

12. Номенклатурные правила ИЮПАК по химии. М.: ВИНТИ, 1975. Т. 1, полутом 1. 288 с.
13. Пуцаровский Д.Ю. Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986. 160 с.
14. Пуцаровский Д.Ю., Литвин Б.Н. Кристаллохимия германогерманатов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1981. № 1. С. 17–23.
15. Сандомирский П.А., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. М.: Наука, 1984. 206 с.
16. Термические константы веществ: Справочник. В 10-ти т. М.: ВИНТИ. Вып. 3. 222 с. 1968; Вып. 4, ч. 1. 510 с. 1970; Вып. 5. 530 с. 1971; Вып. 6, ч. 1. 370 с. 1972; Вып. 7, ч. 1. 344 с. 1974; Вып. 9. 574 с. 1979; Вып. 10, ч. 1. 300 с. 1981.
17. Химический энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1983. 792 с.
18. Hazen R.M., Finger L.W. Crystal chemistry of silicon-oxygen bonds at high pressure: implication for the earth's mantle mineralogy // Science. 1978, Vol. 201, N 4361. P. 1122–1123.
19. Liebau F., Hesse K.-F. Die Kristallstruktur einer zweiten monoklinen Siliciumdiphosphatphase, SiP_2O_7 , AIV, mit oktaedrisch koordiniertem Silicium // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 133. S. 213–224.
20. Wells A.F. Structural inorganic chemistry. 5th ed. Oxford: Clarendon press, 1984. 1406 p.
21. Wyckoff R.W.G. Crystal structures. 2nd. ed. N.Y. etc.: Wiley. Vol. 1. 468 p. 1963; Vol. 2. 588 p. 1964.

УДК 549.0

А. А. ГОДОВИКОВ

ОБ ЭКСПОЗИЦИИ "ХИМИКО-СТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ"

С момента возникновения Минералогического кабинета Кунсткамеры в 1716 г. и на протяжении всей остальной истории его развития до современного Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР его сотрудники много усилий направляли на разработку систематической экспозиции минералов. Эта экспозиция является крупнейшей в Музее и занимает почти половину его выставочной площади. В последний раз она была существенно переработана в 1953 г. Г.П. Барсановым [1], и с тех пор по мере появления новых данных отдельные ее части неоднократно дорабатывались, однако с постепенным затухающим энтузиазмом; эта работа была прекращена в 1976 г.

За последние 25 лет по химизму и структуре минералов накоплен огромный фактический материал. Большие сдвиги произошли и в разработке общих принципов систематики элементов [2, 12], принципов систематики минералов [10, 11, 13–16, 23], что позволило по-новому подойти к химико-структурной систематике минералов. Все это отразилось в специальной экспозиции, открытой в 1984 г. к XXVII Международному геологическому конгрессу, проходившему в Москве. Экспозиция была создана отдельно от старой систематической выставки для выяснения различных неясных моментов в разрабатываемой систематике, поскольку наиболее четко они могут быть обнаружены не на бумаге, а при воплощении систематики непосредственно в образцах. Систематика с тех пор неоднократно улучшалась с тем, чтобы на ее базе можно было бы перестроить основную систематическую выставку Музея. На подобную работу уйдут годы, и представляется целесообразным опубликовать основы этой систематики, тем более что она уже воплощена в экспозиции, насчитывающей около 1000 образцов, представляющих более 630 минеральных видов.

ОСНОВНЫЕ ТАКСОНЫ РАЦИОНАЛЬНОЙ ХИМИКО-СТРУКТУРНОЙ СИСТЕМАТИКИ МИНЕРАЛОВ

Задаваясь целью разработки химико-структурной систематики минералов, неизбежно оказываешься перед большими трудностями. Они связаны как с разнообразием и сложностью состава и кристаллических структур минералов, включающих соединения самого различного химического типа, подчас значительно более сложных по составу,

чем синтетические вещества, так и с многочисленностью свойств минералов, которые необходимо учитывать в систематике. Кроме того, всегда приходится иметь в виду парагенезисы отдельных минералов, позволяющие контролировать рациональность систематики. Появление в ней явно чуждого минерального вида требует выяснения сходства и различия его с остальными, прежде всего сходства и различий в свойствах образующих эти минералы элементов, иногда выделения новых таксонов, что позволяет по-новому понять геохимию и кристаллохимию отдельных элементов, условия генезиса содержащих их минералов¹.

Важнейшим требованием к систематике любых природных объектов является, с одной стороны, четкая формулировка признаков отнесения их к определенным таксонам, с другой — выявление условий постепенного перехода от одного таксона к другому. В то же время необходимость учета множества признаков заставляет выделять отдельные таксоны лишь при крайней необходимости и стремиться к минимальному их числу.

Понятие минерала и минерального вида

В зависимости от уровня развития науки, ее дифференциации и своих собственных воззрений исследователи по-разному определяли термин "минерал", по-разному систематизировали минералы. Так, первоначально к минералам наряду с кристаллами причислялись различные "земли", почвы, горные породы, торф, каменный уголь, янтарь, т.е. практически все твердые вещества, известные на поверхности Земли. Постепенно в качестве минералов из их числа стали вычленяться природные кристаллические образования, хотя, например, В.И. Вернадский к минералам относил не только природные твердые, но также газообразные и жидкие тела, включая и различные природные воды [6]. Минералами первоначально являлись лишь земные образования, затем в их число попали соединения, слагающие метеориты [22, 24, 41], а теперь — и другие космические тела [32].

Конкретизация объектов исследования, присущая настоящему периоду со все более сильной дифференциацией наук, привела к значительному сужению отдельных понятий. В настоящее время *минералом называют химически и физически индивидуализированный продукт природной физико-химической реакции, находящийся в кристаллическом состоянии или бывший в кристаллическом состоянии и утративший его в результате метамиктного распада.*

Из минералов состоят все горные породы, руды, метеориты, многочисленные космические тела. При этом к минералам относят продукты как земных физико-химических процессов, так и процессов, развивающихся на других планетах, иных космических телах, на их поверхности и в глубинных их частях, в любых физико-химических условиях. Основная масса земных минералов представлена неорганическими соединениями, и лишь небольшое их число является солями органических кислот. Минералы могут синтезироваться, и синтетические минералы отличаются от многочисленных кристаллических веществ, известных химикам тем, что последние не встречаются в природных ассоциациях. Из числа минералов исключают: 1) природные органические полимеры, углеводороды, различные природные смолы и их смеси (например, янтарь, уголь и тому подобные вещества); 2) аморфные образования, широко распространенные, например,

¹ Именно таким путем автор пришел к выделению секций минералов Li^+ и Be^{2+} из секции минералов s -, f_s -, d_s - и p_s -катионов [2, 12], делению последней на подсекции (см. ниже); к f_s -катионам относятся низковалентные f -катионы — Ln^{2+} и Ln^{3+} , к d_s -катионам — низковалентные d -катионы, например Fe^{2+} , Mn^{2+} , V^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} и т. п., к p_s -катионам — Al^{3+} , частично Ga^{3+} , а также Tl^+ , выступающие в соединениях в виде типичных катионов — партнеров по ионной связи.

в почвах; 3) стекла, столь характерные для некоторых вулканических пород и возникающие также в местах падения метеоритов. Лишь небольшое число полимерных (опал)¹, амфотерных веществ (аллофаноиды) и стеклов (лешательерит) как исключение рассматриваются даже в курсах минералогии, поскольку они генетически тесно связаны с кристаллическими образованиями и достаточно широко распространены. Точно так же в минералогии до сих пор рассматриваются и некоторые жидкости, образование которых зависит прежде всего от образования или разрушения минералов, например самородная ртуть, некоторые амальгамы.

Ключевым понятием минералогической систематики является **минеральный вид** — совокупность минералов одинаковой структуры, состав которых отвечает индивидуализированному химическому соединению и может непрерывно изменяться в пределах, ограничивающихся либо изменением структуры, либо (в случае непрерывных твердых растворов) условно принятыми границами. Таким образом, минералы одинакового состава, но разной структуры — полиморфные модификации — относятся к разным минеральным видам (α - и β -кварц; кианит, андалузит и силлиманит; сфалерит и вюрцит и т.д.).

Непрерывные твердые растворы делятся на минеральные виды условно. В настоящее время непрерывные бинарные твердые растворы делятся по среднему составу (до 50 мол.% каждого из компонентов) на два минеральных вида, а минералы, обогащенные одним из компонентов, относятся к разновидностям. Так, например, в ряду твердых растворов, объединяемых в род² вольфрамит, выделяют два минеральных вида — ферберит FeWO_4 и гюбнерит MnWO_4 , а марганцовистый ферберит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ (до 50 мол.% MnWO_4) и железистый гюбнерит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$ (до 50 мол.% FeWO_4) — разновидности, выделяемые по химическому составу.

В минералогии бытуют и некоторые другие принципы выделения минеральных видов в пределах отдельных родов. Так, если представители данного рода имеют особое значение по распространенности, причем отдельные промежуточные его представители типичны для определенных парагенезисов, выделение минеральных видов становится более дробным и часто базируется на номерной основе. Примером могут служить плагиоклазы, среди которых выделяют альбит (№ 0—10; № отвечает, как известно, содержанию анортитового компонента в мол.%) олигоклаз (№ 10—30), андезин (№ 30—50), лабрадор (№ 50—70), битовнит (№ 70—90), анортит (№ 90—100).

Наряду с этим в минералогии сохранились некоторые из прежних подразделений рядов твердых растворов (родов) на минеральные виды. Это относится прежде всего к широко распространенным минералам, объединение которых в минеральные виды уже прочно вошло в литературу. Примером может служить род оливина, в котором еще А.К. Болдырев [4] выделил семь минеральных видов, хотя, по современным правилам, в роде оливина их следует выделять лишь три — форстерит, фаялит и тефроит, относя минералы промежуточного состава к разновидностям, которых в этом случае оказывается шесть.

При ограниченном изоморфизме каждый из ограниченных твердых растворов относится к самостоятельному минеральному виду, даже если в лабораторных условиях удается добиться полной смесимости между ними. Если в природе наряду с ограниченными твердыми растворами в специфических условиях (например, при закалке в результате резкого охлаждения расплава) возникают непрерывные или более широкие промежуточные изоморфные смеси, то выделяют по крайней мере три минеральных вида, отве-

¹ Возможно, роль неорганических высокополимерных веществ в природе гораздо более значительна, но вопрос этот пока изучен очень слабо; не разработана и номенклатура природных неорганических полимеров, за исключением оксосолей с изо- и гетерополирадикалами, к которым относится, в частности, большинство природных силикатов.

² Род — совокупность минеральных видов, связанных непрерывным изоморфизмом от одного крайнего члена до другого.

чающие соответственно каждому из ограниченных и неограниченному (или более широкому) твердому раствору — выделение ортоклаза (микроклина), анортоклаза, санидины среди K—Na-полевых шпатов.

Изоморфные смеси со статистическим распределением атомов устойчивы лишь при относительно высокой температуре — своей для каждого из твердых растворов. При снижении температуры в результате анизотропии кристаллического поля все отчетливее начинает проявляться тенденция к упорядочению структуры, появлению специфических свойств, характерных для самостоятельных соединений. Это приводит к возникновению вместо одного нескольких новых минеральных видов. Как пример можно привести эволюцию представлений о плагиоклазах [36], амфиболах [34], пироксенах [40], многие из которых трактовались еще недавно в качестве сложных изоморфных смесей с непрерывно изменяющимся составом.

Поли типы, отличающиеся одинаковым составом, но разной последовательностью отдельных (единичных) сеток (слоев) в структуре, а иногда и их разворотом, что приводит к изменению федоровской группы, относятся, вслед за В.И. Степановым [42], к подвидам. Это связано с тем, что появление отдельных поли типов определяется кинетическими особенностями кристаллизации, благодаря чему у них нет своего физико-химического поля устойчивости.

Иные особенности структуры, а также специфические черты состава, форм выделения минералов, их свойств кладутся в основу выделения разновидностей. Так, к структурным разновидностям относятся энантиоморфные формы (правый и левый кварц). По особенностям состава, цвета, кристаллических форм и других свойств выделяют, например, изумруд, аквамарин, гелиодор, морганит (разновидности берилла, отличающиеся цветом и составом), барботов глаз (сферокристаллы слюды). Каждая из разновидностей обычно типоморфна для того или иного парагенезиса, определяющего ее специфический состав, форму выделения или другие особые свойства, послужившие основанием для ее выделения, и с этой точки зрения представляет особый интерес для минералога.

