

СОСТАВ ПИРОКСЕНОВ ИЗ КАРБОНАТИТОВ

Пироксены являются характерными породообразующими силикатами ранних кальцитовых карбонатитов, а в поздних гидротермально-метасоматических доломито-анкеритовых карбонатитах лишь изредка встречается игольчато-волоконистый эгирин, обычно ассоциирующий с цеолитами. Ранние карбонатиты постоянно сложены кальцитом (70–90%), но в различных массивах в них содержатся силикаты и часто присутствует магнетит. По непосредственным пересечениям и последовательности развития минеральных ассоциаций среди ранних карбонатитов выделяются породы двух последовательных стадий образования, за которыми закрепилось условное наименование карбонатитов I и II стадий, принятое многими исследователями [1, 2, 6]. Эти породы имеют близкий минеральный состав, но отличаются по ассоциациям редкометалльных акцессорных минералов: в карбонатитах I стадии содержатся дизаналит, латраппит, циркониевый шорломит, ниокалит, кальциртит, а в карбонатитах II стадии – пироксид, гатчеттолит, бадделейт и иногда церофергусонит. Установлена существенная разница и в ассоциациях породообразующих минералов: в карбонатитах I стадии часто встречаются шорломит, нефелин, монтчеллит, мелилит, которые в карбонатитах II стадии неустойчивы.

Пироксены присутствуют в ранних карбонатитах обеих стадий. Пироксеновые карбонатиты встречены в массивах любой глубинности: гипабиссальных (в массивах Балтийского щита, Африки, Сибири, Америки), субвулканических (массивы Карамоджи в Африке) и типичных вулканах (в Восточной Африке). Состав и свойства пироксенов из карбонатитов до сих пор систематически не изучались, хотя для различных регионов известны химические анализы пироксенов из разных пород. К настоящему времени установлена относительная стабильность состава пироксенов из карбонатитов различных регионов и фаций глубинности, залегающих среди различных пород [2, 5–9].

Нами в течение длительного периода исследовались пироксены из карбонатитов различных регионов СССР и из некоторых зарубежных месторождений, образцы карбонатитов из которых были получены из коллекций Г. фон Эккерманна, А.И. Полякова, В.И. Герасимовского, из Минералогического музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана и от фирмы "Ward's Natural", которым автор приносит свою благодарность.

При изучении минералов особое внимание обращалось нами на отбор образцов. Тела ранних карбонатитов часто формируются в зонах дробления, сопровождаются брекчиями и содержат обломки вмещающих пород, а еще чаще – реликтовые или реакционные минералы из них, устойчивые в карбонатитах. Обломки лейкократовых вмещающих фенитов, гнейсов, сиенитов и других полевошпатовых пород подвергаются ослуденению и пироксенизации; обломки ийолит-мельтейгитов, пикритов, пироксенитов и оливинитов перекристаллизовываются, а реликтовые минералы из них, и прежде всего пироксены, сохраняются в карбонатитах. Такие карбонатитовые брекчии часто именуются "карбонатитами" и среди типичных минералов карбонатитов описываются пироксены, слюды и титаномagnetит, по составу аналогичные минералам из вмещающих щелочных или ультраосновных пород, из которых они захвачены карбонатитами. Подобные геологические образования известны в Нижнесаянском массиве, у северного контакта которого поблизости от карбонатитового штока вмещающие ийолиты кальцитизированы в зоне мощностью до 15 м, и в них полностью сохраняются первичные шорломит, биотит и пироксен. Аналогичное явление ранее описано нами и в Верхнесаянском массиве, где у юго-восточного контакта карбонатитового штока карбонатизированные ийолиты постепенно переходят в карбонатиты [3]. То же явление наблюдается в Новополтавском и Озерноваракском массивах, где в участках кальцитизации фенитов сохраняются реликтовые пироксены и иногда альбит.

Химический состав (в мас.%), содержание элементов-примесей (в г/т) и свойства пироксена из карбонатитов различных массивов

