ba–O(C) × 2	3,122(3)	3,128(4)
T(1)–O(D)–T(2)	140,3(2)	140,6(3)	K, Ba–O(D) × 2	2,929(3)	2,934(4)
Среднее	140,2(1)	140,2(1)			

Согласно уравнению в [13], в низком гиалофане данного состава (при нормализации к общему содержанию Al = 1,42 в формуле) наблюдается несколько большая Si/Al-упорядоченность T(1) = 0,43, T(2) = 0,28, чем в высо-



Фиг. 87. Кристаллы гиалофана различного габитуса из полостей в доломите, Бинненталь, кантон Вале, Швейцария (Гольдшмидт, 1916) (по данным Ринне (1884))

ком ($T(1) = 0,40$, $T(2) = 0,31$), но различия незначительны, что противоречит оптическим свойствам низких и высоких гиалофанов.

По морфологии кристаллы не отличаются от кристаллов К-п.ш. разных структурных модификаций. Наиболее богатые гранями кристаллы гиалофана известны из пустот в зернистых доломитах Бинненталья вблизи Имфельда, кантон Вале, Швейцария (фиг. 87). Хорошие кристаллы найдены в Слюдянском районе, Южн. Прибайкалье, образованные гранями: b (010), c (001), m (110), n (130), x ($\bar{1}01$), p ($\bar{1}11$), y ($\bar{2}01$), e (021) [14–16] (ф и р граней см. “К-п.ш.”). Кристаллы с гранями b (010), c (001), m (110), n (130), x ($\bar{1}01$), y ($\bar{2}01$), p ($\bar{1}11$), реже a (100), q ($\bar{2}03$), k ($\bar{5}06$), w ($\bar{2}21$), сдвойникованные по манебахскому и бавенскому законам, описаны из Заградского потока в Бусоваче, Босния [17].

Физ. св. Сп. по (001) отчетливая, но часто совсем не проявлена. Тв. 6. Уд. в. 2,63–3,35. Увеличивается с ростом содержания Ва [4].

Цв. белый, серый, голубовато-серый с перламутровым отливом, красноватый (Слюдянка), серовато-белый, красновато-коричневый (Франклин). Прозрачный. Стекловатый.

Экспериментально определены скорости упругих волн (v_k) в голубовато-сером гиалофане из Слюдянки, Прибайкалье, в разных направлениях ([001], [110], [010], [101], [100], [011]) при атмосферном давлении; их смещение оказалось в пределах 2,25–7,80 км/с. Уточненные на ЭВМ упругие константы (c_{ik} , s_{ik}) равны: $c_{11} = 6,74$; $c_{22} = 16,08$; $c_{33} = 12,39$; $c_{44} = 1,36$; $c_{55} = 2,53$; $c_{66} = 3,54$; $c_{12} = 4,29$; $c_{13} = 4,51$; $c_{23} = 2,56$; $c_{15} = -1,28$; $c_{25} = -0,76$; $c_{35} = -1,58$; $c_{46} = -0,17$ ($10^{11} \cdot \text{дин} \cdot \text{см}^{-2}$); $s_{11} = 23,76$; $s_{22} = 7,50$; $s_{33} = 10,94$; $s_{44} = 74,19$; $s_{55} = 44,92$; $s_{66} = 28,46$; $s_{12} = -4,95$; $s_{13} = -6,82$; $s_{23} = 0,24$; $s_{15} = 6,29$; $s_{25} = -0,11$; $s_{35} = 3,45$; $s_{46} = 3,57$ ($10^{-13} \cdot \text{см/дин}$); $\rho = 2,646$ ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$) (коэффициент достоверности $R = 1,3 \cdot 10^{-3}$). Средние значения по Фойгту–Реуссу–Хиллу: $E = 6,97$; $G = 2,68$; $K = 5,84$ и постоянные Ламе: $\lambda = 4,04$; $\mu = 2,68$ ($10^5 \cdot \text{кг} \cdot \text{см}^{-2}$). Средние скорости упругих волн: $v_p = 5,96$; $v_s = 3,18$ (км/с) [18, 19].

Физ. хим. конст. Энергия активации перехода низкий–высокий гиалофан промежуточного состава ($\text{Sn } 37,5$ мас.%) $101,5 \pm 5,0$ ккал/моль [6].

Микр. В шл. прозрачные, бесцветные. Природные гиалофаны (низкотемпературная серия) двуосные, (–) в калиевой части ряда, (–) и (+) для разностей, богатых барием. Оптическая ориентировка меняется в зависимости от содержания Ва: для Ва-содержащих К-п.ш. состава Sn_{0-10} пл. опт. осей (001), $N_g = b$ (N_m и $N_p \perp b$), $\angle aNp$ от +5 до +2°. В гиалофанах с 10–(65–70) мас.% Sn с ростом содержания Ва индикатриса вращается вокруг оси b . Пл. опт. осей отклоняется от (001) на 39–40°, $\angle aNp$ уменьшается до 0, а затем возрастает соответственно до –(39–40)°. $2V$ меняется от –66 до –80° (без четкой зависимости от состава) (см. фиг. 83,б). В гиалофанах с (65–70)–90 мас.% Sn оптическая ориентировка скачкообразно меняется: пл. опт. осей (010), $N_m = b$ (N_g и $N_p \perp b$), $\angle aNg$ с ростом Ва меняется слабо, уменьшаясь от +33 до +25°. $2V$ меняется от –74 до +84°, по-видимому, проходя через 90° [4] (Винчеллом ошибочно указывалось, что изменение угла опт. осей идет через значение $2V = 0^\circ$).

Разрыв в оптических свойствах, согласно [4], наблюдается для состава Sn_{65-70} (мас.%). Однако эти данные не вполне определены, так как среди природных образцов отсутствуют составы Sn_{65-85} . Кроме того, изменение оптической ориентировки не сопровождается разрывами в изменении показателей преломления и угла оптических осей. Согласно [6], $n_g = 1,532$ –1,598, $n_m = 1,529$ –1,593, $n_p = 1,526$ –1,589; показатели преломления растут с увеличением содержания Ва, но прямой зависимости не наблюдается:

	Sn, мас.%	Or, мас.%	n_p	n_m	n_g	$n_g - n_p$	$2V_{Np}$	$\angle aNp$	$\angle aNg$	Уд. в.
1	11,5	84,8	1,526	1,529	1,532	0,006	66,9	0,0	–	2,632
2	12,2	–	1,528	1,531	1,533	0,005	66,0	0,0	–	2,640
3	29,5	–	1,541	1,544	1,546	0,005	75,6	–9,8	–	2,762
4	37,5	58,5	1,542	1,544	1,546	0,004	75,5	–18,2	–	2,789
5	42,1	56,5	1,545	1,547	1,549	0,004	74,2	–22,8	–	2,807
6	43,3	–	1,543	1,546	1,548	0,005	76,3	–23,0	–	2,837
7	45,3	37,7	1,544	1,547	1,549	0,005	68,9	–24,5	–	2,875
8	59,0	–	1,558	1,562	1,566	0,008	75,8	–39,0	–	2,959
9	65,5	34,6	1,564	1,568	1,572	0,008	80,0	–	+28,0	3,001
10	85,0	–	1,580	1,583	1,586	0,006	74,1	–	+33,1	3,302

	Cn , мас.%	Or , мас.%	n_p	n_m	n_g	$n_g - n_p$	$2V_{Np}$	$\angle aNp$	$\angle aNg$	Уд. в.
11	84,8	—	1,589	1,593	1,598	0,009	94,8	—	+32,3	3,329
12	91,9	—	1,586	1,592	1,597	0,011	87,6	—	+23,5	3,351

1, 11, 12 – Якобсберг, Швеция; 2 – Франклин, Нью-Джерси, США; 3 – Лонгбан, Швеция; 4–6 – шахта Беналт, Карнарвоншир, Уэльс; 7 – Бусоваче, Босния; 8 – шахта Тагучи, Сидара, Япония; 9 – казоит, шахта Казо, преф. Тотиги, Япония; 10 – Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия.

Для гиалофана с 20,4 ВаО (Cn_{50}) из Отёсонду, Юго-Зап. Африка: $n_p = 1,555$, $n_m = 1,562$, $n_g = 1,564$; $2V = -43^\circ$; с 22,5 ВаО (Cn_{55}): $n_p = 1,565$, $n_m = 1,572$, $n_g = 1,574$; $2V = -62^\circ$ [20].

Роем [4] для трех образцов гиалофана установлена “аномальная” дисперсия показателей преломления (уменьшение n с уменьшением λ -света). Однако для гиалофанов с 17,0–18,3 мас.% ВаО из Заградского потока, Бусоваче, Босния (хим. ан. 12,13) [17], найдена “нормальная” дисперсия показателей преломления и дисперсия угла опт. осей $r < v$:

		690,75 мкм	623,44 мкм	589,30 мкм	546,07 мкм	435,83 мкм
Хим.ан. 12	n_p	1,5392	1,5408	1,5421	1,5443	1,5522
	n_m	1,5417	1,5433	1,5447	1,5469	1,5549
	n_g	1,5430	1,5447	1,5462	1,5484	1,5564
	$2V$	$-71^\circ 50'$	—	$-72^\circ 27'$	$-72^\circ 59'$	$-74^\circ 36'$
Хим.ан. 13	n_p	1,5433	1,5450	1,5463	1,5486	1,5567
	n_m	1,5459	1,5476	1,5489	1,5512	1,5594
	n_g	1,5472	1,5486	1,5503	1,5527	1,5609
	$2V$	$-73^\circ 17'$	—	$-73^\circ 51'$	$-74^\circ 26'$	$-75^\circ 59'$

Для высокотемпературной серии (гидротермальный синтез при 700°C , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ бар, 7 сут), согласно [5], средний показатель преломления коррелирует с увеличением содержания Ва:

$Cn_{10}Or_{100}$	1,515	$Cn_{30}Or_{70}$	1,544	$Cn_{60}Or_{40}$	1,563	$Cn_{80}Or_{20}$	1,575
$Cn_{10}Or_{90}$	1,527	$Cn_{40}Or_{60}$	1,549	$Cn_{65}Or_{35}$	1,567	$Cn_{90}Or_{10}$	1,584
$Cn_{20}Or_{80}$	1,535	$Cn_{50}Or_{50}$	1,557	$Cn_{70}Or_{30}$	1,568	$Cn_{100}Or_0$	1,589

После отжига свыше 800° $2V$ уменьшается на $7-11^\circ$ [6].

Хим. Теор. состав Cn_{10} : ВаО – 5,32; K_2O – 14,72; Al_2O_3 – 19,47; SiO_2 – 60,49; Cn_{90} : ВаО – 37,72; K_2O – 1,29; Al_2O_3 – 26,49; SiO_2 – 34,50. Природные гиалофаны часто содержат значительное количество Na_2O , что позволяет рассматривать их и как тройные К,Na,Ва-п.ш. (см. “К,Na,Ва-полевые шпаты”). Однако обычно Na-составляющая присутствует в виде пертитового альбита, тогда как К и Ва образуют гомогенный твердый раствор (и анализ состава следовало бы проводить за вычетом Na-компонента). Примесь Са и Fe незначительна.

Анализы (в порядке увеличения Cn -составляющей):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	2,41	2,86	1,78	1,02	0,93	0,66	1,64	0,95
K_2O	11,13	10,95	11,04	10,43	11,07	10,45	9,05	10,33
MgO	0,06	0,04	0,08	0,54	0,21	0,05	—	—
CaO	0,84	0,20	0,82	6,24	0,86	1,72	2,49	0,34
BaO	5,64	5,75	5,49	6,05	6,92	9,23	12,06	12,34
FeO	—	0,29	—	0,77	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe ₂ O ₃	0,75	0,17	0,19	—	—	0,21	—	—
Al ₂ O ₃	19,79	20,12	20,36	19,35	20,64	20,67	22,01	20,31
SiO ₂	59,76	59,54	60,69	52,34	59,85	55,80	51,89	53,07
H ₂ O ⁺	0,31	0,10	Не обн.	0,16	0,24	0,90	0,11	0,18
Сумма	99,94	100,02	100,49	99,83	100,72	100,15	99,71	99,52
<i>Сп</i> (мол.%)	10,1	10,2	10,5	12,6	13,6	18	21,4	23,9
<i>Or</i>	64,6	63,6	68,5	70,8	71,1	66	52,2	65,2
<i>Ab</i>	21,2	25,3	16,8	10,5	9,1	6	14,4	9,1
<i>An</i>	4,1	0,9	4,2	?	6,2	9	12,0	1,8
Уд. в.	—	—	2,7	—	2,701	2,71	2,762	—
<i>n_g</i>	—	—	1,538	1,530	1,540	1,535	1,546	—
<i>n_m</i>	—	—	1,533	1,528	1,538	1,532	1,544	—
<i>n_p</i>	—	—	1,526	1,525	1,534	1,529	1,541	—
2 <i>V</i>	—	—	—	Большой	-78	—	-75,6	—
<i>a</i> ₀	8,539	8,509*	—	8,570 ^{2*}	8,546*	—	8,560	8,593
<i>b</i> ₀	13,005	12,947*	—	13,003 ^{2*}	12,948*	—	13,016	13,008
<i>c</i> ₀	7,211	7,188*	—	7,203 ^{2*}	7,181*	—	7,204	7,198
β	115,97	116,02*	—	115,89 ^{2*}	116,02*	—	115,68	115,86

* Параметры ячейки по [21].

*² Параметры ячейки по [6]. Параметр *c* уменьшен нами в 2 раза.

1 — Лонгбан, Швеция, анал. Бликс [3, 6]; 2 — Слюдянка, Забайкалье, анал. Лангваген [14—16]; 3 — Украинский шит, анал. Черепивская [22], в сумму входит Rb₂O — 0,04; 4 — серовато-белый, Франклин, Нью-Джерси, анал. Бауэр и Дженкинс [23, 24], в сумму входят MnO — 0,91, ZnO — 1,00, SO₃ — 1,02; 5 — голубовато-серый из флогопит-кальцитовой жилы в пироксен-амфиболовом гнейсе, Слюдянка, Забайкалье, анал. Калинин [14—16]; 6 — Франклин, Нью-Джерси, анал. Ито [24], в сумму анализа входят SrO — 0,10, MnO — 0,11 и PbO — 0,25; 7 — Лонгбан, Швеция, анал. Бликс [3, 4, 6], в сумму анализа входит MnO — 0,46; 8 — Сьёргруван, Вестманланд, Швеция, анал. Салборн [3, 6], в сумму анализа входит MnO — 1,60.

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	2,00	0,19	1,44	1,42	1,63	1,65	0,20	0,3
K ₂ O	8,00	8,51	7,77	7,38	6,28	6,37	4,22	1,4
MgO	—	0,05	0,13	—	—	0,04	0,10	—
CaO	0,63	1,33	0,66	0,21	0,30	0,19	3,10	4,0
BaO	15,24	15,67	18,27	17,02	18,31	19,01	24,18	25,8
Fe ₂ O ₃	0,40	0,15	0,12	0,19	0,17	0,11	0,10	—
Al ₂ O ₃	22,10	22,76	22,93	22,80	23,43	23,14	24,56	25,8
SiO ₂	51,10	50,17	49,31	51,04	49,39	49,54	42,54	42,0
H ₂ O [±]	—	0,98	—	0,16	0,25	—	1,04	—
Сумма	100,01	100,30	100,66	100,22	99,76	100,05	100,54	99,3
<i>Сп</i> (мол.%)	28,8	32	34,8	35,0	38,4	39,2	52	60,2
<i>Or</i>	52,9	56	48,2	49,4	42,9	42,9	30	10,7
<i>Ab</i>	18,7	2	13,6	14,4	16,9	16,8	2	3,6
<i>An</i>	3,3	7	3,4	1,2	1,7	1,1	18	25,5
Уд. в.	—	2,80	2,87	—	—	2,875	3,02	—
<i>n_g</i>	—	1,547	1,548	1,546	1,550	1,549	—	1,572
<i>n_m</i>	—	1,545	1,541	1,545	1,549	1,547	—	—
<i>n_p</i>	—	1,541	1,536	1,542	1,546	1,544	1,558—	1,584
							1,564	
2 <i>V</i>	—	—	-74	-72°27'	-73°51'	-68,9	—	-76
<i>a</i> ₀	—	8,594 ^{2*}	—	—	—	8,557	8,619 ^{2*}	8,621 ^{2*}
<i>b</i> ₀	—	13,026 ^{2*}	—	—	—	13,040	13,047 ^{2*}	13,044 ^{2*}

	9	10	11	12	13	14	15	16
c_0	—	7,2022*	—	—	—	7,200	7,2082*	14,4052*
β	—	115,692*	—	—	—	115,69	115,392*	115,452*

9 – Бинненталь, кантон Вале, Швейцария, анал. Ван-дер-Валт [20]; 10 – Франклин, Нью-Джерси, анал. Ито [24], в сумму анализа входят SrO – 0,10, MnO – 0,32 и PbO – 0,07; 11 – Украинский щит, анал. Черепивская [22, 25], в сумму входит Rb₂O – 0,03; 12, 13 – из сланцев Заградского потока, Бусоваче, Босния [17]; 14 – Бусоваче, Босния, анал. Скун [3, 4, 6], оригинал структурного уточнения [11]; 15 – “Цельзиан”, Франклин, Нью-Джерси, анал. Ито [24], в сумму анализа входят SrO – 0,05, MnO – 0,34 и PbO – 0,11; 16 – “Кальциоцельзиан” (Питтери), Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, анал. Сегнит [7] (в данном образце проявлены “b”-рефлексы, что связывается с высокой примесью Са [6]).

Диагн. исп. После обработки полированной поверхности штуфа или непокрытого шлифа плавиковой кислотой (30–40 с) для высвобождения ионов Ba²⁺ и последующей обработки 1–2%-ным водно-глицериновым раствором родизоната натрия C₆Na₂O₆ (10–60 с) дают характерное ярко-красное окрашивание. Такой же эффект дают микропримеси Sr²⁺ и Pb²⁺. Комбинация данного реагента с кобальтинитритом натрия (см. “Калиевые полевые шпаты”) позволяет диагностировать K, Ba-п.ш. [22].

Диагност. Графическая зависимость $2\theta \text{CuK}\alpha - \text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (мас.%) для рефлексов с d 2,903, 2,574, 2,163, 1,798 и 1,496 Å, работающая в интервале составов Cn_{10-40} , предложена Вермаасом [20], однако подвергнута сомнению Гэм [3].

Нахожд. Богатые барием полевые шпаты имеют ограниченное распространение и связаны в основном с метаморфическими породами, скарнами и некоторыми жильными образованиями. Однако впервые гиалофан описан из пустот в зернистых доломитах Бинненталья, вблизи Имфельда, кантон Вале, в Швейцарии (фон Вальтерхаузен, 1855), где он принимался ранее за адуляр и образует хорошо образованные зональные кристаллы с невысоким варьирующим содержанием BaO (от 1,84–2,00 до 15%) вместе с кристаллами барита [26]. Полный анализ гиалофана из Бинненталья состава Cn_{37} опубликован в [20] (хим. ан. 9).

Большинство гиалофанов встречаются в ассоциации с марганцевыми или железо-марганцевыми породами. Классическим месторождением гиалофана с содержанием BaO 7–12% в ассоциации с цельзианом является марганцевая шахта Якобсберг, Вермланд, Швеция (откуда впервые описан цельзиан) (Igelstrom, 1868, 1883, 1888; Flink, 1914) [3, 4, 6, 20]. Гиалофан с 10–12% BaO (Cn_{24}) описан из шахты Съёгруван, Вестманланд, Швеция [3, 6] (хим. ан. 8) и с 5,6–12,0% BaO ($Cn_{10,1}$ и $Cn_{21,4}$) – в Лонгбан, Швеция [3, 4, 6] (хим. ан. 1 и 7). Он найден также в Конгсберге, в Норвегии (Bugge, 1917).

В марганцевой шахте Казо, преф. Тотиги, Япония, в ходе кристаллизации полевых шпатов содержание BaO в них уменьшается от цельзиана к гиалофанам состава $Cn_{73,3} \rightarrow Cn_{25,8} \rightarrow Cn_{18,5} \rightarrow Cn_{14}$; при этом соотношение Na и K в них меняется в пользу увеличения калия [2, 10]. Цельзиан встречается в кнебелитах, где он замещает марганцевый оливин, и в виде реликтов в родохрозитовой руде. Гиалофаны состава $Cn_{25,8-18,5}$ описаны в жилах с марганцевым тремолитом, родонитом, родохрозитом и спессартином. Гиалофан Cn_{14} присутствует в мангангеденбергитовой жиле. Казоит (65,2 мас.% Cn , 26,6% BaO) образует мономинеральные прожилки и грубозернистые скоп-

ления в железистом родоните и имеет сложный состав, соответствующий тройному K,Na,Ba -п.ш. (см. " K,Na,Ba -п.ш.").

В жильных обособлениях среди марганцевых пород гиалофан с 38,6, 42,5 и 59,1 мас.% Sn в ассоциации с иошимураитом, биотитом и гиперстеном описан из марганцевой шахты Тагучи, близ Сидара, преф. Айти, Япония [4, 6, 27].

В сильно метаморфизованных марганцевых рудах Отесонду, Намибия, Юго-Зап. Африка, гиалофан состава Sn_{50-55} в ассоциации с браунитом, гранатом и голландитом найден с цельзианом и барийсодержащими K -п.ш. [20]. При последующем детальном изучении этих Ba -п.ш. [12, 28–30] установлены два их типа: высокобариевый гиалофан, претерпевший фазовый распад на гиалофан состава $Or_{52}Ab_4Sn_{44}$ и цельзиан (см. раздел "Изм."), и нераспавшийся гомогенный тройной K,Na,Ba -п.ш. с высоким содержанием Na (до 20 мас.% Ab -составляющей) [29] (см. " K,Na,Ba -п.ш.").

Гиалофан описан из жил в протерозойских марганцево-железистых отложениях Железных гор (Кутна-гора), Вост. Богемия, Чехия, содержащих анкерит, кутнагорит (Mn -анкерит), пирит, кварц, халцедон, опал, кронстедтит, Mn -апатит, пирофанит, неотокит, барит, гельвин, рутил, вивианит, гематит, гётит [31, 32]; в Хвалетице он найден в кварц-карбонатных жилах с анкеритом, кутнагоритом, олигонитом, Mn -апатитом и $Pb-Zn$ сульфидами [31, 33]; в Литочице – в кварц-родохрозитовых жилах с пиритом, баритом, алабандином, неотокитом, опалом [34] и в гиалофан-цоизитовых жилах среди пирит-родохрозитовых пород [35]. Он найден также совместно с Ba -мусковитом в пегматит-аплитовых жилах в Кранице, Центр. Богемия, Чехия [36].

В силикатных скарнах рудника Франклин, Сассекс Каунти, шт. Нью-Джерси, США [23, 37, 38], в том числе из старых отвалов шахты Паркера, перемещенных при закрытии рудника в 1952–1954 гг. ("печи Франклина") [24, 39], гиалофаны с 6,05, 9,23 и 15,67% BaO ($Sn_{12,6}$, Sn_{18} и Sn_{52}) (хим. ан. 4, 6 и 10) установлены в ассоциации с кальцитом, андрадитом, хендрикситом, бустамитом, эгирин-авгитом, франклинитом и виллемитом, с небольшим количеством гардистонита, аксинита и силикатов свинца. Оттуда же (как "цельзиан") описан гиалофан с высоким содержанием BaO (24,18%) (Sn_{52}) (хим. ан. 15) [24].

В Слюдянском районе, Южн. Прибайкалье, гиалофаны и Ba -содержащие K -п.ш. характерны для одного из типов магнезиальных скарнов – "флогопитоносных лестничных жил", секущих кристаллические сланцы и залегающие в них гранит-пегматиты, контактовые метасоматиты и эндоскарны. Полевые шпаты распространены в центральных (гигантокристаллических) диопсидовых и флогопитовых зонах, а также в кальцитовых ядрах этих жил в виде хорошо ограненных крупных (до 30–40 см) кристаллов белого, серого, голубоватого или розового цвета, в ассоциации с апатитом, скаполитом и паргаситом [40]. Согласно Калинину, гиалофан с 5,75 и 6,92% BaO ($Sn_{10,2}$ и $Sn_{13,6}$) (хим. ан. 2 и 5) нарастает на диопсид (байкалит) и скаполит в краевых зонах флогопит-кальцитовых жил, но исчезает при замещении этих минералов флогопитом, апатитом и кальцитом [14–16].

В метаморфогенных образованиях и пегматитах Украинского щита K,Ba -п.ш. впервые были найдены по р. Каменке (прав. приток р. Бузулук) [41]. Гиалофаны с 5,49 и 18,27% BaO ($Sn_{10,5}$ и $Sn_{34,8}$) найдены в ассоциации с цельзианом (хим. ан. 3 и 11) [22, 25, 42].

Установлен в кварцевых жилах, секущих палеозойские серицитовые, хлоритовые и амфиболитовые сланцы Заградского потока в Бусовиче, Бос-

ния [43]. Гиалофан здесь не сильно варьирует по составу: 17,02 и 18,31% ВаО ($Cn_{35,0}$ и $Cn_{38,4}$) (хим. ан. 12, 13) [17, 44] и 19,01% ВаО ($Cn_{39,2}$) (хим. ан. 14) [3, 4, 6].

“Кальциоцельзиан”, описанный из линз и прожилков в кислых гнейсах Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, с необычно высоким содержанием СаО (4 мас.%) [7] соответствует по составу гиалофану с 59,2 мас.% (60,2 мол.%) Cn (хим. ан. 16) и ассоциирует с цельзианом с 34,72% ВаО (85 мас.% Cn) [3, 4, 6, 7].

Совместно с цельзианом гиалофан установлен в пластах с Ва-Zn минерализацией в Аберфелди, Шотландия [45].

Высокотемпературный гиалофан (“санидин”) с 11 мас.% ВаО установлен во фьямме в пирокластике нижнего вулканического покрова вулкана Вилла-Сенни в вулканическом районе Колле-Альбано (Римская комагматическая провинция), Италия. Кроме редких включений фенокристаллов гиалофан-санидина в стекле присутствуют также включения лейцита и Al,Ca-пироксена [46].

Гомогенный гиалофан состава $Cn_{14,1}Or_{61,9}Ab_{21,9}An_{2,1}$, который также можно рассматривать как тройной K,Na,Ва-п.ш., установлен в анальцимите (анальцимовом фонолите) вулканической калиевой провинции Хайвуд Маунтин, шт. Монтана, США [47]. Порода содержит вкрапленники клинопироксена (салит), оливина (форстерит) и анальцима; эти же минералы в ассоциации с гиалофаном (до 10 об.%), филлипситом и натролитом слагают основную массу породы. Гиалофан (0,5 × 0,8 мм) зональный, выделяется в интерстициях кристаллов анальцима или обрастает их, т.е. выделяется позже анальцима из остаточного расплава, относительно обогащенного калием.

Гиалофан найден в нодулях дунита и лерцолита мантийного происхождения в Убекендт Эйланд, Западно-Гренландская третичная провинция [48]; в ксенолитах лерцолита он образуется в тесных прорастаниях с диопсидом.

Изм. Игольчатые выделения гиалофана в Ва-содержащем ортоклазе из марганцевой шахты Тагучи, преф. Айти, Япония, связываемые с фазовым распадом Ва-п.ш., установлены совместно с включениями альбита, возникшими предположительно в результате процессов замещения [27]. Согласно Накано [49], прорастания Ва-микроклина, гиалофана и альбита наблюдались также в шахте Нода-Тамагава, преф. Ивате, Япония. В зависимости от химического состава исходного Ва-п.ш. он распадался на Ва-микроклин состава Cn_{1-4} и гиалофан состава Cn_{7-9} или Cn_{17-18} . Висванатаном [28] субмикроскопические прорастания гиалофана состава $Cn_{46}Or_{54}$ с чистым цельзианом наблюдались в исходном гиалофане состава $Cn_{71}Or_{27}Ab_2$ в Отесонду, Намибия; примечательно, что кристаллические решетки фаз распада имели одинаковые параметры b и c , различаясь в углах α и β . На том же месторождении Висванатан и Килхорн [12] наблюдали оптически видимую структуру распада с периодичностью в несколько мкм в тройном Na,K,Ва-п.ш. состава $Cn_{54}Or_{34}Ab_{12}$; фазами распада были: цельзиан состава $Cn_{95}Or_5$, бедный барием К-п.ш., содержащий частицы выпавшего при его распаде альбита, и гомогенная нераспавшаяся матрица, близкая к суммарному составу образца. Наблюдавшиеся структуры с несомненностью указывают на явления фазового распада высокотемпературных гиалофанов промежуточного состава, но данных для построения сольвуса еще недостаточно.

Гипергенное разложение гиалофана, синхронное с образованием бирюзы, наблюдалось в коре выветривания южных предгорий Букантау (Центр. Кызылкумы) [50].

Искусств. Образование твердых растворов между $KAlSi_3O_8$ и $BaAl_2Si_2O_8$ экспериментально установлено Эскола [51]. Полная серия К,Ва-п.ш. (через 10%) получена гидротермальным синтезом при 500 и 700° и $P_{H_2O} = 2000$ бар из смеси гелей, предварительно приготовленных из карбонатов К и Ва, порошка Al_2O_3 и этил-ортосиликата $(C_2H_5)_4SiO_4$ за 7 сут [5]. Синтез из сухих расплавов идет очень медленно и при высокой температуре (до 1700°) для богатых Ва членов ряда.

Литература

1. Strandmark J.E. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1903. Bd. 25. S. 289–318.
2. Yosimura T. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1939. Vol. 4. P. 313–451.
3. Gay P. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34: Tilley volume, N 268. P. 204–213.
4. Roy N.N. // Ibid. Vol. 35, N 271. P. 508–518.
5. Roy N.N. // Ibid. 1967. Vol. 36. N 277. P. 43–49.
6. Gay P., Roy N.N. // Ibid. 1968. Vol. 36, N 283. P. 914–932.
7. Segnit E.R. // Ibid. 1946. Vol. 27, N 192. P. 166–174.
8. Gay P. // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt 5. P. 474.
9. Newnham R.E., Megaw H.D. // Ibid. 1960. Vol. 13, pt 3. P. 303–313.
10. Yosimura T. // J. Geol. Soc. Jap. 1936. Vol. 43. P. 877–910.
11. De Pieri R., Quarenzi S., Hall K.M. // Acta crystallogr. B. 1977. Vol. B-33, pt 10. P. 3073–3076.
12. Viswanathan K., Kielhorn H.-M. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 1/2. P. 112–121.
13. Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 85–94.
14. Калинин П.В. // Докл. АН СССР. Н.С. 1939. Т. 23, № 2. С. 167–168.
15. Kalinin P.V. // C.r. Acad. sci. USSR. 1939. Vol. 23, N 2. P. 163–164.
16. Калинин П.В. Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.; Л.: ГОНТИ, 1939. С. 176–244 (см. с. 185). (Тр. ВИИМС; Вып. 150).
17. Barić L. // Geologija: Razprave in poročila. Ljubljana, 1972. Кн. 15. S. 281–285).
18. Заславский Б.И., Крупный А.И., Александров К.С. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 8. С. 55–58.
19. Александров К.С., Альчиков В.В., Беликов Б.П. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 10. С. 15–24.
20. Vermaas F.H.S. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 845–857.
21. Кумеев С.С., Калинин П.В. // Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста, 1980. С. 82–97.
22. Марченко Е.Я., Щербаков В.П., Васенко В.И. // Основы и принципы прогнозирования, поисков и оценки гранитных пегматитов. Алма-Ата, 1982. С. 122–125.
23. Palache C. // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1937. N 180. (см. с. 60).
24. Frondel C., Ito L., Hendricks J.G. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 9/10. P. 1388–1393.
25. Марченко Е.Я., Хвостова В.А., Коньков Г.Г. и др. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 6. С. 1423–1426.
26. Spenser L.J. // Miner. Mag. 1942. Vol. 26, N 178. P. 231–245.
27. Nakano S. // Miner. J. Jap. 1977. Vol. 8. P. 361–373.
28. Viswanathan K. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 294.
29. Viswanathan K., Brandt K. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 472–476.
30. Viswanathan K., Brandt K. // Fortschr. Miner. 1978. Bd. 56, Beih. 1. S. 140.
31. Bernard J.H. et al. Mineralogie Československa. Praha: Academia, 1969. 396 с. (см. с. 278–279).
32. Chab J. // Lož. geol. miner. Sbor. geol. věd. 1982. Sv. 23. S. 9–68.
33. Novák F., Hoffman V.L. // Věstn. Ústřed. ústavu geol. 1960. Ročn. 35, Č. 2. S. 143–149.
34. Žak L. // Sborník k 80 tinám F. Slavika. Praha, 1957. S. 535–546.
35. Žak L. // Časop. miner. a geol. 1991. L. Ročn. 36, č. 1. S. 67–76.
36. Pivec E., Jr., Srein V., Navrátil O. // Acta Univ. carol. geol. 1990. N 2. S. 131–140.
37. Bauer L.U., Palache C. // Contrib. Miner. Dep. Miner. and Petrogr. Harvard Univ. 1926. N 15.
38. Bauer L.U. // Amer. Miner. 1926. Vol. 11, N 7. P. 172–174 (реферат).
39. Frondel C. // Ibid. 1970. Vol. 55, N 5/6. P. 1051–1054.
40. Резницкий Л.З. // Минералогия Прибайкалья. Путеводитель Байкальской экскурсии XI съезда Междунар. минерал. ассоциации. Иркутск, 1978. С. 37–51 (см. с. 47, 110).
41. Дядченко М.Г. // Геол. журн. АН УССР. 1952. Т. 12, вып. 3. С. 81–85.
42. Марченко Е.Я., Коньков Г.Г., Васенко В.И. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1980. № 5. С. 28–32.
43. Дивлян С.В., Симиць В.С. // Зап. Срп. геол. друштва, 1954. 1956. С. 91–92.
44. Barić L. // Geološki glasnik. Sarajevo, 1957. S. 185–188.

45. *Fortey N., Beddloe-Stephens B.* // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 46, N 338. P. 63–72.
 46. *Gaeta M.* // *Rend. Lincei. Sci. fis. e natur.* 1997. Vol. 8, N 2. P. 69–76.
 47. *Wilkinson J.F.G.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1968. Vol. 18, N 3. P. 252–269.
 48. *Larsen J.G.* // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 46, N 340. P. 329–336.
 49. *Nakano S.* // *Miner. J. Jap.* 1979. Vol. 9. P. 409–416.
 50. *Клявин В.Х.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1973. N 4. С. 136–138.
 51. *Eskola P.* // *Amer. J. Sci. Ser. 5.* 1922. Vol. 4. P. 331–375.

СМЕШАННЫЕ ТРОЙНЫЕ ИЗОМОРФНЫЕ СЕРИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Калиево-натриево-кальциевые полевые шпаты (тройные) Potassium-sodium-calcium feldspars (ternary) (K,Na,Ca)[(Al,Si)₄O₈]

Номенклатура неоднозначна. Обычно K,Na-п.ш. (щелочные), содержащие до 5 мол.% Са-минала (анортитовой молекулы), специально не выделяются или обозначаются как *Са-содержащие щелочные полевые шпаты*. При содержании свыше 5 мол.% An они рассматриваются как *Са-разновидности щелочных полевых шпатов (тройные п.ш.)* – Са-санидины, Са-анортотоклазы. Аналогичным образом плагиоклазы, содержащие более 5 мол.% К-минала (ортотоклазовой молекулы), рассматриваются как *К-разновидности плагиотоклазов (тройные п.ш.)* (К-альбиты, К-олиготоклазы, К-андезины и т.п.). Тройные K,Na,Ca-п.ш., таким образом, можно рассматривать и как К-плагиотоклазы, и как Са-анортотоклазы. Согласно Де Пиери [1], к плагиотоклазам следует относить полевые шпаты с $An > Or$, а к анортотоклазам – полевые шпаты с $Or > An$.

С другой стороны, согласно Ирвингу [2], в щелочных полевых шпатах формально допускается присутствие примеси до 10 мол.% An-компонента, а в плагиотоклазах – до 10 мол.% Or-компонента, а поле тройного полевого шпата ограничивается полем *кальциевого анортотоклаза* с содержаниями An-и Or-компонентов, не выходящими за пределы состава $Ab_{59}Or_{20}An_{21}$. Это более соответствует действительности, так как примесь третьего компонента в тройных полевых шпатах резко падает при приближении к К- и Са-конечным членам изоморфных рядов.

Структ. и морф. крист. Температура сдвигового превращения монокл. \leftrightarrow трикл. экспериментально установлена Кролем и Бамбауэром [3]. Она возрастает с уменьшением ионного радиуса М-катиона, увеличением его заряда и уменьшением Si/Al-отношения. Если в альбите Ab_{100} она равна 980° , то в $Ab_{90}Or_{10}$ – 760° и в $Ab_{60}Or_{40}$ – 25° . Внутри тройной системы поверхность перехода монокл. \leftrightarrow трикл. меняется в зависимости от состава полевого шпата и температуры: $Ab_{100}/980^\circ - Or_{54}An_{46}/1150^\circ$, $Ab_{80}Or_{20}/510^\circ - Or_{60}An_{40}/350^\circ$, $Ab_{60}Or_{40}/25^\circ - Or_{67}An_{33}/150^\circ$. Выше указанных температур полевые шпаты моноклинные, ниже – триклинны.

