

УДК 549.643.25 : 552.121 : 553.21

МИНЕРАЛОГИЯ

С. А. ЩЕКА, Ж. А. ЩЕКА

НОВАЯ НАХОДКА ХРОМИСТОГО АМФИБОЛА

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 15 V 1972)

Все находки хромистых (более 1 вес. % Cr_2O_3) амфиболов (¹⁻⁴) относятся к хромитовым рудам, метаморфизованным или в условиях гранулитовой фации (4), или при образовании своеобразных близповерхностных гипербазитовых скарнов с уваровитом (¹⁻³), т. е. при различных температурах.

Авторами хромистый амфибол обнаружен в гипербазитовых «включениях» в эффузивах вулкана Авачи. Ранее (⁵) было показано, что эти включения являются обломками залегающих на глубине серпентинизированных гипербазитовых интрузивов, испытавшими перекристаллизацию в андезито-базальтовой магме.

Среди ксенолитов преобладают диопсидовые гарцбургиты и лерцолиты (70—80%), дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты (10—15%), амфиболовые габбро и долериты (около 5%), единичны трахитоидные габбро-нориты и анортит-магнетитовые анортозиты.

По петрографическим особенностям лерцолиты ксенолитов неотличимы от интрузивных аналогов: в оливиновом агрегате зерна и гнезда хромшпиннели окружены энстатитом и диопсидом. В редких случаях по межзерновым промежуткам развивается буроватый паргасит. В отличие от подобных интрузивных пород в ксенолитах среднезернистый оливиновый агрегат иногда включает участки и прожилки тонкозернистого более магнезиального (табл. 1) оливина, являвшиеся, видимо, зонками серпентинизации.

Лерцолиты в обломках часто пересечены прожилками пироксенов-энстатита с хромитом, диопсида, иногда мощными (10—12 см) метасоматическими жилами пегматоидного энстатита с гнездами хромита, замещающимися в ядре или участками пегматоидным диопсидом. В одной из жил обнаружен хромистый амфибол.

Железистость минералов как лерцолитов, так и жил пироксенитов близка (табл. 1): оливин 9—10, энстатит 8,8—10, диопсид 7,2—9,2, хромит 40,5—41,9. Несколько пониженная железистость и повышенная хромистость пироксенов и хромита отличает породу с хромистым амфиболом (табл. 2), хотя содержание хрома в пироксенах в этом случае ниже.

Ксенолит с хромистым амфиболом является фрагментом жилы пегматоидного (размер зерен до 16 мм) энстатита с гнездами хромита (2—6 мм) и диопсида (до 10 мм). Диопсид развивается по гиперстену и хромиту, амфибол выполняет интерстиции в пироксенах, частично замещая все три минерала. В межзерновых промежутках выделяется бурое стекло с рудной пылью, по составу (N-1555) отвечающее вмещающему андезито-базальту.

Зерна амфибола ксеноморфны к пироксенам и невелики по размерам (0,2—5 мм). Они обладают своеобразным плеохроизмом (N_g — травяно-зеленый, N_m — светлый травяно-зеленый, N_p — бледно-зеленый), отличающим их от титанисто-железистых разновидностей. По оптическим свойствам (рис. 1) изученный амфибол, как и другие (¹⁻⁴) хромистые разновидности, специфичен. Несмотря на высокую магнезиальность, все хромистые амфиболы имеют повышенный показатель преломления, и лишь с ростом железистости, когда снижается хромистость (как будет показано ниже), они сближаются с паргаситами. Следовательно, расхождение кривых на графике $f_{\text{общ}} - N_g$ в магнезиальном конце определяется содержанием хрома,

Состав и оптические свойства минералов ксенолита лерцолита

	Оливин		Энстатит		Диопсид		Хромит	
	вес. %	колич. катионов на 40	вес. %	колич. катионов на 30	вес. %	колич. катионов на 60	вес. %	колич. катионов на 40
SiO ₂	40,80	0,998	54,08	0,941	51,32	1,847	Сл.	
TiO ₂	0,03		Сл.		Сл.		0,08	0,002
Al ₂ O ₃	0,70	0,021	1,65	0,044	2,10	0,148	20,88	0,756
Cr ₂ O ₃	Не опр.		0,50	0,007	0,88	0,027	46,00	1,117
Fe ₂ O ₃	0,25	0,004	0,57	0,007	0,07	0,002	5,08	0,118
FeO	8,00	0,163	5,52	0,081	2,76	0,086	13,08	0,336
MnO	0,20	0,004	0,09	0,001	0,05	—	0,09	0,002
MgO	49,20	1,794	35,00	0,913	20,55	1,128	14,68	0,672
CaO	0,20	0,006	1,76	0,033	20,70	0,818	Сл.	
Na ₂ O	0,10		0,20	0,006	0,25	0,018	Не опр.	
K ₂ O	0,09		0,04		0,02		» »	
H ₂ O ⁺	0,35				0,80		» »	
Σ	99,77		99,41		99,50		99,89	
<i>f</i> _{общ} , ат. %		8,5		8,8		7,2		40,4
Ф, ат. %		—		13,7		15,4		59,7
<i>N</i> _г		1,690—1,686		1,676		1,697		
<i>N</i> _р		1,652—1,648		1,664		1,669		
2 <i>V</i> , град.		86—+84		84		58		
<i>CN</i> _г , град.				0		42		

Примечание. Обр. № 0—1091/8. Крупные золотистые зерна оливина имеют более высокие значения оптических констант, чем мелкие белые. Состав породы (об. %): оливин 83,9, энстатит 10,4, диопсид 5,1, хромит 0,6, паргасит (*N*_г = 1,659, *N*_р = 1,635, 2*V* = 85°, *CN*_г = 22°) — ед. зерна. Здесь и далее: *f*_{общ} = Fe/(Fe+Mg), φ = Cr/(Cr+Al). Аналитик Ж. А. Шека.