| Компо- ненты | Ковдор | | | Себель- Явр | Новополтавский | | | Нижнесаянский | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|----------------|----------------|--------|-------|---------------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 52,62 | 52,18 | 53,48 | 51,57 | 53,21 | 52,98 | 52,14 | 52,92 | 53,80 | 51,98 |
| TiO ₂ | 0,42 | 0,37 | 0,18 | 0,36 | 0,43 | 0,34 | 0,33 | 0,21 | 0,53 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 0,88 | 2,44 | 0,45 | 2,92 | 1,18 | 1,26 | 1,12 | 1,76 | 0,19 | 0,85 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,11 | 2,14 | 2,76 | 2,19 | 0,76 | 0,80 | 1,64 | 2,03 | 1,71 | 2,04 |
| FeO | 1,58 | 2,40 | 2,05 | 2,21 | 2,33 | 2,34 | 2,37 | 3,26 | 2,08 | 2,15 |
| MnO | 0,04 | 0,15 | — | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,17 | 0,22 | — | 0,07 |
| MgO | 15,86 | 14,52 | 15,23 | 14,33 | 15,28 | 16,43 | 16,43 | 14,90 | 15,72 | 15,70 |
| CaO | 25,80 | 24,63 | 24,96 | 24,70 | 24,40 | 25,70 | 25,30 | 24,71 | 24,48 | 25,11 |
| Na ₂ O | 0,21 | 0,16 | 0,22 | 0,55 | 0,50 | 0,34 | 0,21 | 0,17 | 0,71 | 0,19 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,04 | — | 0,16 | 0,11 | 0,09 | 0,04 | 0,06 | — | 0,04 |
| H ₂ O | 0,30 | — | — | 0,10 | 1,04 | — | — | — | — | 1,00 |
| Прочие | — | — | — | 0,99 | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 99,85 | 99,03 | 99,33 | 100,26 | 99,42 | 100,45 | 99,75 | 99,54 | 99,32 | 99,36 |
| Nb | 7 | 25 | 15 | 28 | 16 | 19 | 17 | 21 | 12 | — |
| Zr | 70 | 110 | 160 | 70 | 116 | 121 | 70 | 90 | 100 | — |
| Sr | 390 | 570 | 520 | 760 | 1245 | 1187 | 1146 | 460 | 280 | — |
| Ba | 120 | 290 | 210 | 310 | 1170 | 976 | 886 | 190 | 140 | — |
| Плотность | 3,28 | 3,30 | 3,32 | 3,26 | 3,25 | 3,26 | 3,29 | 3,29 | 3,30 | — |
| <i>N_g</i> | 1,700 | 1,711 | 1,710 | 1,710 | 1,700 | 1,701 | 1,700 | 1,705 | 1,702 | — |
| <i>N_m</i> | 1,680 | 1,691 | 1,690 | 1,692 | 1,679 | 1,679 | 1,680 | 1,685 | 1,682 | — |
| <i>N_p</i> | 1,672 | 1,681 | 1,680 | 1,684 | 1,670 | 1,670 | 1,672 | 1,675 | 1,673 | — |

* P₂O₅.

Примечание. Анализы 1–3, 5–10, 13, 14, 20–30, 37 приведены по данным автора; анализы Т.А. Капитонова, В.А. Классен, П.И. Ферштаттер, Т.Е. Быкова; ан. 4 – по [2]; ан. 11–12, 15, 17–19 – по [4]; ан. 16 – по [5]; ан. 31 – по [7]; ан. 32–34 – по [6]. Пироксен из ранних карбонатитов I стадии с дизаналитом (ан. 1, 11, 12, 15–17) и из карбонатитов II стадии (прочие). Опре-

Если считать, что и реликтовые минералы свойственны самим карбонатитам, то в "карбонатитовых брекчиях" и зонах карбонатизации можно обнаружить кристаллы пироксенов, магнетита или слюд различного состава с резко варьирующим содержанием Fe, Mg, Al, Ca и Na. Учитывая вышеизложенное, нами при изучении минералов отбирались образцы карбонатитов, не содержащих обломков вмещающих пород или скопленных их реликтовых минералов.

Другая сложность в изучении состава пироксенов состоит в постоянном присутствии в их кристаллах включений ассоциирующих минералов, прежде всего слюд, магнетита и кальцита. В карбонатитах I стадии пироксен, как и флогопит, часто представлен крупными (до 3 см) пойкилообластами, переполненными включениями мелких кристаллов кальцита, апатита или магнетита. Постоянное присутствие включений мельчайших зерен этих минералов, а также дизаналита, пирохлора и бадделеита в кристаллах пироксенов в значительной степени обуславливает возрастание содержания в них Ca, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, K, Ti и Nb. Присутствие включений кальцита фиксируется и при прокаливании раздробленных фракций пироксенов по характерному эндотермическому пику при температуре 910–930 °С. Этим же фактором, вероятно, обусловлены и частые потери при прокаливании пироксенов, установленные при их химическом анализе [5–7]. В отдельных образцах пироксенов химическим анализом фиксировано и содержание до 3,8% P₂O₅, что может быть обусловлено только наличием включений апатита [7].

| Нижнесаянский | | Арбарастах | Озерный | Гулинский | | Одихинча | | | Томтор |
|---------------|-------|------------|---------|-----------|--------|----------|-------|-------|--------|
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| 50,48 | 49,15 | 51,70 | 49,86 | 54,04 | 52,27 | 53,26 | 45,91 | 52,68 | 51,94 |
| 0,91 | 0,96 | 0,52 | 0,60 | 0,24 | 0,10 | 0,44 | 0,36 | 0,23 | 0,70 |
| 2,45 | 2,22 | 1,71 | 1,64 | 0,27 | 2,85 | 0,76 | 0,99 | 0,54 | 0,53 |
| 5,30 | 3,69 | 3,11 | 2,45 | 1,38 | 3,35 | 2,01 | 11,92 | 10,34 | 26,94 |
| 5,93 | 5,72 | 3,76 | 3,88 | 1,17 | 3,21 | 0,90 | 2,88 | 3,45 | 1,17 |
| 0,51 | 0,44 | 0,30 | 0,37 | 0,14 | 0,03 | 0,08 | 0,42 | 0,61 | 0,12 |
| 11,09 | 13,05 | 13,52 | 15,11 | 18,00 | 15,28 | 18,35 | 8,69 | 9,95 | 2,00 |
| 20,75 | 22,50 | 24,55 | 23,80 | 23,47 | 24,36 | 23,55 | 21,08 | 18,44 | 3,44 |
| 1,49 | 1,49 | 0,78 | 0,59 | 0,39 | 0,56 | 0,30 | 1,49 | 2,57 | 12,07 |
| 0,17 | 0,45 | 0,18 | 0,11 | 0,11 | — | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,49 |
| 0,65 | — | — | 1,00 | — | — | 0,10 | 1,88 | — | 0,51 |
| — | — | — | — | 1,11 | — | — | 3,82* | 0,95 | — |
| 99,73 | 98,67 | 100,13 | 99,41 | 100,32 | 102,01 | 99,80 | 99,54 | 99,81 | 99,81 |
| — | — | 43 | 39 | 6 | — | — | — | — | 29 |
| — | — | 250 | 240 | 75 | — | — | — | — | 314 |
| — | — | 590 | 420 | 460 | — | — | — | — | 1354 |
| — | — | 280 | 270 | 130 | — | — | — | — | 533 |
| — | — | 3,31 | 3,31 | — | — | — | — | — | 3,51 |
| — | — | 1,720 | 1,713 | — | — | — | — | — | 1,792 |
| — | — | 1,700 | 1,698 | — | — | — | — | — | 1,762 |
| — | — | 1,686 | 1,688 | — | — | — | — | — | 1,742 |