Параметры ячейки (А, град.) для синтезированных K,Na,Ca-п.ш. высокотемпературной неупорядоченной серии [4]:

Or	Ab	An	a	b	c	α	β	γ	V
мол.%									
4,5	79,0	16,5	8,170(1)	12,879(1)	7,114(1)	93,33(1)	116,34(1)	90,25(1)	669,3(1)
4,5	79,0	16,5	8,171(1)	12,882(1)	7,112(1)	93,30(1)	116,35(1)	90,26(1)	669,4(1)
10,0	73,5	16,5	8,192(1)	12,893(1)	7,118(1)	93,12(1)	116,33(1)	90,23(1)	672,5(1)

Or	Ab	An	a	b	c	α	β	γ	V
мол.%									
20,0	63,5	16,5	8,232(1)	12,923(1)	7,129(1)	92,62(1)	116,29(1)	90,19(1)	679,0(0)
30,0	53,5	16,5	8,277(3)	12,949(1)	7,139(1)	91,97(1)	116,21(1)	90,11(1)	686,0(4)
40,0	43,5	16,5	8,311(1)	12,977(1)	7,148(1)	91,11(1)	116,15(1)	90,05(1)	691,9(2)
50,0	33,5	16,5	8,355(2)	12,991(1)	7,156(1)	90,30(1)	116,09(1)	89,96(1)	697,6(3)
60,0	23,5	16,5	8,389(3)	13,002(1)	7,159(1)	90,19(1)	116,09(1)	89,95(2)	701,3(4)
70,0	13,5	16,5	8,442(2)	13,014(1)	7,163(1)	90,15(1)	116,00(1)	89,92(1)	707,3(3)
80,0	3,5	16,5	8,480(1)	13,023(1)	7,167(1)	90,09(1)	115,95(1)	89,95(1)	711,7(2)
83,5	0,0	16,5	8,492(1)	13,025(1)	7,170(1)	90,12(1)	115,93(1)	89,94(1)	713,2(3)
83,5	0,0	16,5	8,496(1)	13,023(1)	7,167(1)	90,11(1)	115,92(1)	89,92(1)	713,2(1)
5,5	67,5	27,0	8,177(1)	12,881(1)	7,111(1)	93,31(1)	116,28(1)	90,26(1)	670,1(1)
5,5	67,5	27,0	8,177(1)	12,881(1)	7,111(1)	93,31(1)	116,28(1)	90,26(1)	670,1(1)
5,5	67,5	27,0	8,172(1)	12,878(1)	7,110(1)	93,33(1)	116,28(1)	90,26(1)	669,3(1)
12,9	60,1	27,0	8,199(1)	12,896(1)	7,117(1)	93,09(1)	116,25(1)	90,22(1)	673,5(1)
22,6	50,4	27,0	8,239(1)	12,920(1)	7,126(1)	92,67(1)	116,24(1)	90,18(1)	679,4(2)
32,3	40,7	27,0	8,277(1)	12,947(1)	7,137(1)	92,08(1)	116,13(1)	90,12(1)	686,1(2)
41,9	31,1	27,0	8,318(1)	12,975(2)	7,144(1)	91,46(1)	116,11(1)	90,06(1)	692,1(2)
51,6	21,4	27,0	8,362(2)	12,993(2)	7,151(1)	90,69(1)	116,00(1)	89,96(1)	698,1(3)
61,2	11,8	27,0	8,399(2)	13,000(1)	7,154(1)	90,45(1)	115,80(1)	89,93(1)	703,3(4)
73,0	0,0	27,0	8,436(1)	13,012(1)	7,162(1)	90,24(1)	115,93(1)	89,89(1)	707,1(2)
73,0	0,0	27,0	8,434(1)	13,009(1)	7,159(1)	90,31(1)	115,92(1)	89,88(1)	706,5(2)

Сухой отжиг плагиоклазов $An_{16,5}$ и $An_{27,0}$ с последующим ионообменным замещением в KCl. Промежуточные члены серии получены гомогенизацией смесей крайних членов.

Параметры ячейки для синтезированных K,Na,Ca-п.ш. низкотемпературной упорядоченной серии [4]:

Or	Ab	An	a	b	c	α	β	γ	V
мол.%									
0,7	82,8	16,5	8,148(1)	12,819(1)	7,137(1)	94,01(1)	116,48(1)	88,67(1)	665,7(1)
10,1	73,5	16,5	8,193(2)	12,840(2)	7,146(2)	93,68(1)	116,32(1)	88,60(1)	672,4(5)
20,2	63,3	16,5	8,235(1)	12,873(1)	7,155(1)	93,28(1)	116,34(1)	88,58(1)	678,6(2)
30,3	53,2	16,5	8,284(1)	12,904(1)	7,167(1)	92,80(1)	116,29(1)	88,52(1)	686,4(2)
40,4	43,1	16,5	8,315(1)	12,918(1)	7,172(1)	92,41(1)	116,19(1)	88,49(1)	690,7(2)
50,5	33,0	16,5	8,355(1)	12,937(1)	7,179(1)	91,97(1)	116,13(1)	88,45(1)	696,2(1)
60,6	22,9	16,5	8,389(1)	12,950(1)	7,183(1)	91,63(1)	116,10(1)	88,41(1)	700,6(1)
70,7	12,8	16,5	8,429(1)	12,962(1)	7,187(1)	91,30(1)	115,98(1)	88,38(1)	705,7(1)
83,5	0,0	16,5	8,475(1)	12,974(1)	7,192(1)	91,03(1)	115,93(1)	88,38(1)	710,9(1)
1,2	77,3	21,5	8,160(1)	12,837(1)	7,133(1)	93,87(1)	116,44(1)	88,96(1)	667,4(1)
10,0	68,5	21,5	8,191(1)	12,854(1)	7,140(1)	93,60(1)	116,38(1)	88,91(1)	672,0(2)
20,0	58,5	21,5	8,233(1)	12,878(1)	7,148(1)	93,25(1)	116,33(1)	88,86(1)	678,2(2)
30,0	48,5	21,5	8,274(2)	12,906(2)	7,158(1)	92,77(1)	116,26(1)	88,80(1)	684,7(3)
40,0	38,5	21,5	8,317(2)	12,930(1)	7,166(1)	92,29(1)	116,15(1)	88,76(1)	691,3(3)
50,0	28,5	21,5	8,360(1)	12,945(1)	7,172(1)	91,87(1)	116,07(1)	88,68(1)	696,8(2)
60,0	18,5	21,5	8,393(2)	12,954(2)	7,175(1)	91,52(1)	116,01(1)	88,67(1)	700,8(3)
70,0	8,5	21,5	8,425(1)	12,967(1)	7,181(1)	91,29(1)	115,98(1)	88,66(1)	704,9(2)
78,5	0,0	21,5	8,460(1)	12,982(1)	7,185(1)	91,10(1)	115,93(1)	88,63(1)	709,5(2)
2,3	69,9	27,8	8,158(1)	12,844(1)	7,121(1)	93,75(1)	116,39(1)	89,37(1)	666,8(1)
10,0	62,2	27,8	8,192(2)	12,867(1)	7,131(1)	93,49(1)	116,32(1)	89,33(1)	672,4(2)
20,0	52,2	27,8	8,228(1)	12,888(1)	7,135(1)	93,18(1)	116,28(1)	89,28(1)	677,4(2)
30,0	42,2	27,8	8,276(2)	12,917(1)	7,148(1)	92,71(1)	116,21(1)	89,22(1)	684,8(3)

<i>Or</i>	<i>Ab</i> мол. %	<i>An</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ	<i>V</i>
40,0	32,2	27,8	8,317(1)	12,938(1)	7,156(1)	92,28(1)	116,16(1)	89,20(1)	690,5(3)
50,0	22,2	27,8	8,357(1)	12,957(1)	7,160(1)	91,90(1)	116,12(1)	89,17(1)	695,8(2)
60,0	12,2	27,8	8,380(1)	12,965(1)	7,163(1)	91,69(1)	116,00(1)	89,10(1)	699,2(2)
72,2	0,0	27,8	8,424(1)	12,983(1)	7,170(1)	91,37(1)	115,95(1)	89,06(1)	704,9(1)

Ионообменное замещение в КС1 трех плагиоклазов $An_{16,5}$, $An_{21,5}$ и $An_{27,8}$.

Для кальциевого анортоклаза тройного состава $Or_{16,8}Ab_{64,8}An_{18,4}$ с мыса Ройдса, о-в Росса, Антарктида [5]: $a = 8,228(3)$, $b = 12,915(2)$, $c = 7,127(1)$ Å; $\alpha = 92^\circ 35,6'(1,4')$, $\beta = 116^\circ 18,2'(1,2')$, $\gamma = 90^\circ 16,9'(1,5')$; $V = 677,9(1,0)$ Å³; $\alpha^* = 86^\circ 58,0'(1,1')$, $\gamma^* = 88^\circ 24,1'(1,3')$.

Для калийсодержащего альбита "Данди" состава $Or_{7,5}Ab_{84,5}An_{8,0}$ расшифрована кристаллическая структура [6] и найдены следующие межатомные расстояния в тетраэдрах (Å) и Si/Al-распределение:

Альбит	T ₁ 0-O	T ₁ m-O	T ₂ 0-O	T ₂ m-O	t ₁ 0	t ₁ m = t ₂ 0 = t ₂ m
"Данди"	1,670	1,638	1,636	1,637	0,465	0,205

Хим. Содержание Са-минала (анортитовой составляющей) в К,Na-п.ш. (анортоклазах), так же как К-минала (ортоклазовой составляющей) в Са,Na-п.ш. (плагиоклазах), обычно не превышает 5–10 мол.%, уменьшаясь к крайним К- и Са-членам изоморфных рядов. В тройных К,Na,Са-п.ш. для существенно Na-членов (в Са-анортоклазах, К-альбитах и К-олигоклазах) примесь Са и К может достигать 20–25 мол.%. Формально в анортоклазах $Or > An$, в плагиоклазах $An > Or$.

Анализы.

Тройные кальциевые анортоклазы ($Or > An$) (по возрастанию содержания *An*-компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	6,80	6,69	7,24	7,55	7,41	7,43	7,20	6,11
K ₂ O	5,29	5,36	4,26	3,75	3,43	3,13	3,26	2,96
Rb ₂ O	0,022	0,012	–	–	–	–	–	–
MgO	–	0,13	0,02	0,14	0,03	–	0,16	0,07
CaO	2,18	2,20	2,25	2,75	2,82	3,71	3,74	3,39
SrO	0,035	0,055	0,06	–	0,09	0,43	–	–
BaO	0,104	0,180	0,21	–	0,22	0,40	–	–
FeO	–	–	0,15	–	0,39	–	1,31	2,14
Fe ₂ O ₃	0,76	0,62	0,14	0,18	0,08	0,21	0,30	0,11
Al ₂ O ₃	21,26	20,00	21,38	21,83	21,73	22,49	21,86	23,92
SiO ₂	63,04	64,64	63,53	63,70	63,59	63,53	62,49	60,83
H ₂ O [±]	–	–	–	0,19	–	–	0,04	0,19
Сумма	99,48	99,88	99,25	100,09	99,79	101,33	100,36	100,08
<i>Or</i> (мол. %)	30,22	30,71	24,70	21,39	19,98	17,53	18,80	19,63
<i>Ab</i>	59,04	58,25	63,81	65,44	65,59	63,24	63,09	61,59
<i>An</i>	10,46	10,58	10,96	13,17	13,79	17,45	18,11	18,88
<i>Cn</i>	0,18	0,32	0,37	–	0,39	0,69	–	–
<i>Sr-Fsp</i>	0,09	0,14	0,16	–	0,24	1,09	–	–
Уд. в.	–	–	2,610– 2,585	2,589	2,630– 2,610	–	2,620	–
<i>n_g</i>	–	–	–	1,5365	–	–	1,541	–

	1	2	3	4	5	6	7	8
n_m	—	—	—	1,5350	—	—	1,539	—
n_p	—	—	—	1,5290	—	—	1,536	—
2V	—	—	—	51-52	—	—	62	—

1, 2 – из трахита, Тэрритэйбл-Фолс, Виктория, Австралия [7]; 3 – из щелочного трахита, вблизи Дзовон, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, дополнительно найдено Rb – 57, Sr – 529, Ba – 1959 ppm [8]; 4 – из щелочного трахита, там же, дополнительно найдено Rb – 42, Sr – 676, Ba – 2024 ppm [8]; 5 – включения в авгите, Монте-Гемоло, Евгениан-Хиллс, Италия [9]; 6 – из ромбенпорфира, вулкан Килиманджаро, Кения, микрозонд., анал. Цепин и Голованова (данные Борудского); 7 – "К-олигоклаз", из фонолита, вулкан Эребус, о-в Росса, Антарктида [5, 10]; 8 – из фонолита, вулкан Эребус, о-в Росса, Антарктида, анал. Барроу и Уолком [5, 11].

Тройные калиевые плагиоклазы ($An > Or$) (по возрастанию содержания An -компонента):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	9,53	8,50	7,35	7,2	7,77	7,56
K ₂ O	2,14	2,04	2,98	2,8	2,19	1,96
MgO	—	0,01	0,00	0,05	0,02	0,03
CaO	1,09	2,92	3,76	3,7	3,88	4,74
SrO	—	0,05	—	0,15	0,14	0,15
BaO	—	0,09	—	0,15	0,15	0,12
FeO	—	0,07	0,41	0,20	0,12	0,08
Fe ₂ O ₃	0,26	0,09	0,36	0,18	0,21	0,28
Al ₂ O ₃	21,00	22,20	22,12	22,2	23,06	23,67
SiO ₂	66,12	63,59	62,79	62,8	62,55	61,93
H ₂ O [±]	0,02	—	0,26	0,28	—	—
Сумма	100,16	99,56	100,03	99,6	100,09	100,52
Or (мол.%)	12,20	11,68	17,22	16,51	12,61	11,18
Ab	82,58	73,98	64,54	64,50	67,99	65,52
An	5,22	14,05	18,24	18,32	18,66	22,70
Cn	—	0,16	—	0,27	0,27	0,21
Sr-Fsp	—	0,13	—	0,40	0,37	0,39
Уд. в.	2,624	2,600–2,585	2,620	2,50	2,630–2,610	2,635–2,605
n_g	1,548	—	1,541	1,5430	—	—
n_m	1,540	—	1,539	1,5416	—	—
n_p	1,532	—	1,536	1,5372	—	—
2V	85	—	62	61,9	—	—

1 – К-альбит из корундсодержащей породы, Вал-Сабьола, обл. Пьемонт, Сев. Италия [12]; 2–6 – тройные К-олигоклазы: 2 – из щелочного риолита, гора Чинто, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, дополнительно найдено Rb – 40, Sr – 436, Ba – 808 ppm [8], 3 – вулкан Эребус, о-в Росса, Антарктида [5, 10], 4 – мыс Ройдса, о-в Росса, Антарктида, в сумму анализа входят TiO₂ – 0,15, P₂O₅ – 0,06 [5], 5 – из щелочного кварцевого трахита, гора Черно, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, дополнительно найдено Rb – 19, Sr – 1229, Ba – 1362 [8], 6 – из щелочного трахита, гора Лондина, Евгениан-Хиллс, Сев. Италия, дополнительно найдено Rb – 12, Sr – 1311, Ba – 1056 ppm [8].

Диагн. исп. Для отличия Са-анортоклазов от кислых плагиоклазов и К,Na-п.ш. применялся метод окрашивания. После травления плавиковой кислотой и первичного окрашивания кобальтинитритом натрия шлиф погружался на 15 с в 15%-ный раствор BaCl₂, промывался, высушивался и погружался на 1 с в конц. раствор пурпура. Са-анортоклазы окрашивались при

этом в серовато-красный цвет, Са-плагиоклазы – в более глубокий красный цвет, кислые плагиоклазы и К-п.ш. – в желтый цвет [13].

Искусств. Члены рядов $Or_{40}-Ab_{100}$ и $An_{20}-Ab_{100}$ первоначально были синтезированы путем гидротермальной кристаллизации при $750-1000^\circ$ и $P_{H_2O} = 50-1000$ бар или “сухой” раскристаллизации стекол соответствующего состава при $1050-1100^\circ$ и $P_{H_2O} = 0-5$ бар [3]; полевые шпаты состава $Or_{100}-An_{50}$ – путем ионнообменного замещения природного (низкого) плагиоклаза с расплавом соли KCl с превращением его в К-плагиоклаз (низкий), по методу Висванатана [14], и последующего отжига до достижения моноклинной симметрии. Из данных промежуточных продуктов путем ионного замещения с переводом высокого К-плагиоклаза в высокий плагиоклаз и гомогенизации смесей из крайних членов рядов были получены тройные Na, K, Ca-п.ш. [3], использовавшиеся для измерения параметров ячейки [4].

Эксперим. Сухая система $Ab-Or-An$ при $P = 1$ атм исследована Франко и Шейрером [15]. Температура плавления анортита $1553 \pm 2^\circ$, альбита $1118 \pm 3^\circ$, минимум температур для поля лейцита от 1348 ± 5 до $1078 \pm 3^\circ$. Установлены поверхность ликвидуса и область существования полевошпатовых твердых растворов в сухой системе. Система $Ab-Or-An-H_2O$ при $P_{H_2O} = 5$ кбар исследована Йодером [16] и Морзе [17]. При высоком давлении воды наблюдается значительное понижение температур ликвидуса, исчезновение поля лейцита и появление котектической кривой, отделяющей поле кристаллизации плагиоклаза от поля К, Na-п.ш., меняющейся от 845 до 703° . Ликвидус пересекает поверхность сольвуса, в результате чего происходит существенное сокращение однофазовых областей полевошпатовых твердых растворов и расширение области сокристаллизации плагиоклаза и К, Na-п.ш. Эксперименты показывают, что область образования гомогенного Са-анортоклаза очень ограничена, и такие полевые шпаты не могут кристаллизоваться при высоком давлении воды.

Нахожд. Тройные высококальциевые анортоклазы, переходящие по составу в тройные калиевые олигоклазы, установлены в той же геологической обстановке, что и нормальные анортоклазы (см. “Анортоклазы”), но являются более редкими. Они развиты в четвертичных ромбенпорфирах (анортоклазовых трахитах), связанных с щелочными оливиновыми базальтами Антарктической провинции. Как фенокристы в трахитовой лаве описаны с мыса Ройдса на о-ве Росса (К-олигоклаз, хим. ан. 4) [5] и в горах Крэри, Бёд-Ленд, Антарктида [13]. Вкрапленники переполнены включениями оливина, пироксена, апатита, рудных минералов, микролитов трахита и стекла. Наблюдались карлсбадские двойники роста и решетчатое внутреннее микродвойникование по альбит-периклиновому закону. Аналогичные К-олигоклазы установлены в выбросах вулкана Эребус, о-в Росса, Антарктида (хим. ан. 3) [5], и в виде вкрапленников в щелочных риолитах, щелочных трахитах и щелочных кварцевых трахитах Итальянской провинции (Евгениан-Хиллс, Сев. Италия) (хим. ан. 2, 5, 6) [8]. Са-анортоклазы известны в виде вкрапленников в трахитах Тэрритэйбл-Фолса, Виктория, Австралия (хим. ан. 1, 2) [7], в щелочных трахитах Евгениан-Хиллс, Сев. Италия (хим. ан. 3, 4), в ромбенпорфирах вулкана Килиманджаро, Кения (хим. ан. 6) [18].

Наиболее кальциевые анортоклазы наблюдались в выбросах вулкана Эребус (хим. ан. 7, 8) [5, 10, 11]. Согласно Тагаи с соавт. [19], исследовавших

образец состава $Or_{19}Ab_{63}An_{18}$ из стекла фонолита, Са-анортит был триклинным с решетчатым альбит-периклиновым двойникованием. Инверсия трикл. \rightarrow монокл. наблюдалась при нагревании до 750° ; при охлаждении до комнатной температуры он снова становился триклинным. Образец был однородным по составу, но обнаруживал субмикроскопические и оптически видимые альбитовые и периклиновые двойники. Предполагается, что при плотности пород $\sim 2,8$ г/см³ и давлении $\sim 1,5$ кбар они должны плавиться при 1050° , и рост анортоклаза происходил при $1100\text{--}1200^\circ$, что попадает в однофазовую область в системе $Ab\text{--}Or\text{--}An$. Отсутствие фазового распада указывает на резкое охлаждение, в результате которого минерал претерпел только структурное превращение.

Са-анортоклаз состава $Or_{23}Ab_{65}An_{12}$ из авгитового сиенита Ларвика, Норвегия, в отличие от вулканитов обнаруживает криптопертитовое строение с голубой иризацией. К-фаза моноклинна, Na-фаза триклинная, сдвойникова на по альбитовому закону (периклиновых двойников нет), почти не содержит К, но обнаруживает до 10% An -компонента. Пластинки Na-фазы ориентированы по $\bar{6}01$ с постоянной распада $\lambda \sim 0,1$ мкм [19].

Мегакристы К, Na, Са-п.ш. устанавливаются в щелочных оливиновых базальтах, варьируя по составу до анортоклазов и плагиоклазов. Оплавленные мегакристы (20 \times 30 мм) Са-анортоклаза состава $Or_{25,9}Ab_{64,9}An_{9,2}$, $Or_{16,3}Ab_{74,1}An_{9,9}$ и $Or_{19,8}Ab_{63,5}An_{16,6}$ установлены в туфобрекчии щелочных базальтов хр. Удокан, Прибайкалье, в ассоциации с мегакристами орто- и клинопироксена и керсутита. В полевых шпатах содержится 0,18–0,35% Fe и (г/г) 15–25 Rb, 1600–5400 Sr, 1170–1700 Ba [20]. Мегакристы в базальтах лавового потока Филд, шт. Нью-Мексико, США, являются К-олигоклазом, состава $Or_{10}Ab_{77}An_{13}$, сосуществующим с анортоклазом [21]. Мегакристы в щелочных базальтах “Нагико” вблизи Барны, Сев. Венгрия, с оливином, пироксеном, амфиболом и ультраосновными включениями являются Са-анортоклазами, варьирующими по составу $Or_{11,1\text{--}32,5}Ab_{57,5\text{--}75,3}An_{10,5\text{--}14,3}$ (разрез А) и $Or_{11,1\text{--}27,8}Ab_{60,9\text{--}72,8}An_{11,4\text{--}14,3}$ (разрез Б), с 0,25–0,40 и 0,16–0,41 BaO соответственно; $2V_{Np} = 56\text{--}62^\circ$; сдвойникованы по альбит-периклиновому закону [22].

Межплоскостные расстояния Са-анортоклаза $Or_{16,8}Ab_{64,8}An_{18,4}$
с мыса Ройдса, о-в Росса, Антарктида [5]

Сп K_{α_1} -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl^*	$d(\text{Å})$	hkl	$d(\text{Å})$	hkl	$d(\text{Å})$	hkl	$d(\text{Å})$
020	6,453	130	3,667	002, 220	3,191	$\bar{1}32$	2,806
$\bar{2}01$	4,068	$\bar{1}31$	3,627	$\bar{1}31$	3,010	$\bar{1}32$	2,683
$\bar{1}11$	3,894	$\bar{1}12$	3,471	041	2,940	060	2,1493
111	3,787	$\bar{1}12$	3,391	022	2,921	241	2,1214
$\bar{1}30$	3,760	$\bar{2}20, 040, \bar{2}02$	3,223	131	2,869	$\bar{3}50$	1,8027
						$\bar{2}04$	1,7800

* Интенсивность отражений не указана.

Литература

1. De Pieri R., Molin G., Zollet R. // Neues Jb. Miner. Abh. 1977. S. 413–420.
2. Irving A.J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 10. P. 1503–1514.
3. Kroll H., Bambauer H.U. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. H. 9. S. 413–416.
4. Kroll H., Schmiemann I., Von Cölln G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 1–16.

5. Boudette E.L., Ford A.B. // Ibid. 1966. Vol. 51, N 9/10. P. 1374–1387.
6. Kroll H., Ribbe P.H. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 449–457.
7. Bahat D. // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, N 326. P. 287–291.
8. De Pieri R., De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M. Trachyte and rhyolite feldspars in the Euganean Hills (Northern Italy). Padova, 1977. 23 p. (Mem. Inst. Geol. Miner.; Vol. 32).
9. Schiavinato G. // Period. Miner. Roma. 1951. Vol. 20. P. 193 (по реферату М.А. 11-489).
10. Mountain E.D. // Miner. Mag. 1925. Vol. 29. P. 331–345.
11. Jensen H.J. // British Antarctic expedition, 1907–1909: Rep. Sci. Investigations. Geol. 1916. Vol. 2. N 7. P. 93–128.
12. Perrier C. // Boll. R. Ufficio Geol. Ital. 1930. Vol. 55, N 6 (по реферату М.А. 5-69).
13. Ford A.B., Boudette E.L. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 331–334.
14. Viswanathan K. // Naturwissenschaften. 1970. Bd. 57. S. 451.
15. Franco R.R., Schairer J.F. // J. Geol. 1951. Vol. 59. P. 259–267.
16. Yoder H.S. Jr., Stewart D.B., Smith J.V. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1957. Vol. 56. P. 206–214.
17. Morse S.A. // J. Petrol. 1970. Vol. 11. P. 221–253.
18. Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 12. С. 47–58
19. Tagai T., Takeda H., Tachikawa O. et al. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1988. H. 1. S. 9–20.
20. Гладких В.С., Боруцкая В.Л., Соловьев В.А., Логинова Л.Г. // Сов. геология. 1983. № 4. С. 114–123.
21. Gray N.H., Anderson J.B. // Lithos. 1982. Vol. 15, N 1. P. 27–37.
22. Vincze-Szeberenyi H. // Ann. Hist.-Natur. Mus. Nat. Hung. 1982. T. 74. P. 11–15

Нагриево-кальциево-бариевые полевые шпаты (тройные)
Sodium-calcium-barium feldspars (ternary)
 $(\text{Na,Ca,Ba})[(\text{Al,Si})_4\text{O}_8]$

Чрезвычайно редкие в природе полевые шпаты, представляющие собой бариевые плагиоклазы или кальциевые гиалофаны и кальциевые цельзианы [1].

Анализы (в порядке увеличения бария):

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	2,0	7,45	0,3	Sp (мол.%)	10,2	13,5	60,2
K ₂ O	0,7	0,83	1,4	Or	4,1	5,0	10,7
MgO	–	0,56	–	Ab	17,5	68,3	3,6
CaO	14,0	1,83	4,0	An	68,2	13,2	25,5
BaO	5,7	7,30	25,8	Уд. в.	2,872	2,835	–
Fe ₂ O ₃	–	0,45	–	n _g	1,585		1,584
Al ₂ O ₃	33,0	23,20	25,8	n _m	1,580		–
SiO ₂	44,6	55,10	42,0	n _p	1,571		1,572
H ₂ O [±]	–	3,72	–	2V	–78		–76
Сумма	100,0	100,44	99,3				

1 – "бариевый плагиоклаз" из прожилков в гнейсах, Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, анал. Цис [2]; 2 – "бариевый плагиоклаз" [3, 4]; 3 – "кальциоцельзиан" из светлого гнейса "Пиггери", Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, анал. Сернит [5].

Бариевый плагиоклаз установлен в линзах и прожилках в кислых гнейсах Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия, в ассоциации с основным плагиоклазом $Ab_{18}An_{82}$, кварцем, клиноцоизитом, роговой обманкой и сфеном [2]. Указание на находку бариевого плагиоклаза, но существенно более кислого состава имеется у Де-Клуазо [3, 4]. Кальциоцельзиан найден также в Брокен-Хилл, в прожилках в светлом гнейсе "Пиггери" в ассоциации с основным плагиоклазом состава An_{88-90} , кварцем и биотитом [5].

Литература

1. De Pieri R., Molin G., Zollet R. // Neues Jb. Miner. Abteil. 1977. S. 413–420.
2. Nockolds S.R., Zies E.G. // Miner. Mag. 1933. Vol. 23. P. 448–457.
3. Des Cloizeaux A. // Tschermaks Miner. Petrogr. Mitteilungen. 1877. S. 99–100.
4. Des Cloizeaux A. // Bull. Soc. fr. minéral. et cristallogr. 1878. Vol. 1. P. 84–86.
5. Segnit E.R. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27. P. 166–174.

Калиево-натриево-бариевые полевые шпаты (тройные)
Potassium-sodium-barium feldspars (ternary)
 (K,Na,Ba)[(Al,Si)₄O₈]

В отличие от K,Na,Ca-полевых шпатов (тройных) изоморфизм между K, Na и Ba, по-видимому, проявляется в более широких пределах, что позволяет ограничить область тройных K,Na,Ba-п.ш. значениями более 10% примесных компонентов. По аналогии с K,Na,Ca-п.ш. к Na-гиалофанам можно относить полевые шпаты с $Cn > Ab$, а к Ba-щелочным полевым шпатам – с $Cn < Ab$. В область тройных K,Na,Ba-п.ш. попадает значительное число природных образцов гиалофана (например, хим. ан. 1–4, 7, 9, 11–14; см. “К, Ва-п.ш.”, “Гиалофаны”), однако они не являются гомогенными, так как Na-составляющая присутствует в них в виде пертитового альбита. В данном разделе рассматриваются K,Na,Ba-п.ш., для которых показана их гомогенность. Это не исключает вывода, что высоконатриевые гиалофаны, не включенные в данный раздел, при кристаллизации (до фазового распада) были “тройными”.

Характ. выдел. Кристаллы, мономинеральные обособления, зернистые массы, прожилки в породе.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. Параметры ячейки для образца $(K_{0,59}Na_{0,22}Ba_{0,19})[Al_{1,13}Fe_{0,05}Si_{2,82}]O_8$ из Отесонду, Намибия: $a_0 = 8,516(1)$, $b_0 = 13,023(2)$, $c_0 = 7,206(1)$ Å; $\beta = 115,90(5)^\circ$ [1]. Уточнение кристаллической структуры для этого образца выполнено в [1, 2].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) следующие:

В тетраэдрах T(1)		В тетраэдрах T(2)	
T(1)–OA(1)	1,668(1)	T(2)–OA(2)	1,646(2)
T(1)–OB	1,653(2)	T(2)–OB	1,629(2)
T(1)–OC	1,670(2)	T(2)–OC	1,631(2)
T(1)–OD	1,670(2)	T(2)–OD	1,637(2)
Среднее	1,665	Среднее	1,636
OA(1)–OB	2,6443(2)	OA(2)–OB	2,666(3)
OA(1)–OC	2,795(3)	OA(2)–OC	2,584(3)
OA(1)–OD	2,649(2)	OA(2)–OD	2,661(3)
OB–OC	2,747(3)	OB–OC	2,687(2)
OB–OD	2,752(2)	OB–OD	2,702(3)
OC–OD	2,722(4)	OC–OD	2,715(3)
Среднее	2,718	Среднее	2,669
Углы в тетраэдрах T(1)		Углы в тетраэдрах T(2)	
OA(1)–T(1)–OB	105,8(1)	OA(2)–T(2)–OB	108,7(1)
OA(1)–T(1)–OC	105,5(1)	OA(2)–T(2)–OC	109,0(1)
OA(1)–T(1)–OD	113,7(1)	OA(2)–T(2)–OD	104,2(1)

Углы в тетраэдрах Т(1)		Углы в тетраэдрах Т(2)	
ОА(1)–Т(1)–ОD	105,0(1)	ОА(2)–Т(2)–ОD	108,3(1)
ОB–Т(1)–ОC	111,5(1)	ОB–Т(2)–ОC	111,0(1)
ОB–Т(1)–ОD	111,8(1)	ОB–Т(2)–ОD	111,7(1)
ОC–Т(1)–ОD	109,2(1)	ОC–Т(2)–ОD	112,4(1)
Среднее	109,5	Среднее	109,4
BK,Na,Ba-полиэдре		Углы между тетраэдрами	
K,Na,Ba–ОА(1) × 2	2,856(2)	Т(1)–ОА(1)–Т(1)	143,4(3)
K,Na,Ba–ОА(2)	2,647(2)	Т(2)–ОА(2)–Т(2)	136,8(2)
K,Na,Ba–ОB × 2	2,995(2)	Т(1)–ОB–Т(2)	152,2(1)
K,Na,Ba–ОC × 2	3,119(2)	Т(1)–ОC–Т(2)	130,9(1)
K,Na,Ba–ОD × 2	2,930(2)	Т(1)–ОD–Т(2)	141,0(2)
		Среднее	140,9

Si/Al-распределение (по уравнению Риббе [3]): $t_1 = 0,810$, $t_2 = 0,390$. С поправкой на содержание Al это соответствует структурному состоянию низкого санидина "Спенсер-С". Нормализация при $\Sigma Al = 1$ дает $t_1 = 0,686$, $t_2 = 0,312$ [1].

Физ. св. Сп. проявлена плохо или отсутствует (в том числе по (001)). Уд. в. $\sim 3,00$ [4, 5].

Микр. Оптические свойства практически не изучены. "Казоит": оптически (-), двусный. $n_g = 1,572$, $n_m = 1,568$; $n_p = 1,564$; $n_g - n_p = 0,008$; $2V = -80,5^\circ$ [4, 5].

Хим. Анализы (в порядке увеличения содержания Ba):

	1	2		1	2
Na ₂ O	2,28	0,85	Cn (мол.%)	14,1	49,8
K ₂ O	9,80	5,10	Or	61,9	32,4
MgO	0,11	0,97	Ab	21,9	17,8
CaO	0,37	0,85	An	2,1	?
BaO	7,27	25,50	Уд. в.	–	3,003
SrO	0,06	–	n_g	–	1,572
FeO	0,04	–	n_m	1,532–1,542	1,568
Fe ₂ O ₃	0,92	0,60	n_p	–	1,564
Al ₂ O ₃	20,04	23,61	2V	–(68–73)	–80,5
SiO ₂	59,11	38,48			
H ₂ O [±]	–	0,98			
Сумма	100,00	100,61			

1 – "гиалофан" из аналцимового фонолита Хайвуд Маунтин, шт. Монтана, США, анал. Калоксай (приведено к 100% за вычетом примеси апатита) [6]; 2 – "казоит" из марганцевого рудника Казо, преф. Тотиги, Япония, анал. Йосимура, в сумму входит MnO – 2,67, что должно быть отнесено за счет загрязнения марганцевыми минералами [4, 5].

Наход. Чрезвычайно редкие образования в природе. В высокометаморфизованных марганцевых рудах Отесонду, Намибия, в ассоциации с распавшимся на цельзиан и гиалофан состава $Cn_{46}Or_{54}$ высокобариевым полевым шпатом $Cn_{71}Or_{27}Ab_2$ [7] установлен гомогенный тройной K,Na,Ba-п.ш. состава $Or_{52-57}Ab_{27-22}Cn_{21}$ [8]. Образец из того же месторождения близкого состава $(K_{0,59}Na_{0,22}Ba_{0,19})[Al_{1,13}Fe_{0,05}Si_{2,82}]O_8$ (хим. ан. не приводится) был подвергнут детальному структурному изучению Висванатаном с соавт. [1, 2, 9].

Гомогенный гиалофан состава $Cn_{14,1}Or_{61,9}Ab_{21,9}An_{2,1}$ (хим. ан. 1), который можно рассматривать как тройной К,Na,Ва-п.ш., установлен в анальцимите (анальцимовом фонолите) вулканической калиевой провинции Хайвуд Маунтин, шт. Монтана, США [6]. Порода содержит вкрапленники клинопироксена (салит), оливина (форстерит) и анальцима; эти же минералы в ассоциации с гиалофаном (до 10 об.%), филлипситом и натролитом слагают основную массу породы. Гиалофан (0,5 × 0,8 мм) зональный, выделяется в интерстициях кристаллов анальцима или обрастает их, т.е. выделяется позже анальцима из остаточного расплава, относительно обогащенного калием.

Тройной К,Na,Ва-п.ш. состава $Or_{32,4}Ab_{17,8}Cn_{49,8}$ (хим. ан. 2) описан из марганцевой шахты Казо, преф. Тотиги, Япония, под названием "казоит", как минерал ряда ортоклаз-цельзиан [4, 5]. Образует мономинеральные прожилки и грубозернистые обособления в железистом родоните.

Изм. Висванатан и Килхорн [9] наблюдали оптически видимую структуру распада с периодичностью в несколько мкм в тройном Na,K,Ва-п.ш. состава $Cn_{54}Or_{34}Ab_{12}$ из Отесонду, Намибия; фазами распада были: цельзиан состава $Cn_{95}Or_5$, бедный барием К-п.ш., содержащий частицы выпавшего при его распаде альбита, и гомогенная нераспавшаяся матрица, близкая к суммарному составу образца.

Литература

1. Viswanathan K., Brandt K. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 472-476.
2. Viswanathan K., Kielhorn H.-M. // Ibid. 1983. Vol. 68, N 1/2. P. 122-124.
3. Ribbe P.H. // The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. Wash. (D.C.), 1975. R1-R52. (Miner. Soc. Amer. Short Course Notes; Pt 2).
4. Yosimura T. // J. Geol. Soc. Jap. 1936. Vol. 43. P. 877-910.
5. Yosimura T. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1939. Vol. 4. P. 313-451.
6. Wilkinson J.F.G. // Contrib. Miner. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 3. P. 252-269.
7. Viswanathan K. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 294.
8. Viswanathan K., Brandt K. // Fortschr. Miner. 1978. Bd. 56, Beih. 1. S. 140.
9. Viswanathan K., Kielhorn H.-M. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 1/2. P. 112-121.

МИНЕРАЛЫ – АНАЛОГИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

ГЕКСАГОНАЛЬНЫЕ АНАЛОГИ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

В настоящее время известны гексагональные аналоги цельзиана, стронциевого полевого шпата и анортита, но только гексагональный анортит обнаружен в природе (дмиштейнбергит). Промежуточные по составу разновидности не исследованы.