Таким образом, различия между минеральными видами почти соответствуют различиям между твердыми кристаллическими фазами физико-химических систем. Фаза, как известно, определяется как "совокупность частей системы, тождественных по химическому составу и термодинамическим свойствам и находящихся между собой в термодинамическом равновесии" [33, с. 608], ограниченных друг от друга поверхностями раздела. Несмотря на столь четкое и на первый взгляд ясное определение минерального вида, как и фазы в физико-химической систематике, решение об отнесении конкретного минерала к какому-то минеральному виду подчас оказывается затрудненным или даже спорным. Это чаще всего связано с постепенным переходом от полиморфа с одной к полиморфу с другой федоровской группой, особенно когда на этот переход влияют постепенные изменения состава или физико-химических параметров. Большие осложнения в выделении минеральных видов вносят также различия в макросимметрии и той, которая определяется в результате детальных прецизионных структурных исследований, различия в валовом химическом составе и локальном распределении отдельных компонентов в объеме кристалла, доменное строение кристаллов, постепенное увеличение числа дефектов в структуре и, наоборот, переход от сильно дефектных или разупорядоченных структур к веществам со все более упорядоченной или совершенной структурой. Из изложенного видно, что границы даже такого таксона, как минеральный вид, иногда становятся неопределенными, и разные минеральные виды оказываются связаны постепенными переходами. Это необходимо всегда иметь в виду и не тратить лишней энергии на подчас бесплодные споры, поскольку любой таксон систематики — это формализация признаков природных объектов, связанных друг с другом естественными (диалектическими) связями взаимных переходов.

Тип и подтип

В стремлении выделять таксоны лишь при крайней необходимости в предлагаемой систематике упразднены такие верхние таксоны, как царство и подцарство, выделявшиеся ранее вслед за Г.Б. Бокием [5] и не имеющие принципиального значения, а самыми крупными ее таксонами принимаются типы.

В основу объединения минералов в типы кладутся разные признаки. Так, в тип I объединяются интерстициальные соединения, отличающиеся от всех остальных тем, что они в большинстве своем обладают структурами внедрения, основа которых представлена структурой металлических элементарных веществ, в интерстициях которой находятся мелкие атомы типических p -элементов 2-го и 3-го периодов — В, С, N, О (в случае субоксидов), Si, P, S (в случае субсульфидов). К нему же относятся элементарные вещества и интерметаллиды; последние по составу, структуре, свойствам близки к металлическим элементарным веществам.

В типы II, III и IV минералы объединяются по лиганду — S и тип-аналогам с более высокими Z, O или галогенам. По этому признаку выделены типы халькогенных, кислородных и галогенных соединений соответственно, перечисление которых отвечает в целом увеличению CX лиганда, т.е. увеличению степени ионности связи лиганд—элемент с более низкой CX или комплексный анион—катион.

В соответствии с изложенным отдельные типы рассматриваются в следующей последовательности:

Тип I. Интерстициальные соединения, элементарные вещества и интерметаллиды.

Тип II. Халькогенные соединения.

Тип III. Кислородные соединения.

Тип IV. Галогенные соединения.

Таким образом, приведенный порядок перехода от одних из выделенных типов к другим имеет вполне определенный естественный смысл, который подкрепляется и последовательностью расположения отдельных классов минералов в каждом из типов (см. ниже). Благодаря этому тип I, заканчивающийся классом интерметаллидов, имеет непосредственные переходы с типом II, начинающимся с арсенидов с антимонидами и висмутидами, многие из которых по существу являются типичными интерметаллидами. Между минералами типов II и III, так же как типов III и IV, существуют более определенные различия, хотя известен целый ряд минералов, выступающих в качестве промежуточных, связующих звеньев между ними. Здесь можно ограничиться указанием на минералы семейства валлерита, промежуточные по своему составу и строению между сульфидами и гидроксидами, т.е. связывающими типы I и II, оксосульфиды (кермезит Sb_2S_2O), связывающие типы II и III, оксогоалогениды (заварицкит $BiOF$ и др.), связывающие типы III и IV. В то же время не следует забывать и о сульфогоалогенидах (джерфишерит $K_2(Cu, Fe, Ni)_2S_2Cl$, некоторые тиаантимониты с высоким содержанием Cl и др.), намечающих переход между типами II и IV, отражающий многомерный характер межвидовых связей, о чем уже говорилось выше.

Каждый из названных типов делится на 2 подтипа, в основу выделения которых кладутся такие признаки, как присутствие в веществе атомов разного или одного сорта — с одинаковыми или близкими CX (и Z) (в случае типа I), присутствие простых или комплексных анионов (типы II–IV). По указанным признакам тип I делится на подтипы: 1) интерстициальные соединения, 2) элементарные вещества и интерметаллиды; тип II на: 1) халькогениды, 2) халькосоли; тип III на: 1) гидроксиды и оксиды, 2) оксосоли; тип IV на: 1) галогениды, 2) галогеносоли.

При этом последовательность рассмотрения подтипов в типах II–IV отвечает переходу от более простых химических соединений к более сложным, отличающимся комплексными анионными радикалами.

Класс, квазикласс, подкласс

Каждый из выделенных подтипов делится на классы, в основу объединения минеральных видов в которые кладутся химические признаки, прежде всего особенности состава, тип химической связи.

Так, в подтипе I типа I — интерстициальных соединений выделяются 4 класса¹:

Класс 1. Нитриды

Класс 2. Фосфиды

Класс 3. Силициды

Класс 4. Карбиды

Легко видеть, что классы в этом случае выделены по "внедряющемуся" атому и их перечисление отвечает полукольцу в Периодической системе $N \rightarrow P \rightarrow Si \rightarrow C$.

В подтипе II типа I выделяются 3 класса:

Класс 1. Неметаллические элементарные вещества

Класс 2. Металлические элементарные вещества

Класс 3. Интерметаллиды

При этом в излагаемой систематике класс 4 подтипа I — карбиды — заканчивается муассанитом α -SiC, имеющим алмазоподобную структуру и известным иногда в том же, что и алмаз, парагенезисе. Класс 1 подтипа II начинается с алмаза, намечающего органическую связь между классом 4 подтипа I и классом 1 подтипа II, а заканчивается элементарным Te и минералами группы самородного As — As, Sb и Bi, часто называемыми полуметаллами, намечающими естественный переход от этого класса к классу 2 подтипа II — металлических элементарных веществ. В свою очередь от этого класса имеются естественные переходы к интерметаллидам; на естественный переход от последних соединений, завершающих подтип II, к арсенидам (антимонидам и висмутидам) и теллуридам, с которых начинается тип II, уже обращалось внимание выше.

В подтипе халькогенидов типа II — халькогенных соединений — классы, выделяемые по типу аниона, рассматриваются в последовательности перехода от веществ с металлической (ковалентно-металлической) связью к ковалентным соединениям:

Класс 1. Арсениды и аналоги (с антимонидами и висмутидами)

Класс 2. Теллуриды

Класс 3. Селениды

Класс 4. Сульфиды

При этом сульфиды и селениды близки по свойствам, поскольку S и Se являются шринк-аналогами, но существенно отличаются от теллуридов. Из-за этого сульфиды и селениды, особенно когда последних немного, часто объединяются в один класс.

В подтипе халькосолой, включающем большое число минералов [3, 8, 13], выделяются классы тио-, селено- и теллуросолой, хотя в природе встречаются в основном тиосоли и небольшое число селеносолой, рассматриваемые обычно совместно (S и Se — шринк-аналоги), тогда как теллуросоли, крайне неустойчивые и легко гидролизующиеся, среди минералов вообще не обнаружены. Деление халькосолой на классы осуществляется по полуметаллу и его валентности, на основании чего выделяются следующие классы:

Класс 1. Тиоарсенаты и тиоантимонаты

Класс 2. Тиовисмутиты

Класс 3. Тиоарсениды и тиоантимониты

При этом тиоарсенаты и тиоантимонаты — энаргит $Cu_3 [SbS_4]$, фаматинит $Cu_3 [SbS_4]$ и т.п. — по своей структуре, свойствам, условиям образования близки к отдельным представителям класса сульфидов, в частности к сфалериту ZnS .

Точно так же тиовисмутиты, объединенные в класс 2, по многим своим свойствам близки к двойным (сложным) сульфидам; многие из них легко разлагаются на смесь сульфидов. Таким образом, классы 1 и 2 халькосолой являются как бы естественной

¹ Химикам известны также гидриды и бориды, субоксиды Ti_2O_{1-x} , Zr_4O_{1-x} , V_4O_{1-x} , Mo_3O_{1-x} , W_3O_{1-x} и т. п., некоторые субсульфиды, не установленные пока в виде минералов.

связкой между минералами предыдущего подтипа, заканчивающегося классом 3 — сульфидов, и наиболее типичными по своим структурам и свойствам халькосолям класса 3 — тиоарсенитами и тиоантимонитами, рассмотрение которых, в свою очередь, начинается с минералов, наиболее близких к двойным (сложным) сульфидам, — минералов родов блеклых руд и миаргирита.

Подтип гидроксидов и оксидов делится на два класса: 1) гидроксидов, 2) оксидов. При этом класс гидроксидов предшествует классу оксидов, поскольку в этом случае не только сохраняется естественная связь перехода от гидроксидов через оксигидраты к оксидам (в минералогии это в основном переход от более низкотемпературных к более высокотемпературным минералам), но легко прослеживается и связь между оксидами и следующими за ними представителями подтипа оксосолей. С одной стороны, эта связь выражается в переходе от простых оксидов через сложные к оксосолям (ряды типа рутил → перовскит, танталониобаты типа тапиолита, водженита → род колумбита → ринурсунит, эцинит → пирохлор → фергуссонит $Y[NbO_4]$; род вольфрамита $(6) (Fe, Mn) (6) WO_4$ → группа шеелита $(8) Ca [(4) WO_4]$ (см. рис. 5 на с. 62); такие же примеры представляют многочисленные ванадаты с изменением координационного числа (КЧ) у V^{5+} от 6 через 5 к 4. С другой стороны, рассмотрение оксидов в последовательности, отвечающей изменению свойств катионов, изменению их типа (см. ниже — обособление выделения секций), приводит к тому, что в заключении класса оксидов оказываются минералы семейства кремнезема, сапфирина, тесно связанные по своему составу и структуре с алюмосиликатами. Здесь связь настолько сильна и естественна, что некоторые из авторов [19, 20] помещают семейство кремнезема не в оксиды, а в класс силикатов.

Подтип оксосолей объединяет наибольшее число минеральных видов и наиболее сложен для систематики. В зависимости от анионообразователя в нем выделяют 7 основных классов, причем класс боратов в зависимости от КЧ бора (анионообразователя) делится на 3 квазикласса: 1 — (4)-бораты, 2 — (3)-бораты, 3 — (4)–(3)-бораты [13]. В первом из квазиклассов все атомы В в соответствующих минералах имеют КЧ = 4, во втором — 3, в третьем — 4 и 3, причем в последнем квазиклассе все минералы характеризуются полимерными анионными радикалами от сравнительно простых до весьма сложных со сложным и даже каркасным строением.