деления редких элементов для всех образцов приведены по нашим данным; Nb определялся химическим методом, Zr — спектральным количественным, Sr, Ba — методом фотометрии пламени в лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой ГГЭ.

Многочисленные микровключения редкометалльных минералов в пироксенах — обычное явление [4], и отделить их чрезвычайно трудно. Поэтому нами проводилось неоднократное переизмельчение проб раздробленных фракций пироксенов, подготовленных для химического анализа, а также промывка их в слабой HCl для удаления кальцита. Для каждого образца изучались также оптические свойства, а затем производилось определение некоторых редких элементов: Zr, Nb, Sc, Sr, Ba, Cr, Ni, V, но из них лишь содержание Zr, Nb, Sr и Ba относительно высокое, содержание же прочих металлов ниже 10 г/т и меняется незакономерно. Содержание Cr, Ni, Sc и V в пироксенах из карбонатитов в 10–100 раз ниже, чем в пироксенах из ультрабазитов и даже щелочных пород.

Среди проанализированных образцов пироксенов из карбонатитов четко выделяются два типа: авгит-диопсид и эгирин. Авгит-диопсид распространен значительно шире и характерен для карбонатитов I и II стадий подавляющего большинства массивов. Эгирин встречен только в карбонатитах II стадии, залегающих среди нефелиновых сиенитов (в Верхнесаянском и Томторском массивах), лейкократовых фенитов или фенитизированных сланцев (в массивах Озерная Варака, Вуориярви и Верхнесаянский).

Авгит-диопсид из карбонатитов характеризуется относительно постоянным составом и представлен маложелезистой и низкоглиноземистой разновидностью с содержанием

Т а б л и ц а (окончание)

| Компо- ненты | Богдо | | Верхнесаянский | | Верхнесаянский | | | | Озерная Варак | | |
|--------------------------------|-------|-------|----------------|-------|----------------|--------|-------|--------|---------------|-------|--|
| | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | |
| SiO ₂ | 51,32 | 53,84 | 50,04 | 50,52 | 51,08 | 50,50 | 50,20 | 50,00 | 51,94 | 51,73 | |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,53 | 0,64 | 0,59 | 0,60 | 1,00 | 0,84 | 0,53 | 0,70 | 0,38 | |
| Al ₂ O ₃ | 0,89 | 0,19 | 0,80 | 0,61 | 0,15 | 0,20 | 0,45 | 0,45 | 0,96 | 0,72 | |
| Fe ₂ O ₃ | 25,87 | 1,71 | 25,13 | 25,23 | 27,22 | 27,20 | 26,06 | 25,50 | 26,11 | 2,95 | |
| FeO | 2,23 | 2,08 | 2,11 | 1,00 | 2,70 | 1,21 | 4,65 | 3,38 | 1,90 | 2,14 | |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,20 | 0,15 | 0,06 | 0,15 | 0,15 | 0,19 | 0,25 | 0,13 | |
| MgO | 2,45 | 15,72 | 3,00 | 3,20 | 1,43 | 3,40 | 2,30 | 4,00 | 2,10 | 15,62 | |
| CaO | 3,15 | 24,96 | 7,20 | 6,68 | 3,25 | 3,42 | 1,11 | 5,37 | 4,64 | 25,73 | |
| Na ₂ O | 12,86 | 0,14 | 11,08 | 11,20 | 12,65 | 13,00 | 12,60 | 10,60 | 10,13 | 0,37 | |
| K ₂ O | 0,38 | 0,09 | 0,35 | 0,44 | 0,41 | 0,38 | 1,46 | 0,27 | 0,38 | 0,04 | |
| H ₂ O | 1,00 | — | — | 0,16 | 0,16 | — | 0,17 | — | 0,17 | 0,17 | |
| Прочие | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Сумма | 99,81 | 99,40 | 99,55 | 99,78 | 99,71 | 100,46 | 99,99 | 100,29 | 99,28 | 99,98 | |
| Nb | 38 | 12 | 57 | 71 | 68 | 56 | 36 | 14 | 27 | 15 | |
| Zr | 360 | 120 | 354 | 312 | 243 | 287 | 140 | 210 | 160 | 170 | |
| Sr | 1287 | 620 | 539 | 611 | 585 | 623 | 650 | 720 | 720 | 570 | |
| Ba | 490 | 300 | 143 | 169 | 162 | 181 | 190 | 300 | 270 | 340 | |
| Плотность | 3,48 | 3,30 | 3,49 | 3,52 | 3,51 | 3,54 | 3,52 | 3,48 | 3,50 | 3,30 | |
| <i>Ng</i> | 1,793 | 1,700 | 1,783 | 1,777 | 1,800 | 1,805 | 1,795 | 1,780 | 1,793 | 1,704 | |
| <i>Nm</i> | 1,753 | 1,680 | 1,763 | 1,755 | 1,758 | 1,760 | 1,754 | 1,760 | 1,762 | 1,678 | |
| <i>Np</i> | 1,735 | 1,670 | 1,745 | 1,737 | 1,739 | 1,739 | 1,736 | 1,742 | 1,743 | 1,670 | |