СТРУКТУРА ТИПА ГЕКСАГОНАЛЬНОГО ЦЕЛЬЗИАНА

ГРУППА ГЕКСАГОНАЛЬНОГО ЦЕЛЬЗИАНА

	Сингония	Пр. гр.	a_h	c_h	Уд. в.	Ссылка
Гексацельзиан						
Va[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Гекс.	<i>P6/mmm</i>	5,25	7,84	3,303	[1–3]
α-модификация* (высокотемпературная)			5,313	7,805	–	[4]
β-модификация* (низкотемпературная)	Псевдогекс.	<i>C6/mcm</i>	5,293	7,790	3,29	[4]
Стронциевый гексагональный цельзин Sr[Al ₂ Si ₂ O ₈]*	Гекс.	–	5,25	7,56	–	[5]
			5,19	7,59	–	[6]
Гексагональный анортит* Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Гекс.	<i>P5₃/mcm</i>	5,10	14,72 ^{2*}	2,74	[7]
Дмиштейнбергит Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Гекс.	<i>P6/mmm</i>	5,122	14,781	2,73	[8]

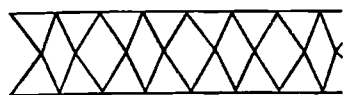
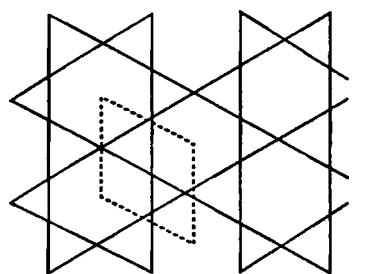
* Искусственно полученные соединения.

^{2*} Псевдопериод $c/2$.

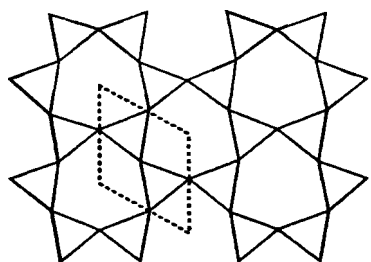
Кристаллическая структура гексацельзиана [1, 2] слоистая. Трехмерный полевошпатовый алюмокремнекислородный каркас разорван на четкие сдвоенные (Al₂Si₂)O₈-слои, чередующиеся в направлении оси c со слоями из Ва- или Са-полиэдров. Тетраэдры (Si,Al)O₄ в каждом слое соединены друг с другом всеми своими вершинами, т.е. сохраняется полевошпатовое отношение (Si,Al) : O = 1 : 2. При этом связи Si–O–Si, соединяющие слои тетраэдров в пары, образуют угол 90° (как в силлиманите). В плоскости (Al₂Si₂)O₈-слоев цепочки (Si,Al)O₄-тетраэдров образуют гексагональные кольца, идеально правильные в структуре высокотемпературной α-модификации гексацельзиана или все более и более деформированные в структурах низкотемпературной β-модификации гексацельзиана и гексагонального анортита (дмиштейнбергита) (фиг. 88).

Одновременно меняется и координация щелочноземельного атома: 12 для Ва в α-гексацельзиане и 6 для Са в дмиштейнбергите.

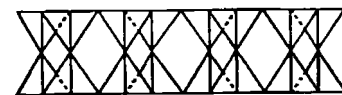
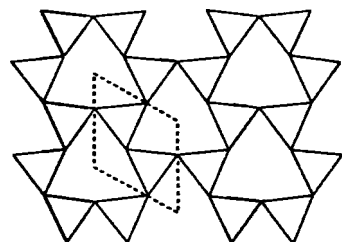
Детально исследовавший полиморфизм минералов Ито [2] нашел способ получения каркаса моноклинного полевого шпата из сдвоенного слоя гексагонального α-цельзиана (фиг. 89). Как рассматривалось ранее (см. “Полевые шпаты”), Тэйлор, расшифровавший структуру санидина, показал, что



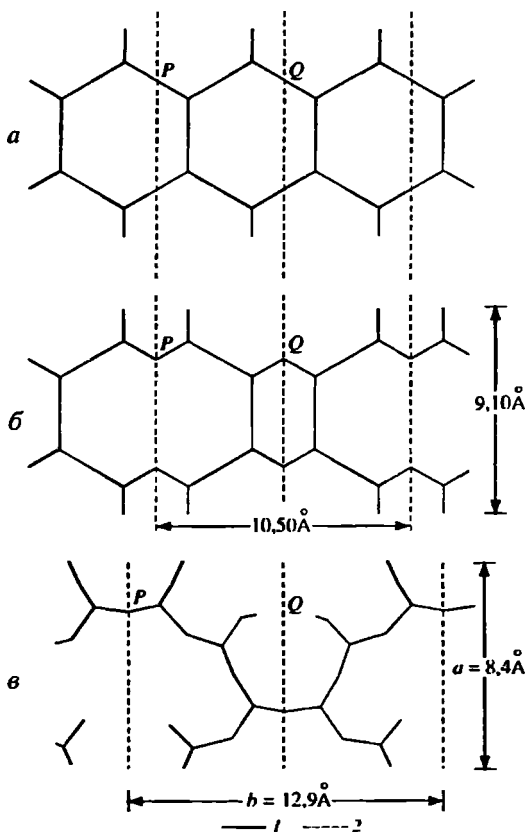
a



б



в



Фиг. 88. Искажение двойных слоев $(Al_2Si_2O_8)$ в структурах типа гексагонального целадонита (по Такеучи, Донней [1])

a – высокотемпературный α -гексацельзиан; *б* – низкотемпературный β -гексацельзиан; *в* – гексагональный анортит; вверху позиций *a–в* – проекция, перпендикулярная оси c [001], внизу – вдоль оси a [100]; пунктиром показана элементарная ячейка

Фиг. 89. Способ вывода алюмокремнекислородного каркаса моноклинного полевого шпата из двойного слоя гексагонального α -цельзиана (по Ито [2])

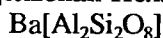
a – двойной слой α -цельзиана; *б* – двойникованный двойной слой; *в* – каркас моноклинного полевого шпата по Тэйлору; 1 – связи Si–O–Si; 2 – плоскости зеркального отражения в моноклинном полево шпате, добавленные к слою α -цельзиана

полевошпатовый алюмокремнекислородный каркас можно представить как наложение 4-членных зигзагообразных цепочек из (SiO_4) -тетраэдров, вытянутых вдоль оси a , в результате чего перпендикулярно этому направлению можно выделить связанные между собой четверные и 8-членные кольца. Те же фрагменты из цепочек можно представить как сломанные шестерные кольца, в которых используются только четыре (SiO_4) -тетраэдра из шести (см. фиг. 89, *a*), отраженные зеркальными плоскостями отражения (см. фиг. 89, *б*), что можно интерпретировать как эффект их двойничивания, с некоторым искажением (см. фиг. 89, *в*).

Литература

1. Takeuchi Y., Donnay G. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 6. P. 465–470.
2. Ito T. X-ray studies on polymorphism. Tokyo: Maruzen, 1950. 231 p. (см. с. 19–29).
3. Yoshiki B., Matsumoto K. // J. Amer. Ceram. Soc. 1951. Vol. 34, N 9. P. 283–286.
4. Takeuchi Y. // Miner. J. Jap. 1958. Vol. 2, N 5. P. 311–332.
5. Sorrell C.A. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 3/4. P. 291–309.
6. Barrer R.M., Marshall D.J. // J. Chem. Soc. A. 1964. N 1. P. 485–497.
7. Davis G.L., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 107–114.
8. Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Нигматулина Е.Н. и др. // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119, вып. 5. С. 43–46.

Гексацельзиан Hexacelsian



Искусственное соединение, но должен существовать в природе как метастабильная фаза при фазовых переходах между цельзианом и парацельзианом. Впервые получен Вайбергом [1], а затем Гинзбергом [2], но рассматривался ими как бариевый нефелин. Как гексагональная модификация цельзиана (α -цельзиан) синтезирован Диттлером и Лашем в 1931 г. [3], затем Йошики [4], на материале которого выполнено структурное изучение [5]. Йошики и Мацумото [4] впервые установили, что существуют две полиморфные модификации гексацельзиана: высокотемпературная собственно гексагональная α -модификация (α -цельзиан по [3, 5], хотя Йошики и Мацумото [4] некорректно назвали ее β -цельзианом) и низкотемпературная псевдогексагональная орторомбическая β -модификация (α -цельзиан по [4]), имеющие незначительные структурные различия; переход между ними при $\sim 300^\circ$.

Синон. Гексагональный цельзиан – hexagonal celsian [4], α -цельзиан – α -celsian [3].

Название гексацельзиан предпочтительнее, чем α -цельзиан – α -celsian [3], поскольку в литературе существует путаница: с одной стороны, α -цельзианом называют гексагональный цельзиан в отличие от обычного моноклинного цельзиана, а с другой стороны, α -цельзианом обозначают высокотемпературную модификацию гексагонального цельзиана (α -гексацельзиана) в отличие от низкотемпературной β -модификации гексагонального цельзиана (β -гексацельзиана).

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см). Шестиугольные слюдоподобные листочки (до 2 см в диаметре), расщепляющиеся на тонкие слои.

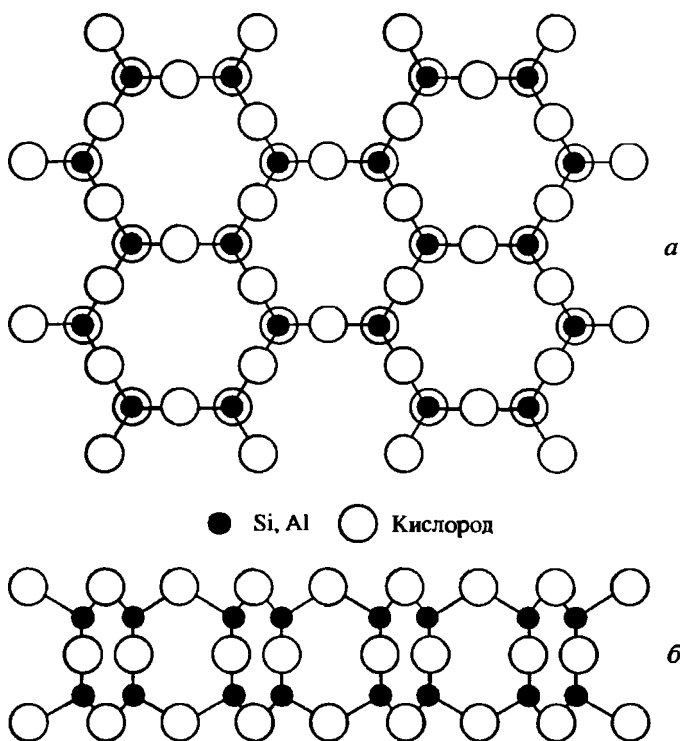
Структ. и морф. крист. Высокотемпературная модификация: гекс. с.

$D_{6h}^1 - P6/mmm$. $a_h = 5,25$, $c_h = 7,84 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,494$; $V = 187,1 \text{ \AA}^3$; $Z = 1$ [5].

Уточненные параметры: $a_h = 5,313$, $c_h = 7,805 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,469$; $V = 190,8 \text{ \AA}^3$ [6].

Низкотемпературная модификация псевдогексагональная, Псевдопр. гр. $D_{6h}^1 - C6/mc$. Орторомбическая. Для гексагональной псевдоячейки: $a_h = 5,293$, $c_h = 7,790 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,472$; $V = 189,0 \text{ \AA}^3$; $Z = 1$. Для орторомбической: $a_0 = 5,293$, $b_0 = 9,168$, $c_0 = 7,79 \times 2 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 0,850 \times 2$; $V = 378,0 \times 2 = 756,0 \text{ \AA}^3$; $Z = 2 \times 2 = 4$. Переход от гексагональной ячейки к орторомбической: $a_0 = a_h$, $b_0 = \sqrt{3a_h}$, $c_0 = 2c_h$ [6].

Структура высокотемпературной модификации определена Ито [5]. В ее основе лежат слюдоподобные слои из алюмокремнекислородных тетраэдров состава $(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8$, параллельные (0001). В плане они образуют пра-



Фиг. 90. Сдвоенные гексагональные слои $(Al_2Si_2O_8)$ из алюмосиликатных тетраэдров в структуре гексагонального целезиана (по Ито [5])
a – в плане; *б* – в разрезе

вильные гексагональные кольца, в разрезе (в отличие от слюды) сдвоены, попарно соединяясь между собой через апикальные атомы кислорода (фиг. 90, 91). В направлении оси *c* такие сдвоенные слои чередуются со слоями из Ва-полиэдров (фиг. 92). В высокотемпературной модификации гексагонального целезиана атомы Ва находятся в 12-координации; в низкотемпературной – координация атомов Ва снижается до 6 (тригональная призма) за счет искажения гексагональных колец в слоях [7].

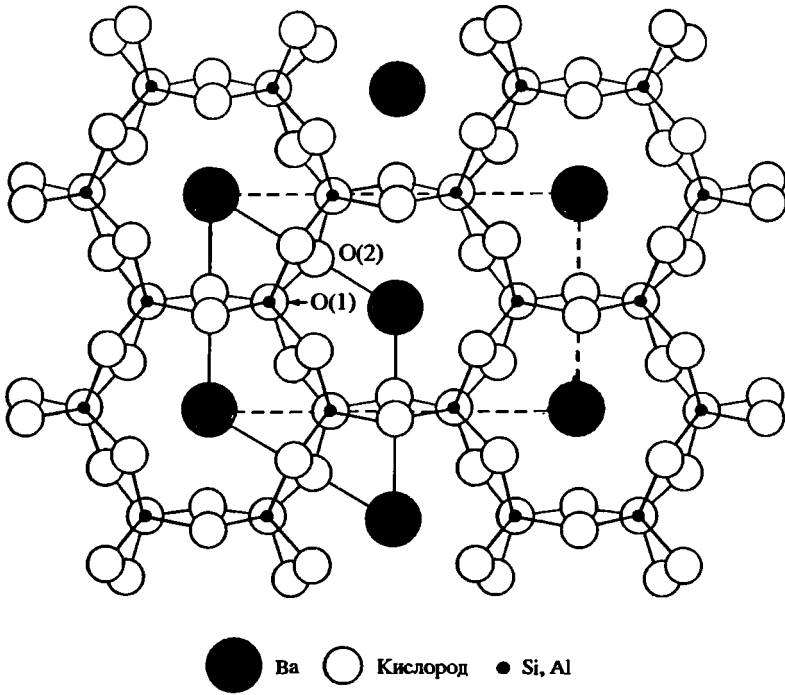
Межатомные расстояния для двух модификаций следующие.

Для высокотемпературной модификации: Ва–O(2) = 3,05 (12-гранник); Si–O(1) = 1,57 (до апикального атома кислорода); Si–O(2) = 1,71 (до 3 остальных атомов кислорода в тетраэдрах); O(1)–O(2) = 2,80 (6 расстояний); O(2)–O(2) = 2,62 Å (4 расстояния) [5].

Для низкотемпературной модификации: Ва–O(2) = 2,89 (6-гранник); Si–O(1) = 1,65; Si–O(2) = 1,67 (в среднем 1,665); O(1)–O(2) = 2,69 Å [6].

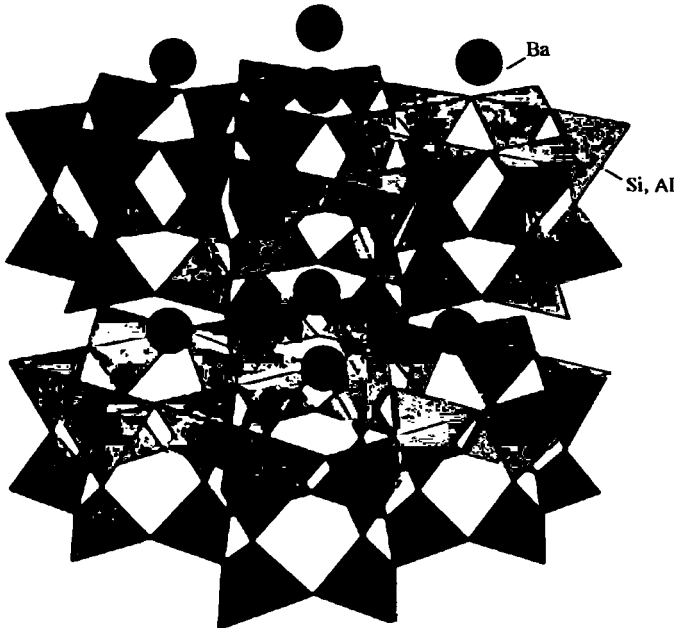
Кристаллы (до 1 см) получены Диттлером и Лашем [3]. На листочках гексагонального целезиана, синтезированного Йошики и Мацумото [4], отмечались только грани базопинакоида. Хорошо образованные, но мелкие (~10 мкм) кристаллы с формами {0001}, {10 $\bar{1}$ 0}, {11 $\bar{2}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 2} и {11 $\bar{2}$ 3} синтезированы Франке и Гхобаркарором [8] (фиг. 93).

Физ. св. Сп. по (0001) весьма совершенная. Она параллельна ослабленным направлениям между плоскостями сдвоенных слоев $(Al_2Si_2O_8)$ и



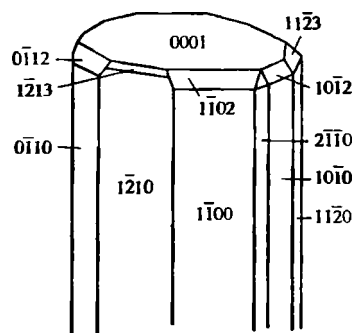
Фиг. 91. Проекция структуры гексагонального целезиана на плоскость (0001) (по Такеучи [7])

Сплошные линии – гексагональная элементарная ячейка, пунктирные – орторомбическая ячейка; O(1) и O(2) – позиции кислорода



Фиг. 92. Структура гексагонального целезиана в полиэдрах (по Ито [5])

Фиг. 93. Кристалл гексацельзиана (α -цельзиана), синтезированный в гидротермальных условиях при 795° и 2 кбар (~10 мкм) (по Франке и Гхобаркару [9])



плоскостями Ва-полиэдров. Расслаивается на тонкие листочки. Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,29 [5, 6], 3,299 [3], 3,303 [4], вычисл. 3,21 [5], 3,296 [6]. Цв. свинцово-серый. Бл. на пл. сп. перламутровый.

Микр. Одноосный (+). Иногда отмечалась аномальная двуосность с малым $2V$. $n_0 = 1,573$ [4], $1,5712 \text{ \AA}$ [3], $n_e =$ не опр.

Хим. Химический состав соответствует цельзиану. Теор. состав: ВаО – 40,84; Al_2O_3 – 27,15; SiO_2 – 31,01. Молек. вес 375,44.

Анализы:

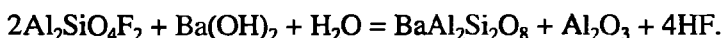
	1	2		1	2
СаО	1,53	0,60	Fe_2O_3	0,94	0,54
ВаО	41,96	41,68	SiO_2	29,86	32,01
Al_2O_3	25,67	25,02	Сумма	99,96	99,85

1 – средний состав сплошной кристаллической массы; 2 – состав отдельных кристаллов гексагонального цельзиана, анал. Йошики [4].

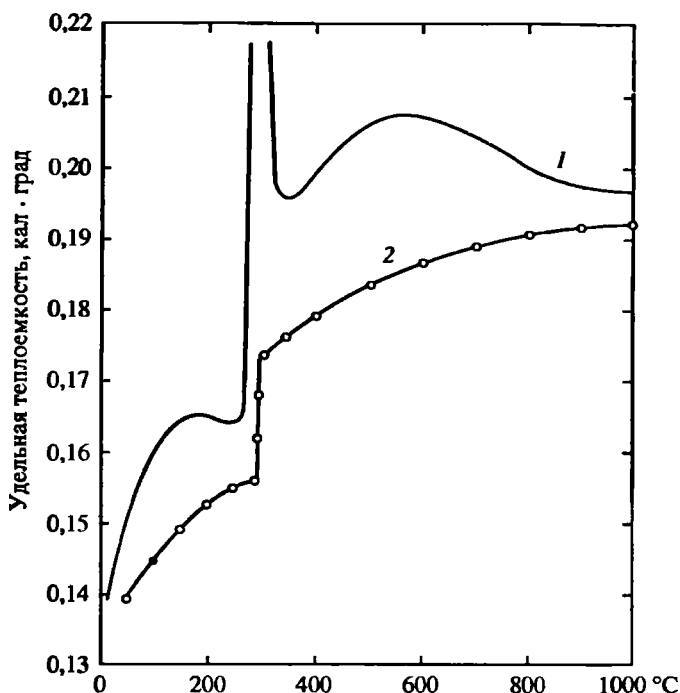
Повед. при нагр. Температура плавления $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (в форме α -гексацельзиана) определялась как 1710° [9], 1715° [4], 1720° [3], 1740° [10] и 1760° [11]. Ниже 1590° (равновесная температура) гексагональный цельзиан переходит в цельзиан, устойчивый до комнатной температуры [11]. Однако метастабильно α -гексацельзиан сохраняется до ~300°, после чего переходит в низкотемпературную псевдогексагональную орторомбическую форму – β -гексацельзиан [11]. На кривых расширения и сжатия α -гексацельзиана около 300° наблюдались изменения, указывающие на энантиотропное превращение $\alpha \leftrightarrow \beta$ типа, подобное превращениям в кварце. Аналогичный эффект наблюдался на кривых нагревания (фиг. 94) [4]. Уточненная температура этого перехода $295 \pm 5^\circ$ [12].

Искусств. Получается при производстве Ва-стекла на стенках тиглей совместно с цельзианом в результате реакции стекла с глинистым материалом тигля. Вайсбергом [1] синтезирован при плавлении каолина с BaCl_2 . Йошики получен из смеси BaCO_3 , каолина и небольшого количества сырой глины, прокаленных при 800°, а затем помещенных на несколько часов в высокотемпературную огнеупорную электрическую печь, нагретую до 1700°, при последующем постепенном охлаждении [4]. Дэвисом и Таттлом синтезирован из окислов нагреванием при 1500° за 4 сут; при более продолжительном нагревании превращался в цельзиан [12].

Франке и Гхобаркаром [8] синтезирован гидротермальным путем, в надкритических условиях при 795° и давлении H_2O 2 кбар, за 10 сут при воздействии растворов, содержащих 0,02 М $\text{Ba}(\text{OH})_2$, на топаз в соответствии с реакцией



Эксперим. В системе ВаО– Al_2O_3 – SiO_2 (см. “Цельзиан”) гексацельзиан как стабильная фаза (α -гексацельзиан) устойчив между 1590° (ниже переходит в цельзиан) и 1760° (плавление) [11]. Согласно [13], установлены две области су-



Фиг. 94. Кривые нагревания гексагонального целезиана (по Йошики и Мацумото [4]), указывающие на энантиотропные превращения $\alpha \leftrightarrow \beta$ типа при 300°

1 – истинная удельная теплоемкость; 2 – средняя удельная теплоемкость (экспериментальная)

существования стабильного α -гексацельзиана: $1700\text{--}1600$ и $1400\text{--}300^\circ$, между которыми устойчив обычный целезиан. Однако Лин и Фостер [11] полагают, что ниже 1590° α -гексацельзиан может существовать только как метастабильная фаза, монотропно переходящая в целезиан до 300° , а ниже этой температуры превращающаяся в низкотемпературную псевдогексагональную орторомбическую форму – β -гексацельзиан. Возникает также при разных температурах в результате монотропного фазового превращения парацельзиана в целезиан в качестве промежуточной фазы (см. фиг. 84). Все превращения медленные в сухих условиях, но существенно ускоряются в гидротермальной среде [11].

Отл. От аналогичного по составу целезиана отличается по порошкограмме (характерное отражение $d = 3,95 \text{ \AA}$ против $d = 3,35 \text{ \AA}$ в целезиане), гексагональной формой выделений, более высокой плотностью, пониженным показателем преломления; от парацельзиана – по порошкограмме (в парацельзиане $d = 4,00 \text{ \AA}$), более низкой плотностью, оптической одноосностью и положительным знаком.

Межплоскостные расстояния высокотемпературной
и низкотемпературной модификаций гексагонального целезиана [5]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

Высокотемпературный* α -гексацельзиан			Низкотемпературный ^{2*} β -гексацельзиан		
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	100	7,79	001	100	7,79
101	40	3,963	101	45	3,949
002	18	3,901	002	18	3,899

Высокотемпературный* α -гексацельзиан			Низкотемпературный ^{2*} β -гексацельзиан		
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
102	55	2,977	102	50	2,968
110	14	2,659	110	14	2,647
003	20	2,602	003	20	2,597
200	4	2,300	200	4	2,292
103	14	2,266	103	18	2,259
201	10	2,206	201	12	2,195
004	55	1,951	004	65	1,947
113	6	1,860	113	8	1,853

* Снято при температуре 450°. ASTM 12-726.

^{2*} Индексировано в псевдогексагональной ячейке. ASTM 12-725.

Слабые дополнительные рефлексы на порошковой диаграмме отсутствуют.

Литература

1. Weyberg Z. // *Cbl. Miner., Geol., Paläontol.* 1905. S. 138–142.
2. Гунзберг А.С. // *Тр. Политехн. ин-та.* 1915. Т. 23. С. 1–34.
3. Dittler E., Lasch H. // *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. Abt. 1.* 1931. Bd. 140, H. 8. S. 633–574; *Ceram. Abstr.* 1932. Vol. 11, N 11. P. 590.
4. Yoshiki B., Matsumoto K. // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1951. Vol. 34, N 9. P. 283–286.
5. Ito T. X-ray studies on polymorphism. Tokyo: Maruzen, 1950. 231 p. (см. с. 19–29).
6. Takeuchi Y. // *Miner. J. Jap.* 1958. Vol. 2, N 5. P. 311–332.
7. Takeuchi Y., Donnay G. // *Acta crystallogr.* 1959. Vol. 12, pt 6. P. 465–470.
8. Franke W., Ghobarkar H. // *Neues. Jb. Miner. Monatsh.* 1983. H. 5. S. 211–218.
9. Yoshiki B., Koide S., Waki M. // *Asahi Garasu Keukyaru Hokoku.* 1954. N 3. P. 135–147.
10. Гребенищikov П.Г. // *Изв. АН СССР. Сер. хим.* 1963. № 2. С. 205–215.
11. Lin H.C., Foster W.R. // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 134–144.
12. Davis G.L., Tuttle O.F. // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 107–114.
13. Ивукина А.К., Панова Я.И. // *Кристаллография.* 1964. Т. 9, № 4. С. 560–563.

Стронциевый гексагональный целезиан Strontium hexagonal celsian Sr[Al₂Si₂O₈]

Искусственное соединение. В природе не найден. Метастабильная форма Sr[Al₂Si₂O₈], образующаяся при быстром росте кристаллов. Гекс. с. $a_h = 5,25$, $c_h = 7,56$ Å; $a_h : c_h = 0,694$; $V = 180,5$ Å³ [1].

Синтезирован из смеси галлуазита и SrSO₄ при 1160° за 30 мин. Очень неустойчив и при продолжительном нагревании легко переходит в Sr-полевой шпат. Из смеси каолина и SrSO₄ не образуется [1].

Межплоскостные расстояния синтетического стронциевого гексагонального целезиана [1]

CuK_α-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	8	7,56	003	25	2,53	113	10	1,84
100	4	4,54	111	14	2,48	104	10	1,78
101	55*	3,87	200	14	2,29	211	14*	1,68
002	40*	3,77	122	22*	2,15	212	22	1,55
102	100*	2,92	202	18	1,94	300	6	1,51
110	55*	2,66	004	14	1,89			

* Отражения совпадают с рефлексами SrSO₄ или стронциевого полевого шпата. ASTM 14-325.

Литература

1. Sorrell C.A. // Amer. Miner. 1962. Vol. 46, N 3/4. P. 291–309.

Дмиштейнбергит Dmisteinbergite
Гексагональный анортит Hexagonal anorthite
 $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Дмиштейнбергит назван в честь уральского петрографа Дмитрия Сергеевича Штейнберга [1]. Является природной гексагональной модификацией анортита. Задолго до утверждения этого названия КНМиНМ ММА гексагональная модификация анортита получена искусственно и детально изучена [2–4].

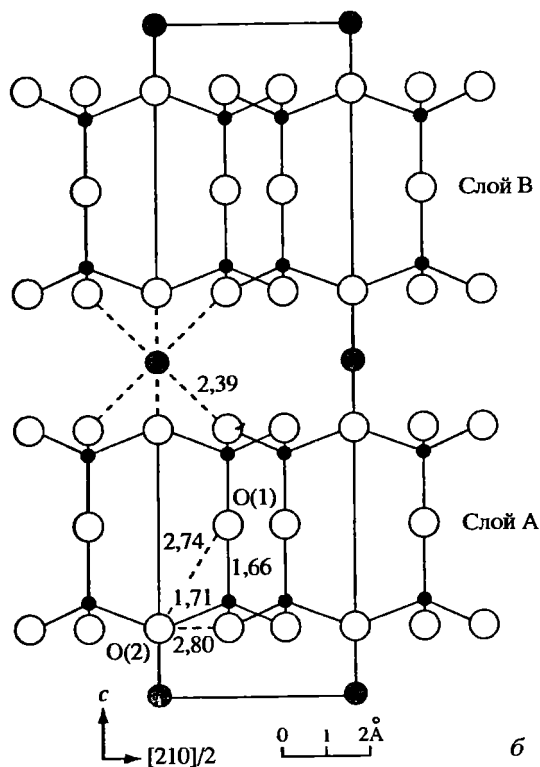
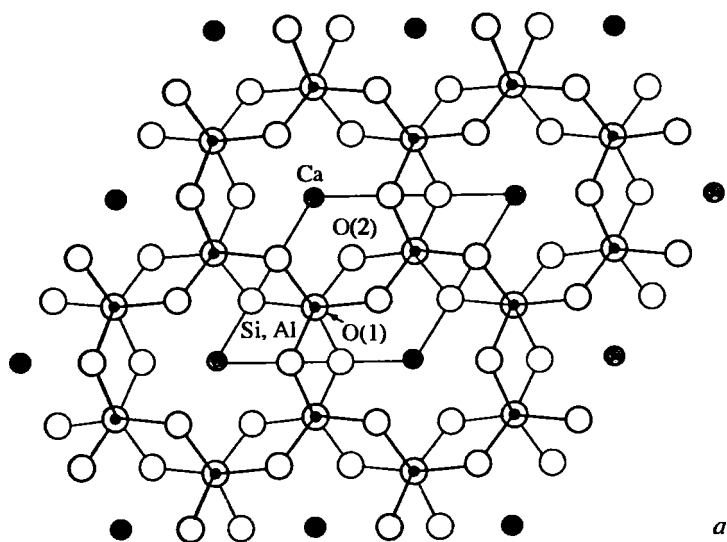
Синон. *Гексагональный анортит* – hexagonal anorthite.

Характ. выдел. Мелкие (до 0,7 мм) гексагональные таблички, нарастающие на стенки трещин в кусках отвальной массы [1]. Синтезированный гексагональный анортит образует сферолитовую массу из гексагональных пластинок [3].

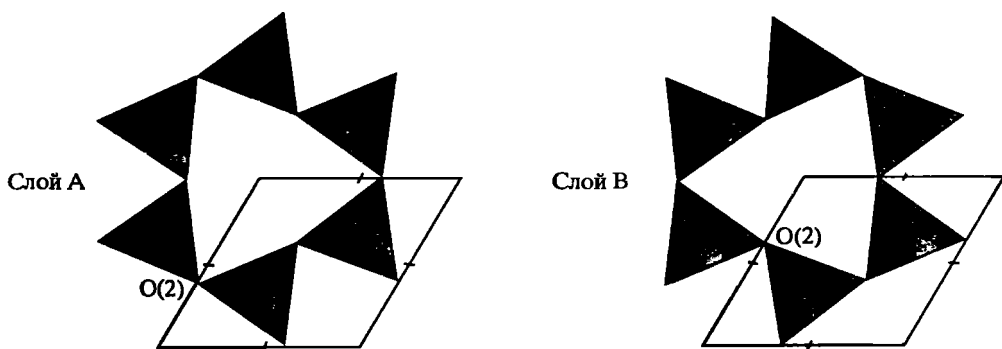
Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^1 - P6/mmm$. $a_h = 5,122$, $c_h = 14,781 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,886$; $V = 335,8 \text{ \AA}^3$; $Z = 2$ – для дмиштейнбергита [1]. Для искусственного гексагонального анортита: $a_h = 5,110$, $c_h = 14,738 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,884$; $V = 333,3 \text{ \AA}^3$ в рамках той же пр. гр. [3]. Однако Такеучи и Донней [4] найдено снижение его симметрии до тригональной $D_{3h}^1 - P6/mcm$. Не совсем ясно, является ли дмиштейнбергит синонимом гексагонального анортита, поскольку его первооткрыватели сопоставляют свои результаты с предварительными данными о симметрии гексагонального анортита [3], не обсуждая более поздних уточненных данных [4]. Отсюда несоответствие в симметрии минерала и его искусственного аналога. КНМиНМ ММА это осталось незамеченным.

Кристаллическая структура решена для искусственного материала (R -фактор = 13,8%) [4]. Она представляет собой модифицированную структуру гексагонального цельзиана, изменения в которой обусловлены замещением Ва на меньший по размерам атом Са. Предполагается, что гексагональный анортит изоструктурен с низкотемпературной β -модификацией гексагонального цельзиана, но не изоструктурен с высокотемпературной его α -модификацией. Структура слоистая. Сдвоенные слои $(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8$ из $(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров, связанных друг с другом всеми вершинами, чередуются в направлении оси c со слоями Са-полиэдров, в которых Са находится в шестерной координации. В плоскости слоев цепи (Si,Al) -тетраэдров образуют искаженные гексагональные кольца (фиг. 95).

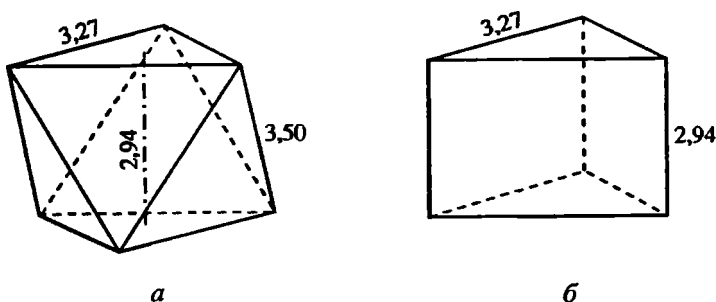
Межатомные расстояния (Å): $\text{Ca}-\text{O}(2) = 2,39$, $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}(1) = 1,66$, $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}(2) = 1,71$, $\text{O}(1)-\text{O}(2) = 2,74$, $\text{O}(2)-\text{O}(2) = 2,80$. Среднее значение $(\text{Si},\text{Al})-\text{O} = 1,685 \text{ \AA}$ лежит посередине между значениями $\text{Si}-\text{O} = 1,60$ и $\text{Al}-\text{O} = 1,76$ (по Гольдшмидту), что указывает на статистически неупорядоченное распределение Si и Al в Т-позициях. Углы $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}(2)-(\text{Si},\text{Al}) = 119^\circ$ (в плоскости слоев) и $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}(1)-(\text{Si},\text{Al}) = 180^\circ$ (между сдвоенными слоями); последнее значение необычно для полевых шпатов, но наблюдалось в некоторых слоистых структурах, например в силлиманите. В соответствии с симметрией гексагонального анортита пара сдвоенных слоев $(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8$



Фиг. 95. Кристаллическая структура гексагонального анортита (по Такеучи и Доннэй [5])
a – в проекции перпендикулярно оси *c*; *б* – в проекции перпендикулярно оси *a*; А, В – симметрично связанные двойные слои $(Al_2Si_2)O_8$; O(1) и O(2) – позиции кислорода

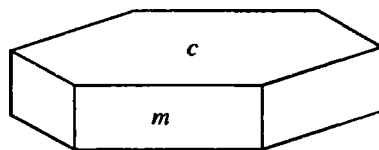


Фиг. 96. Слой $(Al_2Si_2)O_8$ в структуре гексагонального анортита с различной ориентацией А и В (атомы Si, Al и O не обозначены) (по Такеучи и Доннэй [5])



Фиг. 97. Два типа Са-полиэдров с шестерной координацией, установленные в структуре гексагонального анортита (по Такеучи и Доннэй [5])

а – тригональная антипризма; *б* – тригональная призма



Фиг. 98. Кристалл дмиштейнбергита из горелого террикона шахты № 45, г. Копейск, Южный Урал (по Чеснокову и др. [1])

(А и В на фиг. 96) связана в ячейке вращением на 180° и трансляцией $c/2$, т.е. имеют различную ориентировку. В упорядоченной структуре последовательность слоев: АВАВА... – форма Са-полиэдра между слоями соответствует тригональной антипризме (фиг. 97, *а*). Наблюдаемые диффузные отражения на рентгенограммах указывают на нарушение последовательности наложения слоев: ААВВАВ..., ВВАВА... или ААВВА...; в этом случае форма Са-полиэдра между слоями соответствует тригональной призме (фиг. 97, *б*).

Дигексагонально-дипирамидальный кл. с. Данных об измерении кристаллов дмиштейнбергита нет. На кристаллах (фиг. 98) хорошо развиты грани базопинакоида c (0001), слабо – грани гексагональной призмы t (10 $\bar{1}0$). Поверхность граней неровная; на (0001) имеются элементы спирального роста, на (10 $\bar{1}0$) – нечеткая горизонтальная штриховка.