Последовательность рассмотрения отдельных классов обычно отвечает переходу от солей слабых кислот к солям все более сильных кислот, что однако, часто нарушается кристаллохимическими соображениями, когда все оксосоли делятся на два ряда с тетраэдрическими (силикаты → фосфаты → сульфаты) и треугольными оксорадикалами ((3)-бораты → карбонаты → нитраты). В этом случае [13] каждый из этих рядов отвечает постепенному увеличению силы соответствующей кислоты. Однако подобный подход представляется в большой мере искусственным, и выход тут может быть найден в последовательности классов, соответствующей постепенному переходу к солям все более сильных кислот независимо от геометрических особенностей их оксорадикалов, что в целом отвечает переходу от высокотемпературных эндогенных ассоциаций к низкотемпературным минералам поверхностных ассоциаций, от минералов с высокой энергией кристаллической решетки к минералам с более низкой энергией кристаллической решетки, от труднорастворимых минералов с полимерными анионными радикалами к минералам с островными анионными радикалами. Учитывая сказанное, последовательность расположения отдельных классов принята следующей (номера без индексов отвечают основным классам, с индексами "а", "б" и др. — классам, в которых анионообразователем выступает либо тип-аналог элемента, играющего роль анионообразователя в соединениях основного класса, либо близкий по валентности и строению анионного радикала катион, относящийся к другому (обычно *d*) типу элементов; в скобках приведен кислотный показатель pK_a и формула соответствующей кислоты [31]):

1. Класс силикатов (9,7; H_4SiO_4)

2. Класс боратов

Квазикласс (4)-боратов

Квазикласс (3)-боратов (9,24; H_3BO_3)

Квазикласс (4)–(3)-боратов

3. Класс карбонатов (3,88; H_2CO_3)

4. Класс фосфатов (2, 12; H_3PO_4)

4а. Класс арсенатов (2, 22; H_3AsO_4) и антимонатов¹

4б. Класс ванадатов – рассматривается среди сложных оксидов

5. Класс сульфатов (–3; H_2SO_4)

5а. Класс селенатов (–3; H_2SeO_4)

5б. Класс теллуриатов

5в. Класс хроматов (–1; H_2CrO_4)

5г. Класс вольфраматов и молибдатов – рассматривается среди сложных оксидов

6. Класс нитратов (–1,64; HNO_3)

7. Класс солей органических кислот

По величине pK_a класс сульфатов должен был замыкать приведенный ряд их последовательности. Однако, несмотря на то что серная кислота сильнее азотной, нитраты рассматриваются в последнюю очередь среди всех солей неорганических кислот. Основная причина здесь опять-таки в стремлении к максимальной естественности систематики, максимальному соответствию ее смене типов минеральных ассоциаций по мере развития минералообразующих процессов от высоко- к низкотемпературным. Дело в том, что среди сульфатов, для которых из-за более высокой валентности $[SO_4]^{2-}$ -иона в целом характерна более высокая энергия кристаллической решетки, чем для нитратов, оказывается много труднорастворимых минералов, образующихся в гипогенных условиях. Нитраты же, обладающие значительно более низкой энергией кристаллической решетки, из-за своей очень высокой растворимости, в природе встречаются редко, в особых условиях недостатка влаги, и возникают только при поверхностных процессах минералообразования.

Отнесение минералов к определенному классу в большинстве случаев не вызывает особых трудностей. Они возникают лишь тогда, когда в состав минерала входят анионные радикалы разных кислот, например $[SiO_4]^{4-}$ и $[PO_4]^{3-}$, $[CO_3]^{2-}$ и $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$ и F^- , т.е. когда он оказывается смешанной солью. При этом к смешанным солям не относят соединения включения, имеющие структуру с крупными полостями (типа голландитовой, минералов рода канкринита–вишневиты, цеолитов), в которых оказываются анионные радикалы, а также гибридные структуры, в которых отдельные слои представляют собой нейтральные или слабозаряженные пачки, включающие в свой состав "инородный" анион (тундрит, ломоносвит и тому подобные минералы). Напротив, соединения, в которых различные анионные радикалы играют существенную структурную роль, относятся к смешанным солям. Отнесение таких солей к тому или иному классу производится по аниону наиболее сильной кислоты [13]. Однако и здесь возникают значительные трудности, если другой анион представлен галогенид-ионами (обычно F^- или Cl^-), поскольку между ними и OH^- -ионами часто устанавливается полная смешимость (род амблигонита $LiAl(OH, F)PO_4$, род апофиллита $Ca_4(OH, F)(H_2O)_8[Si_4O_{10}]_2 \cdot 2H_2O$ и многие другие). В этом случае условно принято все такие минеральные виды относить не к галогенным соединениям, а к классу по оксорадикалу. Поэтому, например, род амблигонита отнесен к фосфатам, а апофиллита – к силикатам. Если же полного изоморфизма $F^- (Cl^-) \rightleftharpoons OH^-$ в соответствующих минералах не наблюдается, то они относятся к галогенным соединениям. На этом основании топаз $Al_2[SiO_4]F_2$ отнесен к классу фторидов, зуннит $Al_{12}(OH, F)_{18}[AlO_4][Si_5O_{16}]Cl$ – хлоридов, минералы семейства бастнезита – фторидов, а рода борацита – хлоридов.

Следует отметить, что еще одним из доказательств рациональности приведенной выше последовательности классов солей оксокислот является число солей изо- и гетеро-

¹ При достаточном количестве представителей антимонаты следует выделять в самостоятельный класс.

МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ЭЛЕМЕНТОВ

Периоды	Подгруппы																		
	Ia	IIa	IIIc	IIIb	IVb	Vb	VIc	VIb	VIIb	VIIIb	Ib	IIb	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	VIIIa	
1	H	He	Низ СХ Сред. СХ Высок СХ	— катионы в ионных оксидах, оксосолях, галогенных соединениях; редко-халькогенидах — катионы в ионных оксидах, оксосолях; редко-галогенных соединениях — катионы в ионных оксидах, оксосолях, особенно сложных; d-анионообразователи — катионы в ковалентных халькогенидах, реме в оксидах, оксосолях — благородные металлы								B	C	N	O	F	Ne		
2	Li	Be		— анионы простые и комплексные; самородные неметаллы — в минералах-ионы OH^- , H^+ , H_3O^+ ; молекулы H_2O — в минералах-окклюдируемые газы — данных недостаточно								Al	Si	P	S	Cl	Ar		
3	Na	Mg										Ga	Ge	As	Se	Br	Kr		
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	
6	Cs	Ba	Ln	Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
7	Fr	Ra	Ac	Th			U	Двойные горизонтальные линии отделяют типические s-, f-, d- и p-элементы Жирная ломаная линия-граница между металлическими и неметаллическими элементарными веществами Все лантаноиды помещены условно в IIIc-подгруппу, так как в минералах они в основном трехвалентны											

МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЯ ЭЛЕМЕНТОВ:

1. Водорода - H
2. Щелочных и щелочно-земельных элементов - Li, Na, K, Rb, Cs, Fr; Mg, Ca, Sr, Ba
3. Редкоземельных и радиоактивных элементов - Sc, Y, Ln, Th, U
4. Амфотерных элементов - Be, Al, (Ga)
5. Майносимметричных d'-элементов - Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni
6. Ненайсимметричных d'-комплексобразователей - Zr, Hf, Nb, Ta
7. Молибдена и вольфрама Mo и W

8. Благородно-металлических элементов - Ru, Rh, Pd, Ag; Os, Ir, Pt, Au
9. Халькофильных элементов с низкими СХ - Cu; Zn, Cd, Hg; (Ga), In, Tl, Pb
10. Халькофильных элементов со средними СХ - Ge, Sn; As, Sb, Bi; Se, Te
11. Легких анионообразователей - B; C, Si; N, P; O, S; F, Cl
12. Тяжелых анионообразователей - Br, I
13. Благородногазовых элементов - He; Ne, Ar, Kr, Xe, Rn

поликислот и смешанных солей в отдельных классах, их состав в каждом из рассматриваемых таксонов. Так, очень большим разнообразием солей изо- и гетерополикислот характеризуются силикаты; они сравнительно обычны среди (4)-боратов, но менее известны для (3)-боратов и тем более карбонатов, фосфатов. Среди (3)-боратов относительно много смешанных солей, причем сюда относятся такие широко известные минералы, как представители рода турмалина. Меньшее число смешанных солей с радикалами кремнекислот – силикато-карбонатов – известно среди карбонатов, причем они образуются в особых условиях и редко в большом количестве; число подобных смешанных солей в остальных классах стремительно сокращается.

Говоря о естественных связях указанного рода надо отметить определенное кристаллохимическое сходство не только между силикатами и (4)-боратами, но также между (3)-боратами и карбонатами, между фосфатами и сульфатами, что более подробно рассматривалось ранее [13].

С изложенных позиций представляется рациональной и последовательность рассмотрения классов в подтипе галогенидов, который делится на два класса: фторидов; хлоридов (здесь же рассматриваются из-за малого числа представителей среди минералов бромиды и иодиды).

В подтипе галогеносолей систематика, так же как и в случае оксосолей, основывается на анионообразователе, причем отдельные классы в зависимости от принадлежности анионообразователя к *d*- или *p*-элементам объединяются еще и в надклассы [15].

Классы, особенно с большим числом представителей, целесообразно делить на подклассы. Подклассы выделяются в зависимости от *CX* и *Z*-катионов. К первым подклассам относятся минералы, содержащие только катионы с низкими *CX*, т.е. характеризующиеся высокими разностями *CX* – ΔCX катионов и анионов. К таким катионам относятся все *s*-, *f_s*-, *d_s³*- и *p_s*-катионы (см. рис. 4, поле *I* на с. 60; см. рисунок, поля 2–4, частично 6). Для этих катионов типичны *KЧ* > 6; среди них лишь Li^+ имеет, как правило, *KЧ* < 6, а *KЧ* у Be^{2+} ≤ 4. Ко вторым подклассам относятся минералы, содержащие в качестве видообразующих катионы со средними *CX*. Сюда относятся V^{4+} , Mn^{4+} и полновалентные катионы Ti, Zr, Nb, Ta, V, Mo, W (см. рис. 4, поле *II* на с. 60; см. рисунок, поля 6, 7, частично 5). В минералах для этих катионов типична амфотерность и образование в случае присутствия в минерале катионов с низкими *CX* соединений со смешанными анионными мотивами типа цирконосиликатных, титаносиликатных и т.п. [7, 9, 26, 27, 39], часто аналогичных силикосиликатным и германогерманатным [28, 29].

Наконец, к третьим подклассам относятся минералы, в которых видообразующими являются халькофильные элементы (см. рисунок, поля 9 и 10), для которых типична ковалентная связь не только с S^{2-} , но и O^{2-} .

Таким образом, классы в большинстве случаев делятся на 3 подкласса: 1 – с катионами, имеющими низкие *CX* (с высокими ΔCX); 2 – с катионами, имеющими средние *CX* (со средними ΔCX) и 3 – с катионами халькофильных элементов. В классе оксидов, кроме того, выделяется еще один – 4-й подкласс оксидов легких *p*-анионообразователей (см. рисунок, поле 11), куда из оксидов попадают V_2O_3 , минералы семейства кремнезема и неизвестный в виде минерала из-за высокой химической активности P_2O_5 ; остальные оксиды легких *p*-элементов являются при нормальных условиях газами (CO_2 , NO, NO_2 , N_2O_3 , SO_2 , SO_3), исключаемыми из минералогии.

Такое выделение подклассов в отдельных классах позволяет объединять минералы, близкие не только по своему химизму, но также по свойствам, геохимическим особенностям, условиям образования. Для подтверждения сказанного можно отметить, что представители первого из подклассов – минералы с высокими ΔCX – связаны с обычным магматизмом от ультраосновного до кислого, характеризуя как магматические, так и постмагматические ассоциации, соответствующие вторичные образования. Силикаты второго подкласса – со средними ΔCX – типичны для ассоциаций, связанных с агпятowymi магмами. Наконец, минералы третьего подкласса – силикаты халькофильных элементов – возникают либо в зоне окисления рудных месторождений (по-

Т а б л и ц а 1

Катионные полиэдры халькофильных элементов в сульфатах [13]

КЧ	Катионное окружение	М	Примеры	
<i>Катионы M²⁺</i>				
3	M(OH)O ₂ - MX ₃ E	Pb	Линарит	PbCu(OH) ₂ [SO ₄]
5 = 3 + 2	MO ₅	Cu	Долерофанит	CuCuO[SO ₄]
6	MO ₆	Pb	Пальмерит	K ₂ Pb[SO ₄] ₂
6 = 4 + 2	MO ₄ O ₂	Cu	Халькоцианит	Cu[SO ₄]
		Zn	Цинкосит	Zn[SO ₄]
	M(OH) ₃ O ₃	Cu	Антлерит	Cu ₃ (OH) ₄ [SO ₄]
	M(OH) ₄ O ₂	Cu	Линарит	PbCu(OH) ₂ [SO ₄]
	M(OH) ₅ O	Cu	Антлерит	Cu ₃ (OH) ₄ [SO ₄]
	M(H ₂ O)(OH)O ₄	Cu	Натрохальцит	Na {Cu ₂ (H ₂ O)(OH)[SO ₄] ₂ }
	M(H ₂ O) ₂ O ₄	Cu	Крэнкит	Na ₂ {Cu(H ₂ O) ₂ [SO ₄] ₂ } [?]
	M(H ₂ O) ₄ O ₂	Cu	Халькантиг	Cu(H ₂ O) ₄ (H ₂ O)[SO ₄]
12	MO ₁₂	Pb	Англезит	Pb[SO ₄]
	M(OH) ₆ O ₆	Pb	Плюмбоярозит	Pb{Fe ₆ (OH) ₁₂ [SO ₄] ₄ } ^{∞2}
<i>Катионы M⁺</i>				
12	M(OH) ₆ O ₆	Ag	Аргентоярозит	Ag{Fe ₃ (OH) ₆ [SO ₄]} ^{∞2}

давливающая масса), либо в специфических условиях преобразования первичных ассоциаций, обогащенных халькофильными элементами (типа скарнов Нью-Джерси, США, и Лонгбан, Швеция). Не менее разительны различия и в свойствах минералов каждого из подклассов, в том числе цвете, плотности и т. д.