1. (Ca_{1,05}Na_{0,01})_{1,06}(MgO_{0,91}Fe_{0,05}²⁺Fe_{0,05}³⁺)_{1,01}[Si_{2,00}O_{6,06}];
2. (Ca_{0,98}Na_{0,01})_{0,99}(MgO_{0,81}Fe_{0,07}²⁺Fe_{0,06}³⁺Ti_{0,01}Al_{0,05})_{1,00}[(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,025}];
3. (Ca_{1,00}Na_{0,01})_{1,01}(MgO_{0,86}Fe_{0,06}²⁺Fe_{0,07}³⁺Al_{0,02})_{1,01}[Si_{2,00}O_{6,06}];
5. (Ca_{1,00}Na_{0,03})_{1,03}(MgO_{0,86}Fe_{0,07}²⁺Fe_{0,02}³⁺Ti_{0,01}Al_{0,05})_{1,01}[Si_{2,00}O_{6,07}];
6. (Ca_{1,01}Na_{0,01})_{1,02}(MgO_{0,91}Fe_{0,07}²⁺Fe_{0,02}³⁺Ti_{0,01})_{1,01}[(Si_{1,05}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,02}];
7. (Ca_{1,01}Na_{0,01})_{1,02}(MgO_{0,92}Fe_{0,07}²⁺Fe_{0,05}³⁺Ti_{0,01})_{1,05}[(Si_{1,05}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,075}];
8. (Ca_{0,98}Na_{0,01})_{0,99}(MgO_{0,82}Fe_{0,09}²⁺Fe_{0,05}³⁺Ti_{0,01}Al_{0,03})_{1,00}[(Si_{1,96}Al_{0,04})_{2,00}O_{6,015}];
9. (Ca_{0,97}Na_{0,05})_{1,02}(MgO_{0,87}Fe_{0,06}²⁺Fe_{0,05}³⁺Ti_{0,01})_{0,99}[Si_{2,00}O_{6,02}];
10. (Ca_{1,01}Na_{0,01})_{1,02}(MgO_{0,88}Fe_{0,06}²⁺Fe_{0,06}³⁺)_{1,00}[(Si_{1,06}Al_{0,04})_{2,00}O_{5,985}];
11. (Ca_{0,98}Na_{0,05})_{1,03}(MgO_{0,77}Fe_{0,12}²⁺Fe_{0,09}³⁺Ti_{0,01})_{0,98}[(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00}O_{6,01}];
14. (Ca_{0,98}Na_{0,03})_{1,01}(MgO_{0,88}Fe_{0,12}²⁺Fe_{0,07}³⁺Ti_{0,02})_{1,09}[(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00}O_{6,10}];
20. (Na_{0,88}Ca_{0,14}K_{0,02})_{1,04}(Fe_{0,78}²⁺MgO_{0,11}Fe_{0,03}³⁺Al_{0,02}Ti_{0,02})_{0,96}[Si_{2,00}O_{5,97}];

диоксидовой молекулы 80–93%, геденбергитового минала 5–10% и "авгитовой" составляющей 2–10%. Содержание в пироксене TiO₂ составляет 0,2–1%, MnO – до 0,8% (в массиве Ока до 2%), Na₂O – 0,1–1,5%, K₂O – до 0,6%, Al₂O₃ – до 5%. Основными компонентами в пироксене постоянно являются CaO (18–26%) и MgO (11–18%), за исключением одного образца из массива Алье (MgO 8,85%), где пироксен скорее реликтовый.