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Изл. раковистый. Тв. около 6. Хрупкий. Уд. в. 2,73; вычисл. 2,747 [1]. Для синтезированного гексагонального анортита уд. в. 2,74, 2,77 (вычисл.) [3]. Цв. белый до бесцветного. Черта белая. Бл. стеклянный, на гранях (0001) иногда перламутровый. В ультрафиолетовых лучах (360 нм) не люминесцирует.

Микр. Одноосный (+). $n_o = 1,575$, $n_e = 1,580 \text{ \AA}$; $n_e - n_o = 0,005$. В толстых пластинках по (0001) наблюдались секториальное строение с различающимся двупреломлением и аномальная двуосность [1]. Для синтезированного гексагонального анортита $n_o = 1,585$, $n_e = 1,590 \text{ \AA}$ [3].

Хим. Состав соответствует анортиту. Теор. состав: CaO – 20,16; Al₂O₃ – 36,65; SiO₂ – 43,19.

Анализы:

	1	2		1	2
Na ₂ O	0,32	–	Al ₂ O ₃	35,39	36,9
K ₂ O	0,03	–	SiO ₂	43,89	42,9
CaO	19,29	20,5	Сумма	98,93	100,3

1 – дмиштейнбергит из шахты № 45, г. Копейск (Южн. Урал), среднее из 4 определений; микроанализатор "Самбах", анал. Нигматулина [1]; 2 – синтезированный гексагональный анортит [3].

Анализ дмиштейнбергита рассчитывается на формулу $(\text{Ca}_{0,97}\text{Na}_{0,03})_{1,00} \times (\text{Al}_{1,95}\text{Si}_{2,05}\text{O}_{8,00})$, что указывает на вхождение натрия в состав минерала.

Повед. при нагр. Гексагональный анортит метастабилен. Постепенно переходит в анортит при продолжительном нагревании при температуре его синтеза или еще быстрее при более высоких температурах [3]. Равновесная температура перехода гексагональный анортит ↔ анортит 1200°, определяется по эффекту на кривой ДТА [3]. В присутствии паров воды ($P = 1000 \text{ кГ/см}^2$) легко превращается в анортит уже при 700° [3, 5]. Отмеченный для гексагонального цельзиана $\alpha \leftrightarrow \beta$ переход не наблюдался вплоть до 1200° [3].

Находж. Техногенный минерал, возникший при воздействии человека на геологическую среду. Образовался совместно со святославитом (ромб. модификация анортита) и анортитом в отвалах, накопленных при подземной добыче угля (терриконах) на шахте № 45, г. Копейск, Челябинского угольного бассейна (Южн. Урал), после их самовозгорания, в непрогоревших участках ("черные блоки"). Дмиштейнбергит кристаллизовался на стенках трещин в сильно прогретых (800–900°) участках ("черных блоках") в восстановительных условиях из газовой фазы при температуре около 1000° [1, 6, 7].

Синтез. Гексагональный анортит впервые был получен Уискофом плавлением стекла анортитового состава в графитовом тигле в вакуумной печи при 2000° и последующей его раскristаллизации при 1200° [3]. Он был получен также в ходе изучения системы альбит–анортит при раскristаллизации стекла состава $An_{20}Ab_{80}$ при 1000° за 21 сут; вхождение в гексагональный анортит натрия в виде твердого раствора фиксировалось по сдвигу отражения (004) [3]. Гексагональный анортит образуется при разложении лавсонита на воздухе за 24 ч при температурах 500–650° (выше 800° образуется анортит) [5]. В присутствии паров воды (1000 бар) гексагональный анортит получен за 24 ч в интервале 300–375°, один или совместно с анортитом (выше 400° кристаллизуется только анортит) [5].

Отл. От аналогичного по составу анортита отличается по порошкограмме, гексагональной форме кристаллов, более низкой плотности, оптической одноосности и положительному знаку. От ромбического анортита (святославита) – по порошкограмме, форме кристаллов, более высокой плотности, оптической одноосности, положительному знаку и более высоким показателям преломления.

Межплоскостные расстояния дмиштейнбергита
из горелого террикона шахты № 45, г. Копейск, Южи. Урал [1]
FeK_α-излучение, Ge-эталон. Камера РКД-57,3 мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	1	7,39	110	8	2,56	030	4	1,479
100	6	4,44	112	1	2,42	033	1	1,416
102	6	3,80	105	3	2,15	220	1	1,281
004	10	3,73	008	7	1,848	131	1	1,226
104	7	2,84	108	2	1,706	1.0.12	1	1,187

Для синтезированного гексагонального анортита приводились, кроме того, отражения: 006–14 (в 100-балльной шкале)–2,456; 202–4–2,119; 116–9–1,770; 210–1–1,658; 212–2–1,501; 300–3–1,475; 308–1–1,152 (CuK_α-излучение, Ni-фильтр) [3].

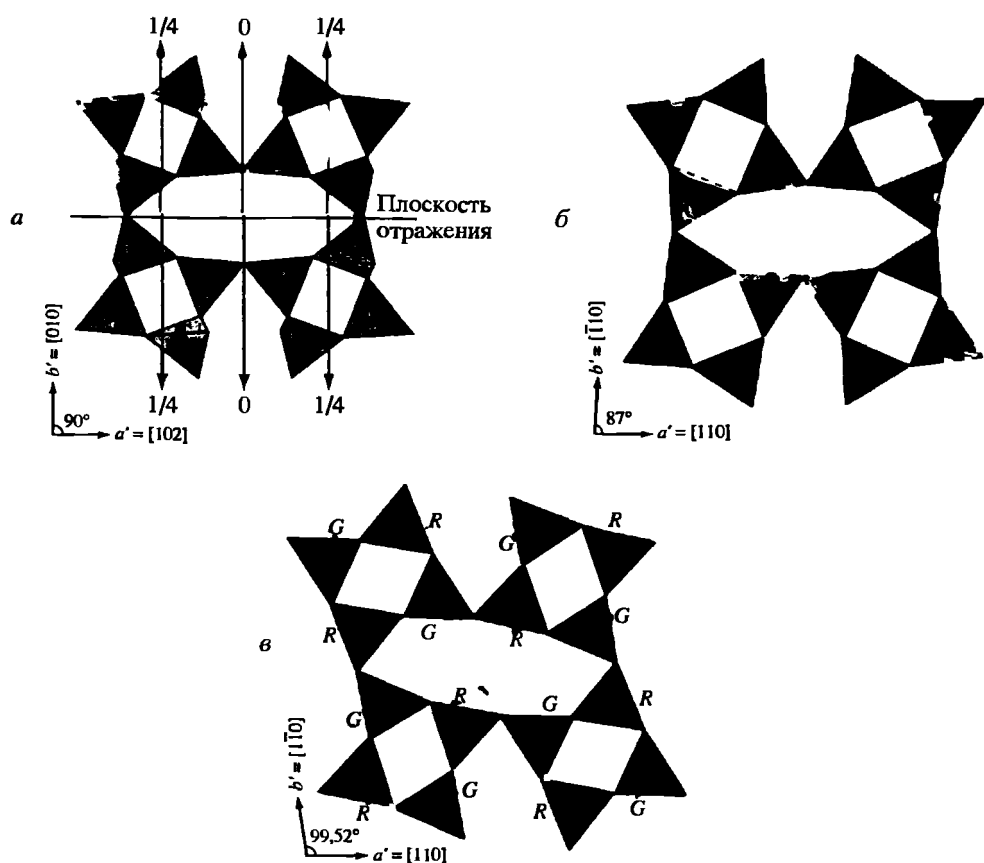
Литература

1. Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Нигматулина Е.Н. и др. // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119, вып. 5. С. 43–46.
2. Donnay G. // Acta crystallogr. 1952. Vol. 5, pt 1. P. 153.
3. Davis G.L., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 1. P. 107–114.
4. Takeuchi Y., Donnay G. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 6. P. 465–470.
5. Goldsmith J.R., Ehlers E.G. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 4. P. 386–397.
6. Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф., Бушмакин А.Ф. и др. // Новые данные по минералогии эндогенных месторождений и зон техногенеза Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 5–14.
7. Чесноков Б.В., Щербакова Е.П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна: (Опыт минералогии техногенеза). М.: Наука, 1991. 152 с. (см. с. 129).

РОМБИЧЕСКИЕ И ПСЕВДОРОМБИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ЩЕЛЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Каркасные силикаты с химическим составом щелочноземельных полевых шпатов с ромбической (или псевдоромбической) структурой. За исключением данбурита минералы редкие, найденные в одном или нескольких месторождениях. Некоторые из них были известны ранее как искусственные соединения.

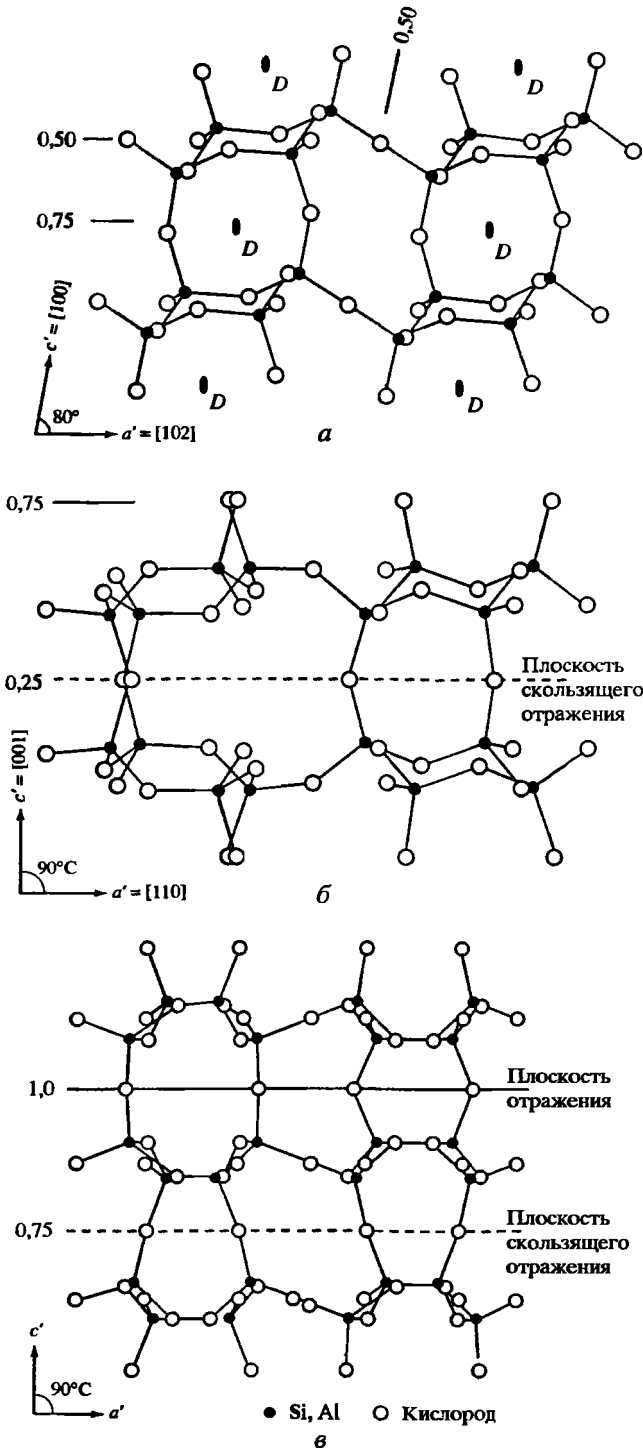
Структурное родство с полевыми шпатами и геометрическое сходство параметров демонстрируется с помощью предложенной Тэйлором “альтер-



Фиг. 99. Элементарные слои из сочлененных в четверные кольца $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -тетраэдров в кристаллических структурах каркасных минералов (по Хага [7], вслед за Саданага и др. [8] и Смитом и Ринальди [9]) (см. литературу в "Группе парацельзиана")

a – в санидине, в проекции на плоскость $a'b' = [102][010]$, 0 и $1/4$ – простая и инверсионные оси; *b* – в парацельзиане, в проекции на плоскость $a'b' = [110][\bar{1}\bar{1}0]$; *в* – в банальсите в проекции на плоскость $a'b' = [110][\bar{1}\bar{1}0]$; сплошные линии с индексом *R* – плоскости зеркального отражения; пунктирные линии с индексом *G* – плоскости скользящего зеркального отражения

нативной" гранцентрированной ячейки санидина [1, 2], переход к которой от стандартных ячеек минералов следующий: для полевых шпатов – $a' = [102] = 13,100$, $b' = [010] = 13,015$, $c' = [100] = 8,5399 \text{ \AA}$; $\alpha' = 90$, $\beta' = 99,88$, $\gamma' = 90^\circ$; для парацельзиана – $a' = [110] = 13,199$, $b' = [110] = 13,199$, $c' = [001] = 8,578 \text{ \AA}$; $\alpha' = 90$, $\beta' = 90$, $\gamma' = 86,9^\circ$, для банальсита – $a' = [110] = 13,109$, $b' = [110] = 13,109$, $1/2c' = [001] = 8,378 \text{ \AA}$; $\alpha' = 90$, $\beta' = 90$, $\gamma' = 99,52^\circ$. Также и в полевых шпатах в кристаллических структурах ромбических их аналогов могут быть выделены элементарные слои из сочлененных вершинами четверных колец из $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -тетраэдров, лежащих примерно в плоскости *ab* (фиг. 99, *a–в*). Однако в соответствии с симметрией минералов рассматриваемых групп они по-разному размножаются плоскостями зеркального и скользящего зеркальных отражений вдоль оси *c* (фиг. 100, *a–в*). В результате в этой проекции



Фиг. 100. Цепочки из сочлененных $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -тетраэдров в кристаллических структурах карбонатных минералов (по Хага [2])

a – в сандине в проекции на плоскость $a'c' = [102][100]$; *б* – в парцельзитане в проекции на плоскость $a'c' = [110][001]$; *в* – в банальзите в проекции на плоскость $a'c' = [110][100]$; сплошные линии – плоскости зеркального отражения, пунктирные – плоскости скользящего зеркального отражения, *D* – двойные оси

в структурах санидина и парацельзиана образуются искаженные 4- и 6-членные кольца $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -тетраэдров, а в структуре банальсита (см. "Группа банальсита") – только 6-членные кольца.

Литература

1. Smith W.C., Bannister F.A., Hey M.H. // Miner. Mag. 1944. Vol. 27, N 186. P. 33.
2. Haga N. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 7, N 3. P. 262.

СТРУКТУРА ТИПА ПАРАЦЕЛЬЗИАНА

ГРУППА ПАРАЦЕЛЬЗИАНА

	Сингония	Пр. гр.	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.	Z	Ссылка
Парацельзиан $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Монокл. псевдо- ромбич.	$P2_1/a$	9,07	9,59	8,58	90,2	3,31	4	[1, 2]
Слаусонит* $\text{Sr}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Монокл. псевдо- ромбич.	$P2_1/a$	8,89	9,34	8,33	90,3	3,00	4	[3]
Святославит (ромбический анортит) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Монокл. (ромбич.)	$P2_1$ ($P2_12_12$)	8,23	8,61	4,85	90,0	2,69	2	[4]
Данбурит $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Ромбич.	$Pnam$	8,04	8,75	7,73	90	2,93– 3,03	4	[5]
Малеевит $\text{Ba}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Ромбич.	$Pnma$	8,14	8,18	9,04	90	3,78	4	Данные Л.А. Паутова

* Существует также триклинная модификация слаусонита: $P\bar{1}$; $a = 6,14$, $b = 8,99$, $c = 7,46$ Å; $\alpha = 90,0$, $\beta = 90,3$, $\gamma = 90,0^\circ$. $Z = 6$.

Структуру парацельзиана имеет также его бериллиево-фосфорный аналог – хёрлбутит (hurlbutite) – $\text{CaBe}_2\text{P}_2\text{O}_8$.

Структурное родство с полевыми шпатами и геометрическое сходство параметров демонстрируется с помощью предложенной Тэйлором "альтернативной" гранцентрированной ячейки санидина [6–8], переход к которой от стандартных ячеек минералов следующий: для полевых шпатов: $a' = [102] = 13,100$, $b' = [010] = 13,015$, $c' = [100] = 8,539$ Å; $\alpha' = 90$, $\beta' = 99,88$, $\gamma' = 90^\circ$; для минералов группы парацельзиана: $a' = [110] = 13,199$, $b' = [110] = 13,199$, $c' = [001] = 8,578$ Å; $\alpha' = 90$, $\beta' = 90$, $\gamma' = 86,9^\circ$; для рассматриваемых далее минералов группы банальсита: $a' = [110] = 13,109$, $b' = [110] = 13,109$, $1/2 c' = 1/2 [001] = 8,378$ Å; $\alpha' = 90$, $\beta' = 90$, $\gamma' = 99,52^\circ$.

Так же как и в полевых шпатах, в кристаллических структурах ромбических их аналогов в каркасе могут быть выделены элементарные параллельные друг другу слои из 4-членных и 8-членных колец, лежащих примерно в плоскости ab (см. фиг. 99, $a-b$), состоящих из сочлененных различно ориентированных: "вверх" (U) – "вниз" (D) $(\text{Si, Al})\text{O}_4$ -тетраэдров [9]. В 4-членных кольцах они имеют последовательность UUDD. В соответствии с симметрией минералов рассматриваемых групп они по-разному размножаются плоскостя-

ми зеркального и скользящего зеркальных отражений вдоль оси c (см. фиг. 100, a – e). В результате в проекции, перпендикулярной c , в структурах санидина и парацельзиана образуются искаженные 4- и 8-членные кольца из $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров с различной последовательностью “одинаково” (S) и “противоположно” (C) ориентированных тетраэдров в 8-членном кольце: в санидине – UUUUDDDD (или SSSCSSSC), в парацельзиане – DUDUUDUD (или CCCSCCCS) [9]. В структуре банальсита – только 8-членные кольца [7].

Для описания структурных особенностей минералов внутри группы используется представление о дискретных диортогруппах T_2O_7 в каркасе [10] или “связанных” тетраэдрах T-O-T [11]. В данбурите диортогруппы Si_2O_7 чередуются с диортогруппами B_2O_7 , в результате чего перпендикулярно оси c возникает плоскость симметрии и минерал становится орторомбическим; в парацельзиане и хёрлбутите все диортогруппы имеют состав Al-O-Si или B-O-P , плоскость симметрии отсутствует, и минерал является псевдоромбическим (см. фиг. 101; “Парацельзиан”).

В парацельзиане, слаусоните и святославите, а также в их Ga- и Ge-аналогах установлено полное упорядочение T^{3+} (Al и Ga) и T^{4+} (Si и Ge) по тетраэдрическим позициям в структуре. В отличие от них в данбурите $1/4\text{T-O-T}$ связей является связями $\text{T}^{3+}\text{-O-T}^{3+}$ или $\text{T}^{4+}\text{-O-T}^{4+}$, а $3/4$ – связями $\text{T}^{3+}\text{-O-T}^{4+}$ [12].

Параметры ячейки a , b , c (Å) и ее объем (Å³) связаны с расстояниями M-O и T-O следующими уравнениями [3]:

$$a = -0,9535 + 1,3246(\text{M-O}) + 3,7516(\text{T-O}) \quad (r = 0,992),$$

$$b = 0,8823 + 1,2943(\text{M-O}) + 3,0072(\text{T-O}) \quad (r = 0,998),$$

$$c = 0,1615 + 1,5119(\text{M-O}) + 2,4818(\text{T-O}) \quad (r = 0,999),$$

$$V = -1281,4 + 307,85(\text{M-O}) + 690,54(\text{T-O}) \quad (r = 1,000).$$

Поскольку величины расстояний Al-O и Si-O используются для определения степени заселенности кремнием и алюминием Т-позиций в структурах полевых шпатов, важно, что расстояния Al-O в парацельзиане и слаусоните (1,747 и 1,748 Å соответственно) равны расстоянию Al-O в анортите (1,747 Å), однако величины расстояний Si-O в этих минералах заметно меняются (1,619, 1,624 и 1,614 Å соответственно). Так как в данных минералах разделение Al и Si по Т-позициям является полным, это указывает на влияние крупных катионов в структурах Ba, Sr и Ca-полевых шпатов на величину Si-O расстояний [12].

Литература

1. Spencer L.J. // Miner. Mag. 1942. Vol. 26, N 178. P. 231–245.
2. Gazzoni G. // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137. S. 24–34.
3. Griffen D.T., Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 1/2. P. 31–35.
4. Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Павлюченко В.С. и др. // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 2. С. 111–114.
5. Strunz H., Nickel H.E. // Там же. 1997. N 5. С. 1.
6. Smith W.C., Bannister F.A., Hey M.H. // Miner. Mag. 1944. Vol. 27, N 186. P. 33–45.
7. Haga N. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 7, N 3. P. 262–281.
8. Sadanaga R., Marumo F., Takeuchi Y. // Acta crystallogr. 1961. Vol. 14. P. 1153–1163.
9. Smith J.V., Rinaldi F. // Miner. Mag. 1962. Vol. 33, N 258. P. 202–212.
10. Бакакин В.В., Белов Н.В. // Кристаллография. 1960. Т. 5, № 6. С. 864–868.
11. Phillips M.W., Gibbs G.V., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 1/2. P. 79–85.
12. Phillips M.W., Kroll H., Pentinghaus H., Ribbe P.H. // Ibid. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 659–666.

Парацельзиан Paracelsian



Назван из-за близости к цельзиану. Псевдоромбическая диморфная его форма [1]. От греч. “παρα” – соответствующий.

Синон. δ-цельзиан.

Характ. выдел. Кристаллы до 5 см длиной при толщине в 1 см, зернистые массы (зерна размером в несколько мм). Иногда покрыты “рубашками” оксидов Fe и Mn [2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$. $a_0 = 9,07$, $b_0 = 9,59$, $c_0 = 8,58$ Å; $\beta = 90,2^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,946 : 1 : 0,895$; $V = 746,3$ Å³; $Z = 4$. Псевдоромбический (псевдо-пр. гр. $D_{2h}^{16} - Pnam$ [3–6]). Сопоставление с полевыми шпатами может быть проведено через “альтернативную гранецентрированную ячейку санидина Тэйлора” (см. “Ромбические и псевдоромбические аналоги щелочноземельных полевых шпатов”).

Мюллером [7] синтезирован ромбический парацельзиан (“парацельзиан-II”) с параметрами ячейки (по данным электронной дифракции): $a = 18,2$, $b = 9,6$, $c = 8,6$ Å (возможно, новый политип).

Для структурно-изученных парацельзианов:

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	V	Местонахождение	Ссылка
9,076	9,583	8,578	90	0,947 : 1 : 0,895	746,1	Беналт, Уэльс	[2, 6]
9,072	9,588	8,577	90,21	0,946 : 1 : 0,895	746,0	То же*	[8]
9,065	9,568	8,578	90,01	0,947 : 1 : 0,896	744,0	То же ^{2*}	[8, 9]

* По данным Чиари и Гаццони.

^{2*} По данным Крэйга, Гиббса и Луизнатана.

Для искусственного Ga, Ge-аналога [10]:

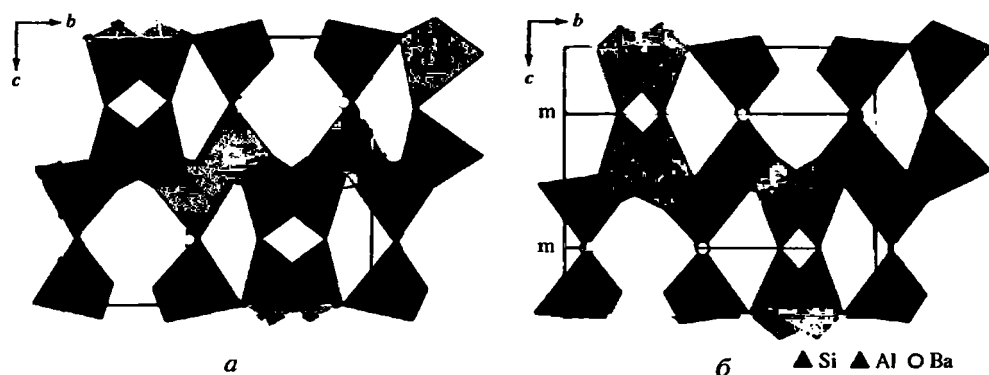
	a	b	c	β	$a_0 : b_0 : c_0$	V	Уд. в.
BaGa ₂ Ge ₂ O ₈	9,349	9,903	8,770	90,36	0,944 : 1 : 0,886	811,9	4,50

Сложности с синтезом парацельзиана и его Ga, Si- и Al, Ge-аналогов указывают на большую устойчивость цельзиана и Ba, Ga, Ge-аналогов полевых шпатов, чем парацельзиана и его орторомбических Ba, Al, Ga, Ge-аналогов в сравнении со Sr- и Ca-минералами, что объясняется крупным размером иона Ba в сравнении со Sr и Ca [10].

Кристаллическая структура расшифрована Смитом на материале Спенсера из шахты Беналт, Уэльс [3–6], уточнена Бакакиным и Беловым [11].

Первоначально предполагалось, что псевдоромбичность парацельзиана обусловлена явлением Si/Al-упорядочения в Т-позициях минерала после кристаллизации (по аналогии с полевыми шпатами), в результате чего орторомбическая симметрия переходит в моноклинную [4, 5]. Бакакин и Белов [11] (см. также [12, 13]) объясняют ее появление строго упорядоченным распределением Si- и Al-тетраэдров в кристаллической структуре. Упорядоченное распределение тетраэдрических катионов подтверждено в [9].

Аналогично полевым шпатам структура парацельзиана может быть описана фрагментарно: в трехмерном бесконечном Si, Al, O-каркасе выделяются слои, параллельные (001), состоящие из Si, Al-тетраэдров, сочлененных в чет-



Фиг. 101. Бесконечный трехмерный каркас из тетраэдров в парацельзиане и данбурите (по Бакакину и Белову [7])

a – в парацельзиане; *b* – в данбурите; внутри каркаса данбурита образуются дискретные диортогруппы T–O–T и возникают плоскости симметрии (*m*), которые отсутствуют в парацельзиане

верные и восьмерные кольца. Так же как и в полевых шпатах, тетраэдры ориентированы попарно то вверх (U), то вниз (D) (UUDD) [14]. В направлении оси *c* они находятся попарно друг над другом, образуя локальные диортогруппы T₂O₇ (T–O–T), вписанные в тригональные призмы (фиг. 101) [11–13]. В парацельзиане все диортогруппы T₂O₇ имеют один тип связи: Al–O–Si (т.е. T³⁺–O–T⁴⁺); по разные стороны от мостикового кислорода находятся разнозарядные и разновеликие катионы. Это приводит к исчезновению плоскости *m* и снижению симметрии до псевдоромбической, моноклинной – в отличие от данбурита, в котором имеются три типа связи: 1/4(B–O–Si) и 3/4(Si–O–Si и B–O–B), т.е. только 1/4(T³⁺–O–T⁴⁺) и 3/4(T⁴⁺–O–T⁴⁺ и T³⁺–O–T³⁺) и сохраняется плоскость симметрии (данбурит – ромбический).

Уточнение кристаллической структуры выполнено независимо Чиари и Гаццони и Грэйгом, Гиббсом и Луизнатаном для парацельзиана из шахты Беналт, Карнарвоншир, Уэльс, состава Ba_{0,96}Na_{0,02}K_{0,04}[Al_{1,96}Si_{2,04}O₈] [8].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.):

	В тетраэдрах T(1)		В тетраэдрах T(2)		
	[8] [*]	[8] ^{2*}	[8] [*]	[8] ^{2*}	
Si ₁ (0)–O ₁ (0)	1,648(2)	1,628(6)	Al ₂ (0)–O ₁ (0)	1,730(2)	1,737(5)
Si ₁ (0)–O ₂ (0)	1,652(2)	1,635(5)	Al ₂ (0)–O ₂ (0)	1,733(2)	1,765(7)
Si ₁ (0)–O ₃ (0)	1,633(2)	1,625(6)	Al ₂ (0)–O ₃ (0)	1,721(2)	1,729(6)
Si ₁ (0)–O ₄	1,603(2)	1,616(6)	Al ₂ (0)–O ₅	1,741(2)	1,753(6)
Среднее	1,634	1,626	Среднее	1,731	1,746
Al ^{3*}	0,196	0,145	Al ^{3*}	0,813	0,916
Al ₁ (<i>m</i>)–O ₁ (<i>m</i>)	1,749(2)	1,747(6)	Si ₂ (<i>m</i>)–O ₁ (<i>m</i>)	1,622(2)	1,611(5)
Al ₁ (<i>m</i>)–O ₂ (<i>m</i>)	1,744(2)	1,757(5)	Si ₂ (<i>m</i>)–O ₂ (<i>m</i>)	1,643(2)	1,630(6)
Al ₁ (<i>m</i>)–O ₃ (<i>m</i>)	1,731(2)	1,761(6)	Si ₂ (<i>m</i>)–O ₃ (<i>m</i>)	1,626(2)	1,598(6)
Al ₁ (<i>m</i>)–O ₄	1,718(2)	1,716(7)	Si ₂ (<i>m</i>)–O ₅	1,634(2)	1,613(6)
Среднее	1,735	1,745	Среднее	1,631	1,613
Al ^{3*}	0,844	0,908	Al ^{3*}	0,177	0,062

* Данные Чиари и Гаццони.

^{2*} Данные Грэйга, Гиббса и Луизнатана

^{3*} Содержание Al по уравнению Al/Al + Si = –10,281 + 6,412(T–O) среднее.

	[8]*	[8] ^{2*}		[8]*	[8] ^{2*}
O ₁ -Si ₁ (0)-O ₂	109,7	110,9	O ₁ -Al ₂ (0)-O ₂	104,4	103,6
O ₁ -Si ₁ (0)-O ₃	107,9	107,3	O ₁ -Al ₂ (0)-O ₃	113,7	113,8
O ₁ -Si ₁ (0)-O ₄	110,8	110,8	O ₁ -Al ₂ (0)-O ₅	114,8	115,2
O ₂ -Si ₁ (0)-O ₃	106,4	106,5	O ₂ -Al ₂ (0)-O ₃	112,7	113,2
O ₂ -Si ₁ (0)-O ₄	110,9	110,5	O ₂ -Al ₂ (0)-O ₅	102,9	103,5
O ₃ -Si ₁ (0)-O ₄	111,0	110,6	O ₃ -Al ₂ (0)-O ₅	107,9	107,2
Среднее	109,5	109,4	Среднее	109,4	109,4
O ₁ -Al ₁ (m)-O ₂	109,6	109,8	O ₁ -Si ₂ (m)-O ₂	105,8	105,9
O ₁ Al ₁ (m)-O ₃	107,7	107,1	O ₁ Si ₂ (m)-O ₃	111,8	111,6
O ₁ -Al ₁ (m)-O ₄	111,9	112,3	O ₁ -Si ₂ (m)-O ₅	113,5	113,5
O ₂ -Al ₁ (m)-O ₃	104,4	104,1	O ₂ Si ₂ (m)-O ₃	112,3	112,7
O ₂ Al ₁ (m)-O ₄	110,6	111,1	O ₂ Si ₂ (m)-O ₅	104,9	104,8
O ₃ Al ₁ (m)-O ₄	112,3	112,0	O ₃ -Si ₂ (m)-O ₅	108,4	108,1
Среднее	109,4	109,4	Среднее	109,5	109,4

Углы между тетраэдрами

	[8]*	[8] ^{2*}		[8]*	[8] ^{2*}
Si ₁ (0)-O ₁ (0)-Al ₂ (0)	127,3	126,9	Si ₁ (0)-O ₃ (0)-Al ₂ (0)	135,3	135,1
Si ₂ (m)-O ₁ (m)-Al ₁ (m)	130,7	130,8	Si ₂ (m)-O ₃ (m)-Al ₁ (m)	134,8	137,7
Si ₁ (0)-O ₂ (0)-Al ₂ (0)	128,3	126,9	Si ₁ (0)-O ₄ -Al ₁ (m)	144,1	143,2
Si ₂ (m)-O ₂ (m)-Al ₁ (m)	129,2	129,1	Si ₂ (m)-O ₅ -Al ₂ (0)	138,5	139,2
			Среднее	133,5	133,2

В Ва-полиэдре

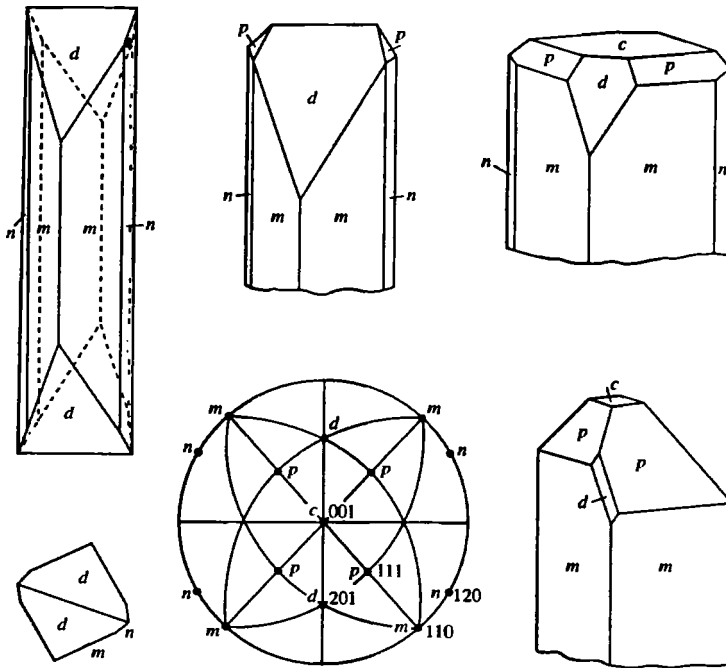
	[8]*	[8] ^{2*}		[8]*	[8] ^{2*}
Ba-O ₁ (0)	2,831(2)	2,839(6)	Ba-O ₃ (m)	2,764(2)	2,764(5)
Ba-O ₁ (m)	2,868(2)	2,861(6)	Ba-O ₅	2,800(2)	2,816(6)
Ba-O ₂ (0)	2,827(2)	2,818(5)	Среднее ^{4*}	2,804	2,803
Ba-O ₂ (m)	2,794(2)	2,782(5)	Ba-O ₂ (0)	3,317(2)	3,315(6)
Ba-O ₃ (0)	2,746(2)	2,739(5)	Ba-O ₂ (m)	3,323(2)	3,321(6)

^{4*} Для координации 7.

Согласно [8], тетраэдры в структурах одного и того же образца из шахты Беналт различаются по Si/Al-заселенности, что может быть объяснено частичным последующим Si/Al-упорядочением. Однако, согласно [15, 16], причиной изменения T-O расстояний в тетраэдрах может быть их искажение по разным причинам. Так, T₁-тетраэдр всегда более искажен, чем химически идентичный ему T₂-тетраэдр, из-за более сильного влияния крупного катиона в M-позиции (при этом разный эффект дают принимаемые для решения структуры модели с координацией 7 или 9 M-катиона). Далее, в структурно-подобных позициях T₁0 и T₁m или T₂0 и T₂m ион T³⁺ всегда больше искажен, чем ион T⁴⁺ из-за большего заряда и более крупного его размера. На возможность ошибочного использования T-O расстояний для оценки Si/Al-распределения указывается также в работе [17].

Кристаллическая структура Ga,Ge-аналога парацельзиана (BaGa₂Ge₂O₈) уточнена в [18].

Ромбо-дипирамидальный вид симметрии. $a : b : c = 0,9470 : 1 : 0,8956$ [2].



Фиг. 102. Кристаллы парацельзиана из шахты Беналт, Карнарвоншир, Уэльс, Великобритания (по Спенсеру [2])

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
$c(001)$	—	$0^{\circ}00'$	$d(201)$	$90^{\circ}00'$	$62^{\circ}08'$
$m(110)$	$46^{\circ}35,5'$	$90\ 00$	$p(111)$	$56\ 57$	$52\ 29$
$p(111)$	$56\ 57$	$52\ 29$			

$$mm(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 86^{\circ}53'$$

$$cd(001) : (201) = 62\ 08$$

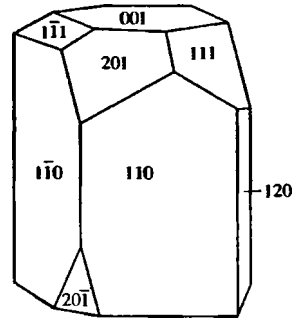
Кристаллы орторомбические, коротко- или длиннопризматические, по форме напоминают кристаллы топаза (фиг. 102). На гранях призматического пояса вертикальная штриховка. На гранях m и n вицинальные формы: (780) и $(7\bar{1}\bar{3}.0)$. Наблюдались симметрично- и несимметрично-развитые кристаллы [2].

Синтетический парацельзиан (кристаллы ~ 20 мкм) также имеет ромбический габитус с гранями (110) , (001) , (111) , (201) и менее развитой (120) (фиг. 103) [19].

Физ. св. Сп. несовершенная, незакономерно ориентированная, иногда ясная по m (110) . Тв. <6. Уд. в. 3,29–3,32 (3,95 вычисл.) (Spencer, 1942). Бесцветный до белого, облаковидного. Полупрозрачный. Бл. стеклянный, на пл. сп. иногда перламутровый.

В ИК-спектре парацельзиана, снятого в диапазоне $4000\text{--}400\text{ см}^{-1}$ ($2,5\text{--}25\text{ мкм}$) (UR-20, “Карл Цейсс”), фиксируются полосы поглощения при $1090, 1060\text{--}995, 952, 930\text{--}858\text{--}796, 760, 718\text{--}686, 670, 662\text{--}578, 520\text{--}490, 445, 415\text{ см}^{-1}$ [20].