Касаясь критериев, по которым выделяются подклассы, следует отметить, что они хорошо "работают" в классах гидроксидов, оксидов, силикатов. Переход же от силикатов к солям все более сильных оксокислот приводит к изменению катионной роли халькофильных элементов, которые постепенно утрачивают специфическую способность к ковалентной связи, — подчинение числа лигандов и формы катионного полиэдра правилам гибридизации орбиталей [11], и начинают все в большей мере выступать в качестве типичных катионов — партнеров по ионной связи. В особой мере это сказывается на Pb²⁺ — катионе со слабо выраженной стереохимической активностью несвязывающей Е-пары [2], который в оксидах и силикатах часто выступает как типичный халькофильный катион с КЧ = 3, тогда как в карбонатах типа церусита его КЧ уже 9. Это также проявляется и у Zn, например в смитсоните Zn выступает как типичный катион с КЧ = 6 наравне с Mg, Fe, Mn, Ca в карбонатах со структурой кальцита. Сказанное подтверждается и величинами КЧ халькофильных элементов, установленными для сульфатов (табл. 1). Из приведенных данных видно, что часть халькофильных элементов (Cu, редко Zn, Pb) иногда еще проявляет в сульфатах характерный для ковалентной связи тип гибридизации и типичную для этих случаев координацию, тогда как другие (обычно Pb, Ag) ведут себя практически как крупные катионы с низкими СХ. Первой из причин объясняется КЧ = 3 у Pb в линарите (p³-гибридизация с образованием пирамидальной группы Pb(OH)O₂ или с учетом Е-пары — тетраэдрической группы Pb(OH)O₂E) и КЧ во всех минералах у Cu²⁺ (sp²-гибридизация в долерофаните, объясняющая треугольную координацию Cu по ближайшим лигандам с суммарным КЧ = 3 + 2 = 5 и dsp²-гибридизация в остальных случаях, объясняющая квадратное ближайшее окружение Cu²⁺, хотя суммарное КЧ = 4 + 2 = 6). Но даже и в координационном окружении Cu²⁺ всегда оказываются на достаточно близком расстоянии дополнительные лиганды, увеличивающие КЧ до 5 (3 + 2), а чаще 6 (4 + 2), что позволяет при анализе

структур Си-полиэдр рассматривать в качестве искаженного (обычно сильно) октаэдра.

В еще большей мере сказанное относится к Pb в сульфатах. Его КЧ лишь в одном приведенном выше случае четко определяется p^3 -гибридизацией, а в остальных оно оказывается равным 6 и даже (чаще) 12 с близкими величинами расстояний Pb–лиганд, что свидетельствует об утрате E-парой стереохимической активности. В сульфатах Pb^{2+} выступает даже чаще аналогом K^+ (плюмбоярозит и тому подобные минералы), Ca^{2+} , Si^{2+} , и Ba^{2+} (минералы типа вудхаузита–вейлерита, изоструктурные алуниту). То же относится и к Ag, установленному в аргентоярозите. Таким образом, халькофильность у Pb и Ag в сульфатах утрачивается в еще большей мере, чем у Cu^{2+} .

Таким образом, типично ковалентная связь, характерная для халькофильных элементов в оксидах и оксоосолях слабых кислот, постепенно по мере увеличения силы соответствующих кислот теряет свою основную черту – направленность и формально роль таких катионов все в большей степени приближается к роли z-катионов с низкими СХ, обладающих ионной связью с лигандами.

Сектор

Сектор в качестве самостоятельного таксона выделяется лишь в классах оксооселей, содержащих полимерные изо- и гетерооксорадикалы, или смешанные соли. В первом случае сектор выделяется по смешанному анионному мотиву, причем катионы, включаемые в него, могут иметь не только одинаковые, но и разные КЧ, во втором – в основу выделения сектора кладется присутствие или отсутствие определенных оксорадикалов. Так, в первом подклассе силикатов с высокими ΔСХ все минералы относятся к одному сектору – алюмосиликатов и собственно силикатов. При этом деление их на алюмосиликаты, с одной стороны, и собственно силикаты – с другой, как это часто делается [13, 26, 27, 39], не имеет смысла. Последнее связано с тем, что $(4)Al^{3+}$ и $(4)Si^{4+}$ играют настолько близкую кристаллохимическую роль в силикатах, что во многих из них проявляется широкий изоморфизм между ними. Более того, в принятой систематике алюмосиликаты, к которым принадлежат все нульалюмосиликаты, постепенно уступают место собственно силикатам, и они полностью отсутствуют среди заключающих этот класс тетрасиликатов (ортосиликатов), тогда как в таксонах с промежуточным положением в систематике роль алюмосиликатов постепенно уменьшается при переходе от первых к последним.

Второй подкласс силикатов делится пока на 2 сектора: 1) цирконосиликаты; 2) титаносиликаты¹ (сюда же относятся титано-ниобо(тантало)- и цирконо-титаносиликаты). Другими секторами тут могли бы стать ниобо(титано)силикаты и вольфрамо(молибдо)силикаты, а также, в случае обнаружения их в качестве минералов, германо-германаты [28, 29] и силикосиликаты (типа $K_2|Si[Si_2O_9]|^{\infty 3}$ с вадеитоподобной структурой и др.).

По тому же принципу выделяются сектора в отдельных подклассах (4)-боратов, где имеются: 1) сектор силико- и алюмосилико-(4)-боратов (ранее их называли боросиликатами) и 2) сектор собственно (4)-боратов.

В остальных оксоосолях сектора выделяются по анионам смешанных и несмешанных солей. Так, среди (3)-боратов имеются сектора: 1) силикато-(3)-боратов (турмалин и т.п.) и 2) собственно (3)-боратов; среди карбонатов: 1) сектор силикато-карбонатов (скаутит, тиллеит и др.), 2) сектор силикато-боратов и борато-карбонатов (боркарит, харкерит и др.), 3) сектор собственно карбонатов. Тот же принцип выдерживается и в других подклассах оксооселей, если они включают смешанные оксоосели.

¹ Надо отметить, что в титаносиликаты попадают только минералы, содержащие Ti^{4+} . Минералы же, содержащие Ti^{3+} с гораздо меньшей СХ, часто изоморфный с $(6)Al^{3+}$, рассматриваются в секции А предыдущего подкласса. Их примерами являются Ti-гранат (шерломит), Ti-везувиан, Ti-авгит, Ti-амфибол (керсутит).

Секция, подсекция

Секция выделяется по типу элементов, выступающих в качестве катионов, причем порядок смены одних секций другими в целом отвечает повышению СХ ведущего (ведущих) катиона, переходу от элементов, играющих типично катионную роль (*s*-элементы; см. рисунок, поле 2), в конечном счете к халькофильным элементам и *p*-анионообразователям (близко к последовательности смены полей на рис.). В то же время в разных классах минералов выделяются разные секции в соответствии с ролью в составе минералов отдельных элементов. Так, например, для кислородных соединений в качестве основных в подклассах оксосолей с высокими и средними ΔCX выделяются три секции: А — минералы, содержащие *s*-, f_s -, d_s - и p_s -катионы (без Li^+ и Be^{2+}); Б — минералы Li^+ ; В — минералы Be^{2+} , тогда как в подклассах оксидов и оксосолей халькофильных элементов — две секции: А — минералы халькофильных элементов с низкими СХ (см. рисунок, поле 9); Б — минералы халькофильных элементов со средними СХ (поле 10). Иные секции выделяются в оксидах со средними ΔCX , а именно: а — оксиды Ce^{4+} , U^{4+} и Th^{4+} ; Б — оксиды d' -комплексобразователей — $Zr(Hf)$, Ti , Nb , Ta , Mo , W , V (поля 5 — первая его часть, а именно Ti и V , $\rightarrow 7$, кроме Cr); В — оксиды Mn^{4+} ; в классе сульфидов: А — сульфиды *s*- и d_s -катионов; Б — сульфиды Mo и W (поле 7); В — сульфиды элементов семейства Fe (при $KЧ > 6$); Г — сульфиды платиноидов (основная часть поля 8); в подклассе сульфидов халькофильных элементов: А — сульфиды халькофильных элементов с низкими СХ (поле 9), включая сульфиды Fe^{2+} при $KЧ = 4$; Б — сульфиды халькофильных элементов со средними СХ (поле 10); в типе интерметаллидов и классе самородных металлов выделяются по три секции минералов: А — семейства Fe (Fe , Co , Ni); Б — платиноидов; В — халькофильных элементов.

Целесообразность введения подобных секций можно пояснить на примере силикатов и алюмосиликатов первого подкласса — с высокими ΔCX . В этом случае секция А объединяет наиболее распространенные минералы, поскольку в их состав, кроме столь распространенных в земной коре элементов, как O и Si , входит и большинство других самых распространенных элементов, а именно (в скобках — величина кларка по А.П. Виноградову): Na (2,50), Mg (1,87), Al (8,05), K (2,50), Ca (2,96), Fe (4,65), а также Rb ($1,50 \cdot 10^{-2}$), Sr ($3,4 \cdot 10^{-2}$), Cs ($3,7 \cdot 10^{-4}$), Ba ($6,5 \cdot 10^{-2}$), TR ($1,9 \cdot 10^{-2}$), $Th+U$ ($1,6 \cdot 10^{-3}$). Здесь оказываются такие важнейшие семейства минералов, как полевые шпаты, фельдшпаты, цеолиты, слюды, смектиты, каолиниты, амфиболы, пироксены, оливины, гранаты и т.д. Для всех них типичны катионы с $KЧ > 6$, причем их $KЧ$ уменьшается примерно в приведенной последовательности перечисления важнейших семейств и родов минералов.

Совершенно иные кристаллохимические особенности характеризуют Li^+ , для которого типично $KЧ \leq 6$, хотя из-за низкой СХ он во всех случаях сохраняет выраженные катионные функции. Так, для Li^+ известны алюмосиликаты с каркасной структурой, в которых $KЧ$ у Li равно 4. Их примерами служат эвкрипит $Li[AlSiO_4]^{\infty 3}$ и петалит $Li[AlSi_4O_{10}]^{\infty 3}$. Если не выделять здесь Li^+ как элемент, отличающийся от перечисленных выше особыми свойствами¹, оба названных минерала должны были бы разбить такую естественную последовательность алюмосиликатов, как полевые шпаты \rightarrow фельдшпаты \rightarrow цеолиты, что представляется недопустимым. Напротив, вычленение Li -минералов в отдельную секцию позволяет не только очистить секцию А от инородных соединений, но и подчеркнуть их кристаллохимические и генетические особенности. Они выражаются не в низком $KЧ$ Li^+ , но и в изоморфном замещении части Al на Li , наблюдающемся в некоторых слюдах (циннвальдит, лепидолит, тайниолит, полилитониит), хлоритах (кукеит), замещении литием магния (гекторит). Особые

¹ А. И. Перельман [25] отмечает, что особые свойства Li и Be выражаются в их "сгорании" в звездных ядерных реакторах, чем и объясняются их значительно более низкие кларки, чем у следующих за ними тип-аналогов — Na и Mg , K и Ca .

свойства Li проявляются и в специфических условиях генезиса холмквистита (Li-амфибола) и сподумена (Li-пироксена), причем оба они практически не связаны взаимными переходами состава с остальными амфиболами и пироксенами, будучи в этих семействах "белыми воронами". Фактически такое же положение занимает гекторит среди смектитов, кукеит среди хлоритов, тайниолит и полилитнионит среди слюд и лишь циннвальдит и лепидолит имеют значительно более близкие связи в своем составе и генезисе с остальными К-слюдами.