Между авгит-диоксидом из карбонатитов I и II стадий из различных массивов заметны несущественные различия (если не учитывать высокожелезистый пироксен, вероятно, реликтового характера из зон кальцитизации ийолитов). Август-диоксид из пород I стадии содержит больше Al (до 8%), Fe³⁺ (до 6%), Fe²⁺ (до 6%), Na₂O (до

| Кайзерштуль | Альпе | | | Ока | | Тороро | Напак | Сукулу | |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 |
| 52,09 | 50,65 | 48,26 | 45,80 | 48,75 | 53,60 | 50,40 | 51,36 | 51,17 | 52,98 |
| 0,95 | 0,61 | 0,94 | 0,94 | 0,66 | 0,07 | 0,14 | 0,26 | 0,25 | 0,41 |
| 1,18 | 2,18 | 4,15 | 8,01 | 2,04 | — | 1,86 | 1,33 | 0,54 | 0,51 |
| 1,57 | 8,15 | 4,23 | 4,70 | 5,32 | 1,12 | 2,70 | 2,45 | 3,11 | 1,84 |
| 1,51 | 6,51 | 4,56 | 4,31 | 5,30 | 1,33 | 2,18 | 1,98 | 2,43 | 1,35 |
| Сл. | 0,55 | 0,47 | 0,13 | 1,83 | 1,33 | 0,11 | 0,22 | 0,20 | 0,15 |
| 18,10 | 8,85 | 12,35 | 11,08 | 11,73 | 16,38 | 14,86 | 14,73 | 15,11 | 14,27 |
| 23,56 | 19,56 | 21,82 | 23,59 | 22,12 | 25,33 | 25,30 | 25,47 | 25,89 | 25,03 |
| 0,48 | 2,11 | 1,19 | 0,92 | 1,58 | 0,04 | 0,71 | 0,37 | 0,44 | 0,28 |
| 0,48 | 0,42 | 0,57 | 0,27 | 0,04 | 0,01 | 0,22 | 0,20 | 0,17 | 0,21 |
| — | 0,03 | 10,2 | 0,37 | 0,14 | 0,49 | 1,00 | — | — | 1,50 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 99,90 | 99,62 | 99,56 | 99,92 | 99,51 | 99,70 | 99,48 | 98,17 | 99,31 | 98,53 |
| — | — | — | — | — | — | 12 | 26 | 11 | 7 |
| — | — | — | — | — | — | 180 | 210 | 170 | — |
| — | — | — | — | — | — | 580 | 600 | 420 | 320 |
| — | — | — | — | — | — | 360 | 290 | 310 | 170 |
| — | 3,476 | 3,338 | 3,328 | 3,570 | 3,29 | 3,27 | — | 3,25 | — |
| — | 1,733 | 1,730 | 1,738 | 1,722 | 1,709 | 1,716 | 1,714 | 1,709 | 1,706 |
| — | — | — | — | — | — | 1,700 | 1,699 | 1,692 | 1,685 |
| — | 1,708 | 1,669 | 1,700 | 1,700 | 1,685 | 1,680 | 1,680 | 1,680 | 1,676 |

21. $(\text{Na}_{0,96}\text{Ca}_{0,13}\text{K}_{0,02})_{0,11}(\text{Fe}_{0,75}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Mg}_{0,06}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,01})_{0,90}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{5,91}]$;
22. $\text{Ca}_{0,99}(\text{Mg}_{0,87}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Ti}_{0,02})_{0,95}\text{Si}_{2,00}\text{O}_{5,96}$;
23. $(\text{Na}_{0,86}\text{Ca}_{0,30})_{1,16}(\text{Fe}_{0,77}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Mg}_{0,02}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_{0,91}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,06}]$;
24. $(\text{Na}_{0,86}\text{Ca}_{0,28}\text{K}_{0,02})_{1,16}(\text{Fe}_{0,77}^{3+}\text{Mg}_{0,02}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_{0,87}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,01}]$;
25. $(\text{Na}_{0,96}\text{Ca}_{0,14}\text{K}_{0,02})_{1,12}(\text{Fe}_{0,80}^{3+}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Mg}_{0,08}\text{Ti}_{0,02})_{0,98}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,03}]$;
26. $(\text{Na}_{0,97}\text{Ca}_{0,14}\text{K}_{0,02})_{1,13}(\text{Fe}_{0,81}^{3+}\text{Mg}_{0,20}\text{Ti}_{0,03}\text{Fe}_{0,04}^{2+})_{1,08}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,12}]$;
27. $(\text{Na}_{0,96}\text{Ca}_{0,04}\text{K}_{0,07})_{1,06}(\text{Fe}_{0,78}^{3+}\text{Fe}_{0,15}^{2+}\text{Mg}_{0,14}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,02})_{1,01}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,08}]$;
28. $(\text{Na}_{0,81}\text{Ca}_{0,23}\text{K}_{0,01})_{1,05}(\text{Fe}_{0,76}^{3+}\text{Mg}_{0,24}\text{Fe}_{0,10}^{2+}\text{Al}_{0,02}\text{Ti}_{0,01})_{1,13}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,17}]$;
29. $(\text{Na}_{0,76}\text{Ca}_{0,19}\text{K}_{0,02})_{0,97}(\text{Fe}_{0,75}^{3+}\text{Fe}_{0,11}^{2+}\text{Mg}_{0,12}\text{Al}_{0,03}\text{Ti}_{0,02})_{1,03}[\text{Si}_{2,00}\text{O}_{6,02}]$;
30. $(\text{Ca}_{1,04}\text{Na}_{0,03})_{1,07}(\text{Mg}_{0,90}\text{Fe}_{0,08}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Ti}_{0,01})_{1,06}[(\text{Si}_{1,97}\text{Al}_{0,03})_{2,00}\text{O}_{6,17}]$;
37. $(\text{Ca}_{1,04}\text{Na}_{0,04})_{1,08}(\text{Mg}_{0,85}\text{Fe}_{0,08}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+})_{1,00}[(\text{Si}_{1,92}\text{Al}_{0,08})_{2,00}\text{O}_{6,06}]$.