Фиг. 103. Кристалл парацельзиана, синтезированного Франке и Гхобаркаром [19] при 745°, 2 кбар, за 10 сут (20 мкм)



Микр. В шл. бесцветный. Двусный (-). $2V = -50^{\circ}35'$ (Na). $v > r$. $Np \approx a$, $Nm \approx c$, $Ng = b$. В разрезах, параллельных (010) и (001), наблюдается тонкая пластинчатая двойниковая структура под небольшим углом к направлению погасания; в разрезе, параллельном (100), – в двух направлениях (соответствует доменной структуре по (083)). Двойникование указывает на снижение симметрии (псевдоромбичность). $n_g = 1,5843$, $n_m = 1,5793$, $n_p = 1,5634$; $n_g - n_p = 0,0209$ (Li). $n_g = 1,5869$, $n_m = 1,5824$, $n_p = 1,5702$; $n_g - n_p = 0,0167$ (Na). $n_g = 1,5901$, $n_m = 1,5867$, $n_p = 1,5734$; $n_g - n_p = 0,0167$ (Ti) [2].

Хим. Теор. состав: BaO – 40,84; Al₂O₃ – 27,15; SiO₂ – 33,01.

Анализ из шахты Беналт, п-ов Ллайн, Карнарвоншир, Уэльс, Англия: Na₂O – 0,15; K₂O – 0,54; MgO – 0,14; CaO – 0,06; SrO – не обн.; BaO – 38,53; MnO – сл.; Fe₂O₃ – 0,28; Al₂O₃ – 27,16; SiO₂ – 33,01; TiO₂ – сл.; H₂O⁺ – 0,05; H₂O – не обн.; сумма – 99,92. Уд. в. – 3,29. $n_g = 1,5869$, $n_m = 1,5824$, $n_p = 1,5702$; $2V = -50^{\circ}35'$. Анал. Беннет [2].

Диагност. Характеристическим является интенсивное отражение парацельзиана 201 с $d = 4,00 \text{ \AA}$ на порошкограммах. В данной области в гексацельзиане характеристическим является отражение с $d = 3,95 \text{ \AA}$, а в цельзиане – с $d = 3,35 \text{ \AA}$ [21].

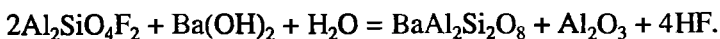
Повед. при нагрев. Поскольку парацельзиан является метастабильной фазой BaAl₂Si₂O₈, при нагревании при разных температурах он монотропно переходит в гексацельзиан и затем в цельзиан как в стабильную фазу. Например, в “сухих” опытах [21] появление гексацельзиана наблюдалось уже при 900° на 7 сут, а при 1000° после 21–215 сут 25–40% парацельзиана перешло в смесь гексацельзиана и цельзиана.

Находж. Впервые найден в кальцифирах Канголии, в долине р. Точе, обл. Пьемонт, Италия, в большом количестве в виде зернистых масс в ассоциации с цельзианом [1].

Классическим месторождением является марганцевая шахта Беналт на п-ве Ллайн в Карнарвоншире, Уэльс, Великобритания, где он известен с 1911 г. Парацельзиан образует крупные (до 5 см) кристаллы, на которые нарастают игольчатые кристаллы цельзиана, но никогда не встречается вместе с характерными для этого месторождения короткопризматическими крупными кристаллами цельзиана [2].

Искусств. Парацельзиан долгое время не удавалось синтезировать [10, 21, 22], из-за чего в литературе укрепилось мнение, что он, как метастабильная фаза не может быть получен искусственно. Мюллером [7] получен сплавлением SiO₂, Al₂O₃ и BaCO₃ при 1800° с последующим охлаждением до 600° на воздухе и закалкой до комнатной температуры в воде (получена смесь двух модификаций α- и β-гексацельзиана и стекло), после чего образец отжигался при 1300° в течение 10 сут (раскристаллизация стекла в парацельзиан).

Франке и Гхобаркаром [19] он был синтезирован гидротермальным путем в надкритических условиях при 745° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар за 10 сут при воздействии растворов, содержащих 0,02 M Ba(OH)₂ на топаз:



Продукты диагностированы рентгенографически; по специальной методике на электронно-микроскопических снимках измерен гранивый комплекс.

Искусственный $\text{BaGa}_2\text{Ge}_2\text{O}_8$ псевдоромбический аналог парацельзиана (пр. гр. $P2_1/a$, монокл. с.; псевдо-пр. гр. $Pna2_1$ или $Pnam$, орторомбич. с.) получен ниже 1260° из расплава стехиометрического состава: при 1260° за 1 ч, при 1100° за 1 ч и за 72 ч, при 960° за 12 ч и за 72 ч. При более высоких температурах и последующем охлаждении образуется монокл. аналог полевого шпата (пр. гр. Ic или $I2/c$): при $1300^\circ \rightarrow 1200^\circ$ за 1 ч, при $1300^\circ \rightarrow 960^\circ$ за 6 ч, при $1300^\circ \rightarrow 25^\circ$ за 72 ч. Псевдоромбические аналоги парацельзиана состава $\text{BaGa}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и $\text{BaAl}_2\text{Ge}_2\text{O}_8$ получить не удалось (кристаллизуются только моноклинные аналоги полевых шпатов) [10, 22].

Эксперим. В системе $\text{BaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ парацельзиан ведет себя как метастабильная фаза, монотропно переходящая в гексацельзиан, а затем в цельзиан при разных температурах. Цельзиан устойчив от комнатной температуры до 1590° , выше которой переходит в гексацельзиан, плавящийся при 1760° [21].

В отсутствие воды или других минерализаторов переход парацельзиан \rightarrow гексацельзиан + цельзиан медленный; после 235 ч при 1000° он был частичным и только при 1600° полным. В гидротермальных условиях превращение является более быстрым; парацельзиан и гексацельзиан переходят полностью в цельзиан уже при 500° [21].

Методом просвечивающей электронной микроскопии [7] парацельзиан наблюдался в виде ориентированных ($a_{\text{парацел}} \parallel c_{\text{гексацел}}$, пл. срастания (100) или (001)) включений в отожженном или неотожженном низкотемпературном β -гексацельзиане (но не наблюдался в высокотемпературном α -гексацельзиане), что объясняется наличием в β -гексацельзиане антифазных доменов, на которых легче происходит образование зародышей по механизму гетерогенного зарождения. Мюллер полагает, что ниже 1590° β -гексацельзиан скорее переходит в парацельзиан, нежели наоборот, что противоречит выводам Лина и Фостера [21].

**Межплоскостные расстояния парацельзиана из шахты Беналт,
Карнарвоншир, Уэльс, Великобритания
(ASTM 10-352) [6]**

CuK_α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	20	6,58	212	30	2,96	241	7	2,05
011	10	6,38	310	5	2,88	114; 142; 313	7	2,03
111	7	5,22	311	50	2,73	150	20	1,874
201	100	4,00	113	20	2,62	430; 422	10	1,849
121	70	3,80	222; 230	35	2,61	151	5	1,831
211	5	3,70	320	50	2,56	431	5	1,807
112	45	3,59	040; 312	20	2,39	143	7	1,798
220	35	3,29	123	45	2,37	510	7	1,782
022	15	3,19	400	3	2,28	134; 333	7	1,744
202	7	3,12	232	20	2,23	342; 152	13	1,718
221	7	3,07	330; 322	45	2,19	521	13	1,664
130; 122	35	3,01	223	5	2,16	351	20	1,590
031	50	2,99	004	15	2,14	531	15	1,551

Порошкограмма соответствует параметрам: $a = 9,076$; $b = 9,583$; $c = 8,578$ Å; $\beta = 90^\circ$.

**Межплоскостные расстояния искусственного
псевдоорторомбического аналога парацельзиана $BaGa_2Ge_2O_8$ [10]**

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
011	2	6,58	022	2	3,285	$\bar{1}13$; 222; 113	—	2,681
002; 120	5	4,38	$\bar{2}02$	1	3,209	320	6	2,635
$\bar{2}10$	1	4,23	202	1	3,189	$\bar{2}31$; 231	1	2,570
$\bar{2}01$	10	{4,14 4,12}	130; $\bar{1}22$	6	3,115	$\bar{1}32$; 132	2	2,539
201			122; 031	9	3,091	$\bar{2}03$	1	2,479
$\bar{1}21$; 121	9	3,917	$\bar{2}12$	3	3,052	$\bar{3}12$; 203; 040	2	2,471
$\bar{2}11$	3	{3,818 3,805}	212	3	3,032	312	2	2,458
211			310	1	2,978	$\bar{1}23$; 123	1	2,429
$\bar{1}12$	7	{3,696 3,684}	$\bar{3}11$	2	2,821	$\bar{2}13$	2	2,410
112			311; 013	5	2,805	213; 140	2	2,396
220	8	3,399	230; $\bar{2}22$	10	2,695	—	—	—

Литература

1. *Tacconi E.* // *Rend. R. Inst. Lombardo Sci. Lett. Milano. Ser. 2.* 1905. Vol. 38. P. 636–643.
2. *Spencer L.J.* // *Miner. Mag.* 1942. Vol. 26, N 178. P. 231–245.
3. *Smith J.V.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250-A: Bowen volume, pt 2. P. 513–515.
4. *Smith J.V.* // *Carnegie Inst. Washington Yb.* 1953. Vol. 52. P. 74–75.
5. *Smith J.V.* // *Ibid.* P. 72–74.
6. *Smith J.V.* // *Acta crystallogr.* 1953. Vol. 6. P. 613–620.
7. *Electron microscopy in mineralogy* / Ed. H.-R. Wenk. B. etc.: Springer, 1976. Пер.: Электронная микроскопия в минералогии / Под ред. Г.-П. Венка. М.: Мир, 1979. 541 с. (см. с. 345–351).
8. *Chiari G., Gazzoni G., Craig J.R. et al.* // *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70, N 9/10. P. 969–974.
9. *Craig J.R., Louisnathan S.J., Gibbs G.V.* // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1973. Vol. 54. P. 496 (Abstr.).
10. *Gazzoni G.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1973. Bd. 137, H. 1. S. 24–34.
11. *Бакакин В.В., Белов Н.В.* // *Кристаллография.* 1961. Т. 5, № 6. С. 864–868.
12. *Белов Н.В.* // *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва,* 1961. № 15. С. 5–43.
13. *Белов Н.В.* *Очерки по структурной минералогии.* М.: Недра, 1976. 344 с. (см. с. 42–44).
14. *Smith J.V., Rinaldi F.* // *Miner. Mag.* 1962. Vol. 33, N 258. P. 202–212.
15. *Phillips M.W., Kroll H., Peninghaus H., Ribbe P.H.* // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 659–666.
16. *Kroll H., Phillips M.W.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1987. Bd. 143. S. 285–299.
17. *Надёжина Т.Н., Победимская Е.А.* // *Кристаллография и кристаллохимия.* Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. Вып. 5. С. 20–34.
18. *Calleri M., Gazzoni G.* // *Acta crystallogr. B.* 1976. Vol. B-32, pt 4. P. 1196–1205.
19. *Franke W., Ghobarkar H.* // *Neues. Jb. Miner. Monatsh.* 1983. H. 5. S. 211–218.
20. *Поваренных А.С.* // *Геол. журн.* 1972. Т. 32, № 5. С. 23–30.
21. *Lin H.C., Foster W.R.* // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 134–144.
22. *Calleri M., Gazzoni G.* // *Acta crystallogr. B.* 1977. Vol. B-33, pt 11. P. 3275–3282.

Слаусонит *Slawsonite* $Sr[Al_2Si_2O_8]$

Впервые найден Нолфом. Назван в честь В.Ф. Слаусон. Стронциевый аналог парацельзиана.

Характ. выдел. Отдельные короткопризматические кристаллы [1] или агрегат беспорядочно ориентированных игольчатых, волокнистых, длинно-призматических кристаллов длиной до 7 см [2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$. $Z = 4$. Псевдоромбический.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	V	Местонахождение	Ссылка
8,895	9,359	8,333	90,24	0,950 : 1 : 0,890	693,7	Валлова-Каунти, Орегон, США	Данные Эрда*
8,888	9,344	8,326	90,33	0,951 : 1 : 0,891	691,5	То же	[1]
8,910	9,389	8,347	90,24	0,949 : 1 : 0,889	698,3	Сарусака, преф. Коти, Япония	[2]
8,900	9,366	8,340	90,22	0,950 : 1 : 0,890	695,2	Рендай, преф. Коти, Япония	[3]

* Персональное сообщение Р. Эрда, поскольку статья (Erd R.C., Nolf B.O., Smith V.C. Slawsonite (Sr, Ca)Al₂Si₂O₈, a new mineral from the Wallowa Mountains, Oregon // Amer. Miner. 1977. Vol. 62) не была опубликована.

Для искусственных Al-, Ga-, Ge-аналогов:

	a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	V	Ссылка
SrAl ₂ Si ₂ O ₈	8,910	9,343	8,345	~90	0,954 : 1 : 0,893	694,0	[4-6]
SrGa ₂ Si ₂ O ₈	9,001	9,484	8,399	90,68	0,949 : 1 : 0,886	716,9	[7]
SrGa ₂ Si ₂ O ₈	9,010	9,488	8,416	90,59	0,950 : 1 : 0,887	719,4	[5, 6]
SrAl ₂ Ge ₂ O ₈	9,113	9,559	8,515	90	0,953 : 1 : 0,891	741,8	[5, 6]
SrGa ₂ Ge ₂ O ₈	9,206	9,660	8,583	90,43	0,953 : 1 : 0,888	763,1	[7]
SrGa ₂ Ge ₂ O ₈	9,210	9,666	8,570	90,56	0,953 : 1 : 0,887	762,9	[6, 8]

Структура аналогична структуре парацельзиана [1].
Межатомные расстояния (Å):

В тетраэдре T ₁₀		В тетраэдре T _{1m}		В Sr-полиэдре	
T ₁₀ -O ₁₀	1,745	T _{1m} -O _{1m}	1,612	Sr-O ₁₀	2,662
T ₁₀ -O ₂₀	1,757	T _{1m} -O _{2m}	1,629	Sr-O _{1m}	2,723
T ₁₀ -O ₃₀	1,741	T _{1m} -O _{3m}	1,618	Sr-O ₂₀	2,641
T ₁₀ -O ₅	1,749	T _{1m} -O ₅	1,633	Sr-O _{2m}	2,594
Среднее	1,748	Среднее	1,623	Sr-O ₃₀	2,562
				Sr-O _{3m}	2,591
				Sr-O ₃	2,635
				Среднее	2,630
В тетраэдре T ₂₀		В тетраэдре T _{2m}			
T ₂₀ -O ₁₀	1,634	T _{2m} -O _{1m}	1,756		
T ₂₀ -O ₂₀	1,631	T _{2m} -O _{2m}	1,757		
T ₂₀ -O ₃₀	1,628	T _{2m} -O _{3m}	1,758		
T ₂₀ -O ₄	1,602	T _{2m} -O _{4m}	1,720		
Среднее	1,624	Среднее	1,748		
В тетраэдре T ₁₀		В тетраэдре T _{1m}			
O ₁₀ -O ₂₀	2,738	O _{1m} -O _{2m}	2,579		
O ₁₀ -O ₃₀	2,922	O _{1m} -O _{3m}	2,663		
O ₁₀ -O ₅	2,953	O _{1m} -O ₅	2,716		
O ₂₀ -O ₃₀	2,914	O _{2m} -O _{3m}	2,698		
O ₂₀ -O ₅	2,732	O _{2m} -O ₅	2,597		
O ₃₀ -O ₅	2,840	O _{3m} -O ₅	2,642		
Среднее	2,850	Среднее	2,649		

В тетраэдре T ₂ 0		В тетраэдре T ₂ m	
O ₁ 0–O ₂ 0	2,678	O ₁ m–O ₂ m	2,871
O ₁ 0–O ₃ 0	2,628	O ₁ m–O ₃ m	2,835
O ₁ 0–O ₄	2,649	O ₁ m–O ₄	2,873
O ₂ 0–O ₃ m	2,615	O ₂ m–O ₃ m	2,774
O ₂ 0–O ₄	2,659	O ₂ m–O ₄	2,853
O ₃ 0–O ₄	2,675	O ₃ m–O ₄	2,909
Среднее	2,651	Среднее	2,853

Средние углы O–T–O = 109,5°; T–O–T = 128,7°.

Судя по среднему расстоянию T–O в тетраэдрах, Si и Al в структуре слаусонита, подобно парацельзиану, полностью упорядочены: Al – в T₁0 и T₂m, Si – в T₁m и T₂0. Sr находится в 7-вершиннике. Расстояние Sr–O по сравнению с Ba–O в парацельзиане уменьшается соответственно от 2,80 до 2,63 Å [1].

В искусственных аналогах расстояния T–O меняются в соответствии с размерами тетраэдрических катионов: в Sr[Ga₂Si₂O₈] (Ga–O)_{T(1)} = 1,822, (Ga–O)_{T(2)} = 1,824, в среднем Ga–O = 1,823; (Si–O)_{T(1)} = 1,627, (Si–O)_{T(2)} = 1,629, в среднем Si–O = 1,628; в Sr[Ga₂Ge₂O₈] (Ga–O)_{T(1)} = 1,823, (Ga–O)_{T(2)} = 1,826, в среднем Ga–O = 1,825; (Ge–O)_{T(1)} = 1,746, (Ge–O)_{T(2)} = 1,750, в среднем Ge–O = 1,748 Å [1, 7]. Упорядочение по тетраэдрическим позициям также полное: Ga – в T₁0 и T₂m, Ge – в T₁m и T₂0 [7]. Расстояние Sr–O практически не меняется: Sr–O = 2,626 и Sr–O = 2,630 Å соответственно [7].

Физ. св. Сп. по (001) хорошая, по (100) хорошая или ясная. Тв. 5 1/2 – 6 1/2. Уд. в. 3,00 [2] (вычисл. 3,05 [2]) и 3,12 [1]. Бесцветный или светло-серый. Бл. стеклянный. Флюоресцирует в розовато-фиолетово-красных лучах при облучении коротковолновым ультрафиолетовым светом [1].

Микр. В шлифах бесцветный или со слабой окраской в бледно-коричневых и желтоватых тонах [2]. Таблички удлинены по [100]. *cNm* = 5–11°. Оптически двусный (–). *n_g* = 1,586–1,585, *n_m* = 1,582–1,583, *n_p* = 1,570–1,573; *n_g* – *n_p* = 0,012–0,016; 2*V* = 55–82°. Дисперсия *r* > *v* слабая или *r* < *v* средняя [2, 3].

Хим. Теор. состав: SrO – 31,81; Al₂O₃ – 31,30; SiO₂ – 36,89.

Анализы:

	1	2	3	4
Na ₂ O	0,13	0,00	–	–
K ₂ O	0,07	0,06	–	–
MgO	0,25	–	–	–
CaO	2,26	0,00	0,33	–
SrO	26,60	29,99	31,22	30,68
BaO	–	1,53	–	1,63
FeO	0,02	–	–	–
Al ₂ O ₃	29,32	31,30	30,26	30,52
Fe ₂ O ₃	1,14	–	–	–
SiO ₂	38,68	36,63	37,78	37,01
TiO ₂	0,36	–	–	–
H ₂ O ⁺	0,17	–	–	–
H ₂ O [–]	0,09	–	–	–
Сумма	99,09	99,51	99,59	99,84
Уд. в.	3,12	3,00	–	–
	(вычисл.)			
<i>n_g</i>	1,585	1,586	–	–
<i>n_m</i>	1,581	1,582	–	–

	1	2	3	4
n_p	1,573	1,570	—	—
$2V$	82	55	—	—

1 – Валлова-Каунти, шт. Орегон, США [3, данные Эрда]; 2 – Сарусака, преф. Коти, Япония [2, 3]; 3 – Рендай, преф. Коти, Япония [3]; 4 – там же, среднее из 3 определений [9]. Ан. 2–4 микрозондовые.

В образце из США найдено повышенное содержание Са (но не анализировался Ва), в образцах из Японии – повышенное содержание Ва. Очень высокое содержание Са найдено в образце из Норвегии, предположительно слаусоните (или стронциевом плагиоклазе): $\text{Na}_2\text{O} - 0,69$; $\text{K}_2\text{O} - 0,54$; $\text{CaO} - 4,57$; $\text{SrO} - 22,56$; $\text{FeO} - 0,26$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 31,17$; $\text{SiO}_2 - 3,34$; сумма – 99,13; $(\text{Sr}_{0,68}\text{Ca}_{0,26}\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,04})_{\Sigma 1,05}\text{Al}_{1,92}\text{Si}_{2,06}\text{O}_8$ [10]; в трех образцах отсюда же установлены широкие вариации в содержаниях SrO (16,07–19,67) и CaO (11,00–7,14).

Нахожд. Известен только из трех месторождений. Впервые найден в метаморфизованных известняках формации Мартин-Бридж в Валлова-Каунти, шт. Орегон (США), в ассоциации с кальцитом, флогопитом, альбитом и пиритом [3, данные Эрда]. Наблюдался в виде короткопризматических треугольных призмочек толщиной ~60 мкм со сторонами $140 \times 220 \times 155$ мкм [данные Эрда]. На этом материале выполнено детальное химическое и структурное исследование слаусонита.

В преф. Коти (Япония) установлен в двух месторождениях. В Сарусака (д. Кагами) прожилки слаусонита (1–30 мм) секут ксенолит контактово-метаморфизованного базита (родингита) в серпентинитах, сложенного гроссуляром, диопсидом, хлоритом и сфеном. Слаусонит в прожилках ассоциирует с цельзианом, а также кимритом, ксонотлитом, гидрогроссуляром, пренином, везувианом и тоберморитом [2, 3]. В каменоломне у д. Рендай мелкозернистый агрегат слаусонита наблюдался в пектолит-стрональситовых прожилках, секущих аналогичный ксенолит метабазитового туфа в серпентините [3, 9]. Предполагается, что при контактовом метаморфизме, достигшем гранулитовой стадии, плагиоклаз габбро превращается в гроссуляр с высвобождением стронция и бария, которые послужили источником для образования слаусонита, стрональсита, цельзиана и кимрита.

Предположительно слаусонит с высоким содержанием кальция (или стронциевый плагиоклаз) установлен в амфиболитах Бьеркедаля (Зап. Норвегия) в ассоциации с альбитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом, пренином и сфеном [10].

Искусств. Синтезирован из водных гелей $\text{SrO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ при 380° за 24 ч. Это искусственное соединение (“Sr-C”) имеет орторомбич. с. и параметры ячейки слаусонита. Уд. в. 3,114. Порошкограмма: ASTM 17-140. Устойчив до 1050° [4].

Межплоскостные расстояния слаусонита из Сарусака, преф. Коти, Япония [2]

CuK_α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
110	25	6,47	$\bar{2}29$	10	2,113	015	4	1,645
011	15	6,25	223	12	2,105	$\bar{5}21$; $\bar{4}23$; 521	10	1,634*
$\bar{1}11$; 111	5	5,12*	$\bar{4}11$; 411	12ш	2,100*	423	6	1,627
020	5	4,69	004	40	2,087	$\bar{5}12$; 512	5ш	1,615*

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	20	4,176	$\bar{2}41; 241$	10	2,015*	$\bar{2}52; 252$	4	1,598*
$\bar{2}01; 201$	80	3,938*	$\bar{1}42; 142;$ $\bar{1}14; 114$	5ш	1,990*	441; 441	5ш	1,586*
$\bar{1}21; 121$	55	3,720*	$\bar{4}12$	5	1,928	060; $\bar{2}05$	8	1,566*
$\bar{2}11; 211$	15ш	3,630*	412	5	1,920	205; $\bar{3}51;$ 351	20	1,559*
$\bar{1}12; 112$	30	3,512*	024	5	1,907	061	4	1,537
220	100	3,231	$\bar{3}23; \bar{1}24$	10	1,867*	$\bar{1}53; 153$	4	1,534*
022	10	3,120	124; $\bar{2}42;$ 323; 242	15	1,859*	$\bar{5}31; 531;$ $\bar{4}33$	10	1,523*
$\bar{2}02; 202$	5ш	3,046*	340	15	1,841	433	8	1,517
130; $\bar{1}22;$ 122	35	2,949*	150	30	1,836	600; $\bar{3}52$	8	1,485*
031	50	2,930	051	15	1,832	352	6	1,481
$\bar{2}12$	20	2,904	430; $\bar{4}22$	15	1,814*	035	10	1,474
212	20	2,893	422	12	1,810	$\bar{2}53; 253$	8	1,469*
310	10	2,834	$\bar{3}41; 341$	8	1,798*	$\bar{5}32; 532$	4ш	1,452*
$\bar{3}11$	30	2,685	$\bar{4}31$	5	1,775	450	2	1,436
311	35	2,679	431	8	1,772	540	10	1,419
013	10ш	2,665	$\bar{1}43; 143$	10	1,759*	620	6	1,415
230; $\bar{1}13;$ 113	30ш	2,559*	$\bar{2}24$	10	1,755	$\bar{4}43; \bar{6}21;$ 621; 443	6ш	1,397*
320	30	2,510	224; 510	15	1,751*	$\bar{3}25; 006$	15	1,391*
$\bar{3}12; 040$	30	2,346*	250	5ш	1,729	325	10	1,388
312	20	2,340	$\bar{5}11; 511;$ 413	8	1,714*	360	2	1,383
$\bar{1}23; 123$	20	2,312*	413; $\bar{3}33$	8	1,707*	$\bar{3}53; 353$	4	1,379*
400	5	2,228	333	5	1,701	$\bar{3}61; 361$	4	1,366*
$\bar{2}32; 232$	20ш	2,183*	$\bar{3}14; \bar{1}52;$ 152	6	1,681*	$\bar{5}42; 542$	4ш	1,345*
$\bar{4}01; 401$	25	2,152	314	5	1,678	$\bar{4}15; 415$	5ш	1,323*

* Согласно рассчитанной порошкограмме, эти рефлексы расщепляются с разрешением порядка 0,020–0,001Å [2].

Литература

1. Griffen D.T., Ribbe P.H., Gibbs G.V. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 1/2. P. 31–35.
2. Kato A., Matsubara S. // Crystal chemistry of minerals: Proc. XIII General meeting IMA, Varna, 1982. Sofia, 1986. P. 595–605.
3. Matsubara S. // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C. 1985. Vol. 11, N 1. P. 37–95. По реф.: Hawthorne F.C. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 1/2. P. 222–230.
4. Barrer R.M., Marshall D.J. // J. Chem. Soc. A. 1964. N 1. P. 485–497.
5. Gazzoni G. // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, H. 1. S. 24–34.
6. Надёжина Т.Н., Победимская Е.А. // Кристаллография и кристаллохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. Вып. 5. С. 20–34.
7. Phillips M.W., Kroll H., Pentinghaus H., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 659–666.
8. Calleri M., Gazzoni G. // Acta crystallogr. B. 1976. Vol. B-32, N 4. P. 1196–1205.
9. Hori H., Nakai I., Nagashima K., Matsubara S., Kato A. // Miner. J. Jap. 1987. Vol. 13, N 6. P. 368–375.
10. Brastad K. // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1981. H. 12. S. 529–533.

Святославит Svyatoslavite

Ромбический анортит Orthorhombic anorthite



Назван в честь известного уральского геолога чл.-корр. РАН Святослава Несторовича Иванова [1]. Является природным аналогом ромбического анортита, полученного искусственно [2, 3] задолго до утверждения святославита в качестве нового минерала КНМиНМ ММА.

Синон. Ромбический анортит – orthorhombic anorthite.

Характ. выдел. Мелкие (0,5–0,8 мм) кристаллы, нарастающие на стенки трещин в кусках отвальной массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_2^3 - P2_12_1$. $a_0 = 8,232$, $b_0 = 8,606$, $c_0 = 4,852$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9565 : 1 : 0,5638$; $V = 343,7$ Å³; $Z = [2]$. Для синтезированного ромбического анортита: $a_0 = 8,224$, $b_0 = 8,606$, $c_0 = 4,836$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9556 : 1 : 0,5619$; $V = 342,37$ Å³ [2]. Структура не уточнена.

Ромботетраэдрический вид сингонии. Кристаллы не измерялись. Главные формы: $a(100)$, $r(011)$, $m(110)$ – в рентгеновской установке. Кристаллы призматического облика, удлинены по [100] (фиг. 104); образованы в основном гранями $r(011)$ и $a(100)$. грани $m(110)$ слабо развиты.

Физ. св. Сп. по (100) несовершенная. Изл. раковистый. Тв. около 6. Хрупкий. Уд. в. 2,695 (вычисл. 2,687) [1]; для синтезированного ромбического анортита 2,70 [2, 3]. Бесцветный. Черта белая. Бл. стеклянный. В ультрафиолетовых лучах (360 нм) слабо светится желтоватым светом.

Микр. Двуосный (–). $Ng = [100]$, $Nm = [010]$, $Np = [001]$; $n_g = 1,581$, $n_m = 1,578$, $n_p = 1,552$; $n_g - n_p = 0,029$; $2V = -37^\circ$ (вычисл.) [1]. Для синтезированного ромбического анортита: $n_g = 1,584$, $n_m = 1,580$, $n_p = 1,553$; $n_g - n_p = 0,031$; $2V = -39^\circ$ [2, 3].

Хим. Состав соответствует анортиту. Теор. состав: CaO – 20,16; Al₂O₃ – 36,65; SiO₂ – 43,19.

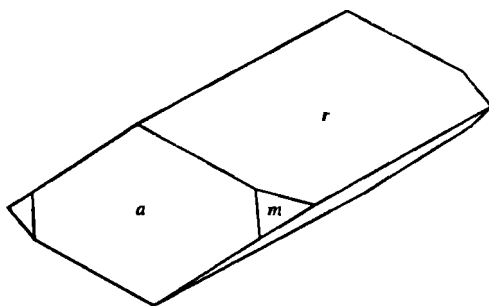
Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	0,41	0,44	–	FeO	0,02	0,03	–
K ₂ O	0,01	0,02	–	Al ₂ O ₃	35,37	35,28	36,9
MgO	0,03	0,01	–	SiO ₂	43,62	43,51	43,3
CaO	19,33	19,15	20,3	Сумма	98,79	98,44	100,5
MnO	Не обн.	Не обн.					

1, 2 – шахта № 45, г. Копейск, Южн. Урал; микрозонд "Camebax", анал. Усова [1];
3 – синтезированный ромбический анортит [2].

Ан. 1, 2 рассчитываются на формулу $(Ca_{0,96}Na_{0,04})_{1,00}(Al_{1,95}Si_{2,04})O_{8,00}$, что указывает на вхождение Na в природное соединение.

Повед. при нагр. Синтезированный ромбический анортит метастабилен, постепенно переходит в анортит при продолжительном нагревании образца при температуре его синтеза или (еще быстрее) при более высоких [2]. В присутствии паров воды (100 кГ/см²) легко превращается в анортит уже при 700° [2]. Равновесная температура перехода ромбический анортит ↔ анортит 355° (в парах воды) и 325° (если в водном растворе присутствует FeCl₃) [4].



Фиг. 104. Кристалл святославита из горелого террикона шахты № 45, г. Копейск, Южный Урал (по Чеснокову [1])

Наход. Техногенный минерал, возникший в результате хозяйственной деятельности человека, обнаружен на горелом терриконе шахты № 45 (г. Копейск) в Челябинском угольном бассейне, Южн. Урал [1]. Кристаллы святославита нарастают на стенки трещин в кусках древесного угля в непрогоревших участках отвала (“черные блоки”) в ассоциации с анортитом и дмиштейнбергитом (гексагональная модификация анортита), а также с самородным железом, троилитом, когениом, фаялитом, хондрадитом, титанитом, фторфлогопитом и графитом. Материал “черных блоков” был прокален до 800–900° без доступа воздуха. Святославит кристаллизовался, по-видимому, из газовой фазы, в восстановительной среде [1, 5, 6].

В аналогичных условиях (в графитовом тигле, в атмосфере азота) ромбический анортит был впервые синтезирован Уискоффом при раскristализации стекла анортитового состава, также в ассоциации с анортитом и гексагональной анортитовой фазой [2]. В больших количествах ромбический анортит получен при изучении системы анортит–альбит для более натриевых составов: $An_{90}Ab_{10}$ – $An_{30}Ab_{70}$ (950–1000°, за 4 сут) или $An_{20}Ab_{80}$ (1000°, за 21 сут). На входит в ромбический анортит в виде твердого раствора, на что указывает понижение показателей преломления и сдвиг отражений (002) и (021) на рентгенограммах [2].

Отл. От аналогичного по составу анортита отличается по порошкограмме, низкой плотности и низким показателям преломления, от гексагонального анортита (дмиштейнбергита) – по порошкограмме, форме кристаллов, низкой плотности, оптической двуосности и низким показателям преломления.

Межплоскостные расстояния святославита из горелого террикона шахты № 45 (г. Копейск), Южн. Урал [1]
FeK α -излучение, Ge-эталон. Камера РКД-57,3 мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	8	4,17	150	3	1,685	153	2	1,167
111	6	3,75	322	7	1,672	622	5	1,151
021	10	3,22	341	2	1,598	461	3	1,144
220	4	2,97	431	3	1,579	370	4	1,122
211	6	2,94	501	3	1,557	632	3	1,103
130	7	2,71	332	3	1,533	072	3	1,097
310	1	2,61	251	1	1,509	560	3	1,082
221	3	2,53	060	4	1,434	561	3	1,056

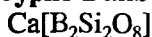
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
301	2	2,38	052	4	1,404	722	1	1,028
131	2	2,36	342	2	1,388	810	4	1,022
012	3	2,33	600	1	1,372	281	3	1,018
311	3	2,30	610	3	1,355	741	1	1,009
112	3	2,24	512	1	1,345	820	2	1,001
231	3	2,12	252	6	1,329	811	3	0,999
321	8	2,09	522	4	1,299	054	1	0,992
400	2	2,06	043	1	1,293	660	2	0,990
041	7	1,967	070	2	1,229	434	3	0,982
240	1	1,907	631	2	1,199	821	2	0,980
420	4	1,855	550	2	1,190	504	1	0,977
241	3	1,774	171	1	1,180	-	-	-

Межплоскостные расстояния святославита соответствуют таковым ромбического анортита (CuK_α -излучение, Ni-фильтр) [2], хотя на порошкограмме последнего отмечалось больше линий; дополнительно: 110–3 (в 100-бальной шкале)–5,94 Å; 001–9–4; 020–5–4,29; 011–10–4,20; 200–70–4,11; 201–3–3,13; 002–1–2,415; 040–3–2,152; 122–12–2,042; 212–10–2,026; 032–8–1,849; 421–2–1,732; 051–3–1,621; 521–2–1,465; 530–10–1,427; 223–4–1,418; 033–7–1,406, но отсутствовали рефлексы $hk0$ с $h+k=2n+1$, характерные для пр. гр. $P2_12_12$, что объяснялось их слабой интенсивностью (псевдоотсутствие).

Литература

1. Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Павлюченко В.С. и др. // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 2. С. 111–114.
2. Davis G.L., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. A. 1952. Vol. 250: Bowen volume, pt 1. P. 107–114.
3. Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. (см. с. 296).
4. Goldsmith J.R., Ehlers E.G. // J. Geol. 1952. Vol. 60, N 4. P. 386–397.
5. Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф., Бушмакин А.Ф. и др. // Новые данные по минералогии эндогенных месторождений и зон техногенеза Урала. Свердловск: АН СССР, 1991. С. 5–14.
6. Чесноков Б.В., Шербакова Е.П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна: (Опыт минералогии техногенеза). М.: Наука, 1991. 152 с. (см. с. 126).

Данбурит Danburite



Назван по месторождению Данбери в шт. Коннектикут, США (Шепард, 1839).

Характ. выдел. Кристаллы (от нескольких мм до 40 см в длину и 10 см в поперечном сечении), друзы кристаллов, параллельные и радиально-лучистые сростки, сплошные зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Ромбич. с. $D_{2h}^{16} - Pnam$. $a_0 = 8,04$, $b_0 = 8,75$, $c_0 = 7,73$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,919 : 1 : 0,883$; $V = 543,8$ Å³; $Z = 4$ (в установке, соответствующей установке парацельзиана и других ромбических полевошпатовых аналогов) (Штрунц, Никель, 1997). На материале из Тетюхе (Приморье) и Пи Казанель (Швейцария): $a_0 = 8,01$, $b_0 = 8,75$, $c_0 = 7,71$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,915 : 1 : 0,884$; $V = 540,4$ Å³ [1]. Более точные данные: $a_0 = 8,038$, $b_0 = 8,752$, $c_0 = 7,730$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,918 : 1 : 0,883$; $V = 543,79$ Å³ [2] на материале из Сан-Луис-Потоси (Мексика); $a_0 = 8,037$, $b_0 = 8,757$, $c_0 = 7,7218$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 =$

$= 0,918 : 1 : 0,882$; $V = 543,46 \text{ \AA}^3$ [3] на материале из Пиц-Валатча, кантон Граубюнден, Швейцария.

В установке Дена первоначально дано: $D_{2\theta}^{16} - Pbnm$. $a_0 = 8,75$, $b_0 = 8,01$, $c_0 = 7,72 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1 : 0,9154 : 0,8823$; $V = 541,1 \text{ \AA}^3$ [4]. В установке Дира (Deer et al., 1963; Дир и др., 1966): $a_0 = 7,72$, $b_0 = 8,75$, $c_0 = 8,01 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,8823 : 1 : 0,9154$; $V = 541,1 \text{ \AA}^3$.