В еще большей степени проявляется кристаллохимическая специфика Be^{2+} , имеющего во всех минералах КЧ = 4. В этом случае в минералах, в которых отсутствуют катионы с низкими СХ, Be^{2+} играет типично катионную роль. Их примерами, как уже отмечалось, являются фенакит $Be_2 [SiO_4]$, берилл $Al_2 Be_3 [Si_6 O_{18}]$ и некоторые другие. В минералах же, содержащих катионы с низкими СХ — Na и т.п., как правило, выделяются смешанные анионные мотивы, включающие Be-тетраэдры, выполняющие слабокислотную функцию¹. Таким образом, выделение секции В — минералов Be^{2+} — намечает переход к секции бериллосиликатов, бериллоалюмосиликатов и тому подобных минералов, подчеркивая постепенность перехода между секциями (подсекциями). Эти минералы также оказываются чуждыми в рассмотренной выше последовательности алюмосиликатов и силикатов в секции А, тогда как будучи собранными в самостоятельную секцию, они представляют значительно более однородную выборку с постепенным переходом, например, от силикатов Be к алюмоберилло- и бериллосиликатам, от минералов гипогенных к минералам поверхностных процессов. Все сказанное в равной мере относится к титаносиликатам, фосфатам и практически к любым другим оксолям.

Наиболее многочисленные по числу представителей секции во многих случаях целесообразно делить на **подсекции**, объединяя в них минералы по признаку видообразующего катиона, определяющего в первую очередь особенности структуры минералов и их генезиса. Так, в подклассе оксидов со средними ΔCX секцию Б целесообразнее разделить на 5 подсекций, располагая их в целом по мере увеличения СХ элемента (с учетом его Z): 1 — оксиды Zr^{4+} ; 2 — оксиды Ti^{4+} ; 3 — оксиды Nb^{5+} и Ta^{5+} ; 4 — оксиды Mo^{6+} и W^{6+} ; 5 — оксиды V^{4+} и V^{5+} . Эти подсекции отвечают переходу к сложным оксидам со все более ярко выраженной анионообразовательной функцией элемента, по которому выделяются подсекции, от структур типичных сложных оксидов к структурам типичных оксолей ((4)-вольфраматы и молибдаты; (5)- и (4)-ванадаты).

Точно так же секцию А подкласса силикатов с высокими ΔCX целесообразно делить на 5 подсекций: 1 — минералы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Sr^{2+} , Ni^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Na^+ , K^+ , Ca^+ ; 2 — минералы TR^{3+} ; 3 — минералы Rb^+ , Cs^+ ; 4 — минералы Ba^{2+} (иногда и Sr^+); 5 — минералы уранила UO_2^{2+} . Каждая из этих подсекций объединяет минералы, отличающиеся своей структурой и генезисом. Особенно выпукло это видно на примере минералов последней подсекции, содержащих катион уранила UO_2^{2+} . Для него свойственно образование многовершинных полиэдров с отчетливо анионной функцией, проявляющейся в присутствии катионов с низкими СХ. П.А. Сандомирский и Н.В. Белов [30] пишут, что это — семивершинная пентагональная бипирамида $(UO_2)O_5$ и восьмивершинная гексагональная бипирамида $(UO_2)O_6$, входящие в виде равноправных наряду с оксордикалами в слоистые смешанные оксорадикалы, столь характерные для разнообразных урановых слюдок.

Такое деление имеет особенно большое значение для силикатов, тогда как при переходе к оксолям более сильных кислот постепенно происходит некоторое сглаживание в свойствах катионов, по присутствию которых выделены перечисленные подсекции. В качестве примеров к сказанному можно привести близость свойств, структуры и генезиса таких карбонатов, как арагонит, стронцианит, витерит и алстонит, объединяемых в одну группу, определенную близость в свойствах, а часто и в гипогенных условиях образования ангидрита и барита среди сульфатов.

¹ Известны синтетические соединения, в которых амфотерность Be^{2+} проявляется в изменении его КЧ до 3.

Надотдел

Надотделы в предлагаемой систематике вводятся в трех случаях: 1) для солей с полимерными оксорадикалами; 2) для оксосолей, у которых существенным признаком является соотношение основание: ангидрид; 3) для минералов, содержащих моно- и полианионные радикалы. В соответствии с этим признаки, положенные в основу выделения надотдела, в каждом случае оказываются своими¹.

Надотдел в оксосолях с полимерными анионными радикалами выделяется по числу концевых (немостиковых) атомов $O-K$, приходящихся на один анионообразователь [13], отражающему степень поликонденсации (полимерности) аниона². Лучше всего сказанное можно пояснить на примере алюмосиликатов и силикатов, отличающихся наибольшим разнообразием своих полимерных (изо- и гетерополи-) оксорадикалов.

Число концевых (немостиковых) атомов $O-K$, приходящихся в данном случае на один тетраэдрический анионообразователь T , определяется по формуле: $K = (2 \times O - 4T)/T$, где O — общее число атомов O в радикале. По величине K выделяются следующие надотделы³.

1. Нульалюмосиликаты ($K = 0$). Полная поликонденсация $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -тетраэдров приводит к нейтральному каркасу $[\text{SiO}_2]^\infty$, характерному для различных представителей семейства кремнезема, являющихся по принятой номенклатуре нульсиликатами ($K = 0$), что намечает естественную связь нульалюмосиликатов с этим семейством, относящимся к оксидам и заключающим их. Замена же части Si на Al в этом случае приводит к появлению нульалюмосиликатов со смешанными тетраэдрическими радикалами типа $[\text{Al}_x\text{Si}_{1-x}\text{O}_2]^{x-}$, характерными, например, для полевых шпатов, фельдшпатидов, цеолитов, среди которых известны минералы со структурой типа фаршированной структуры отдельных представителей семейства кремнезема⁴.

2. Нуль-моносилкаты ($0 < K < 1$), например силикаты с радикалом $[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}]^{12-}$ (макдональдит $\text{BaCa}_4[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}\text{H}_2] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, родезит $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Ca}_4[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$).

3. Моносилкаты ($K = 1$) — силикаты с радикалом типа $[\text{Si}_2\text{O}_5]_n^{2n-}$ (серпентины, семейство каолинита и др.), называвшиеся иногда дисиликатами.

4. Моно-дисилкаты ($1 < K < 2$), например силикаты с радикалами $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ ($K = 1,5$), объединяемые семейством амфиболов.

5. Дисилкаты ($K = 2$) — силикаты с радикалами типа $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$, ранее называвшиеся метасиликатами (семейства пироксенов, пироксеноидов, силикаты с кольцевыми радикалами $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ и др.).

6. Ди-трисилкаты ($2 < K < 3$), например силикаты с радикалами типа $[\text{Si}_3\text{O}_{10}]^{8-}$ (розенханит $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{H}_2]$).

¹ Сведение всех этих признаков в один таксон — надотдел — безусловно является искусственным приемом, который используется для сокращения общего числа таксонов. То же можно сказать и об обособываемом ниже таксоне — отделе.

² В химической номенклатуре для выражения степени поликонденсации подобных радикалов имеется крайне ограниченный и часто неоднозначный набор терминов, использующих приставки типа орто, мета, пара, пиро, диорто. Так, среди силикатов различают ортосиликаты — радикал $[\text{SiO}_4]^{4-}$; диортосиликаты — радикал $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$; метасиликаты — радикал $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$ и дисиликаты — радикал $[\text{Si}_2\text{O}_5]_n^{2n-}$. В то же время для солей с радикалами $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ и многих других общепринятой эквивалентной терминологии просто не существует.

³ Близкая к константе K величина $R = 100(O-2T)/T$ использована для теоретического анализа вязкости силикатных стекол в зависимости от их состава [35]. Для этих же целей используется коэффициент K , причем его член $(2 \times O - 4T)$ обозначается как NBO , т.е. число немостиковых атомов кислорода (nonbridged oxygen) [38]. Все это говорит о большом значении указанного коэффициента K для понимания химизма силикатов, его объективной значимости.

⁴ В качестве примеров силикатов, имеющих производную — фаршированную — структуру отдельных представителей семейства кремнезема, можно привести высокотемпературный эвкритит $(^4)\text{Li}[\text{AlSiO}_4]^\infty$ — фаршированная структура β -кварца; калисилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]^\infty$ и нефелин $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4^\infty$ — фаршированная структура β -тридимита; карнегит $H\text{-Na}[\text{AlSiO}_4]^\infty$ и чкаловит $\text{Na}_2[\text{BeSi}_2\text{O}_6]^\infty$ — фаршированная структура β -кристаллита; $H\text{-Li}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]^\infty$ — фаршированная структура китита и β -кварца.

7. Трисиликаты ($K = 3$) – силикаты с радикалами $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, ранее называвшиеся диортосиликатами (тортвейтит и др.).

8. Три-тетрасиликаты ($3 < K < 4$) – пока такие соединения среди минералов не обнаружены.

9. Тетрасиликаты ($K = 4$) – силикаты только с $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -радикалами, ранее называвшиеся ортосиликатами (род оливина, род граната и др.).

Ряд увеличения степени поликонденсации анионных кремнекислородных радикалов $[\text{SiO}_4]^{4-} \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-} \rightarrow [\text{SiO}_3]_n^{2n-} \rightarrow [\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{2-} \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ (например, переход от собственно силикатов к алюмосиликатам $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-} \rightarrow [\text{Al}_x\text{Si}_{1-x}\text{O}_2]^{x-}$) отвечает увеличению силы соответствующей изо- или гетерополикислоты. На этом основании и благодаря "очевидности" усложнения строения радикала именно такая последовательность и принималась часто при описании класса силикатов [1, 3, 9, 13, 19, 20, 26, 27, 37, 39, 43]. В этом случае, однако, нарушается требование рациональности, выражающееся в максимальной взаимосвязи соседних таксонов, поскольку нульалюмосиликаты близки, с одной стороны, к алюминатам типа сапфирина, с другой – к минералам семейства кремнезема с каркасной структурой. Формально структуры многих нульалюмосиликатов часто и рассматриваются как каркасные структуры той или иной модификации SiO_2 , в которой замена части Si^{4+} на Al^{3+} приводит к появлению отрицательного заряда каркаса, а в качестве его компенсатора – низковалентных (с низкими СХ) катионов, располагающихся в пустотах каркаса (примеры таких фаршированных структур приведены в сноске на с. 92).

Таким образом, с учетом требования рациональности систематики нульалюмосиликаты следует рассматривать сразу же после оксидов, заканчивающихся семейством кремнезема и сложными оксидами типа сапфирина [17–20, 37]. В этом случае приходится инвертировать и всю остальную последовательность расположения отдельных надотделов, двигаясь, как это сделано выше, в сторону таксонов со всей более низкой степенью поликонденсации AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров, причем минералы с одиночными SiO_4 -тетраэдрами – тетрасиликаты – замыкают класс силикатов, а не начинают его, как это многими сейчас принято.

Приведенная последовательность в перечне отдельных надотделов класса силикатов отвечает и еще одной важной особенности – уменьшению роли в них алюмосиликатов. Так, если все минералы первого из таксонов – алюмосиликаты, то все минералы последнего таксона – только собственно силикаты. Алюмосиликатов много еще среди нуль-моно- и моносиликатов, хотя среди последних существенна роль уже и собственно силикатов. В моно-ди- и дисиликатах алюмосиликаты играют резко подчиненную роль и $(^4)\text{Al}$ выступает в основном в роли изоморфной примеси, частично замещающей $(^4)\text{Si}$ в некоторых силикатах (например, в амфиболах и пироксенах).

Говоря об отнесении конкретных силикатов к тому или иному отделу, необходимо обратить внимание на то, что среди них имеются своеобразные смешанные соли, в которых содержится несколько (чаще два) самостоятельных алюмокремниевых оксорадикалов. Одним из простейших примеров является эпидот $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{O}(\text{OH})$ $[\text{SiO}_4]$ $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, в состав которого входят как одиночные $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдры, так и сдвоенные тетраэдры, образующие диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Для таких солей имеются две возможности отнесения к определенному надотделу на основании: 1) определения среднего K ; 2) по величине K одного из оксорадикалов, т.е. подход к этим солям, как к смешанным. Очевидно, первый подход мало перспективен, поскольку величина K в этом случае не имеет какого-либо физического смысла. Напротив, второй подход заставляет относить их к определенному надотделу по оксорадикалу, отвечающему более высокой степени поликонденсации $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -тетраэдров и, как следствие, более сильной (обычно гипотетической) кремнекислоте.