3%) и TiO_2 (до 1%) и соответственно меньше Ca и Mg (см. таблицу). В этом минерале содержание диоксидового минала около 70%, геденбергитового — до 15% и "авгитового" — до 15%. Наиболее высокожелезистый и глиноземистый пироксен в этих породах ассоциирует с биотитом, шорломитом и нефелином (в Нижнесаянском, Верхнесаянском и Ковдорском массивах), а наименьшее содержание Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al и Ti свойственно пироксену, ассоциирующему с магнетитом, магнезиальным флогопитом и форстеритом (из карбонатитов Ковдорского, Вуориярвинского, Нижнесаянского, Новополтавского и других массивов).

Авгит-диоксид из карбонатитов II стадии содержит диоксидового минала $\geq 90\%$, и количество в нем Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti в 2–10 раз меньше, чем в пироксене из пород I

стадии. Диопсид из пород II стадии характеризуется минимальной железистостью, глиноземистостью и щелочностью среди пироксенов из всех пород карбонатитовых комплексов. Этот пироксен ассоциирует преимущественно с форстеритом, магнезиальным флогопитом, магнетитом, но и в ассоциации с гастингситом и железистым флогопитом имеет тот же состав (в Новополтавском, Нижнесаянском и Верхнесаянском массивах). Даже в ассоциации с высокожелезистым гиалосидеритом в Новополтавском массиве этот пироксен представлен почти чистым диопсидом (см. анализы 5–7 в таблице).

В безмагнетитовых карбонатитах II стадии в массивах Верхнесаянском, Томтор, Богдо и Озерная Варака основным породообразующим силикатом является эгирин, ассоциирующий с высокожелезистым биотитом и пироксеном. Во всех этих массивах эгирин имеет весьма стабильный состав и содержит 10–13% Na_2O , 3–7% CaO , 25–27% Fe_2O_3 при небольшом количестве FeO (1–4%), MgO (1–4%) и постоянно низкой примеси, Al , K и Ti .

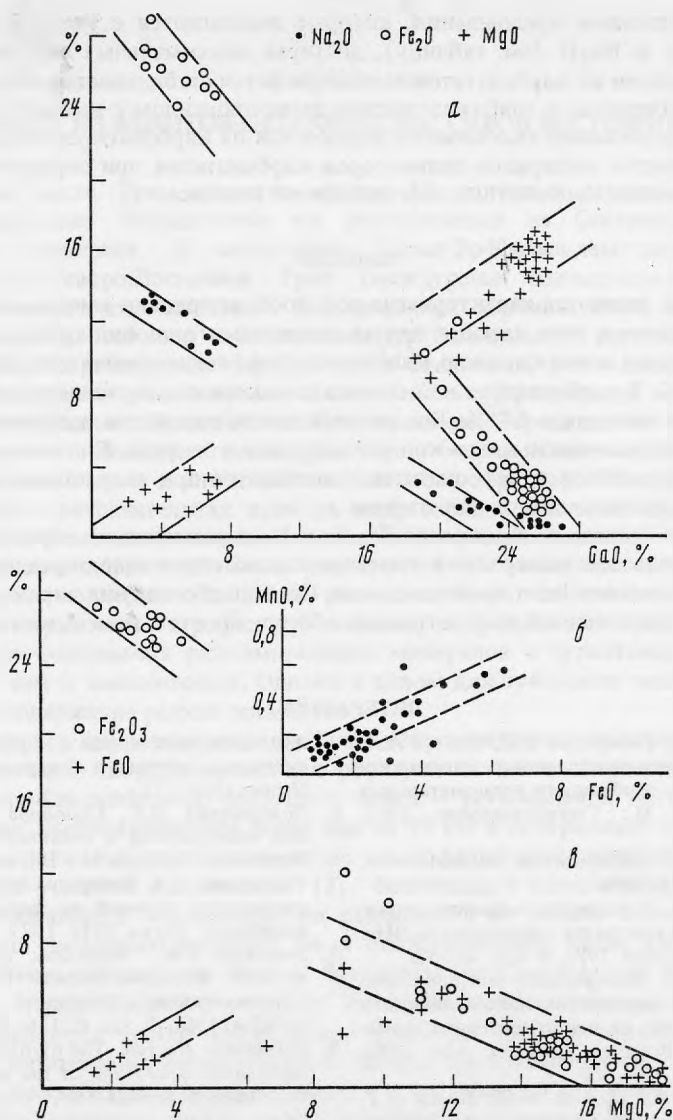
При пересчете результатов химических анализов пироксенов всех анализируемых образцов получена хорошая сходимость с типовой формулой $\text{AB Si}_2\text{O}_6$ с отнесением в группу А Na , Ca и K , в группу В Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti , Al . В проанализированных образцах пироксенов количество Al незначительно, но часть Al включена нами при расчете формул в группу Si (тетраэдрическая координация), когда формульный коэффициент при группе В < 1 . Количество Ti в изученных образцах также мало и не может существенно повлиять на соотношение основных групп катионов в пироксенах. Нами весь Ti при расчетах формул включался в группу В, где он, возможно, изоморфно замещает Fe^{3+} . Вероятно, между группами А и В также существует ограниченный прямой изоморфизм, как это имеет место для ромбических пироксенов, оливина, слюд, так как у некоторых из проанализированных образцов в формуле коэффициент при группе А > 1 , а при группе В < 1 даже при включении в группу В всего Al .