При нагревании все параметры ячейки и ее объем увеличиваются. Например, на материале из шахты Тороку, преф. Миядзаки, Япония [3]:

$T, ^\circ\text{C}$	a_0	b_0	c_0	V
25	8,037(1)	8,757(1)	7,7218(9)	543,4(1)
104	8,041(2)	8,759(2)	7,725(1)	544,1(2)
208	8,046(2)	8,765(2)	7,734(1)	545,4(2)
305	8,054(2)	8,768(2)	7,741(1)	546,7(2)
407	8,061(4)	8,777(4)	7,745(2)	548,0(4)
512	8,069(2)	8,780(2)	7,757(1)	549,6(2)
618	8,078(2)	8,786(2)	7,762(1)	550,8(2)
720	8,083(2)	8,791(2)	7,771(1)	552,3(2)
817	8,092(1)	8,796(1)	7,7768(8)	553,6(1)
910	8,101(2)	8,801(2)	7,786(1)	555,1(1)

Кристаллическая структура впервые расшифрована Данбаром и Махачки [4] и уточнялась в [1,5]. Наибольшую сложность представляет точность локализации атомов бора. Прецизионное уточнение структуры данбурита из Сан-Луис-Потоси (Мексика) выполнено Филипсом с соавт. [2].

В каркасе структуры данбурита выделяются две тетраэдрические позиции: $T(1) = B$ и $T(2) = Si$, одна позиция кальция и пять позиций кислорода. В отличие от парацельзиана в структуре данбурита наблюдается строгая упорядоченность в T -позициях, выражающаяся в образовании сдвоенных тетраэдров B_2O_7 и Si_2O_7 (см. фиг. 101). Атомы кислорода $O(1)$, $O(2)$ и $O(3)$ являются общими для BO_4 - и SiO_4 -тетраэдров, тогда как $O(4)$ и $O(5)$ – мостиковые атомы кислорода в Si_2O_7 - и B_2O_7 -группах соответственно. Атомы $O(4)$ и $O(5)$ лежат на плоскостях зеркального отражения, параллельных (001) на высоте $z = 1/4$ и $z = 3/4$. Этим структура данбурита принципиально отличается от структуры парацельзиана, в которой существование аналогичных групп Al_2O_7 и Si_2O_7 представляется невозможным, так же как и в других каркасных алюмосиликатах с соотношением $Al : Si = 1 : 1$ [6, 7].

Межатомные расстояния (\AA) и углы (град.) [2]:

В тетраэдре $T(1)$		В тетраэдре $T(2)$	
$B-O(1)$	1,479	$Si-O(1)$	1,617
$B-O(2)$	1,498	$Si-O(2)$	1,624
$B-O(3)$	1,461	$Si-O(3)$	1,611
$B-O(5)$	1,456	$Si-O(4)$	1,614
Среднее	1,474	Среднее	1,617
$O(1)-O(2)$	2,321	$O(1)-O(2)$	2,672
$O(1)-O(3)$	2,419	$O(1)-O(3)$	2,650
$O(2)-O(3)$	2,429	$O(1)-O(4)$	2,664
$O(2)-O(5)$	2,372	$O(2)-O(3)$	2,574
$O(3)-O(5)$	2,406	$O(2)-O(4)$	2,636
		$O(3)-O(4)$	2,638

O(1)–B–O(2)	102,5	O(1)–Si–O(2)	111,1
O(1)–B–O(3)	110,7	O(1)–Si–O(3)	110,4
O(2)–B–O(3)	110,4	O(1)–Si–O(4)	111,1
O(2)–B–O(5)	106,9	O(2)–Si–O(3)	105,4
O(3)–B–O(5)	111,2	O(2)–Si–O(4)	109,0
		O(3)–Si–O(4)	109,7
T(1)–O(1)–T(2)	132,4	Ca–O(1)	2,496×2
T(1)–O(2)–T(2)	126,3	Ca–O(2a)	2,452×2
T(1)–O(3)–T(2)	128,1	Ca–O(3)	2,467×2
T(2)–O(4)–T(2)	136,8	Ca–O(5)	2,399×1
T(1)–O(5)–T(1)	130,6	Ca–O(2b)	3,000×2

Кальциевый полиэдр может быть представлен как 7-вершинник (комбинация тригональной призмы с полуоктаэдром [1]) со средним расстоянием Ca–O = 2,461 Å или как 9-вершинник (Ca–O = 2,585 Å). Координация 7, более подходящая для сравнения данбурита с полевыми шпатами, показывая линейную зависимость между изотропными факторами Ca и Na и расстоянием Na/Ca–O в структурах анортита, ридмерджерита и альбита [2].

Уточнение кристаллической структуры выполнено также при высоких температурах, вплоть до 910°, на материале из шахты Тороку, преф. Миядзаки, Япония [3]. Установлено, что при нагревании средние расстояния в SiO₄-тетраэдрах Si–O и O–O остаются практически постоянными (1,616–1,617 и 2,638–2,639 ± 0,001), а в BO₄-тетраэдрах B–O и O–O несколько увеличиваются (1,4728–1,477 ± 0,002 и 2,403–2,410 ± 0,001 соответственно). При этом Ca-полиэдр существенно увеличивается в размерах: Ca–O(1) × 2 от 2,495(1) до 2,543(2), Ca–O(2a) × 2 от 2,452(1) до 2,488(2), Ca–O(3) × 2 от 2,466(1) до 2,496(2), Ca–O(5) от 2,398(1) до 2,422(1), Ca–O(2b) × 2 от 3,017(1) до 3,021(1). Среднее Ca–O от 2,5842 до 2,613(1), средневзвешенное Ca–O от 2,502 до 2,538 Å. Наименьший коэффициент термического расширения 0,45 · 10⁻⁵С⁻¹ показывают расстояние Ca–O(2b); для остальных расстояний Ca–O он варьирует от 2,7 · 10⁻⁵С⁻¹ до 5,4 · 10⁻⁵С⁻¹. Полуценные данные подтверждают девятёрную координацию кальция.

Ромбо-дипирамидальный кл. $D_{2h}-mmm$ ($3L_23PC$).

Морфологическое отношение осей в установке Гольдшмидта (Goldschmidt, 1897), соответствующее принятой рентгеновской установке [1–3]: $a : b : c = 0,9183 : 1 : 0,8817$.

В установке Дана (Dana, 1892), соответствующей рентгеновской установке Данбара и Махачки [4, 5], $a : b : c = 0,5444 : 1 : 0,48073$. Формула перехода от символов Дана к принятым здесь символам в установке Гольдшмидта: 0½/0/100/001.

Главные формы по Гольдшмидту (Goldschmidt, 1897):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ
c 001	–	0°00′	n 210	65°20′	90°00′	p 401	90°00′	75°24′
a 010	0°00′	90 00	z 013	0 00	16 22	u 114	47 26	18 03
b 100	90 00	90 00	ζ 023	0 00	30 27	v 112	47 26	33 05
κ 130	19 57	90 00	d 011	0 00	41 24	r 111	47 26	52 30
J 120	28 34	90 00	x 031	0 00	69 17	s 131	19 57	70 26
m 340	39 14	90 00	t 101	90 00	43 50	O 122	28 34	45 06
l 110	47 26	90 00	ω 201	90 00	62 29	e 121	28 34	63 31

	Ф	ρ		Ф	ρ		Ф	ρ
ξ 320	58 31	90 00	f 301	90 00	70 51	λ 212	65 20	70 26
cr (001) : (111) = 52°30'			ee (121) : ($\bar{1}21$) = 88°42'			ww (201) : ($\bar{2}01$) = 124°58'		
ll (110) : ($\bar{1}10$) = 94 52			rr (111) : ($\bar{1}1\bar{1}$) = 64 30			dd (011) : (0 $\bar{1}1$) = 82 48		
ce (001) : (121) = 63 31								

Более редкие формы (по Гольдшмидту): β 350, ρ 760, F 650, E 540, D 970, C 750, B 10.7.0, A 850, τ 530, M 310, χ 302, α 904, N 502, g 702, P 11.0.3, v 902, i 501, h 11.0.2, R 601, q 801, ε 123, Z 325, S 213, 658, T 323, W 614, 7.10.4, δ 211, γ 311, η 321.

Недостовверные формы (по Шустеру, 1884; Дусимо, 1884; Веберу, 1903 – в установке Гольдшмидта): v 9.10.0, K 19.20.0, G 11.10.0, H 15.14.0, F 650, B 10.7.0, Y 016, 0.31.10, X 041, 0.23.2, 0.29.2, 0.25.1, 115, V 5.36.16, U 234, 10.9.10.

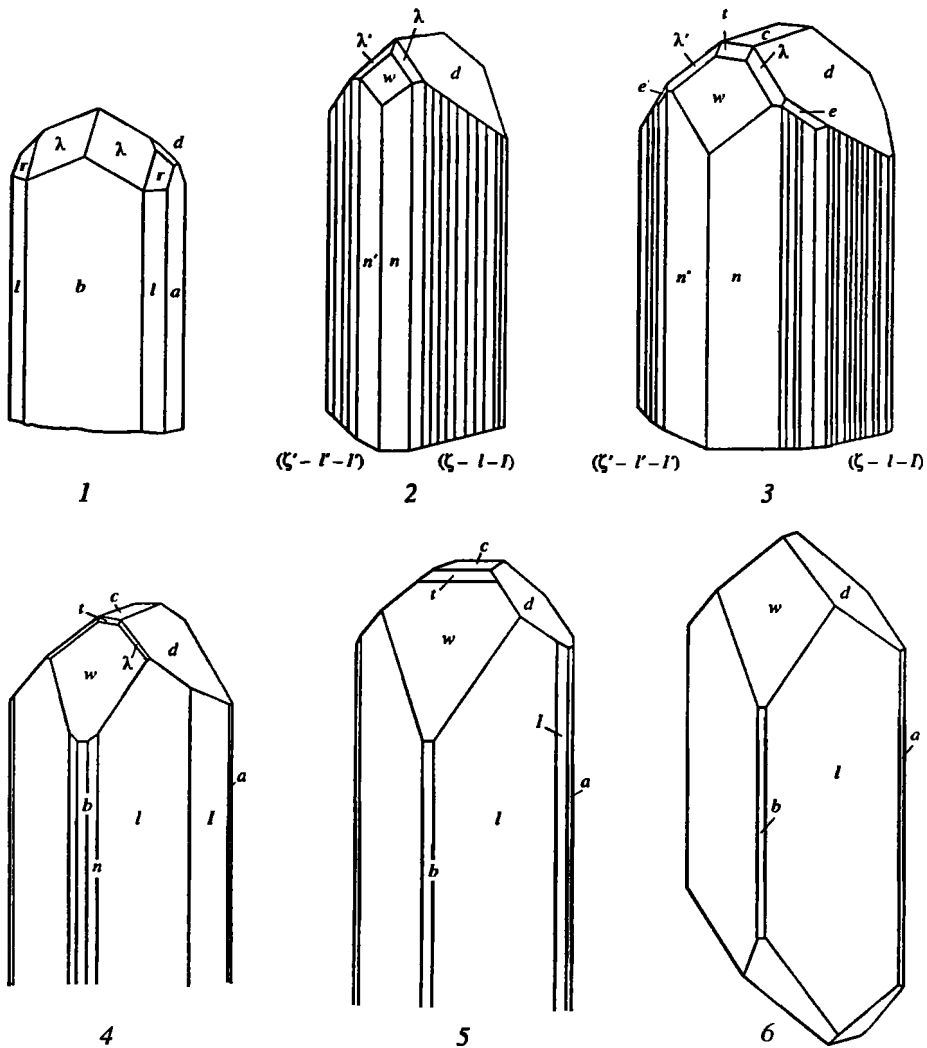
Шустером (1883–1884 гг.) на кристаллах из Скопи, Граубюнден (Швейцария), на гранях призматического пояса [001] отмечены вицинальные грани: 5.16.0, 7.20.0, 5.14.0, 7.18.0, 5.12.0, 5.11.0, 7.15.0, 10.19.0.

Кристаллы призматические по оси *c*, часто хорошо (иногда прекрасно) образованы, очень похожи на кристаллы топаза. Кристаллы из Скопи (Шустер, 1883) различаются по степени развитости граней призматического пояса: *b* (100), *a* (010), *l* (110), *n* (210), *J* (120), с грубой штриховкой вдоль ребер между гранями призмы и многочисленными разнообразными фигурами растворения. В соответствии с этим различную развитость имеют грани головки: *r* (111), λ (212), *d* (011) (фиг. 105, 1, 2). На кристаллах данбурита из месторождения России [8] наблюдались хорошо развитые грани призматического пояса: *n* (210), *a* (010), и штриховка, в которой различимы переходы между гранями ξ (320), *l* (110) и *J* (120), грани головки: ω (201), *d* (011), λ (212), *t* (101), *e* (121), но базопинакоид *c* (001) встречается редко (см. фиг. 105, 3, 4). Кристаллы из шахты Тороку, преф. Миязаки, Япония [9], более простые, образованы призматическими гранями: *l* (110), *J* (120), *n* (210), *b* (100), *a* (010) и гранями головки: ω(201), *d* (011), *t* (101), λ (212); базопинакоид редок (см. фиг. 105, 5,6). О морфологии кристаллов см. также [10–12].

В данбурите из месторождения боросиликатов в Средней Азии установлены [13] многочисленные двух- и трехфазовые первичные и вторичные газозо-жидкие включения (размер 0,007–0,008, редко 0,2–0,3 мм) разнообразной формы – трубчатой, линзовидной, эллипсовидной, отрицательного кристалла, скелетной, неправильной. Минералы-узники во включениях – кристаллы кальцита, датолита, радиально-лучистые выделения ботриолита (волокнистая разновидность датолита).

В кристаллах данбурита из пустот в рудах Дальнегорского борного м-ния наблюдались [14, 15] преимущественно двухфазовые первичные (изредка многофазовые с твердыми фазами) и вторичные газозо-жидкие и однофазовые жидкие включения разнообразной формы. Размеры их по удлинению колеблются от нескольких до 250–300 мкм, преобладающие 10–20 мкм. Твердые фазы во включениях представлены кальцитом, кварцином, ботриолитом, датолитом, галитом.

Физ. св. Сп. отсутствует или по (001) неясная. Изл. неровный до полураковистого. Хрупкий. Тв. 7–7,5 (вычисл. 7,20) [16]. Микротвердость (кГ/мм²) при нагрузке *P* = 100 г 946–1100 (средняя 1023) [17]; 1081 (вычисл. 1114) [18]; при *P* = 200 г 920–1008 (средняя 965) [19]. Уд. в. 2,93–3,03 (2,99 вычисл.). Бес-



Фиг. 105. Кристаллы данбурита

1 – из Скопи, Граубюнден, Швейцария (по Шустеру (1883)); 2, 3 – из России (по Лабунцову [8]); 4–6 – из шахты Тороку, преф. Миядзаки, Япония (по Харада [9])

цветный, белый, светло-серый, желтовато-белый, желтый, розовый, винно-желтый, оранжевый, желтовато-коричневый, желтовато-бурый, зеленый. Черта белая. Бл. стеклянный до жирного. Прозрачный до просвечивающего.

В длинноволновых ультрафиолетовых лучах люминесцирует фиолетовым цветом, в катодных – бледно-голубым [20]. Иногда флюоресцирует голубым до голубовато-зеленого, с красной термолюминесценцией. Обнаружены примесные центры свечения, образованные TR^{3+} (Ce, Gd, Sm, Tb, Dy) и Pb^{2+} , замещающими Ca, и анионные дырочные центры: примесные – $(AlO_4)^4-$ и собственные – $(SiO_4)^{3-}$ или $(BO_4)^{4-}$, в которых дырка локализована на мостиковом ионе кислорода O- [21, 22]. В данбурите из скарных м-ний Дальнегорское (Приморье) и Ак-Архар (Памир) люминесцентным анали-

зом установлены центры свечения Yb^{2+} и более редкие Eu^{2+} и определены интенсивности обусловленных ими полос люминесценции [23].

ИК-спектр характеризуется полосами поглощения 1150, 1135, 1100, 1030, 970, 940, 878, 820, 795, 745, 695, 657, 617, 525, 480, 457, 436, 420 cm^{-1} (подчеркнуты главные полосы) и близок ИК-спектрам анортита, альбита и ридмерджнерита [17, 24].

Данные ИК-спектроскопии показывают [25], что в номинально безводной каркасной структуре данбурита присутствует 0,040 мас. % воды в виде ОН-групп, чему соответствует четкая полоса поглощения при 3540 cm^{-1} в неполяризованном ИК-спектре, снятом в пластинке, параллельной (100), в области 3900–2600 cm^{-1} . В поляризованном ИК-свете наблюдался сильный плеохроизм этой полосы в пластинках по (100) и (001) соответственно, так что максимальной абсорбция была, когда диэлектрический вектор E поляризованных колебаний в обоих случаях был параллелен оси [010]. Дейтерированием образца (5 сут, 350°) доказано, что полоса 3540 cm^{-1} обусловлена валентными колебаниями ОН-группы, так как она смещается до 2660 cm^{-1} , а при нагревании образца данбурита наблюдается его дегидратация: при 700° интенсивность полосы уменьшается в 2 раза, а при 900° – полностью исчезает. Предполагается, что необходимый баланс зарядов обеспечивается соответствующим замещением части Si^{4+} на Al^{3+} . ОН-группа замещает О(5), связанный с двумя атомами бора и одним Са и лежащий в вершине почти правильной тригональной пирамиды, так что диполь ОН перпендикулярен ее основанию В–Са–В. Данная схема подтверждается наибольшим дефицитом валентности на атоме О(5) (1,915). Расстояние О–Н около 1 Å [25]. В дальней ИК-области (400–60 cm^{-1}) спектр характеризуется полосами поглощения 299, 206, 137 и 99 cm^{-1} [26]. Получен также спектр в ближней ИК-области [27]. Данные ИК-спектроскопии см. также в [28–30].

Рамановский спектр содержит 30 четких, хорошо разрешенных линий и сходен со спектром топаза [28].

Методом ЭПР изучен электронно-дырочный центр $[\text{VO}_4]^{4-}$ в необлученных прозрачных и полупрозрачных монокристаллах с Памира и Дальнего Востока [31, 32]. Данный центр интерпретируется как следствие вхождения V^{3+} в тетраэдр $[\text{SiO}_4]$, в результате чего возникает дырка, захваченная ионом О- и взаимодействующая с ^{11}B . Определены величины g -фактора и константы A сверхтонкой структуры, позволяющие получить информацию об электронном состоянии центра $[\text{VO}_4]^{4-}$, его ближайшей координационной сферы, оценить величины кристаллических полей в дефектных местах кристаллической решетки, охарактеризовать связь в дефектном тетраэдре.

Методами ЭПР и оптической спектроскопии изучены [33] центры радиационной окраски данбурита из скарнов Приморского края. Бесцветные прозрачные кристаллы данбурита под действием γ -излучения приобретали зональную янтарную окраску, а в некоторых зонах дымчатую (обычно у основания кристаллов). В облученных окрашенных кристаллах установлены два парамагнитных центра, связанных с разными структурными дефектами: центры V^{3+} –О– Si^{4+} и $[\text{VO}_4]^{4-}$.

Для облученных образцов данбурита характерны линии термовысвечивания с максимумами 140, 145, 188, 235, 275 и 290 °С. Отжиг в течение 10 мин при 300° приводит к полному исчезновению янтарной окраски и разрушению центров $[\text{VO}_4]^{4-}$. Приведены спектры оптического поглощения янтарного и дымчатого данбурита. Оба вида радиационной окраски стабильны при комнатной температуре: не наблюдается ее ослабления после 5-летней выдержки.

В спектре ЭПР Cu^{2+} (прозрачные кристаллы из Тетюхе, содержащие 0,00n% Cu, по данным спектрального анализа) наблюдалась [34] одна линия тонкой структуры, расщепленная на четыре линии сверхтонкой структуры, возникающие при взаимодействии с ядром ^{63}Cu . Установлено наличие двух геометрически неэквивалентных положений Cu^{2+} и ориентировка осей локального электрического поля в местах расположения обоих этих ионов.

Методом ЯМР получены спектры ^{11}B , подтверждающие, что строго упорядоченное распределение атомов Si и B в Т-позициях сохраняется в структуре данбурита вплоть до его разложения при высокой температуре. Показано, что связи B—O—B и Si—O—Si сохраняются в структуре до 960° [35].

Исследование рентгеновских AlK_β - и SiK_β -спектров эмиссии AlK - и SiK -спектров квантового выхода показало, что на электронную структуру оксианионов Al и Si влияет не только тип SiO-радикала, но и характер катионного окружения. Максимум поглощения EK для Si в данбурите 15,9 эВ [36].

Экспериментально определены скорости упругих волн (v_k) в данбурите из Тетюхе, Дальний Восток, в разных направлениях при атмосферном давлении; их смещение оказалось в пределах 4,10–8,41 км/с, выше, чем в полевых шпатах. Уточненные на ЭВМ упругие константы ($c_{ik}10^{11} \cdot \text{дин/см}^2$, $s_{ik}10^{-13} \text{ см/дин}$, коэффициент достоверности $R = 5,6 \cdot 10^{-3}$) [37, 38]:

ik	c_{ik}	s_{ik}	ik	c_{ik}	s_{ik}
11	13,08	9,70	66	7,49	13,35
22	19,80	5,59	12	4,97	-1,98
33	21,10	5,62	13	6,44	-2,65
44	6,40	15,63	23	3,42	-0,31
55	5,98	16,72			

Средние значения по Фойгту-Реуссу-Хиллу: $E = 15,60$; $G = 6,42$; $K = 9,18$ и постоянные Ламе: $\lambda = 4,97$; $\mu = 6,39$ (10^5 кг/см^2). Средние скорости упругих волн $v_p = 7,72$; $v_s = 4,63$ (км/с) [37, 38].

Определены низкотемпературная теплоемкость, стандартная энтропия и упругие свойства [39]. Удельная магнитная восприимчивость $5,833 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ [40].

Микр. Погасание прямое. Удлинение (+). Двуосный (-). Пл. опт. осей (001). $N_p = b$; $n_g = 1,633$ – $1,639$, $n_m = 1,630$ – $1,636$, $n_p = 1,627$ – $1,633$; $n_g - n_p = 0,006$; $2V = 80$ – 90° . Дисперсия сильная, $r > v$.

Детальные исследования оптических свойств см. в [41–43].

Хим. Теор. состав: $\text{SiO}_2 - 48,93$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 28,32$; $\text{CaO} - 22,75$. Состав характеризуется большим постоянством. Незначительная часть Ca может замещаться Na, K, Mg и Fe; Si замещается Al.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	–	–	–	–	–	0,36
K_2O	–	–	–	0,40	0,39	He обн.
MgO	0,40	Сл.	0,11	0,56	0,54	0,08
CaO	22,37	23,07	22,29	22,74	22,83	23,56
MnO	–	–	–	–	–	He обн.
B_2O_3	27,44	27,74	28,56	26,43	26,27	26,40
Al_2O_3	0,86	0,23	0,22	0,20	0,20	0,20
Fe_2O_3	–	–	0,44	0,53	0,54	0,32
SiO_2	48,15	48,35	48,22	48,90	48,75	48,36
H_2O^+	–	–	–	–	–	0,23
H_2O^-	–	–	0,32	–	–	0,06

Сумма	99,73*	99,93*	100,16	99,86 ^{2*}	99,58 ^{3*}	100,24 ^{4*}
Уд.в.	—	—	2,998	—	—	—
n_g	—	—	1,636	1,637	1,637	1,636
n_m	—	—	1,633	1,632	1,632	—
n_p	—	—	1,630	1,630	1,630	1,630
$n_g - n_p$	—	—	0,006	0,007	0,007	0,006
2V	—	—	88°22'	—	—	90

* В том числе п.п.п. — 0,50 (ан. 1), 0,54 (ан. 2).

^{2*} В том числе F — 0,10.

^{3*} В том числе F — 0,06.

^{4*} В том числе CO₂ — 0,67; не обн. — FeO, P₂O₅, V₂O₅, SrO.

1 — из доломита, Данбери, шт. Коннектикут, США (по Дана, 1892); 2, 3 — из метаморфизованных известняков: 2 — Ла-Сирена (Мексика), анал. Купфербюргер [44], 3 — Торку, преф. Миязаки [9]; 4–8 — из известковых скарнов: 4, 5 — хр. Сихотэ-Алинь, анал. Большакова [45], 6 — Каньонское м-ние (среднее течение р. Колымы, Северо-Восток, Сибирь) [46].

	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	—	Не обн.	—	—	—	0,07
K ₂ O	—	"	—	—	—	—
MgO	—	0,28	Не обн.	Не обн.	—	0,11
CaO	23,26	22,85	23,76	22,76	23,00	22,10
MnO	0,05	—	Не обн.	Не обн.	—	0,01
B ₂ O ₃	27,35	26,30	28,10	28,38	29,33	27,65
Al ₂ O ₃	—	0,30	Не обн.	0,03	Сл.	0,42
Fe ₂ O ₃	0,35	0,40	"	0,05	—	—
SiO ₂	48,45	49,78	48,01	48,54	47,84	49,18
H ₂ O ⁺	—	0,04	0,25	—	Не обн.	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,40	0,08	"	—

Сумма	100,32*	99,95	100,03	100,13 ^{2*}	100,17	100,08 ^{3*}
Уд. в.	3,01	2,98	2,991	—	—	2,98
n_g	1,636	1,633	1,635	1,638	1,636	1,635
n_m	1,633	1,629	1,633	1,633	—	1,633
n_p	1,630	1,626	1,630	1,631	1,630	1,630
$n_g - n_p$	0,006	0,007	0,005	0,007	0,006	0,005
2V	~90	Большой	87	—	—	80

* В том числе CO₂ — 0,18; п.п.п. — 0,38.

^{2*} В том числе CO₂ — 0,13; п.п.п. — 0,16; SO₃ — не обн.

^{3*} В том числе FeO — 0,26.

7 — среднее течение р. Колымы, анал. Зотова [47], 8 — Дальнегорское м-ние (Приморье) [48]; 9 — из магнезиальных скарнов Вост. Сибири, анал. Никитина [49, 50]; 10 — конкреции из надсолевой доломит-ангидритовой толщи севера Сибири (зал. моря Лаптевых) [51]; 11 — конкреции из гипсово-ангидритовой толщи, Средняя Азия [52]; 12 — из ксенолита осадочных пород в андезите, Маглювец, Словакия [53].

Хим. анализы данбурита из субредкометалльных миароловых пегматитов см. в [54].

Эмпирические формулы (расчет по кислородному методу): для ан. 6 — (Ca_{1,03}Mn_{0,01}Na_{0,02})B_{1,92}[(Si_{2,03}Al_{0,01}Fe_{0,01})O₈] (0,85% CaO вычтено для связи с 0,67% CO₂ в молекулу кальцита); для ан. 12 — (Ca_{0,97}Na_{0,01}Mg_{0,01}Fe_{0,01}²⁺)_{1,00} × (Ba_{1,95}Al_{0,02})_{1,97}Si_{2,01}O_{8,00}H_{0,06}.

Определены изотопный состав бора и кислорода в данбурите из разных скарновых месторождений и рудопроявлений: $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 3,90\text{--}4,1$; $\delta^{18}\text{O} = 2,2\text{‰}$ (Дальнегорское м-ние); от 10,3 до 10,8 (Ак-Архар, Средняя Азия); 15,0 (Уч-кошкон, Средняя Азия); 17,4 (Титовское м-ние, Якутия) [55, 56]. Более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечены [57] для седиментационно-диагенетических данбуринов из гипсов, ангидритов и каменной соли (29,7–33,2) (юго-восток Туркменистана) и эпигенетически-измененных данбуринов из гипсоангидритов (22,1–28,6‰).

Нейтронно-активационным анализом в данбурите из скарновых месторождений определены [23] $\text{Eu} - (0,02\text{--}0,61) \cdot 10^{-4}\%$ и $\text{Yb} - (0,04\text{--}0,57) \cdot 10^{-4}\%$. Элементы-примеси данбуринов Дальнегорского м-ния исследованы [58] инструментальным нейтронно-активационным анализом мономинеральных проб и методом нейтронно-активационной радиографии; определены примеси редкоземельных, редких и некоторых других элементов.

Состав газовой фазы, закапсулированной в вакуолях во включениях в данбурите из Дальнегорского м-ния, — N_2 , CO , CH_4 , CO_2 [15].

Диаг. исп. В HCl не растворяется без предварительного прокаливания. Порошок данбуринов сплавляется п.п.тр. в бесцветное стекло (зеленое пламя).

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется эндотермический пик при 1022° , соответствующий плавлению. В результате длительного прокаливания при 930° наблюдалось образование волластонита и кристобалита, при 1050° — Ca-Si -стекла с тригонально координированными атомами В [26]. По другим данным [35], при 1000° разлагается на кристобалит, пары B_2O_3 и CaSiO_3 . См. также [59].

Нахожд. Широко распространен. Известны гипогенные и экзогенные данбуриновы. Связан пространственно и генетически с магматическими, контактово-метасоматическими и осадочными породами. Встречается в пегматитах, кварцевых жилах, редко в грейзенах, гранитах, в скарнах и скарноидах, в гипсово-ангидритовых и галогенных породах.

В магматических породах встречается в виде единичных зерен, гнезд и жилков. Наблюдался в пегматитах в ассоциации с клевеландитом [60]; в калиевых сиенитах (выполнение трещин) — в ассоциации с кварцем, адуляром, амфиболом; в гранитах обнаружены кристаллы данбуринов среди хлорита; в грейзенизированных дайках аплита — в ассоциации с топазом, турмалином, касситеритом, арсенопиритом [61].

Известен [54] в некоторых турмалинодержащих субредкометалльных пегматитах Центр. Забайкалья, Памира, Непала, США, Чехии и в редкометалльных пегматитах Мадагаскара. В друзовых парагенезисах субредкометалльных пегматитов Малханского поля Центр. Забайкалья является одним из распространенных акцессорных минералов околониароловых комплексов и материала заполнения миарол. В лепидолит-клевеландитовых комплексах (жила Орешная) сростки кристаллов (до $0,3 \times 1$ см) данбуринов часто покрывают кристаллы полихромного отурмалина. В околониароловых зонах кислотного выщелачивания (жилы Октябрьская и Соседка) щетки многочисленных кристаллов (до $(3\text{--}4) \times 10$ мм, редко 2×10 см) данбуринов образуют кристаллы кварца, турмалина и К-п.ш.

В контактово-метасоматических месторождениях наиболее крупные скопления приурочены к известковым боросиликатным скарнам, связанным с метасоматическим замещением известняков бороносными гидротермальными растворами. На Дальнегорском м-нии (Приморье) [48] развит в Левобережном участке только в пределах скарновой залежи в ассоциации с

гранатом и датолитом (ранний этап скарнирования). Мощность данбуритовых зон 0,5–3,0 м. По данбуриту метасоматически развивается датолит. В позднюю, сравнительно низкотемпературную стадию разлагается с выносом бора и замещается агрегатом кварца и кальцита. См. также [62]. В крупных полостях встречаются хорошо развитые кристаллы (длиной до 40 см), которые при наложении поздних процессов скарнирования замещены зонально (от периферии к центру) гранатом, геденбергитом, аканитом, кварцем, датолитом и кальцитом. Термобарогеохимические исследования показали [63], что процесс образования псевдоморфоз по кристаллу данбурита начинался с периферии кристаллов при температурах более 350° и заканчивался замещением их центральных частей при 130–150°; прослежена и геохимическая эволюция среды минералообразования.

По результатам исследования газовой-жидких включений в данбурите, датолите и ассоциирующих с ними минералах образование данбурита происходило в интервале 420–310° [14], по другим данным 380–260° [64].

Разностороннему изучению данбурита и других минералов бора Дальнегорского м-ния посвящены многочисленные работы, рассматривающие типоморфные свойства минералов бора, происхождение эндогенных борных месторождений, распределение боросиликатного оруденения в известковых скарнах [23, 64–70].

В скарново-боросиликатном м-нии Ак-Архар (Памир) [48] является самым обильным минералом боросиликатной стадии минералообразования. Образовался частично одновременно с аксинитом, но в основном позднее его. Ассоциирует с реликтовыми геденбергитом и андрадитом и более поздним датолитом. Встречаются мономинеральные залежи крупнозернистого данбурита. Замещается кварцем, датолитом.

В Каньонском скарново-оловорудном м-нии (Колыма) развит только в одном скарновом теле в ассоциации с геденбергитом, андрадитом, аканитом, датолитом, скаполитом, турмалином, волластонитом, кальцитом, флюоритом [46, 47]; образуется по геденбергиту [61].

В скарнированных известняках хр. Сихотэ-Алинь (Приморье) [45] приурочен к массивным крупнозернистым скарновым породам (кристаллы до 4–6 см) в ассоциации с датолитом, кварцем, андрадитом, кальцитом и геденбергитом (незначительные количества). Реже содержится в тонкополосчатых разностях скарнов. Образует агрегаты крупных (до 6 см) сросшихся кристаллов, а также друзы и щетки в мелких пустотах породы.

Известен также в м-ниях Учкошкон (Киргизия), Саяк-IV (Казахстан) [54]; Данбури (шт. Коннектикут) (Dana, 1892) и Руссел (шт. Нью-Йорк) [71, 72] в США; Скопи (Швейцария) (Dana, 1892); Обира (преф. Ойта), Тороку и Обуки (преф. Миядзаки) в Японии [42, 73]; в известняках Дамарской системы Юго-Зап. Африки [74]. В Ла-Сирена (Мексика) [44, 75] развит в перекристаллизованных и несколько метаморфизованных известняках в контакте с основной дайкой. Данбуритовая минерализация, приуроченная к доломитовым телам в метапелитах (Италия), связывается предположительно с вулканической активностью [76].

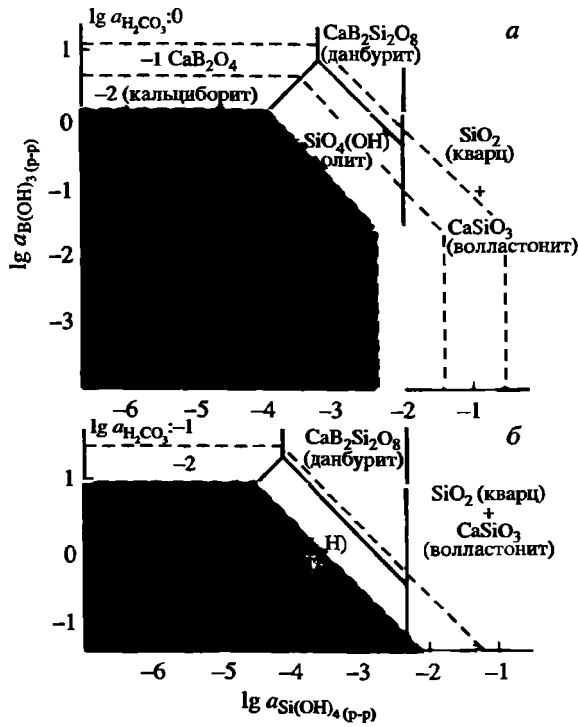
Для магнезиальных скарновых комплексов не характерен [20]; известны находки данбурита в отдельных магнезиально-скарновых месторождениях, где связан с известково-скарновыми наложениями или с более поздним магматизмом. Отмечался в Титовском м-нии (Якутия) [55]. В Таежном м-нии (Алданский щит) встречено [49] гнездо крупнокристаллического данбурита в измененной околоскарновой пироксен-полевошпатовой породе. В одном из месторождений

Вост. Сибири найден [50] в кальцитовой жиле мощностью 1,7 м, наложенной на скарны. Образует в крупнокристаллическом кальците гнезда и прожилки (мощностью до нескольких дециметров) радиально-лучистых агрегатов. Отдельные призматические кристаллы достигают 3 см в длину и 0,5 см в поперечнике. Выделяются два типа ассоциаций по железистости: 1 – с кальцитом, дравитом (бесцветным в шлифе), тремолитом, тальком; 2 – с кальцитом, густоокрашенным турмалином, магнетитом, ильваитом, хлоритом, тальком. Изучены [49] парагенезисы данбурит+кальцит, данбурит+талък, данбурит+магнетит.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений данбурита из месторождения боросиликатов в Средней Азии 60–600°[13]. В интервале 60–400° включения гомогенизируются главным образом в жидкую фазу, а свыше 400° – преимущественно в газовую. Эти данные свидетельствуют о том, что образование боросиликатов начинается в конце скарнового этапа, но основная масса формируется в постскарновый этап. Сложный фазовый состав включений, содержащих такие минералы-узники, как кальцит, датолит, ботриолит, свидетельствует о широкой изменчивости физико-химических условий при образовании данбурита. Для дальнегорского данбурита температура гомогенизации включений 285–300°[15], более высокая для включений из корневых частей кристаллов и более низкая – для включений из головок кристаллов.