Поэтому силикаты типа эпидота относятся к трисиликатам. Они помещаются в конце надотдела трисиликатов и предшествуют, таким образом, тетрасиликатам. Здесь же оказываются везувиан $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_8\text{Al}_4\text{FeO}_2(\text{OH}, \text{F})_8[\text{SiO}_4]_{10}[\text{Si}_2\text{O}_7]$, дел-

лаит $\text{Ca}_6(\text{OH})_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$, пумпеллиит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})(\text{OH})_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$, макфалит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{OH})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$ и тому подобные минералы.

По указанной причине минералы с радикалами $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{T}_3\text{O}_{10}]$ ($K = 2,16$) относятся к ди-трисиликатам, например кольхоанит $\text{Ca}_6[\text{SiO}_4][\text{Si}_3\text{O}_{10}]$, минералы с радикалами $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{TO}_3]_n$ — к дисиликатам, например джосмитит $(\text{Pb}, \text{Ca}, \text{Ba})\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{OH})_4[\text{Si}(\text{O}, \text{OH})_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_6]^\infty$. По этому признаку честерит $(\text{Mg}, \text{Fe})_{17}(\text{OH})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2^\infty[\text{Si}_6\text{O}_{16}]^\infty$ оказывается в надотделе моно-дисиликатов ($y[\text{Si}_6\text{O}_{16}]^\infty$ $K = 1, (3)$), мизерит $\text{KCa}_5(\text{OH})\text{F}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{Si}_6\text{O}_{15}]^\infty$, окенит $\{(\text{Ca}_4(\text{H}_2\text{O})_3[\text{Si}_6\text{O}_{16}]^\infty[\text{Si}_6\text{O}_{15}]^\infty)\} \cdot \text{Ca}_2(\text{H}_2\text{O})_4$ — среди моносиликатов; гиrolит $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^\infty[\text{Al}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{38}]^\infty$ попадает в надотдел нуль-моноалюмосиликатов (K у $[\text{Al}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{38}]^\infty$ равно 0,75).

Надотделы по количественному соотношению основных оксидов и ангидридов выделяются лишь в квазиклассе (4) — (3)-боратов, что позволяет объединить их в более тесные в генетическом отношении группы.

Надотделы в гидроксидах, оксидах и халькогенных соединениях, среди которых имеются вещества с простыми анионами (типа O^{2-} , S^{2-} , As^{3-} и т.п.) и полианионными радикалами (типа $[\text{OH}\text{O}]^{3-}$, $[\text{S}_2]^{2-}$, $[\text{AsS}]^{3-}$, $[\text{As}_4]^{3-}$ и т.п.), выделяются по признаку содержания анионов одного из указанных типов. Таким образом, выделяются два надотдела: 1 — моно- и 2 — полианионных минералов.

Отдел, подотдел

Выделение отделов, так же как и надотделов, производится для минералов различных классов по-разному. Так, в классах, содержащих минералы не только с **мономерными радикалами**, отделы выделяются по признаку строения такого радикала. На этом основании, например, силикаты объединяются в отделы: 1) каркасных, 2) сеточных, 3) ленточных, 4) цепочечных, 5) кольцевых силикатов и 6) силикатов с мономерными оксорадикалами. Перечисленная последовательность отделов отвечает уменьшению степени поликонденсации $[\text{TO}_4]$ -тетраэдров в оксорадикалах, постепенному переходу от каркасных минералов, которые все являются алюмосиликатами, в конечном счете к тетрасиликатам — собственно силикатам с мономерными $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -тетраэдрами в качестве оксорадикалов.

Сказанное выражается, в частности, в том, что собственно силикаты оказываются уже среди сеточных (слоистых) минералов. При этом отдел сеточных алюмосиликатов и собственно силикатов начинается с минералов со сложными сетками (трехэтажными в прените) или сетками, состоящими из колец разной звенности, чем они приближаются к каркасным алюмосиликатам предыдущего отдела, для которых характерны именно подобные кольца. Таким образом, сеточные (слоистые) алюмосиликаты и собственно силикаты начинаются с пренита. Далее идут манганпиросмалит, окенит и апофиллит с сетками, содержащими 12, 8, 6, 5 и 4-звенные кольца. Близость этих минералов в систематике друг к другу и к минералам семейства цеолитов обращает на себя особое внимание, поскольку перечисленные минералы близки и генетически, т.е. встречаются в одних и тех же парагенезисах.

Далее идут минералы с одноэтажными алюмокремниевыми шестичленными сетками, сначала те, в которых эти сетки попарно соединены брусито- или гиббитоподобными слоями в трехслойные пачки, обозначаемые 2:1, типичные для пиррофиллита, талька, хлоритов, слюд, гидрослюд, смектитов, причем часть минеральных видов среди хлоритов и смектитов является не моноалюмосиликатами, а моносиликатами, что еще раз подчеркивает противоестественность строгого противопоставления алюмосиликатов и собственно силикатов. Далее идут собственно силикаты, для структур которых характерны те же шестичленные одноэтажные сетки, которые входят в состав двухслойных пачек 1:1. Следует отметить, что у некоторых представителей семейства серпентинов кремнекислородные одноэтажные сетки по существу переходят в двухэтажные, когда

нения фергуссонита из числа остальных танталониобатов, рода вольфрамита как сложных оксидов из остальных вольфрамов и молибдатов типа шеелита. По этому вопросу естественно могут существовать разные точки зрения, но мне представляется, что указанные оксосоли правильнее рассматривать в заключении отдельных сложных оксидов, подчеркивая тем самым диалектическую связь оксидов с оксосолями, постепенность перехода от одних к другим. Это тем более естественно, что все подобные анионообразователи амфотерные и проявляют в указанных случаях свою кислотную природу.

Целесообразность размещения вольфрамов, молибдатов и ванадатов в заключении сложных оксидов подкрепляется еще и тем, что их ангидриды в свободном состоянии являются твердыми соединениями с КЧ катиона, равным 6. Эти соединения можно рассматривать как в высокой степени поликонденсированные ангидриды со слабо-кислыми, часто и амфотерными свойствами. Именно это приводит к возникновению на их основе не только изо-, но и гетерополимерных анионных комплексов, хорошо известных химикам, в том числе и с КЧ = 6, установленных например, в ряде природных (6)-ванадатов.

Следует отметить, и еще один важный в генетическом плане момент, проявляющийся в предлагаемой систематике оксидов со средними ΔCX . Переход в ней от минералов с более низкими CX к минералам с возрастающей CX видообразующего катиона ($Ti^{4+} \rightarrow (Nb, Ta)^{5+} \rightarrow (Mo, W)^{6+} \rightarrow V^{5+} \rightarrow Mn^{4+}$) отражает повышение окислительного потенциала, необходимого для образования полновалентного катиона и, как следствие, переход от гипогенных ассоциаций к гипергенным.

Ряд

Ряд — таксон, выделяемый по признаку степени замещения протонов кислоты катионами и OH^- -ионов основания кислотным остатком, а также присутствия в соли кристаллогидратной "воды". По указанным признакам выделяются 4 ряда: 1 — средние соли, отвечающие полному замещению ионов H^+ или OH^- , отсутствующих в их составе; 2) — основные соли, отвечающие неполному замещению OH^- -ионов, сохраняющихся в их составе; 3 — кислые соли, образующиеся при неполном замещении протонов, сохраняющихся в их составе; 4 — кристаллогидраты — соли, содержащие кристаллогидратные молекулы H_2O . В качестве примеров средних солей можно привести форстерит $Mg_2 [SiO_4]$, галит $NaCl$, кальцит $Ca [CO_3]$. Среди основных солей можно назвать каолинит $Al_2 (OH)_4 [Si_2O_5]^{\infty 2}$, амфиболы, слюды, алунит $K \{ Al_3 (OH)_6 [SO_4]_2 \}^{\infty 2}$. К основным солям относятся и соли, содержащие вместо OH^- анионы O^{2-} (их образование связано с реакцией типа $2OH^- \rightarrow H_2O + O^{2-}$, проходящей при повышенной температуре). Основные соли этого типа — кианит $Al_2O [SiO_4]$, титанит $Ca [TiO [SiO_4]]^{\infty 2}$, нарсарсуцит $Na_4 [Ti_2O_2 [Si_8O_{20}]]^{\infty 3}$. В некоторых основных солях одновременно содержатся OH^- и O^{2-} -ионы (цоизит $Ca_2Al_3O(OH) [SiO_4] [Si_2O_7]$), в том числе находящиеся иногда в изоморфных взаимоотношениях (керсуит $NaCa_2Mg_4Ti(O,OH)_2[AlSi_3O_{11}]^{\infty}$). При этом основные соли, типа перечисленных выше, надо отличать от соединений включения, в которых дополнительные ионы OH^- , O^{2-} наряду с прочими не конституционные, а находятся в крупных полостях матрицы, где могут легко замещаться на другие ионы и откуда могут сравнительно легко удаляться без разрушения структуры. Примерами таких минералов могут быть соединения включения рода канкринита $[AlSiO_4]_6^{\infty 3} \cdot Na_6Ca_2(OH)_2[CO_3]$ — вишневита $[AlSiO_4]_6^{\infty 3} \cdot (Na, Ca)_8(OH)_2[SO_4]$, и их не следует относить к основным солям. Из кислых солей можно назвать пектолит $NaCa_2 [Si_3O_9H]$, эвдиалит $\{ Na_{12}Ca_6Zr_3Fe_3^{2+} [Si_3O_9] [Si_{9-x}O_{27+x}H_{<3}]_2 \} \cdot (K, Na)_{<4}(OH, Cl)_{<4}$, нахколит $Na [CO_3H]$; к ним относятся все (4)–(3)-бораты, многие силико-(4)-бораты.

Кристаллогидраты содержат конституционные молекулы H_2O , входящие непосредственно в катионное окружение — бишофит $[Mg(H_2O)_6]Cl_2$, бура $[Na(H_2O)_4]_2^{\infty} [B_4O_5(OH)_4]$, в том числе буферные, как в халькантите $[Cu(H_2O)_4] (H_2O) [SO_4]$. Наряду с этим известны минералы, в которых молекулы

H_2O образуют отдельные кольцевые группы, как в диоптазе $Cu_6 [Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$, целые прослойки, находящиеся между квазимолекулярными элементами структуры, как в вермикулите $\{ (Mg, Fe^{3+}, Al)_{<3} (OH)_2 [Al_{<0,5} Si_{<1,5} O_5]_2^{\infty 2} \} \cdot Mg_{<1} (H_2O)_4$. Наконец, известны минералы, в которых отдельные молекулы H_2O находятся в крупных полостях структуры. Их удаление может либо вызывать ее разрушение, как это характерно для гемиморфита $\{ Zn_4 (OH)_2 [Si_2O_7] \}^{\infty 3} \cdot H_2O$, либо каркас структуры остается практически неразрушенным, как это типично для соединений включения, например цеолитов; их отличительной чертой является способность к регидратации. Очевидно, что минералы последнего типа можно относить к кристаллогидратам, как это иногда делается, с большой натяжкой. Поэтому в нашей систематике термин "кристаллогидраты" для их обозначения употребляется в кавычках.

Надотряд

Надотряды выделяются по общеструктурному признаку, и их всего три: 1 – кластерные кристаллы; 2 – нормальные кристаллы; 3 – молекулярные и квазимолекулярные кристаллы.

К кластерным кристаллам относятся вещества, в структурах которых катионы сближены настолько, что между ними может возникнуть непосредственное взаимодействие с образованием металлической компоненты связи. Сближение катионов друг с другом в полиэдрических моделях кристаллических структур выражается в обобществлении смежными полиэдрами ребер или граней. Так, если максимальное расстояние между центрами двух одинаковых правильных октаэдров, связанных через общую вершину, принять за 1, то оно сократится до 0,71 и 0,58 в случае обобществления октаэдрами ребер и граней соответственно; для двух тетраэдров эти величины составляют 1; 0,58 и 0,33. При этом кластерное взаимодействие становится возможным при обобществлении граней октаэдров, ребер и тем более граней тетраэдров; известны и кластеры иного типа, например объединяющие основания тетрагональных пирамид, в центре каждой из которых находятся катионы с КЧ = 5.