Для эгирина характерно содержание собственно эгиринового минала $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ 90–99% при малой примеси Ca с соотношением в атомных количествах $\text{Na}/\text{Ca} = 3,5\text{--}24$. Содержание Ca может быть обусловлено как примесью миналов геденбергита и диопсида, так и входением минала $\text{CaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, изоструктурного с эгирином, поскольку при высоком содержании Fe^{3+} количество Mg невелико. В эгирине повышено содержание TiO_2 (до 1%) и K_2O ($> 0,3\%$), превышающее их количество в авгит-диопсиде из карбонатитов II стадии; содержание Al_2O_3 в эгирине достигает 1%.

При анализе соотношений компонентов в пироксенах выявляется четкая линейная зависимость между содержанием MgO , FeO и Fe_2O_3 , а также между CaO , с одной стороны, и Na_2O , Fe_2O_3 и MgO — с другой. Эта закономерность имеет универсальный характер и одинакова для эгирина и пироксенов ряда авгит–диопсид–геденбергит. В эгирине количество FeO прямо пропорционально, а количество Fe_2O_3 обратно пропорционально содержанию MgO (см. рисунок, а); в диопсиде содержание FeO и Fe_2O_3 обратно пропорционально количеству MgO . Во всех пироксенах содержание Fe_2O_3 и Na_2O обратно пропорционально, а количество MgO прямо пропорционально количеству CaO (см. рисунок, б).

Соотношения этих компонентов на графиках укладываются в узкие линейные поля, но в интервалах 8–17% CaO и 5–8% MgO в этих полях наблюдается разрыв (см. рисунок, а, в). Лишь единичные, преимущественно старые анализы пироксенов не укладываются в эту закономерность, что может объясняться неточностью анализа или анализированием присутствующих в карбонатитах реликтовых пироксенов из карбонатизированных ийолитов или нефелиновых сиенитов, среди которых встречаются и разновидности промежуточного состава. Интересно отметить, что в высокомагнезиальных диопсидах наклон поля содержаний FeO и Fe_2O_3 более пологий, чем у эгирина (см. рисунок, а).

Содержание MnO во всех пироксенах постоянно прямо пропорционально количеству FeO , и, вероятно, Mn^{2+} непосредственно замещает Fe^{2+} в структуре пироксена (см. рисунок, б). Содержание MnO в целом мало зависит от типа пироксена, и лишь в наибо-



Графики соотношений компонентов в пироксенах

а – соотношение Na_2O , Fe_2O_3 , MgO и CaO ; *б* – соотношение FeO , Fe_2O_3 и MgO ; *в* – соотношение MnO и FeO . Отчетливо выражена прямая зависимость между содержаниями CaO и MgO , MgO и FeO , MnO и FeO , а также обратная зависимость между содержаниями CaO и Fe_2O_3 , Na_2O , между MgO и Fe_2O_3 , с разрывом непрерывности состава пироксенов в области средних содержаний компонентов

лее магнезиальных диопсидах количество MnO понижается до минимальных значений ($< 0,2\%$).

Во всех пироксенах содержится примесь редких элементов – Nb , Zr , Sr , Ba . Из них лишь количество Sr достигает существенного уровня ($> 0,1\%$), содержание же остальных элементов составляет 500 г/т, за исключением anomalно повышенного содержания Ba в авгит-диопсиде из Новополтавского массива ($> 0,1\%$). Увеличение содержания всех редких элементов характерно для эгирина (см. таблицу).

Физические свойства изученных пироксенов относительно стабильны и меняются в узких пределах. Высокомагнезиальный диопсид характеризуется наименьшими плот-

ностью и показателями преломления, которые повышаются с увеличением содержания FeO, Fe₂O₃ и Na₂O (см. таблицу), достигая максимальных значений у эгирина.

В целом пироксен из карбонатов характеризуется стабильностью состава и свойств и представлен эгирином и слабозеленым авгит-диопсидом с высоким содержанием Zr, Sr и Ba. Выдержанный типохимизм пироксенов из карбонатов позволяет использовать их в качестве минералов-индикаторов карбонатов при определении генетической принадлежности карбонатных пород неясного генезиса.

ВЫВОДЫ

1. Пироксены являются характерными породообразующими минералами карбонатов и представлены в этих породах двумя основными разновидностями: низкомagneзиальным эгирином и относительно маложелезистым авгит-диопсидом с низким содержанием Al, Ti, K. В карбонатах не встречен пироксен с содержанием CaO в интервале 8–17% и MgO в интервале 5–8%. Все разновидности пироксена содержат примесь Nb, Zr, Sr и Ba, которые максимально концентрируются в эгирине. Плотность и показатели преломления пироксенов в карбонатах повышаются при возрастании содержания в них FeO, Fe₂O₃ и максимальны для эгирина.