Экзогенный данбурит, связанный с осадочными породами, встречается в виде желваков и конкреций среди гипс-ангидритовых, доломит-ангидритовых пород галогенных формаций. В соленосных отложениях нижнего кембрия Вост. Сибири выделяются данбуритсодержащие доломит-ангидритовые горизонты, прослеженные во всех скважинах Илгинской впадины [77–79]. Микроромбический данбурит образует мелкие оолиты и желваки диаметром от 0,05 до 8 мм (преимущественно от 0,5 до 3 мм). Широко, но неравномерно распространены конкреции данбурита (от 0,5 до 35 мм) в надсолевой толще на севере Сибири (Хатангский зал. моря Лаптевых) [51], будучи приуроченными преимущественно к пачкам слоев ангидритов, обогащенных терригенными и вулканогенными компонентами. Характерна приуроченность данбурита к определенному литолого-стратиграфическому горизонту гипс-ангидритовых пород в Средней Азии [52]. Входит в состав желваков-стяжений (от 2 до 35 мм в диаметре) неправильной и округлой формы, неравномерно распределенных в гипсе. Образует мельчайшие (0,01–0,05 мм) хорошо ограненные призматические кристаллики, сцементированные вторичным гипсом; единичные кристаллики (0,8–1,0 мм) содержатся в основной гипсовой массе. В хомогенной ангидритовой толще верхней юры Узбекистана [80–82] развиты округлые скопления (до 3–4, редко 6 см) порошковатого мелоподобного данбурита. Известен также на Украине [83]; в ангидритовых толщах Южн. Гарца [84, 85]; в ангидритовой серии Верра Южн. Бранденбурга (Германия) [86]; установлен в ангидрите на глубине 1075 м в керне скважины, пройденной в бассейне Парадокс, шт. Юта (США) [87].

Путем термодинамического анализа дана [88] количественная оценка модели формирования данбурита (и датолита) в процессе галогенеза при взаимодействии захороненной рапы солеродного бассейна с соленосными отложениями. Необходимыми условиями являются обогащение захороненных растворов Са в процессе их прямой метаморфизации; насыщение растворов кремнекислотой при выщелачивании аморфного кремнезема из вмещающих отложений; поддержание рН растворов не ниже 4,3–5,0; отсутствие наложенных процессов, понижающих рН.



Фиг. 106. Фазовая диаграмма системы $\text{CaO-SiO}_2\text{-B}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (по Семснову и др. [92])
 а – при 573,15 К; б – при 473,15 К

Для данбуритов разных генетических типов исследованы температурный режим и геохимические условия образования [61].

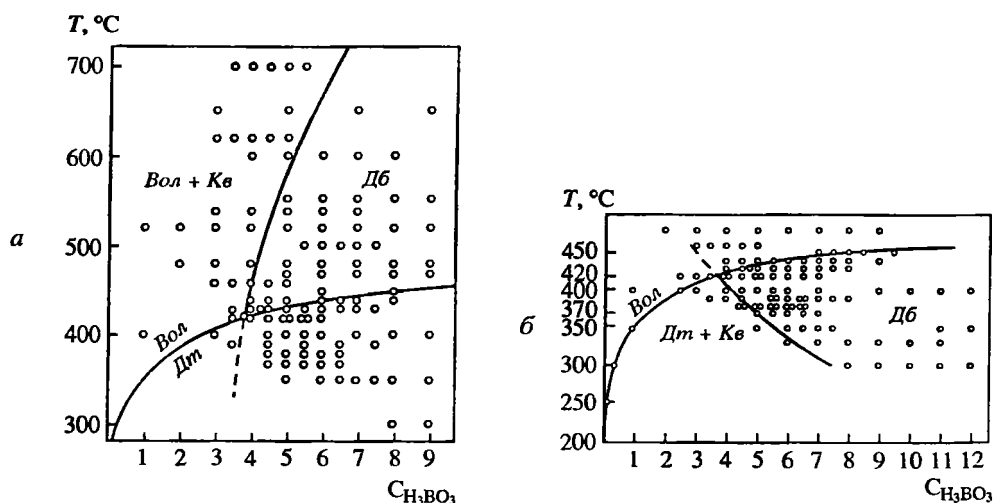
Изм. Замещается кварцем и кальцитом, часто с образованием псевдоморфоз. Иногда псевдоморфозы по кристаллам данбурита имеют более сложный минеральный состав [63].

Отл. Макроскопически очень похож на топаз. Отличается от него отсутствием спайности, несколько меньшими твердостью и удельным весом, большим углом оптических осей.

Практ. знач. Возможно применение данбуритового сырья как микроудобрения [89].

Искусств. Синтезирован гидротермальным методом из смеси H_3BO_3 , CaCO_3 и SiO_2 (кварца) при давлении $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар в интервале температур $449\text{--}810^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ бар при $T = 291\text{--}770^\circ$ [90]. Получен [49] при взаимодействии в водном растворе буры, CaCl_2 , HCl и метасиликата натрия (или кварца) с известняком, $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 350$ атм, $T = 360\text{--}400^\circ$. Серия опытов по синтезу данбурита (и датолита) [91] при давлении 350 атм и $T = 300\text{--}400^\circ$ показала, что данбурит образуется при взаимодействии борсодержащих растворов со смесью кальцита и кварца в интервале значений $\text{pH} = 6,3\text{--}8,0$ загружаемого в автоклав раствора; наблюдались радиально-лучистые агрегаты на поверхности кусочков кальцита (в интервале $\text{pH} = 8,0\text{--}8,5$ образуется датолит).

По данным термодинамического анализа системы $\text{CaO-SiO}_2\text{-B}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [92] (фиг. 106), оптимальными условиями образования эндогенного дан-



Фиг. 107. Моновариантные равновесия на графике температура–концентрация H_3BO_3 (моль/1000 г H_2O) (по Куршаковой [48])

a – для реакции волластонит (Вол) + кварц (Кв) = данбурит (Дб); *б* – для реакции данбурит (Дб) = датолит (Дт) + кварц (Кв)

буритового (и датолитового) оруденения являются: достаточно высокое содержание бора в растворе, низкая концентрация углекислоты и относительно высокие температуры постскарнового гидротермального процесса. Исследование равновесий волластонит + кварц = данбурит и датолит + кварц = данбурит (фиг. 107) [48] показало, что поле устойчивости данбурита характеризуется широким температурным диапазоном и высокой концентрацией бора.

При атмосферном давлении плавится при 1000° с образованием двух несмешивающихся жидкостей; рассмотрены фазовые равновесия в системе $CaO-B_2O_3-SiO_2$, близкой к области несмесимости [59].

Межплоскостные расстояния данбурита
из Обиры, преф. Ойта (Япония)*

$Cu K\alpha_1$ -излучение, $D = 114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
011	2	5,80	310	16	2,561	004;033	20	1,932
020	2	4,38	013	10	2,471	331	2	1,911
200	8	4,02	311	25	2,431	411	6	1,898
002	45	3,86	222	20	2,351	114	2	1,836
210	10	3,65	320	2	2,283	313	8	1,816
201	100	3,57	040;321	10	2,190	024	2	1,767
121	70	3,44	203	16	2,168	332	2	1,756
211	35	3,30	123	45	2,137	412	2	1,745
112	60	3,23	140	6	2,110	124	2	1,726
220	100	2,96	141	2	2,034	150;051	40	1,709
022	25	2,90	400;232	30	2,013	151	2	1,670
130;031	80	2,738	330;322	20	1,969	430;341	25	1,654
212	60	2,654	401;223	30	1,943	143	6	1,633

*ASTM 13-308.

Литература

1. Бакакин В.В., Кравченко В.Б., Белов Н.В. // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129, № 2. С. 420–423.
2. Phillips M.W., Gibbs G.V., Ribbe P.H. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. N 1/2. P. 79–85; Phillips M.W., Kroll H., Pentlinghaus M. // Ibid. 1975. Vol. 60. N 7/8. P. 659–666.
3. Sugiyama K., Takenchi J. // Ztschr. Kristallogr. 1985. Bd. 173. S. 293–304.
4. Dunbar C., Machatschki F. // Ibid. 1931. Bd. 76. S. 133–146.
5. Johansson G. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12. pt 6. P. 522–525.
6. Бакакин В.В., Белов Н.В. // Геохимия. 1964. № 2. С. 91–101.
7. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
8. Лабунцов А.Н. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 141–143.
9. Harada Z. // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1938. Vol. 4, N 1/2. P. 153–164.
10. Латанова Г.А. // Вестн. МГУ. 1991. № 3. С. 85–90.
11. Goldschmidt V., Philipp H. // Ztschr. Kristallogr. 1912. Bd. 50, N. 4. S. 443–454.
12. Parker R.L. // Schweir. miner. and petrogr. Mitt. 1950. Bd. 30, N. 1. S. 195–197.
13. Владимирская Н.И. // Зап. ВМО. 1973. Ч. 102, вып. 4. С. 394–401.
14. Лисицын А.Е., Руднев В.В. // Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978. С. 139–142.
15. Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Пахомова В.А., Малахов В.В. // Минерал. журн. 1990. Т. 12. С. 78–84.
16. Поваренных А.С. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 141–156.
17. Поваренных А.С., Дусматов В.Д. // Конституция и свойства минералов. 1970. № 4. С. 3–9.
18. Синяков В.И., Федосеева М.М. // Там же. 1967. № 2. С. 78–87.
19. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 115 с.
20. Шабынин Л.И., Перцев Н.Н., Малинко С.В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М.: Недра, 1964. 97 с.
21. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Малинко С.В., Некрасова Р.А. // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 2. С. 438–441.
22. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Малинко С.В. // Там же. 1979. Т. 244, № 5. С. 1211–1214.
23. Малинко С.В. // Современные физические методы в поисковой минералогии. М.: ВИМС, 1988. С. 72–79.
24. Поваренных А.С., Дусматов В.Д. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1969. № 23. С. 359–365.
25. Beran A. // Phys. and Chem. Miner. 1987. Vol. 14, N 5. P. 441–445.
26. Kimata M. // Neues Jb Miner. Monatsh. 1977. N. 5. S. 222–233.
27. Hunt G.R., Salisbury J.W. // Modern Geology. 1970. Vol. 1, N 4. P. 283–300.
28. Narayanan P.S. // Proc. Ind. Acad. Sci. A. 1951. Vol. 34, N 6. P. 387–390.
29. Otori K. // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1964. Vol. 9, N 1. P. 65–97.
30. Brunel R., Vierre R. // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1970. Vol. 93, N 3. P. 328–340.
31. Бершов Л.В., Марфунин А.С. // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173, № 2. С. 410–412.
32. Бершов Л.В., Мартиросян В.О. // Кристаллография. 1969. Т. 14, № 5. С. 946–948.
33. Новожилов А.И., Носов С.Ф., Горбачева Г.А., Самойлович М.И. // Минерал. журн. 1988. Т. 10. С. 85–88.
34. Бершов Л.В., Марфунин А.С. // Геохимия. 1965. № 10. С. 1259–1260.
35. Vign E., Ghose S. // J. Chem. Phys. 1964. Vol. 40, N 10. P. 3031–3033.
36. Брытов И.А., Конашенков К.И., Ромащенко Ю.Н. // Геохимия. 1979. № 2. С. 261–273.
37. Александров К.С., Альчиков В.В., Беликов Б.П. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 10. С. 19–24.
38. Заславский Б.И., Крупный А.И., Александров К.С. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 8. С. 55–58.
39. Жданов В.Н., Турданин В.А., Арутюнов В.С. и др. // Геохимия. 1977. № 12. С. 1817–1824.
40. Поваренных А.С., Швец И.Н. // Конституция и свойства минералов. 1972. № 6. С. 91–110.
41. Harada Z. // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1933. Vol. 2, № 2. P. 169–175; 1938. Vol. 4, N 1/2. P. 1–6.
42. Harada Z. // Ibid. 1939. Vol. 5, N 1. P. 1–122.

43. *Narada Z.* // *Zschr. Kristallogr.* 1931. Bd. 79, N 5/6. S. 349–366.
44. *Kupferbürger W.* // *Amer. Miner.* 1925. Vol. 10, N 1. P. 14–15.
45. Мельницкий В.В. // *Тр. Гос. Ин-та горно-хим. сырья (ГИГХС).* 1955. Вып. 2. С. 224–229.
46. *Владимиров Б.Н.* // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.* 1998. Вып. 13. С. 103–121.
47. *Грачева О.С., Золотова И.В.* // *Зап. ВМО.* 1959. Ч. 88, вып. 3. С. 279–285.
48. *Куршакова Л.Д.* *Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений.* М.: Наука, 1976. 273 с.
49. *Перцев Н.Н.* *Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах.* М.: Наука, 1971. 192 с.
50. *Перцев Н.Н., Дорофеев А.В.* // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1971. Вып. 20. С. 120–121.
51. *Черепанов В.А.* // *Докл. АН СССР.* 1965. Т. 163, № 4. С. 974–975.
52. Мельницкий В.В. // *Зап. ВМО.* 1966. Ч. 95, вып. 1. С. 94–99.
53. *Černý P., Patka Z., Veselovsky F.* // *Acta Univ. Carolinae. Geol.* 1973. N 1/2. P. 111–118.
54. Гранитные пегматиты: Миароловые пегматиты / Под ред. Б.М. Шмакина, В.М. Макагона. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. Т. 3. 118 с.
55. *Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лисицын А.Е.* и др. // VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М., 1978. С. 229–231; *Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В.* // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 2. С. 453–456; IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 308–309.
56. *Раткин В.В., Ватсон В.М.* // *Тихоокеан. геология.* 1993. № 6. С. 95–102.
57. *Шведов В.Н., Кулиев З.Д.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1994. № 2. С. 134–135.
58. *Малинко С.В., Флищян Е.С.* // *Геохимия.* 1992. № 10. С. 1492–1502.
59. *Morey G.W., Ingerson E.* // *Amer. Miner.* 1937. Vol. 22, N 1. P. 37–47.
60. *Гинзбург А.И.* // *Тр. Минерал. музея. АН СССР.* 1955. Вып. 7. С. 12–55.
61. *Куршакова Л.Д.* // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1981. Т. 56, вып. 3. С. 106–111.
62. *Grant R., Wilson W.E.* // *Miner. Rec.* 2001. Vol. 32, N 1. P. 3–30.
63. *Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Раткин В.В.* // *Докл. АН СССР.* 1990. Т. 315, № 6. С. 1466–1469.
64. *Куршакова Л.Д.* // *Геол. руд. месторождений.* 1965. Т. 7, № 3. С. 31–42.
65. *Лисицын А.Е., Малинко С.В.* // Там же. Т. 11, № 4. С. 34–35.
66. *Лисицын А.Е., Владимирская Н.И.* // Там же. 1972. Т. 14, № 4. С. 100–104.
67. *Малинко С.В.* // *Минерал. журн.* 1985. Т. 7, № 1. С. 36–45.
68. *Малинко С.В.* // *Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций.* М.: Наука, 1986. С. 96.
69. *Малинко С.В.* // *Минералогия.* М.: Наука, 1989. С. 48–54.
70. *Малинко С.В.* // *Минерал. журн.* 1992. Т. 14, № 5. С. 3–12.
71. *Brush G.J., Dana E.S.* // *Amer. J. Sci.* 1880. Vol. 20. P. 111–118.
72. *Clark W.* // *Rocks and Minerals.* 1949. Vol. 24, N 1/2. P. 36–37.
73. *Narada Z.* // *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4.* 1938. Vol. 4, N 1/2. P. 7–10.
74. *Fey P.* // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1972. Vol. 75, pt 3. С. 307–309.
75. *Lindgren W., Whitehead W.L.* // *Econ. Geol.* 1914. Vol. 9. P. 435–462.
76. *Cabella R., Cortesogno L., Lucchetti C.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1987. H. 7. S. 289–294.
77. *Кулигина В.М., Другов Г.М., Яржемский Я.Я.* // *Докл. АН СССР.* 1966. Т. 171, № 3. С. 710–712.
78. *Яржемский Я.Я.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1969. № 5. С. 140–148.
79. *Святочевская М.М.* // *Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР.* 1970. Вып. 116. С. 111–115.
80. *Ишниязов Д.П.* // *Докл. АН УзССР.* 1960. № 10. С. 23–26.
81. *Ишниязов Д.П., Порниев Н.А.* // *Узб. геол. журн.* 1963. № 5. С. 26–31.
82. *Коробов С.С., Малинко С.В., Седлецкий В.И.* // *Зап. ВМО.* 1965. Ч. 94, вып. 6. С. 719–726.
83. *Седлецкий В.И.* // *Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые.* Киев: Наук. думка, 1971. С. 43–44.
84. *Budzinski H., Langbein R., Stolle E.* // *Chem. Erde.* 1959. Bd. 20, N 2. S. 53–70.
85. *Hermann A.J., Hoffmann R.O.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1961. H. 2/3. S. 52–60.
86. *Gottesmann W.* // *Geologie.* 1964. Bd. 13, H. 4. S. 439–448.
87. *Raup O.B., Madsen B.M.* // *J. Sediment. Petrol.* 1986. Vol. 56, N 2. P. 248–251.

88. Аксенова Т.Д., Борисенков В.И. // Геохимия. 1995. № 6. С. 843–852.
 89. Ишниязов Д.П., Ишназаров Н.И., Юлдашев Э.Л. // Зап. Узб. отд. ВМО. 1990. Вып. 43. С. 161–162.
 90. Eugster H.P., Wise W.S. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1963. Bd. 43, H. 1. S. 135–152.
 91. Барсуков В.Л., Дерюгина Н.Н. // Геохимия. 1961. № 3. С. 252–257.
 92. Семенов Ю.В., Малинко С.В., Киселева И.А., Ходаковский И.Л. // Там же. 1987. № 8. С. 1182–1189.

Малеевит Maleevite

$Ba[B_2Si_2O_8]$

Назван по имени известного болгарского минералога Михаила Найденова Малеева (описан по данным Л.А. Паутова, А.А. Агаханова, Е.В. Соколовой, Ф. Хавторна).

Характ. выдел. Изометричные зерна размером от 0,5 до 2 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pnma$. $a_0 = 8,141$, $b_0 = 8,176$, $c_0 = 9,038$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9957 : 1 : 1,1054$; $Z = 4$.

Бариевый аналог данбурита.

Топология структуры аналогична данбуритовой.

SiO_4 - и BO_4 -тетраэдры образуют скелет из одномерных каналов, вытянутых вдоль [010]. Ва имеет десятичную координацию.

Средние межзатомные расстояния (Å): Si–O = 1,617; B–O = 1,473; Ba–O = 2,863.

Физ. св. Тв. 7. Микротвердость 1018 кгс/мм² (среднее из 15 измерений от 997 до 1139) при нагрузке 50 г. Уд. в. 3,78 (вычисл. 3,79). Цв. белый. Бл. стеклянный, слегка жирный. Полупрозрачный, в тонких сколах прозрачный.

В ИК-спектре имеются полосы поглощения 1149, 1093, 1012, 957, 943, 865, 735, 675, 632, 592, 527, 517, 468 см⁻¹.

В коротковолновом ультрафиолетовом свете люминесцирует ярким голубым светом.

Микр. Слабо двуосный (–). $2V = 3-5^\circ$; $n_g = 1,656$, $n_m = 1,656$, $n_p = 1,649$; $n_g - n_p = 0,007$.

Хим. Анализ (микронзонд.) малеевита из субщелочного пегматита, Дараи-Пиез (Таджикистан):

	1	2		1	2
CaO	Не обн.	–	B ₂ O ₃	19,92	18,48–20,38
BaO	43,64	41,80–43,70	SiO ₂	34,86	33,86–35,75
PbO	0,42	0,14–1,65	Сумма	98,84	

1 – среднее по 8 замерам, анал. Паутов; 2 – пределы колебаний.

Эмпирическая формула для усредненного состава (ан. 1) при O = 8: $(Ba_{0,99}Pb_{0,01})_{1,00}B_{1,99}Si_{2,01}O_8$.

Нахожд. Найден в слабо окатанной глыбе субщелочного пегматита в моренном материале ледника Дараи-Пиез (Гармский р-н, Таджикистан). Пегматит сложен эгирином, микроклином, кварцем. В меньшем количестве присутствуют полилитийонит, ридмерджерит, цезий-куплетскит, гиалотекит, альбит, дусматовит, пироклор.

Межплоскостные расстояния малеевита, из Дарай-Пиез
(Таджикистан)

CuK_α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
011	6	6,07	205;413	1	1,650
111	3	4,86	150	3	1,603
210	10	3,62	511;243	1	1,566
121	6	3,39	044;520	1	1,514
202	3	3,03	315	1	1,475
013	5	2,83	252;053	2	1,437
221	2	2,74	532;226;415	2	1,334
031	1	2,604	524	1	1,257
131	4	2,481	444;630	2	1,215
203	1	2,419	534	2	1,189
123	1	2,323	227	1	1,179
132	3	2,244	255;246	1	1,162
223	2	2,085	264;641	1	1,122
033	7	2,021	346;355	1	1,107
411	1	1,929	526	1	1,067
331	1	1,880	463;446	1	1,060
240	1	1,827	455	1	1,042
015	2	1,758	180	1	1,014
403;422	3	1,688	281	1	0,985
			366	1	0,947

ПРОЧИЕ АНАЛОГИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

СТРУКТУРА ТИПА БАНАЛЬСИТА

ГРУППА БАНАЛЬСИТА

	Сингония	Пр. гр	a_0	b_0	c_0	Уд. в.	Ссылка
Банальсит $\text{BaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$	Ромб.	<i>lbat</i>	8,496	9,983	16,755	3,06	[1]
Стрональсит $\text{SrNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$	Ромб.	<i>lbat</i>	8,415	9,901	16,729	2,95	[2]
Лисетит $\text{CaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_2$	Ромб. (псевдо- симметрия)	<i>Pbcn</i>	8,543	9,654	16,520	2,73	[3]*

* Указанная в оригинале нестандартная пр.гр. $Pbc2_1$ и параметры $a_0 = 8,260$, $b_0 = 17,086$, $c_0 = 9,654$ Å приведены в соответствие с установкой банальсита исходя из соотношений: $a_0 = b/2$, $b_0 = c_{\text{ор}}$, $c_0 = 2a_{\text{ор}}$ Å (ор – параметры лисетита в оригинале).

Взаимоотношения ячеек минералов группы банальсита и санидина могут быть рассмотрены не только на основе “альтернативной” ячейки санидина Тэйлора, но и на основе “стандартной” ячейки санидина Смита и Ринальди [4] – для санидина: $a' = 1/2 [012] = 9,160$, $b' = 1/2 [01\bar{2}] = 9,160$, $c' = [100] = 8,564$ Å; $\alpha' = \beta' = 90$, $\gamma' = 90,660^\circ$; $V = 716$, Å³; для банальсита: $a' = a = 8,496$, $b' = b = 9,983$, $c' = c/2 = 8,378$ Å; $\alpha' = \beta' = \gamma = 90^\circ$; $V = 710,6$ Å³; для стрональсита: $a' = a = 8,407$, $b' = b = 9,886$, $c' = c/2 = 8,345$ Å; $\alpha' = \beta' = 90^\circ$;

$V = 693,5 \text{ \AA}^3$; для лисетита: $a' = b/2 = 8,543$, $\beta' = c = 9,654$, $c' = a = 8,260 \text{ \AA}$; $\alpha' = \beta' = \gamma' = 90^\circ$; $V = 682,4 \text{ \AA}^3$ (см. также фиг. 99, 100).

Кремнекислородные каркасы в структурах минералов группы банальсита аналогичны и соответствуют типу UDUD (U – up – вверх, D – down – вниз), введенному Смитом и Ринальди для каркасных силикатов, построенных на основе 4-членных колец из разноориентированных $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ -тетраэдров [4].

Литература

1. Haga N. // Miner. J. Jap. 1973. Vol. 7, № 3. P. 262–281.
2. Hori H., Nakai I., Nagashima K., Matsubara S., Kato A. // Ibid. 1987. Vol. 13, № 6. P. 368–375.
3. Smith D.C., Kechid Sid-Ali, Rossi G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, № 11/12. P. 1372–1377.
4. Smith J.V., Rinaldi F. // Miner. Mag. 1962. Vol. 33, № 258. P. 202–212.

Банальсит Banalsite



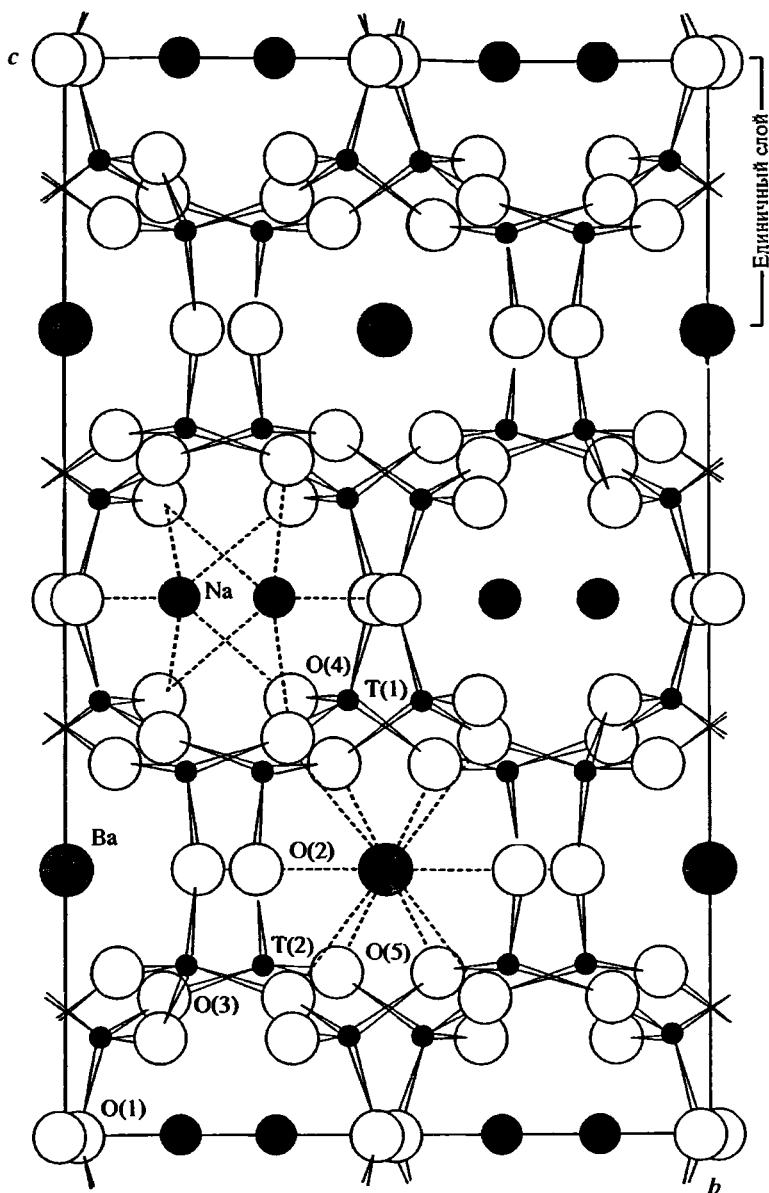
Назван по составу [1].

Характ. выдел. Пластинки, уплощенные по (001), не превышающие 1 см в поперечнике. Обычно переполнены газово-жидкими включениями и включениями сопутствующих марганцевых минералов [1].

Структур. и морф. крист. Ромб. с D_{2h}^{26} – *Ibam*. $a_0 = 8,50$, $b_0 = 9,97$, $c_0 = 16,72 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,853:1:1,678$; $V = 1416,9 \text{ \AA}^3$ [1]; $a_0 = 8,496$, $b_0 = 9,983$, $c_0 = 16,755 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,851 : 1 : 1,678$; $V = 1421,1 \text{ \AA}^3$ [2] – оба из “Марганцевой” шахты Беналт, Сев. Уэльс; $a_0 = 8,497$, $b_0 = 9,983$, $c_0 = 16,756 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,851 : 1 : 1,678$; $V = 1421,3 \text{ \AA}^3$ [3, 4] – из “Марганцевой” шахты Широмару, Япония. $Z = 4$. Псевдопериод $c/2$ (удвоение параметра c следует из-за наличия слабых дополнительных рефлексов $l = 2n$); субъячейка имеет симметрию *Cmmm* [2].

Кристаллическая структура (по [2]) подобна полевошпатовой, но имеет наибольшие отклонения среди полевошпатовых аналогов. В непрерывном каркасе из соединенных всеми вершинами $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров выделяются 4-членные и 8-членные кольца в плоскости ab (элементарный слой) и 6-членные в плоскости bc (фиг. 108). Крупные атомы Ba и меньшие по размерам атомы Na образуют чередующиеся слои, параллельные (001) на уровнях $z = 0,25$ и $0,75$ и $z = 0,00$ и $0,50$ соответственно. Координация атомов Ba – 10; восемь из десяти связанных атомов кислорода образуют искаженную квадратную антипризму. Координация Na – 6 (полиэдр неправильной формы (фиг. 109). Атомы Na в структуре банальсита, как и в структуре альбита, сближены и находятся на еще более коротком расстоянии ($3,556 \text{ \AA}$ против $3,92$ в альбите). Анизотропии тепловых колебаний для атомов Na в отличие от структур низкого и высокого альбитов не обнаружено. То же для Ba в отличие от структуры целсиана.

Конфигурация $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров в 4-членных кольцах элементарного слоя отличается от таковой в структурах полевых шпатов и парацельсиана, в которых тетраэдры ориентированы вершинами попарно то вверх, то вниз (см. фиг. 99, *a, б*); в банальсите они направлены поочередно вверх и вниз (см. фиг. 99, *в*), так что их вершины находятся в плоскости зеркального ($Rcz = 1,00$) и скользящего зеркального ($Gcz = 0,75$) отражений. Трансформируясь под действием данных элементов симметрии, элементарные слои сочленяются вдоль оси c с образованием только 6-членных колец (см.



Фиг. 108. Кристаллическая структура банальсита в проекции вдоль оси a (по Хага [2])

Пунктирные линии – связи атомов Na и Ba с соответствующими атомами кислорода для показа координационных многогранников

фиг. 100, в), в то время как в санидине и парацельзиане в этом направлении возникают 4-членные и 6-членные кольца (см. фиг. 100, а, б).

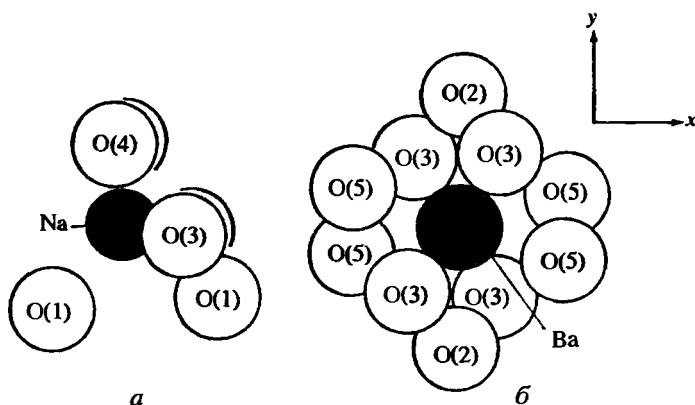
Межатомные расстояния (Å):

$$\begin{aligned} T(1)-O(1) &= 1,689 \\ T(1)-O(3) &= 1,680 \\ T(1)-O(4) &= 1,674 \\ T(1)-O(5) &= 1,690 \end{aligned}$$

Среднее 1,683

$$\begin{aligned} T(2)-O(2) &= 1,669 \\ T(2)-O(3) &= 1,691 \\ T(2)-O(4) &= 1,684 \\ T(2)-O(5) &= 1,686 \end{aligned}$$

Среднее 1,680



Фиг. 109. Натриевый (а) и бариевый (б) координационные многогранники в структуре банальсита в проекции вдоль оси c (по Хага [2]); O(1)–O(5) – позиции кислорода

Судя по тождественным (в пределах ошибки) средним расстояниям T(1)–O и T(2)–O, Si и Al в независимых тетраэдрических позициях распределены неупорядоченно, что неожиданно для минерала с отношением Si : Al = 1 : 1 и не согласуется с правилом Левенштейна. Допускается, что неупорядоченное Si/Al-распределение может быть имитировано (как в ортоклазе) уравновешенным субмикроскопическим двойникованием мельчайших пластинок банальсита, хотя в каждой из сдвойникованных ламелей кремний и алюминий строго упорядочены.

$$\text{Na-O}(1) = 2,697, 2,393$$

$$\text{Na-O}(3) = 2,594$$

$$\text{Na-O}(4) = 2,363$$

$$\text{Среднее } 2,501$$

$$\text{Ba-O}(2) = 2,923$$

$$\text{Ba-O}(3) = 2,757$$

$$\text{Ba-O}(5) = 2,956$$

$$\text{Среднее } 2,870$$

Расстояния Na–O в банальситае меньше, чем в альбите, а Ba–O меньше, чем в целъзиане, парацельзиане и гексацельзиане, что указывает на более плотное объемное заполнение катионных полиэдров, чем в полевых шпатах и других полевошпатовых аналогах.

Хорошо образованные кристаллы не наблюдались. Главные формы определены на федоровском столике в шлифах: (110), (112), (121), (212) и (001), узкая грань по $(\bar{5}21)$ (ориентировка структурная). Плоскости, по которым ориентированы пылевидные включения черных марганцевых минералов в банальситае, соответствуют плоскостям (121), (212), $(2\bar{1}2)$, (110), $(0\bar{1}1)$, (111), $(\bar{1}\bar{1})$, (012), $(0\bar{1}2)$ и (001).

Физ. св. Сп. по (110) и (001) хорошая, под прямым углом. Тв. 6. Уд. в. 3,027–3,065 [1] (вычисл. 3,045 [2]). Цв. белый [1] или розовато-белый [3, 4]. Прозрачный или полупрозрачный в тонких сколах. Бл. перламутровый на сколах и пл. сп. Переполненные газом-жидкими включениями пластинки непрозрачные, молочно-белые.

Микр. В шл. прозрачный. По периферии неправильных зерен наблюдались прямоугольные зоны роста [4]. Двуосный (+). $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$, $n_g = 1,5775$, $n_m = 1,5710$, $n_p = 1,5695$ (Na); $n_g - n_p = 0,0080$; $2V = 41^\circ$. Угол Ng со спайностью (110) 50° (вычисл. $49^\circ 32'$) [1].

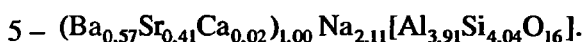
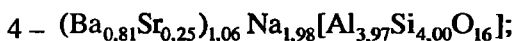
Хим. Теор. состав: Na₂O – 9,40; BaO – 23,24; Al₂O₃ – 30,92; SiO₂ – 36,44. Соответствует составу цельзиана, в котором половина атомов Ba замещена на вдвое большее число атомов Na.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	8,92	8,43	9,84	9,46	10,25
K ₂ O	0,75	0,66	0,00	–	0,08
MgO	1,11	1,00	0,04	–	–
CaO	1,76	0,81	0,07	–	0,14
SrO	–	–	–	4,03	6,63
BaO	22,73	21,99	20,20	19,19	13,58
MnO	0,28	0,03	–	–	–
Al ₂ O ₃	29,13	31,20	31,44	31,27	31,23
SiO ₂	35,75	34,74	36,00	37,04	38,00
H ₂ O*	He опр.	1,08	–	–	–
Сумма	100,43	99,94	97,80	100,00	100,00
Уд. в.	3,027	3,065	–	–	–

1,2 – из “Марганцевой” шахты Беналт, Карнарвоншир, Сев. Уэльс, анал. Хей [1]; 3 – Бирма [5] (в том числе FeO – 0,07); 4 – из “Марганцевой” шахты Широмару, Япония, микрозонд. [3, 4]; 5 – из прожилков в пироксенитах Жидойского массива, Сев. Прибайкалье, микрозонд. [6].

Анализы рассчитываются на формулы (на 16 атомов O):



Предполагается, что Al может изоморфно замещаться Mg, Na – калием, Ba – кальцием [1]. К сожалению, в ан. 1–3 – не определяется стронций, содержание которого существенно в ан. 4 и 5, что указывает на проявление неограниченного изоморфизма Ba ↔ Sr в ряду банальсит–стрональсит [6] (см. также “Стрональсит”).

Диагн. исп. Разлагается HCl (1 : 1) с образованием бесцветного осадка [1].

Находж. Впервые описан из “Марганцевой” шахты Беналт, п-ов Ллайн, Карнарвоншир, Сев. Уэльс, в прослоях среди марганцевой руды и в подстилающих глинистых сланцах и песчаниках. Ассоциирует с кальцитом, баритом, тефроитом, аллеганитом, яacobситом, натролитом. Образовался, вероятно, в результате метаморфизма под воздействием долеритового силла [1]. В железо-марганцевом м-нии Лонгбан железорудного района Центр. Швеции банальситовые прожилки секут полевошпат-биотитовые гнейсы, подстилающие рудное тело [4, 7]. Оба месторождения характеризуются высокой степенью термального метаморфизма. В “Марганцевой” шахте Широмару вблизи Токио, Япония, банальсит найден в слабо метаморфизованных метаграувакках пренит-пумпеллиитовой фации. Банальситовые прожилки с серандитом и небольшим количеством цельзиана здесь секут подстилающие рудное тело породы цельзиан-кимритового состава с альбитом, анальцитом и гематитом [3, 4].

В районе жадеитовых рудников Бирмы отмечается единичная находка банальсита в серпентизированных ультраосновных породах в ассоциации с жадеитом, юриитом, хромитом экерманитом и хлоритом [5]. Образование данной ассоциации связывается с Na-метасоматозом ультраосновных пород (процессами серпентинизации и жадеитизации).

В Жидойском массиве вблизи Иркутска, Сев. Прибайкалье, банальсит, состав которого постепенно переходит в пределах одного и того же зерна в стрональсит, установлен в ассоциации с поздними минералами: анальцимом, натролитом, канкринитом, пренитом, анкеритом, баритом, а также с К-п.ш., эгирином, авгитом, биотитом и гроссуляром в прожилках, секущих пироксениты. Здесь он образовался, вероятно, в результате метасоматического изменения пироксенитов при внедрении в них жильных интрузий ийолитов и фойзитов [6].