В то же время сокращение расстояния катион–катион – необходимое, но еще не достаточное условие для возникновения в кластере металлической компоненты связи. Для этого необходимо также, чтобы указанные катионы располагали свободными электронами и вырожденными или энергетически очень близкими орбиталями. Этим условиям удовлетворяют *d*-элементы (в основном тяжелые *d*-элементы 4-го периода и благородно-металлические элементы), тогда как оказывающиеся в таком положении катионы *s*- и *p*-элементов металлической компоненты связи не образуют; например, можно назвать минералы со структурой типа корунда, в которой можно выделить парные кластеры гранно связанных октаэдров. При этом в корунде (оксиде *p_s*-элемента) металлической компоненты связи нет, тогда как в гематите и ильмените (с *d*-катионом Fe^{3+}) она отчетливо проявляется в повышенной проводимости этих минералов, близкой к металлическому блеску.

Точно так же металлическая компонента связи не возникает в минералах со структурой типа амблигонита, в которой имеются кластеры из пар тетрагональных призм, обобщающих свои основания, поскольку катион Li^+ , находящийся в них, не способен к образованию металлической компоненты связи¹. Кластерные кристаллы особенно характерны для халькогенных соединений, например талнахит $Cu_9Fe_8S_{16}$ (с островными кластерами $Cu(Fe, Cu)_6$), пирротин $Fe_{1-x}S$ и никелин $NiAs$ (с цепочечными кластерами), халькозин Cu_2S (с объемным кластером).

К нормальным кристаллам относятся все вещества с координационной структурой и близкие к ним по архитектуре соли с типичной ионной связью катион–анион (в том

¹ Для усиления кластерного восприятия подобной структуры формулу амблигонита и изоструктурных с ним минералов следует удвоить: $(5) Li_2 | Al(OH) [PO_4]_2^{\infty 3}$.

числе комплексный и полимерный). Это минералы типа галита NaCl, форстерита $Mg_2 [SiO_4]$ и множество других.

К молекулярным и квазимолекулярным кристаллам относятся минералы, в структурах которых можно выделить молекулярные или квазимолекулярные элементы, связанные друг с другом остаточными, в том числе водородными, связями. Их примерами являются молекулярные кристаллы ромбической серы с молекулами S_8 , реальгара с молекулами As_4S_4 , квазимолекулярные кристаллы самородного теллура, киновари с цепочечными молекулами, графита, аурипигмента, талька, каолинита со слоистыми макромолекулами. К квазимолекулярным относятся и такие кристаллы, в которых макромолекулярные элементы структуры (обычно слоистые) чаще всего из-за изоморфного замещения, например в силикатах Si^{4+} на Al^+ , приобретают отрицательный заряд и связываются друг с другом электростатическими силами либо послойно (хлориты, тундрит), либо с помощью межслоевых катионов (слюды).

Отряд

Отряд выделяется по признаку субмотива структуры, возникающему обычно при ведущей роли октаэдрических и более крупных катионных полиэдров. В качестве примера можно указать на столбчатый субмотив структуры типа апатита, образующийся катионными семи- и восьмивершинниками, слоистый мотив структуры типа алунита, образующийся катионными октаэдрами, и многие другие.

Род

Род объединяет минеральные виды, связанные друг с другом непрерывными твердыми растворами (непрерывные изоморфные смеси). В качестве примера можно назвать роды вольфрамита, оливина, гранатов, турмалина. Выделение рода в качестве самостоятельного таксона позволяет широко использовать родовые названия, применяемые обычно на первом этапе диагностики минералов, когда точная видовая принадлежность их еще не установлена.

В заключение представляется необходимым привести краткий перечень таксонов рассматриваемой систематики и их признаков (табл. 2), отдельные минеральные виды в которой обычно перечисляются в каждом из таксонов в последовательности уменьшения СХ катионов, тогда как сами таксоны имеют обратную последовательность.

В целях максимальной рациональности систематики, максимального выявления взаимосвязи между отдельными таксонами в описываемой систематике сделано небольшое число отступлений от общих, принятых для нее правил. Так, в гидроксидах порядок рассмотрения минералов от соединений катионов с более высокими СХ (Fe^{3+}) к катионам с более низкими СХ (Mg , Mn^{2+}) приходится нарушить, чтобы объединить в один надотряд брусит, гиббсит и бемит (лепидокрокит) как квазимолекулярные кристаллы и сохранить единство семейства гидроксидов Al , Fe , Mn .

В классе сульфидов к подклассу сульфидов халькофильных элементов отнесены и минералы с $(4)Fe^{2+}$ (халькопирит, станнин и т.п.), поскольку $(4)Fe^{2+}$ в кристаллохимическом отношении очень близок к $(4)Zn^{2+}$ (поэтому известны высокие содержания Fe в сфалеритах, но не Zn в пирротинах).

На первый взгляд может показаться, что перечисленные "отступления" от строгой систематики ставят под сомнение ее значение и целесообразность. Однако думается, что любая систематика минералов, если она будет слишком строгой, приведет к еще большему числу противоречий. Более того, они обязательны, поскольку табличные варианты систематик не могут учесть всех сложных взаимосвязей признаков в многомерном пространстве рассматриваемой выборки объектов, не учитывают они и результатов многих перекрещивающихся связей. В то же время подход к систематике с позиций принципа естественности позволяет сравнительно легко принять описанные отступления как впол-

Таблица 2

Общий перечень таксонов химико-структурной систематики минералов

Таксон	Признак	Примеры
1	2	3
Тип	Тип химического соединения	Четыре типа, объединяющие все минеральные виды: 1) интерстициальные соединения, элементарные вещества и интерметаллиды; 2) халькогенные соединения; 3) кислородные соединения; 4) галогенные соединения
Подтип	Присутствие в веществе атомов разного или одного сорта (либо с низкими ΔCX)	а) Два подтипа в типе интерстициальных соединений, элементарных веществ и интерметаллидов: 1) интерстициальных соединений; 2) элементарных веществ и интерметаллидов
	Тип аниона – простой или комплексный	б) Два подтипа в типе халькогенных соединений: 1) халькогениды; 2) халькосоли в) Два подтипа в типе кислородных соединений: 1) гидроксиды и оксиды; 2) оксосоли г) Два подтипа в типе галогенных соединений: 1) галогениды; 2) галогеносоли
Класс	Электроотрицательный элемент в подтипе интерстициальных соединений	а) Четыре класса в подтипе интерстициальных соединений: 1) нитриды; 2) фосфиды; 3) силициды; 4) карбиды
	Тип связи и величина ΔCX в подтипе элементарных веществ и интерметаллидов	б) Три класса в подтипе элементарных веществ и интерметаллидов: 1) неметаллические элементарные вещества; 2) металлические элементарные вещества; 3) интерметаллиды
	Тип аниона	в) Четыре класса в подтипе халькогенидов: 1) арсениды и аналоги; 2) теллуриды; 3) селениды; 4) сульфиды г) Два класса в подтипе гидроксидов и оксидов: 1) гидроксиды; 2) оксиды
	Анионообразователь и его валентность в комплексных анионах	д) Семь основных классов в подтипе оксосолей: 1) силикаты; 2) бораты; 3) карбонаты; 4) фосфаты; 5) сульфаты; 6) нитраты; 7) соли органических кислот
Квазикласс	Координационное число анионообразователя	Три квазикласса в классе боратов: 1) (4)-бораты; 2) (3)-бораты; 3) (4) – (3)-бораты

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3
Подкласс	Величина ΔCX , определяющая наряду с $\Sigma Z (Z)$ тип химической связи	а) Три подкласса в классе силикатов: 1) силикаты, содержащие катионы с низкими γ_i (высокими ΔCX); 2) силикаты, содержащие катионы со средними γ_i (со средними ΔCX); 3) силикаты халькофильных элементов
Сектор	Характеристика: 1) гетерополианионного (смешанного) радикала оксосоли 2) анионных радикалов смешанных солей	а) Три сектора в классе силикатов: 1) алюмосиликаты и собственно силикаты; 2) цирконосиликаты; 3) титаносиликаты б) Три сектора в классе карбонатов: 1) силикато-карбонаты; 2) борато-карбонаты; 3) собственно карбонаты
Секция	Минералого-кристаллохимический тип элемента, играющего роль катиона	а) Три секции в подклассе оксидов со средними CX : А) оксиды Se^{4+} , U^{4+} и Th^{4+} ; Б) оксиды Zr^{4+} , Ti^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Mo^{6+} , W^{6+} , V^{4+} , V^{5+} ; В) оксиды Mn^{4+} б) Три секции в подклассе силикатов с высокими CX : А) силикаты s -, f_s -, d_s - и p_s -катионов (кроме Li^+ и Be^{2+}); Б) силикаты Li^+ ; В) силикаты Be^{2+} → берилосиликаты
Подсекция	Тип катиона, определяющего особенности структуры и генезиса	а) 5 подсекций в секции Б оксидов со средними ΔCX : 1) оксиды Zr^{4+} ; 2) оксиды Ti^{4+} ; 3) оксиды Nb^{5+} и Ta^{5+} ; 4) оксиды Mo^{6+} и W^{6+} ; 5) оксиды V^{4+} и V^{5+} б) 5 подсекций в секции А силикатов с высокими ΔCX : 1) силикаты Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} ; 2) силикаты TR^{3+} ; 3) силикаты Rb^+ , Cs^+ ; 4) силикаты Ba^{2+} ; 5) силикаты уранила UO_2^{2+}
Надотдел	1. Степень поликонденсации радикалов изо- и гетерополикислот, выраженная числом концевых (немостиковых) атомов кислорода, приходящихся на один тетраэдрический анионообразователь — $K = (2 \times O - 4T) / T$ 2. Отношение MO : : $B_2O_3 = x$ в квазиклассе (4) — (3)-боратов 3. Тип анионов в типе халькогенных соединений и подтипе гидроксидов и оксидов — с поли- или мономерными анионами	а) Восемь надотделов в секторе алюмосиликатов и силикатов: 1) нульалюмосиликаты ($K = 0$); 2) нуль-моносилкаты ($0 < K < 1$); 3) моносилкаты ($K = 1$); 4) моно-дисилкаты ($1 < K < 2$); 5) дисилкаты ($K = 2$); 6) ди-трисилкаты ($2 < K < 3$); 7) трисилкаты ($K = 3$); 8) тетрасилкаты ($K = 4$) б) По два надотдела в секции сульфидов и арсенидов элементов семейства железа: 1) полианионные; 2) моноанионные сульфиды (арсениды)
Отдел	1. В классах с полимерными радикалами — по их строению	а) Шесть отделов для алюмосиликатов и силикатов: 1) каркасные; 2) сеточные; 3) ленточные; 4) цепочечные; 5) кольцевые; 6) с мономерными оксорадикалами

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3
	2. В классе оксидов — по числу, а для оксидов со средними ΔCX и по составу катионов	б) два отдела в подклассе оксидов с высокими ΔCX : 1) простые оксиды; 2) сложные оксиды
		в) Четыре отдела сложных оксидов в подклассе оксидов со средними ΔCX : 1) титанаты; 2) танталониобаты; 3) вольфраматы и молибдаты; 4) ванадаты;
Подотдел	Величина КЧ ведущего катиона в сложных оксидах со средними ΔCX	а) Два подотдела в отделе вольфрамов и молибдатов; 1) (6)-вольфраматы и молибдаты; 2) (4)-вольфраматы и молибдаты б) Три подотдела в отделе ванадатов: 1) (6)-ванадаты; 2) (5)-ванадаты; 3) (4)-ванадаты
Ряд	Химический тип соли	Четыре ряда солей: 1) средние; 2) основные; 3) кислые; 4) кристаллогидраты
Надотряд	Общий тип структуры	Надотряды: 1) кластерные; 2) нормальные; 3) молекулярные и квазимолекулярные кристаллы
Отряд	Геометрия субмотива	Отряды столбчатых (апатит), слоистых (алузит, ярозит) и т.д. минералов
Род	Непрерывные твердые растворы между двумя или большим числом крайних членов	Род оливина и род граната среди средних тетрасиликатов
Группа	Однотипные состав и структура	Группа монтчеллита, включающая монтчеллит, глаукохроит и кирнштейнит, имеющих однотипную структуру, но не образующих друг с другом непрерывных твердых растворов
Минеральный вид	Индивидуальное химическое соединение; конечный член твердых растворов; промежуточный член непрерывных рядов твердых растворов с условно принятыми границами по составу	а) Три минеральных вида в группе монтчеллита: монтчеллит, глаукохроит, кирнштейнит б) Семь минеральных видов в роде оливина: форстерит, пикротефроит, тефроит, кнебелит, фаялит, гортонолит, реперит — по старой номенклатуре, заменяющиеся на три по новой: форстерит, тефроит, фаялит

не нормальное явление. В связи с этим уместно напомнить и подход Д.И. Менделеева к систематике элементов. При ее разработке для Д.И. Менделеева представлялось вполне естественным отступить несколько раз от принципа непрерывного увеличения атомного веса элементов, приняв для некоторых из них обратный порядок, диктуемый особенностями свойств этих элементов и закономерностями связи этих свойств со свойствами других элементов.