2. Специфика состава и обогащение Zr, Sr и Ba пироксенов из карбонатов позволяют использовать эти минералы в качестве индикаторов при определении генезиса карбонатных пород неясного происхождения. Степень обогащения пироксенов редкими элементами в определенной мере отражает обогащенность ими и самих карбонатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Гайдукова В.С., Фролов А.А. и др. Геологическое строение и минералогическо-геохимические особенности редкометаллических карбонатов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 17. 153 с.
2. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатов. М.: Наука, 1971. 287 с.
3. Капустин Ю.Л. О развитии нефелинсодержащих пород на контактах карбонатов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 49–57.
4. Капустин Ю.Л. Минеральные микровключения и формы нахождения элементов-примесей в минералах из пород щелочных комплексов//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 3, вып. 4. С. 450–466.
5. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
6. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
7. Чернышева Е.А. Минералы карбонатов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск: Наука, 1981. 152 с.
8. Эпштейн Е.М., Анисеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии//Тр. НИИГА. 1961. Т. 122. С. 116–272.
9. Eckermann H., von. The pyroxenes of the Aln δ carbonatite Sovite and of the surrounding fenites//Miner. Soc. India. IMA Vol. 1966. P. 72–76.

ЧЕВКИНИТ ИЗ ФЕНИТОВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В восточной части Тувы известно свыше 30 щелочных массивов и дайковых полей. Подавляющее большинство их располагается на Сангилене, в Юго-Восточной Туве. Севернее, в междуречье Сарыг-Эр-Кызыл-хем щелочных массивов нет, а в Северо-Восточной Туве (междуречье Кызыл-хем—Бий-хем) описано всего 4 щелочных комплекса. Все щелочные массивы этого региона небольшие, площадью до 40 км² и сложены трахитоидными гастингситовыми или эгирин-авгит-геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами, реже ийолитами. Эти породы характеризуются миаскитовым составом с коэффициентом агаптитности ≤ 1 , но в Коргеретабинском, Дугдинском, Пичехольском, Терехольском и Оруктыгском массивах известны небольшие тела эгириновых и эгирин-лепидомелановых нефелиновых сиенитов, пегматитов и альбититов агапитового характера. В миаскитовых породах наблюдается незначительная примесь акцессорных редкометалльных минералов: сфена, циркона, ильменита, апатита и магнетита, в редких случаях — пирохлора. Агапитовые породы содержат обильную редкометалльную минерализацию. В них встречаются акцессорные минералы: эвдиалит, ринколит, бритолит, спенсит, катаплеит, эльпидит, лопарит, рамзаит, астрофиллит, ловенит, гиортдалит, велерит, бетафит и др. Общий уровень содержания редкометалльных минералов в агапитовых породах в 5–20 раз выше, чем в миаскитовых. Однако в целом для тувинских массивов характерно невысокое содержание редких элементов.

Практически все щелочные массивы Тувы сопровождаются ореолами фенитизации. Фениты чрезвычайно широко развиты и образуют также и самостоятельные поля в пределах Северо-Сангиленского щелочного пояса — региональной тектонической межблоковой зоны, протягивающейся более чем на 70 км и содержащей свыше 20 отдельных массивов, дайковых полей и крупных тел нефелиновых сиенитов, сиенитов, ийолитов, а также участков фенитизации [1]. Фенитизация здесь несомненно связана с проявлением щелочного магматизма, но развивается не только непосредственно вокруг отдельных щелочных интрузий, но и самостоятельно, вдоль зон тектонических нарушений. Таковы фенитовые поля в бассейнах рек Сольбельдер, Каргы, верховий рек Оруктыг, Харлы и южного истока р. Эрзин. Во всех случаях при фенитизации минимально изменяются чистые кальцитовые мраморы, лишь перекристаллизующиеся. Максимально интенсивно фенитизируются сланцы, превращающиеся в массивные эгирин-авгит-биотит-альбитовые породы, часто с канкринитом или нефелином. Граниты, диориты и лейкократовые гнейсы при фенитизации превращаются в сиенитоподобные пироксен-полевошпатовые породы.

При изучении фенитов Тувы нами был установлен низкий уровень их редкометалльной минерализации. Фенитизированные сланцы, диориты, амфиболиты и мраморы содержат редкую спорадическую вкрапленность апатита, циркона, ильменита, сфена, иногда шорломита. Участки фенитизированных гранитов более богаты редкометалльными минералами. В апогранитовых фенитах Дугдинского, Коргеретабинского, Улан-эргинского и Оруктыгского массивов содержится вкрапленность циркона, апатита и встречаются редкие кристаллы акцессорных пирохлора, бритолита, чевкинита, гадолинита, бетафита и гатчетолита [3].

Максимальные концентрации редкометалльных минералов содержатся в фенитизированных гранитных пегматитах, пегматоидных и щелочных гранитах, первоначально обогащенных минералами Ti, Nb, Zr и TR. Гранитные пегматиты широко распространены в Восточной Туве; наиболее крупные их поля известны на Сангилене, в Северо-Восточной Туве пегматиты развиты мало. Поблизости от щелочных интрузий пегма-