Межплоскостные расстояния банальсита из Лонгбан, Швеция [4]*

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	80	8,50	116; 224	40	2,56	—	20	1,710
110	50	6,50	0,40; 134	10	2,50	—	10	1,692
112	90	5,20	0,26; 321	20	2,44	—	10	1,666
200; 004	60	4,20	042	10	2,39	—	10	1,636
202	70	3,77	314	10	2,28	—	10	1,621
114	100	3,53	330; 240	20	2,16	—	10	1,575
024	80	3,21	127; 332	80	2,09	—	20	1,559
130	50	3,10	—	10	2,06	—	10	1,525
204	50	3,00	—	20	1,994	—	10	1,504
132	80	2,90	—	30	1,957	—	10	1,488
310	10	2,74	—	10	1,910	—	20	1,478
125	30	2,65	—	10	1,874	—	10	1,453
312; 231	10	2,60	—	20	1,765	—	20	1,430

* В оригинале интенсивности указаны в 10-бальной шкале. Приводится еще 19 слабых линий в интервале 1,400–1,057 Å. ASTM 23-650.

Литература

1. Smith W.C., Bannister F.A., Hey M.H. // Miner. Mag. 1944. Vol. 27, N 186. P. 33–45.
2. Haga N. // Miner. J. Jap. 1973. Vol. 7, N 3. P. 262–281.
3. Matsubara S. // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C. 1985. Vol. 11, N 1. P. 37–95 (см. с. 73–74).
4. Kato A., Matsubara S., Watanabe T. // Ibid. 1987. Vol. 13, N 3. P. 107–114.
5. Harlow G.W., Olds E.P. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 1/2. P. 126–136.
6. Конева М.А. // Зап. ВМО. 1996. Ч. 125, вып. 2. С. 103–105.
7. Welin E. // Ark. miner. och. geol. 1969. Bd. 4, h. 6, N 30. S. 499–541.

Стрональсит Stronalsite



Назван по составу [1, 2]. Стронциевый аналог банальсита.

Характ. выдел. Агрегат плохо образованных мелких (0,5–1 мм) короткопризматических зерен.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{26} -Ibam или C_{2v}^{21} -Iba2. $a_0 = 8,407$, $b_0 = 9,886$, $c_0 = 16,691$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,850 : 1 : 1,688$; $V = 1387,2$ Å³ [1]; $a_0 = 8,415$, $b_0 = 9,901$, $c_0 = 16,729$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,850 : 1 : 1,690$; $V = 1393,8$ Å³ [2] – оба для

м-ния Рендай. Для образцов с горы Оса: $a_0 = 8,444$, $b_0 = 9,929$, $c_0 = 16,739$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,850 : 1 : 1,686$; $V = 1403,4$ Å³ [2]; $a_0 = 8,411$, $b_0 = 9,883$, $c_0 = 16,690$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,851 : 1 : 1,689$; $V = 1387,4$ Å³ [3]; $Z = 4$. Небольшие колебания параметров, по-видимому, обусловлены вариациями в химическом составе стрональсита, содержащего в том или ином количестве примесь бария. Кристаллическая структура не уточнена. Очевидна ее близость к структуре банальсита.

Ромбо-дипирамидальный или ромбо-пирамидальный вид симметрии. Кристаллы не известны.

Физ. св. Сп. отсутствуют. Тв. 6 1/2. Уд. в. 2,95. Вычисл. 2,943 (для состава $Sr_{0,9}Ba_{0,1}Na_2[Al_2Si_2O_8]_2$). Цв. белый. Черта белая. Бл. стеклянный [1].

Микр. В шл. бесцветный. Двуосный (+). $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$. Пл. опт. осей (100). $n_g = 1,574$, $n_m = 1,564$ (вычисл.), $n_p = 1,563$; $n_g - n_p = 0,011$; $2V = 32^\circ$. Дисперсия опт. осей неразличима [1, 2]. Оптическая ориентировка аналогична банальситовой, показатели преломления ниже.

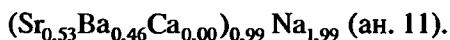
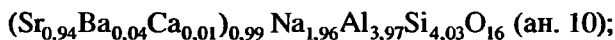
Хим. Теор. состав: $Na_2O - 10,16$; $SrO - 16,99$; $Al_2O_3 - 33,44$; $SiO_2 - 39,41$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	11,89	9,99	9,90	10,08	10,12	9,98	10,10
CaO	0,04	0,17	0,40	0,42	0,41	0,25	0,57
SrO	15,35	15,72	17,68	17,44	17,11	13,56	12,09
BaO	2,44	2,29	1,23	0,64	0,80	4,33	5,22
Al ₂ O ₃	32,63	32,70	32,82	32,92	32,30	32,45	32,88
SiO ₂	37,95	39,13	38,57	38,68	38,87	39,12	39,49
Сумма	100,31	99,90	100,60	99,61	99,61	99,69	100,35
	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	9,92	10,07	9,99	9,36	11,23	10,39	10,80
CaO	0,13	1,43	0,07	0,02	0,14	0,23	0,23
SrO	9,85	7,70	16,04	8,64	14,12	15,81	11,64
BaO	9,56	9,27	0,95	11,10	—	—	6,61
Al ₂ O ₃	31,73	33,88	33,36	31,56	32,33	32,78	32,01
SiO ₂	38,26	38,71	39,92	39,21	40,23	40,24	38,59
Сумма	99,45	99,06	100,41	99,95	98,35	100,00	100,00

1,2 – каменоломни Рендай, вблизи г. Коти, Япония: 1 – [1]; 2 – среднее из 5 определений [2]; 3–11 – с горы Оса (Осаяма), преф. Окаяма, Япония: 3–5 – агрегат, выполняющий прожилки, 6–9 – отдельные зерна [2], 10, 11 – отдельные частицы из прожилков в жадеите, анал. Киноути, в суммы анализов входят TiO₂ – 0,03, FeO – 0,05 и 0,03 соответственно [3]; 12 – с горы Намуайв, Хибины, Кольский п-ов, анал. Полежаева; дополнительно определены TiO₂ – 0,04, Fe₂O₃ – 0,25, MnO – 0,25 [4]; Ba – не определялся; в сумму анализа входит Fe₂O₃ – 0,25; 13, 14 – из прожилков в пироксенитах Жидойского массива, Сев. Прибайкалье [5]; в ан. 13 дополнительно найдены TiO₂ – 0,54, K₂O – 0,02, в ан. 14 – FeO – 0,11. Все анализы микронзондовые.

Вариации в содержаниях примеси бария – от ядер зерен к их краям (понижение) в стрональситах из Рендай (BaO – 3,04–1,98), в пределах одного и того же зерна (BaO – 0,00–13,58; см. также “Банальсит”) в минерале из Жидойского массива [5], а также от зерна к зерну в агрегате стрональсита с горы Оса (BaO – 0,95–11,10) – указывают на проявление широкого изоморфизма Sr ↔ Ba между стрональситом и банальситом [2, 3, 5]. Крайние составы рассчитываются на формулы:



Примесь кальция незначительна, за исключением одного образца с горы Оса (ан. 9), что указывает на возможность изоморфизма $Sr \leftrightarrow Ca$ между стрональситом и лисетитом [6].

Находж. Впервые обнаружен в серпентиновой каменоломне Рендай вблизи г. Коти, Япония, в ксенолитах метабазитовых туфов, сложенных клинопироксеном, гроссуляром и хлоритом, в толще серпентинитов, где стрональсит образует тонкие прожилки с пектолитом и слаусонитом [1, 2]. В жилах жадеитовой породы, секущих серпентиниты, стрональсит обнаружен в виде прожилков и отдельных зерен на горе Оса (Осаяма), преф. Окаяма, Япония, в ассоциации с гроссуляром, анальцимом и везувианом; иногда проникает в жадеит вдоль трещинок спайности [2, 3]. Наличие в ксенолитах высокобарических минералов, таких как жадеит и гроссуляр, указывает на высокое давление в ходе регионального метаморфизма вмещающих пород. Однако образование самого стрональсита проходило гидротермальным путем в богатой стронцием среде (за счет разложения Sr -содержащего плагиоклаза или других стронциевых минералов), в условиях дефицита кремнезема [2]. Флюидные включения в зернах стрональсита гомогенизируются в жидкую фазу в интервале $110\text{--}360^\circ$, что подтверждает гидротермальное образование стрональсита, сопровождающееся замещением вмещающего жадеита анальцимом и выделением ряда поздних минералов при более низком давлении [7].

Стрональсит установлен на горе Намуайв в Хибинском массиве, Кольский п-ов, в редкометальных метасоматитах в ассоциации с андрадитом, волластонитом, геденбергитом, магнетитом, куспидином, бритолитом, редкоземельно-стронциевым апатитом, натриево-стронциевым мелилитом, кальцитритом и другими минералами. Он образовался при метасоматическом изменении скарнированных ксенолитов ультраосновных пород, содержавших диопсид, рихтерит, флогопит, шорломит, титаномагнетит и мелилит [4].

В Жидойском массиве, вблизи Иркутска, Сев. Прибайкалье, стрональсит обнаружен в прожилках в пироксенитах в ассоциации с анальцимом, натролитом, канкринитом, пренитом, анкеритом, баритом, К-п.ш., эгирин-авгитом, биотитом и гроссуляром и образовался, по-видимому, в результате метасоматического изменения пироксенитов, вызванного внедрением жильных ийолитов и фойяитов [5].

Искусств. Синтезирован гидротермальным путем из стекла стехиометрического состава стрональсита при $250\text{--}700^\circ$ и давлении 100 МПа за время от 3 до 36 сут [3].

Межплоскостные расстояния стрональсита из Рендай, вблизи г. Коти, Япония [2]
Cu K_{α_1} -излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	10ш	8,370	132	70	2,881	044	20	2,130
110	20	6,411	310	8	2,699	400	5	2,104
112	25	5,092	125	35	2,632	008	10	2,041
020	8	4,951	312	25ш	2,569	332	50	2,067
200	38	4,179	224	25	2,545	217	7	2,034
121	10	4,137	134	1	2,475	118	12	1,988
211	40	3,765	026	20	2,428	325	1	1,973
114	80	3,502	042	3	2,370	316	25	1,937
123	3	3,387	141	10	2,348	244	3	1,900

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
220	100	3,204	206	3	2,313	404	3ш	1,882
024	50	3,183	314	3	2,269	208	3	1,875
130	40	3,069	323	2	2,237	424	2	1,761
222	40	2,992	143	5	2,184	228	12	1,750
204	12	2,996	330	5	2,135	253	2	1,704

Порошкограмма очень близка к порошкограмме банальсита.

Литература

1. Matsubara S. // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C. 1985. Vol. 11, N 1. P. 37–95 (см. с. 73–74).
2. Hory H., Nakai I., Nagashima K. et al. // Miner. J. Jap. 1987. Vol. 13, N 6. P. 368–375.
3. Kobayashi S., Miyake H., Shoji T. // Ibid. P. 314–327.
4. Хомяков А.П. Минералогия ультраагранитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с. (см. с. 101); Хомяков А.П., Шпаченко А.К., Полежаева Л.И. // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 106–119.
5. Конева М.А. // Зап. ВМО. 1996. Вып. 2. С. 103–105.
6. Kato A., Matsubara S., Watanabe T. // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C. 1987. Vol. 13, N 3. P. 107–114.
7. Shoji T., Kobayashi S. // J. Miner., Petrol., Econ. Geol. Jap. 1988. Vol. 83, N 1. P. 1–8.

Лисетит Lisetite



Назван по месту находки в Лисет (Норвегия) [1]. Кальциевый аналог банальсита.

Синон. Лизетит (Семенов, 1991).

Характ. выдел. Обособления неправильных мелких (до 0,1 мм) зерен, переполненных мельчайшими микровключениями окружающих минералов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{14} -*Pbcn* (псевдосимметрия). $a_0 = 8,260$, $b_0 = 17,086$, $c_0 = 9,654$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,483 : 1 : 0,565$; $V = 1362,5$ Å³; $Z = 4$ [1, 2]. Истинная симметрия описывается нестандартной пр. гр. *Pbc2*₁. Приведение в соответствие с установками банальсита и стрональсита: $a' = b/2 = 8,543$, $b' = c = 9,654$, $c' = 2a = 16,520$ Å; $a' : b' : c' = 0,885 : 1 : 1,711$; $V = 1364,8$ Å³; $Z = 4$.

Кристаллическая структура [2] аналогична структуре банальсита, но имеет особенности, обусловленные замещением Ва на меньший по размеру Са. Описана в другой установке, при которой плоскость единичного слоя, состоящего из сочлененных 4-членных и 8-членных колец из (Si,Al)O₄-тетраэдров, составляющего основу алюмокремнекислородного каркаса в структуре банальсита, принята за (100) (в отличие от банальсита, где она совпадает с (001)). В направлении оси [100] (Si,Al)O₄-тетраэдры единичного слоя через апикальные атомы кислорода связываются в непрерывный бесконечный каркас. Внутриклеточные катионы Са и На образуют слои, переслаивающиеся, так же как и в банальситах, с единичными алюмокремнекислородными слоями.

Межатомные расстояния:

T(1A)–O(1A) = 1,716
T(1A)–O(2A) = 1,742
T(1A)–O(3A) = 1,726
T(1A)–O(4A) = 1,754

Среднее 1,736

T(4A)–O(1A) = 1,607
T(4A)–O(6A) = 1,630
T(4A)–O(7A) = 1,618
T(4A)–O(9) = 1,622

Среднее 1,619

T(3B)–O(3A) = 1,618
T(3B)–O(5B) = 1,610
T(3B)–O(6B) = 1,631
T(3B)–O(7B) = 1,633

Среднее 1,623

$T(2A)-O(2A) = 1,634$	$T(1B)-O(1B) = 1,620$	$T(4B)-O(1B) = 1,717$
$T(2A)-O(4A) = 1,622$	$T(1B)-O(2B) = 1,623$	$T(4B)-O(6B) = 1,771$
$T(2A)-O(5A) = 1,609$	$T(1B)-O(3B) = 1,604$	$T(4B)-O(7B) = 1,737$
$T(2A)-O(8) = 1,615$	$T(1B)-O(4B) = 1,616$	$T(4B)-O(9) = 1,765$
Среднее 1,620	Среднее 1,616	Среднее 1,748
$T(3A)-O(3B) = 1,725$	$T(2B)-O(2B) = 1,777$	
$T(3A)-O(5A) = 1,737$	$T(2B)-O(4B) = 1,760$	
$T(3A)-O(6A) = 1,763$	$T(2B)-O(5B) = 1,728$	
$T(3A)-O(7A) = 1,745$	$T(2B)-O(8) = 1,726$	
Среднее 1,742	Среднее 1,747	

Несмотря на отношение $Si : Al = 1 : 1$, распределение Si и Al по 8 независимым позициям не является полностью упорядоченным:

$$\begin{aligned}
 T(1A) &= 0,84Al + 0,16Si & T(2A) &= 0,11Al + 0,89Si \\
 T(3A) &= 0,88Al + 0,12Si & T(4A) &= 0,10Al + 0,90Si \\
 T(2B) &= 0,91Al + 0,09Si & T(1B) &= 0,08Al + 0,92Si \\
 T(4B) &= 0,92Al + 0,08Si & T(3B) &= 0,12Al + 0,88Si
 \end{aligned}$$

Это не согласуется с правилом Левенштейна. Причиной этого может быть, как допускалось Хага для банальсита, доменное строение минерала с неуравновешенным субмикроскопическим двойникованием ламеллей, имитирующее неупорядоченное Si/Al -распределение, хотя в каждой из ламеллей оно упорядочено, или неправомотность использования для оценки распределения Si и Al по T -позициям в лисетите уравнения Джонса, выведенного для полевых шпатов [2], из-за искажения тетраэдров. Действительно, “алюминиевые” тетраэдры $T(1A)$, $T(2B)$, $T(3A)$, $T(4B)$ более искажены по сравнению с “кремниевыми”. Уточненное по структурным данным отношение $Si : Al = 4,036 : 3,964$ отличается от единицы ($4 : 4$), что соответствует найденному в химическом анализе. Атомы Na и Ca распределяются по трем независимым позициям, две из которых 6-вершинники $Na(A)$ и $Na(B)$, а одна – “кальциевый” 7-вершинник, с заселенностью соответственно: $Na(A) = 0,94Na + 0,06Ca$, $Na(B) = 0,95 + \square$ (неполное заполнение), $Ca = 0,92Ca + 0,08Na$.

$Na(A)-O(1A) = 1,375$	$Na(B)-O(1B) = 2,370$	$Ca-O(2A) = 2,453$
$Na(A)-O(4A) = 2,386$	$Na(B)-O(4A) = 2,392$	$Ca-O(2B) = 2,449$
$Na(A)-O(5B) = 2,530$	$Na(B)-O(5A) = 2,607$	$Ca-O(3A) = 2,571$
$Na(A)-O(8) = 2,787$	$Na(B)-O(8) = 2,716$	$Ca-O(3B) = 2,645$
$Na(A)-O(6B) = 2,381$	$Na(B)-O(6A) = 2,332$	$Ca-O(4A) = 2,524$
$Na(A)-O(7A) = 2,439$	$Na(B)-O(7B) = 2,474$	$Ca-O(4A) = 2,527$
Среднее 2,483	Среднее 2,482	$Ca-O(9) = 2,521$
		Среднее 2,527

В отличие от банальсита, где слои из крупных катионов неэквивалентны и в одном содержится 4 атома Ca , а в другом 8 атомов Na (отсюда удвоение параметра c), в лисетите эти слои одинаковы и содержат по 6 катионов ($2Ca + 4Na$).

Кристаллы не известны.

Физ. св. [1]. Сп. отсутствует. Уд. в. 2,73 (вычисл.). Прозрачный. Бесцветный.

Микр. [1]. В прох. св. бесцветный. $n_g \sim 1,57$, $n_p \sim 1,56$ (предположительно). Показатели преломления близки к таковым плагиоклаза; не могли быть из-

мерены точно из-за малой величины зерен и наличия микровключений. Двойники не наблюдались.

Хим. Теор. состав: Na₂O – 11,02; CaO – 9,97; Al₂O₃ – 36,26; SiO₂ – 42,74.

Анализ (микронзондовый, среднее из 15 определений): Na₂O – 10,84; K₂O – 0,01; MgO – 0,01; CaO – 9,80; MnO – 0,01; FeO – 0,12; NiO – 0,03; Al₂O₃ – 36,33; TiO₂ – 0,02; SiO₂ – 43,09; сумма – 100,26 [1]. За вычетом примесей, относимых за счет микровключений, пересчитывается на формулу (Ca_{0,980}Na_{1,962}) × × [Al_{3,997}Si_{4,021}O₁₆

Нахожд. Найден в богатых Na и Al ретроградно метаморфизованных линзах эклогитов Лисет в районе Селье (Норвегия) [1], представляющих собой фации наиболее высокого давления среди зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитов района Западных гнейсов в Юго-Вост. Норвегии. Образует двойные корониты из агрегатов изометричных зерен (0,1 мм) лисетита (в центре), окруженных зоной минерала с нефелиновой структурой, богатого Ca и бедного K, а затем зоной магнезиоалюмотарамита. Зерна лисетита переполнены мелкими включениями гематита и ильменита, а также (предположительно) магнетита, корунда, плагиоклаза, амфибола или слюды. Поле устойчивости лисетита лежит чуть выше и чуть ниже реакционной кривой альбит = жадеит + кварц, между 10 ± 4 кбар при 400° и 10 ± 4 кбар при 800° [1].

Межплоскостные расстояния лисетита из Лисет (Норвегия) [1]

CuK_α-излучение, Ni-фильтр, D = 57,4 мм. Камера Гандольфи

<i>hkl</i> *	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	8	7,42	212	21	3,09	243	7	2,20
111	11	5,90	023; 151	15	3,00ш	204; 400	10	2,09
200	44	4,14	113	31	2,94	412; 263	8	1,91
122	11	3,74ш	232	10	2,75	432	12	1,80ш
141	31	3,54	251; 242	11	2,53	274; 462	9	1,57
221	36	3,48	312	8	2,37			
042; 231	100	3,19	252; 322	6	2,31ш			

*Индексировано в псевдоячейке *Pbca*, в установке России и др. [2].

Литература

1. Smith D.C., Kechid Sid-Ali, Rossi G // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1372–1377.
2. Rossi G., Oberti R., Smith D.C. // Ibid. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1378–1383.

- Авантюрин** 169, 227, 240, 461, 468, 477, 485
Авантюриновый лабрадор 477, 485
Авантюриновый полевой шпат 169, 239, 461, 468, 477, 485
Авантюриновый шпат 169, 239, 461, 468, 477, 485
Адуляр 168, 197, 265
Адуляровидный полевой шпат 265
Альбиклаз 82, 461
Альбит 113, 136
Альбит-олигоклазы 453, 461
Альфа-гексацельзиан 520, 522
Альфа-цельзиан 522
Амазонит 103, 169, 227, 241
Амазонский жад 241
Амазонский камень 169, 241
Аммонийсодержащие калиевые полевые шпаты 168, 318
Амфоделит 413
Анальбит 113, 129
Андезины 453, 472
Анортит 64, 412
Анортоклаз 64
Анортоклаз-криптопертиты 382
Анортоклазы 64, 324, 367
Антипертиты 382
Астраханит 240
Баддингтонит 113, 311
Банальсит 566, 567
Барьерит 127
Барзовит 413
Бариевые плагиоклазы 496
Барийсодержащие калиевые полевые шпаты 168, 284
Баулит 196
Беломорит 461
Бета-гексацельзиан 520, 522
Бета-цельзиан 522
Биотин 412
Битовниты 453, 486
Венкит 46
Взаимопроникающие пертиты 382
Водородсодержащий полевой шпат 113, 322
Волокнистые пертиты 382
Высокий альбит 64, 113, 129
Высокий андезин 64
Высокий битовнит 64
Высокий калиевый альбит 64
Высокий калиевый олигоклаз 64
Высокий кальциево-калиевый альбит 64
Высокий лабрадор 64
Высокий микроклин 226
Высокий олигоклаз 64
Высокий ортоклаз 168
Высокий санидин 66, 168, 197
Высокотемпературные плагиоклазы 453
Гексагональный анортит 520, 528
Гексагональный цельзиан 520, 522
Гексацельзиан 520, 522
Гелеолит 240
Гиалофаны 498
Гинзбургит 37
Гипосклерит 136
Глаз бычий 477
Грумантит 23
Данбурит 535, 550
Дельта-цельзиан 537
Дидимолит 413
Дмиштейнбергит 520, 528
“е”-плагиоклазы 67
Железистые полевые шпаты 168, 296
Железистый микроклин 168, 296
Железистый ортоклаз 168, 296
Железистый санидин 168, 296
Железосодержащие калиевые полевые шпаты 168, 296
Жилковые пертиты 382
Индианит 412
Идеальный ортоклаз 252

¹ Полу жирным шрифтом выделены минеральные виды и разновидности по составу и структуре, для которых дано развернутое описание; обычным шрифтом – синонимы, устаревшие названия и разновидности без детальной их характеристики.

- Казоит** 499
Калиево-бариевые полевые шпаты 498
Калиево-натриево-бариевые полевые шпаты (тройные) 517
Калиево-натриево-кальциевые полевые шпаты (тройные) 510
Калиево-натриево-рубидиевые полевые шпаты (тройные) 411
Калиево-натриевые полевые шпаты (собственно щелочные) 324
Калиево-натриевые силикаты 64, 168, 196, 324, 360
Калиево-натриевый ортоклаз 168
Калиево-натриевый силикат 196
Калиево-рубидиевые полевые шпаты 406
Калиево-стронциевые полевые шпаты 497
Калиевые альбиты 129, 367, 510
Калиевые андезины 510
Калиевые лабрадоры 510
Калиевые олигоклазы 465, 510
Калиевый альбит 129, 367
Калиевый анортоклаз 180, 253
Калиевый полевой шпат 113, 167
Калиевый силикат 64, 113, 168, 196, 324
Калишпат 168
Кальцево-бариевые полевые шпаты 449
Кальцево-калийный силикат 64
Кальцево-натриевый силикат 64
Кальцево-стронциево-бариевые полевые шпаты (тройные) 451
Кальцево-стронциевые полевые шпаты 444
Кальциевые анортоклазы 510
Кальциевые силикаты 510
Камень лунный 477
Камень таусинный 477
Камень черный 477
Канадский лунный камень 477
Карлозит 9
Карпинскиит 53
Клевеландит 136, 156
Краблит 196
Красный облачный полевой шпат 227, 239
Криптопертиты 382
Кристорешетчатый микроклин 226
Кьявениит (описан в томе IV, вып. 3, с. 315)
Лабрадоровый шпат 477
Лабрадоры 103, 453, 477
Латробит 413
Ледяной полевой шпат 196
Лейфит 51, 53
Леполит 413
Лизетит 574
Линдзаит 413
Линзеит 413
Лисетит 566, 574
Литосит 25
Лунный камень 102, 169, 401, 453, 461
Макропертиты 382
Максимальный микроклин 168, 226
Малеевит 535, 565
Манган-нептунит, манганонептунит, мангано-нептунит 9
Манганнептунит 9
Марганцевый нептунит, марганцовый нептунит 9
Марикопаит 44
Мезопертиты 66, 382
Метасоматические пертиты 383
Микроклин 113, 226
Микроклин-микропертиты 382
Микропертиты 382
Микрорешетчатый микроклин 226
Мональбит 65, 113, 127
Натриево-бариевые полевые шпаты 496
Натриево-кальцево-бариевые полевые шпаты (тройные) 516
Натриево-кальциевые полевые шпаты 452
Натриево-стронциевые полевые шпаты 492
Натриевые силикаты 64, 168, 196, 324, 365
Натриевый силикат 168, 196
Натриевый ортоклаз 168
Натриевый полевой шпат 113
Натрошпат 113
Нептунит 9
Неуравновешенный решетчатый микроклин 226
Низкий альбит 66, 113, 136
Низкий микроклин 67, 226
Низкий ортоклаз 168
Низкий силикат 66, 168, 197
Низкотемпературные плагиоклазы 453
Область распада Бётгильда 67, 453
Область распада Гуттенлошера 67, 453

- Объемно-центрированный анортит
 64, 413
 Олафит 136
 Олигоклазы 453, 461
 Ортоклаз 168, 252
 Ортоклаз-криптопертиты 382
 Ортоклаз-микрпертиты 382
Парацельзиан 535, 537
Партеит 41
 Переходный анортит 413
 Периклин 136
 Перистериты 67, 453, 461
Пертиты 66, 382
 Пертиты перекристаллизации 383
 Пертиты распада 383
Плагиоклазы 452
 Пленчатые пертиты 382
Полевые шпаты 63
 Полиаргит 413
 Примитивный анортит 64, 413
 Промежуточный микроклин 168, 226
 Пятнистые пертиты 382
Решетчатый микроклин 226
 Риаколит 196, 206
Ридмерджнерит 113, 161
Роджианит 37
 Розит 413
Ромбический анортит 535, 548
 Рубидиевый микроклин 113, 303, 408
Рубидиевый полевой шпат 113, 303
 Рубидиевый санидин 113, 303, 408
**Рубидий- и цезийсодержащие калие-
 вые полевые шпаты** 168, 288
 Рубиклин 288, 303, 408
 Санидин 168
 Санидин-гидрат 218
 Санидин-криптопертиты 382
 Сахарит 472
Святославит 535, 548
 Сегрегационно-метасоматические
 пертиты 383
Слаусонит 535, 543
Солнечный камень 103, 169, 227, 239,
 453, 461, 468, 477, 485
 Стекловатый полевой шпат 196
Стрональсит 566, 571
**Стронциево-бариевые полевые шпа-
 ты** 447
Стронциевые гялофаны 497
Стронциевые плагиоклазы 492
**Стронциевый гексагональный цельзи-
 ан** 522, 527
 Стронциевый парацельзиан 543
Стронциевый полевой шпат 427
 Стронцийсодержащие калиевые поле-
 вые шпаты 168
 Тавусит 477
 Танкит 413
 Таусинный камень 477
Телошенкоит 51, 57
 Тетартин 136
 Тирсауит 413
Торнасит 25
 Триклинный ортоклаз 253
**Уравновешенный решетчатый микро-
 клин** 226
Уссингит 28
**Ферриалюмосиликатные полевые
 шпаты** 296
 Ферринептунит 9
 Фирсоит 413
 Христианит 412
Цезиевый полевой шпат 113, 309
 Цезиевый санидин 309
Цельзиан 431
 Цигадит 136
 Циклопит 413
Шахматный альбит 154
 Шахматный микроклин 226
Щелочоземельные полевые шпаты
 412
Щелочные полевые шпаты 113
 Эсмаркит 413

INDEX

- Adularia** 168, 197, 265
Adularia-like feldspar 265
 α -celsian 522
 α -hexacelsian 520, 522
Albite 82, 461
Albite 113, 136, 453
Albite-oligoclases 453, 461
Alkali feldspars 113
Amazone jade 341
Amazone stone 241
Amazonite 103, 169, 227, 241
Ammonian potassium-feldspars 168, 318
Ammonium-rich potassium-feldspars 168, 318
Amphodelite 413
Analcite 113, 129
Andesines 453, 472
Anorthite 64, 412, 453
Anorthoclase 64
Anorthoclase-cryptoperthite 382
Anorthoclases 324, 367
Antiperthites 66, 382
Avanturine 169, 227, 240, 461, 468, 477, 485
Aventurine-like feldspar 169, 227, 239, 461, 468, 477, 485
- Banalsite** 566, 567
Barbierite 127
Barian potassium-feldspars 168, 284
Barium plagioclases 496
Barium-rich potassium-feldspars 168
Barzovite 413
Baulite 196
 β -celsian 522
 β -hexacelsian 520, 522
Belomorite 461
Biotine 412
Bitownites 453, 486
Body-centered anorthite 64, 413
Buddingtonite 311
Bøggild-intergrowth 67, 453
- Calcian anorthoclases 510
Calcian-potassium sanidine 64
Calcian sanidines 510
Calcian-sodium sanidine 64
Calcium-barium feldspars 449
Calcium-potassium high albite 66
Calcium-potassium sanidine 66
Calcium-sodium sanidine 66
Calcium-strontium feldspars 444
Calcium-strontium-barium feldspars (ternary) 451
Celsian 431
Cesium feldspar 113, 309
Cesium sanidine 113, 309
Chess-board albite 154
Chess-board microcline 226
Chiavennite (описан в IV томе, вып. 3, с. 315)
Christianite 412
Cleavelandite 136, 156
Crablite 196
Cryptoperthites 67, 382
Cyclopite 413
- Danburite** 535, 550
 δ -celsian 537
Didymolite 413
Dmisteinbergite 520
- Earth-alkali feldspars** 412
"e"-plagioclases 67
Esmarcite 413
- Feldspar minerals, feldspars** 63
Feldspars, feldtspat, feldspath, feltspat 63
Ferrous potassium feldspars 168, 296
Ferrian microcline 168, 296
Ferrian orthoclase 168, 296
Ferrian potassium feldspars 168, 296
Ferrian sanidine 168, 296
Ferric potassium feldspars 168, 296
Ferroferous potassium feldspars 168, 296

- Ferrineptunite 9
Ferrous potassium feldspars 168, 296
Ferrous-microcline 168, 296
Ferrous-orthoclase 168, 296
Ferrous-sanidine 168, 296
Ferruginous potassium feldspars 168, 296
Film-perthites 382
- Ginsburgite 37
Glassy feldspar 196
Grumantite 23
- Hexacelsian 520, 522**
Hexagonal anorthite 520, 528
Hexagonal celsian 522
High albite 64, 66, 113, 129
High andesine 64, 66
High bitownite 64, 66
High calcian-potassium albite 64
High labradorite 64, 66
High microcline 226
High orthoclase 168
High oligoclase 64, 66
High potassium albite 64, 66
High potassium oligoclase 64, 66
High plagioclases 453
High sanidine 168, 197
Huttenlocher-intergrowth 453
Hyalophanes 498
Hydrogen feldspar 113, 322
Hypoclerite 136
- I*-anorthite 64, 413
Ice feldspar 196
Indianite 412
Interlocking-perthites 382
Intermediate microcline 168, 226
Iron-rich potassium-feldspars 168, 296
- Kalifeldspar, kalifelspar, kalifeldspath 168
Karlosite 9
Karpinskyite 53
Kasoite 499
- Labradorites 103, 453, 472**
Latrobite 413
Leifite 51, 53
Lepolite 413
Lindsayite 413
Lisetite 566, 574
- Lithosite 35**
Low albite 66, 113, 136
Low microcline 67, 226
Low plagioclases 453
Low orthoclase 168
Low sanidine 66, 168, 197
- Macroperthites 382
Maleevite 535, 565
Manganneptunite 9
Maricopaite 44
Maximum microcline 168, 226
Mesoperthites 66, 382
Metasomatic perthites 383
Microcline 113, 226
Microcline-microperthites 382
Microperthites 67, 382
Monalbite 65, 113, 127
Moonstone 102, 169, 401, 453, 461
- Natronsanidine 196
Neptunite 9
- Olafite 136**
Oligoclases 453, 461
Orthoclase 168, 252
Orthoclase-cryptoperthites 382
Orthoclase-microperthites 382
Orthorhombic anorthite 535, 548
- P*-anorthite 64, 413
Paracelsian 535, 537
Partheite 41
Patch-perthites 382
Pericline 136
Peristerite 67, 453, 461
Perthites 66, 382
Perthites of exsolution 383
Perthites of recrystallization 383
Plagioclases 452
Polyargite 413
Potassian albites 129, 510
Potassian andesines 510
Potassian labradorites 510
Potassian oligoclases 465, 510
Potassian-sodium sanidines 168, 196, 324, 360
Potassium albite 367
Potassium andesine 66
Potassium anorthoclase 180, 253
Potassium feldspar 113, 167

- Potassium high sanidine 66
 Potassium oligoclases 66
 Potassium orthoclase 168
Potassium sanidine 64, 113, 168, 196
Potassium-barium feldspars 498
Potassium-rubidium feldspars 406
Potassium-sodium feldspars (alkali feldspars) 324
 Potassium-sodium orthoclase 168, 324
 Potassium-sodium sanidine 64, 168, 196, 324
Potassium-sodium-barium feldspars (ternary) 517
Potassium-sodium-calcium feldspars (ternary) 510
Potassium-sodium-rubidium feldspars (ternary) 411
Potassium-strontium feldspars 497
 Primitive anorthite 64, 413

Red clouded feldspar 227, 239
Reedmergnerite 113, 161
 Rhyacolite 196, 206
Roggianite 37
 Rosite 413
 Rubicline 288, 303, 408
Rubidian- and cesian potassium feldspars 168, 288
Rubidium feldspar 113, 303
 Rubidium microcline 113, 303, 408
 Rubidium sanidine 113, 303, 408
 Rubidium-rich and cesium-rich potassium-feldspars 168, 288

 Sanidine 168
 Sanidine-cryptoperthites 382
 Sanidine-hydrate 218
 Segregate-metasomatic perthites 383
Slawsonite 535, 543
 Sodaclase 113
 Soda orthoclase 168
 Soda sanidines 168, 196

Sodium feldspar 113
 Sodium orthoclase 168
 Sodium sanidine 64, 168, 196
Sodium sanidines 168, 196, 324, 365
Sodium-barium feldspars 496
Sodium-calcium feldspars 452
Sodium-calcium-barium feldspars (ternary) 516
 Sodium high sanidine 66
Sodium-strontium feldspars 492
 String-perthites 382
Stronalsite 566, 571
 Strontian potassium-feldspars 168
Strontium feldspar 427
Strontium hexagonal celsian 520, 527
Strontium hyalophanes 497
Strontium paracelsian 543
Strontium plagioclases 492
Strontium-barium feldspars 447
 Strontium-rich potassium-feldspars 168
Sunstone 103, 169, 226, 239, 453, 461, 468, 477, 485
Svyatoslavite 535, 548

Tancite 413
 T-anorthite 413
Telyushenkoite 51, 57
 Tetartine 136
 Thiorsauite 413
Thornasite 25
 Transitional anorthite 413
 Triclinic orthoclase 253

UK27 25
Ussingite 28

Vein-perthites 382

Wenkite 46

Zygodite 136

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Условные обозначения и сокращения.....	5
Силикаты с разорванными каркасами.....	7
Силикаты со сплошными каркасами.....	60
Полевые шпаты.....	63
Группа щелочных полевых шпатов.....	113
Простые изоморфные ряды щелочных полевых шпатов.....	342
Тройные изоморфные серии щелочных полевых шпатов.....	411
Группа щелочноземельных полевых шпатов.....	412
Простые изоморфные ряды щелочноземельных полевых шпатов.....	444
Тройные изоморфные серии щелочноземельных полевых шпатов.....	451
Смешанные изоморфные ряды и серии полевых шпатов.....	452
Минералы – аналоги полевых шпатов.....	520
Гексагональные аналоги щелочноземельных полевых шпатов.....	520
Ромбические и псевдоромбические аналоги щелочноземельных полевых шпатов.....	532
Прочие аналоги полевых шпатов.....	566
Указатель минералов.....	577
Index.....	580

Научное издание

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Т о м V

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

В ы п у с к 1

**Силикаты с разорванными каркасами
Полевые шпаты**

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *Ю.И. Духовская*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректоры
Г.В. Дубовицкая, А.Б. Васильев,
Т.И. Шеповалова

Подписано к печати 30.12.2003
Формат 70×108 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 51,1. Усл.кр.-отг. 51,1. Уч.-изд.л. 48,2
Тираж 610 экз. Тип. зак. 3088

Издательство “Наука”
117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Санкт-Петербургская типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург, 9-я линия, 12

1

2

3

4

5