Следует сказать, что в некоторых случаях используется такой таксон, как семейство. Он введен главным образом для сведения вместе минералов, рассеивающихся в систематике по другим признакам, объединение которых иногда полезно с минералогогенетических позиций. Семейства могут быть достаточно однородными, т.е. включать ми-

нералы, близкие по классификационным признакам (семейства шпинелидов, полевых шпатов, фельдшпатинов, цеолитов, слюд, глинистых минералов, амфиболов, пироксенов и т.п.), или существенно разнородными, когда отдельные минералы, попадающие в них, расходятся в систематике достаточно заметно (семейства кианита и тем более урановых слюдок).

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЭКСПОЗИЦИИ "ХИМИКО-СТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ"

В экспозицию "Химико-структурная систематика минералов", развернутую в Музее к XXVII МГК, включено 634 минеральных вида, т.е. почти в 1,5 раза больше, чем подробно описано в "Минералогии" [13], главным образом за счет минеральных видов, более выпукло подчеркивающих новые тенденции в рассмотренной систематике (значительное увеличение числа сложных оксидов — танталониобатов, ванадатов и т.п., силикатов со средними ΔCX , представителей класса боратов — их отдельных квазиклассов и т.д.).

При ее воплощении были введены некоторые новые для Музея дополнительные сведения на лицевых сторонах этикеток, а именно год сбора образцов или год поступления их в Музей (если год сбора неизвестен), источники поступления (сбор или приобретение Музеем, обмен, передача Государством), авторская принадлежность образца — указывается для лиц, передавших образцы в виде дара и для бывших сотрудников Музея, внес-

Т а б л и ц а 3

Распределение образцов на выставке по источникам поступления

Источник	% от общего числа образцов
Коллекция А.А. Годовикова	18,3*
Передано Государством	10,1
Обмен	9,5
Сбор Музея	8,8
Коллекция В.И. Степанова	4,0
Коллекция В.П. Кочубея	4,1
Приобретение Музеем	3,0
Коллекция В.А. Иоссы	1,7
Коллекция В.И. и И.И. Крыжановских	1,6
Коллекция К.Ф. Егорова	2,4
С.В. Малинко	0,9
А.М. Толстопятов, А.Н. Лабунцов } Д.А. Романов, Д.И. Белаковский } А.Е. Ферсман с сотрудниками }	По 0,85
А.И. Гинзбург	0,74
С.М. Александров	0,6
В.И. Вернадский и В.В. Якубова	По 0,65 (5 обр.)
Н.Н. Перцев, М.Малеев, Соренсен	По 0,42
11 источников по 3 образца	3,4
48 источников по 2 образца	5,1
162 источника по 1 образцу	17,2
Без указания на источник	3,0

* Столь большое число моих образцов, попавших на выставку, объясняется не только тем, что я сам готовил эту выставку, поскольку отбор образцов для нее производился из всего фондового материала и "конкуренция" за место на выставке была высокой, но и тем, что в связи с переходом на работу в Музей в 1983 г. я передал Музею свою коллекцию, лучшие образцы из которой и попали на выставку.

ших особый вклад в его развитие. Эти сведения, имеющие определенное историческое значение, позволяют также составить и некоторое представление об источниках пополнения коллекций Музея в целом, поскольку в описываемой экспозиции выставлено 940 образцов. Учет указанных данных выявил, что распределение образцов по источникам поступления (табл. 3) показывает, что наиболее важными из них являются образцы, переданные отдельными лицами, даже в небольшом числе: на долю лиц, чьи образцы в количестве 1—3 попали на выставку, приходится 25,7% общего их числа. Затем в порядке значимости идут образцы, переданные государством (10,1%), полученные по обмену (9,5%), в результате сборов сотрудниками Музея (8,8%), из крупных коллекций, приобретенных Музеем или переданных ему.

Эти же данные позволили проследить прирост образцов, попавших на выставку, по годам. При этом выяснилось, что если в среднем в начале века на каждый год приходилось 1—2 образца, то после революции их число возрастает сначала до 3—4 в год, а начиная с 1946 г., как правило, превышает 5 в год, часто достигая 10—12; с 1965 г. средняя цифра близка к 10, а в 80-е годы превышает 12, с отдельными "урожайными" годами, поставлявшими на выставку по 20 образцов и более (1979, 1981, 1982). При этом особенно растет число образцов за счет собранных сотрудниками Музея, обмена и приобретений Музея. Все это говорит о благоприятной динамике увеличения музейных фондов, скорость прироста которых заметно возрастает со временем.

Автор искренне признателен М.А. Смирновой и В.И. Степанову за многократные обсуждения изложенной систематики, М.А. Смирновой за неоценимую помощь в подборе образцов из фондов Музея, а также С.К. Розен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г.П. Принципы современной классификации минералов // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 3—18.
2. Белов Н.В., Годовиков А.А., Бакакин В.В. Очерки по теоретической минералогии. М.: Наука, 1982. 208 с.
3. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат. 1950. 956 с.
4. Болдырев А.К. Курс описательной минералогии. Л.: НТО ВСНХ, 1926. Вып. 1. 264 с.
5. Бокий Г.Б. 1. Определение понятия минерального вида. 2. Логические основы систематики минералов. 3. Разработка тезауруса по минералогии: Методические разработки. Новосибирск: Новосиб. ун-т, 1978. 46 с., 60 с., 22 с.; 4. Систематика минеральных видов по классам, отрядам и семействам: Классификация в семействе пироксенов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 45 с.
6. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Л.: Госхимтехиздат; ОНТИ "Химтеорет", 1933—1936. Т.2, ч. 1, вып. 1/3. 562 с.
7. Воронков А.А., Илюхин В.В., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных каркасов: Принципы их оформления // Кристаллография. 1975. Т. 20, № 3. С. 556—567.
8. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.
9. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.
10. Годовиков А.А. Особенности состава, систематики и некоторые черты генезиса природных оксидов и силикатов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 1. С. 14—36.
11. Годовиков А.А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979. 302 с.
12. Годовиков А.А. Периодическая система Д.И. Менделеева и силовые характеристики элементов. Новосибирск: Наука, 1981. 94 с.
13. Годовиков А.А. Минералогия. 2-е изд. М.: Недра, 1983. 648 с.
14. Годовиков А.А. Смешанные соли и их место в систематике минералов // Геология и геофизика, 1983. № 12. С. 3—15.
15. Годовиков А.А. Галогеносоли — определение, особенности структуры, место в минералогической систематике, общие черты генезиса // Геология и геофизика. 1984. № 7. С. 42—54.
16. Годовиков А.А., Бакакин В.В. Химико-структурная систематика природных оксидов // Геология и геофизика. 1980. № 8. С. 18—35.
17. Костов И. Заметки о более рациональной классификации минералов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Вып. 4. С. 328—347.
18. Костов И. Геохимический принцип в классификации минералов // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 457—462.
19. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
20. Костов И. Минералогия. София: Наука и искусство, 1973. 674 с.
21. Краткая химическая энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия, 1965. Т. 4. 1182 с.
22. Лаврухина А.К., Барышникова Г.В. Минералы метеоритов: Введение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. вып. 4. С. 416—430.
23. Минералы: Справочник. М.: Изд-во

- АН СССР. Т. 1. 1960. 618 с.; Т. 2, вып. 2. 1965. 342 с.; Т. 2, вып. 3. 1967. 676 с.; Т. 3, вып. 2. 1972. 884 с.
24. Мейсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965. 306 с.
 25. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 424 с.
 26. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1966. 520 с.
 27. Поваренных А.С. Современная кристаллохимическая классификация силикатов // Геол. журн. 1977. Т. 37, вып. 5. С. 45–69.
 28. Пушаровский Д.Ю. Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986. 160 с.
 29. Пушаровский Д.Ю., Литвин Б.Н. Кристаллохимия германо-германатов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1981. № 1. С. 17–23.
 30. Сандомирский П.А., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. М.: Наука, 1984. 206 с.
 31. Справочник химика. Л.; М.: Госхимиздат. 1964. Т. 3. 1006 с.
 32. Фрондель Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.
 33. Химический энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1983. 792 с.
 34. Amphiboles and other hydrous pyriboles — mineralogy / Ed. D.R. Veblen. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1981. 372 p. (Rev. Mineral.; Vol. 9A).
 35. Carrok J.P. Vue d'ensemble sur la rhéologie des magmas silicates naturels // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1969. Vol. 92, N 2. P. 435–446.
 36. Feldspar mineralogy / Ed. P.H. Ribble. 2nd ed. Wash. (D.C.): Soc. Amer., 1983. 362 p. (Rev. Mineral.; Vol. 2).
 37. Kostov I. Crystal chemistry and classification of silicate minerals // Геохимия, минералогия и петрология. София, БАН. 1975. Т. 1. С. 58–75.
 38. Mesen O., Virgo D., Scarfe C. Relations between the anionic structure and viscosity of silicate melts a Raman spectroscopic study // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 7/8. P. 680–710.
 39. Povarennykh A.S. Crystal chemical classification of minerals: In 2 vol. N.Y.; L.: Plenum press, 1972. Vol. 1. 458 p.; Vol. 2. 458–766 p.
 40. Pyroxenes / Ed. C.T. Prewitt. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1982. 526 p. (Rev. Mineral.; Vol. 7).
 41. Ramdohr P. The opaque minerals in stony meteorites. Berlin: Akad.-Verl., 1973. 246 p.
 42. Stepanov V.I. On sodering of mineral nomenclature // 13th Ses. IMA, Varna, 1982; Abstr. Solfia, 1982. P. 83–85.
 43. Strunz H. Mineralogische Tabellen/Geest, K. -G. Portig. Leipzig: Akad.-Verl., 1978. 622 S.

УДК 549.371:549.9

А.А. ГОДОВИКОВ, С.Н. НЕНАШЕВА, Т.А. КАЛИНИНА

ХИМИКО-СТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА СЛОЖНЫХ СУЛЬФИДОВ ОЛОВА¹

ВВЕДЕНИЕ

До середины 40-х годов существовало представление, что в природе существует лишь один сложный сульфид Cu, Fe и Sn-станнин, состав которого из-за изоморфных примесей и микровключений других минералов может изменяться в широких пределах. Детальное исследование станнинов из разных месторождений в отраженном свете привело П. Рамдора [30] к выводу о том, что наряду со станнином существуют и другие минералы, по своим свойствам близкие к станнину, которые он условно выделил как станнин I, станнин II, станнин III и станнин IV. Эти сведения о станнинах были повторены П. Рамдором в его сводке по рудным минералам [31] и в таком же виде вошли в вышедший в 1960 г. первый том справочника "Минералы" [11].

¹Исследование месс-бауэровского спектра Sn в рассматриваемых минералах [38] показало присутствие в них [SnS₄]-тетраэдров, на основании чего ряд исследователей [9, 10] называют их сульфостаннатами, т.е. относят к тиосолям. Однако эти же исследования показали, что и Fe в этих минералах имеет тетраэдрическую координацию, характеризуясь, так же как и Cu, ковалентной связью с S. Таким образом, они являются промежуточным звеном между сложными сульфидами и тиосолями (тиостаннатами или сульфостаннатами), хотя по межатомным расстояниям, типу химической связи и структуры скорее должны причисляться к сложным сульфидам, чем к тиостаннатам.