заметно повышающего *N*_г. Угол 2*V* испытывает тенденцию к снижению в положительную сторону, хотя это может быть вызвано не только ростом железистости, но и увеличением доли Al^{IV}.

Рассчитанные по порошкограмме параметры элементарной ячейки составляют: *a* = 9,88, *b* = 18,14, *c* = 5,33Å, β = 73°50'. И.к. спектр поглощения хромистого амфибола (UR-20, таблетка с KBr 1 : 300, поправки по кривым полистирола, толуола, пиридина) по набору частот максимумов полос поглощения (405; 467; 510; 546; 647; 666; 695; 756; 959; 995; 1060;

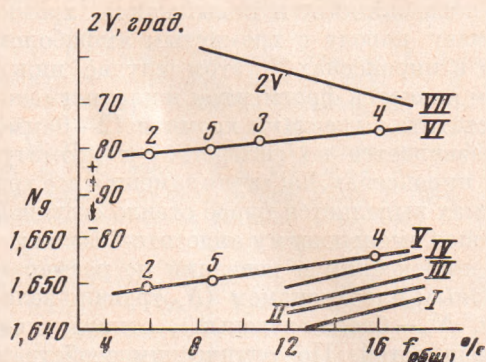


Рис. 1. График зависимости оптических свойств амфиболов от железистости. I—5 — разные образцы: 1 — из (1), 2 — из (2), 3 — из (3), 4 — из (4), 5 — обр. № Щ-801Г/2. I—V — разные группы амфиболов: I — из гранулитов по (6), II — из гранитов по (6), III — все роговые обманки, IV — паргаситы по (7), V — хромистые амфиболы и обыкновенные роговые обманки по В. Е. Трёгеру. VI—VII — хромистые амфиболы (VI) и паргаситы (VII).

1101; 3660 см⁻¹) подобен спектру актинолита, отличаясь от последнего более высокой интенсивностью поглощения в области 460—510 см⁻¹, чем в области 900—1100 см⁻¹. Возможно, это вызвано хромом, поскольку поглощение в области 460—510 см⁻¹ объясняет (9) связь Me-O, в области 900—1100 см⁻¹ — связь Si(Al)—O.

Таблица 2

Состав и оптические свойства хромистого амфибола и сосуществующих с ним минералов

	Энстатит		Диопсид		Хромит		Амфибол	
	вес. %	колич. катионов на 30	вес. %	колич. катионов на 60	вес. %	колич. катионов на 40	вес. %	колич. катионов на 240
SiO ₂	57,15	0,988	54,17	1,949	—	—	48,28	6,801
TiO ₂	0,03	—	Сл.	—	Сл.	—	0,44	0,042
Al ₂ O ₃	1,54	0,032	1,69	0,073	10,76	0,410	10,33	1,710
Cr ₂ O ₃	0,42	0,006	0,72	0,022	58,56	1,497	1,79	0,199
Fe ₂ O ₃	0,05	—	0,26	0,006	18,66	0,093	0,06	0,008
FeO	5,10	0,074	2,08	0,063	—	0,338	3,35	0,398
MnO	0,13	0,001	0,02	—	0,02	—	0,006	0,008
NiO	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,14	0,017
MgO	34,33	0,885	20,91	1,120	13,75	0,662	20,83	4,367
CaO	0,21	0,004	19,67	0,759	Сл.	—	10,98	1,651
Na ₂ O	0,17	0,005	0,30	0,022	Не опр.	—	1,75	0,473
K ₂ O	0,05	0,001	0,03	—	» »	—	0,19	0,034
H ₂ O ⁺	Не опр.	—	Не опр.	—	» »	—	1,58	1,488
H ₂ O ⁻	0,40	—	—	—	—	—	—	—
F	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,12	0,051
Σ	99,59	—	99,82	—	101,75 — 1,30Fe ²⁺ 100,45	—	99,85	—
<i>f</i> _{общ} , ат. %	7,7	—	5,8	—	39,5	—	8,5	—
φ, ат. %	15,8	—	21,8	—	78,4	—	10,4	—
<i>N_g</i>	1,671	—	1,698	—	—	—	1,651	—
<i>N_p</i>	1,660	—	1,670	—	—	—	1,629	—
2 <i>V_p</i> , град.	78	—	59	—	—	—	± 90	—
<i>CN_g</i> , град.	0	—	38	—	—	—	16—17	—

Примечание. Обр. № Ш-801Г/2. Состав хромита рассчитан по группировкам R²⁺R³⁺2O₄. В амфиболе количественным спектральным методом определены (%): V 0,0117; Sn 4–6·10⁻⁴; Sc 3–5·10⁻³; Zn 0,02; Co < 0,001; Pb < 6·10⁻⁴. Аналитики Ж. А. Щека и Л. И. Азарова (спектр).

Особенностями химического состава изученного амфибола являются повышенная (0,44 вес. % TiO₂) титанистость (и содержание ванадия) при высокой магнезиальности и хромистости и низкая степень окисления железа. Повышенные содержания характерны для изоморфных к магнию никеля и цинка, пониженные — марганца. Хром занимает около 25% октаэдрических позиций.

Выявляется ряд специфических особенностей состава хромистых амфиболов. Общая железистость колеблется от 5,8 до 15,9%, что приближает их к амфиболом в карбонатных скарнах. Доля кремнезема в тетраэдре составляет 6,4–6,9 форм. ед. Содержания хрома находятся в пределах 1,58–4,68 вес. %; он имеет октаэдрическую координацию, где составляет 15–62% и лишь при аномально высоких (4,68 вес.%) количествах входит в тетраэдр (16%). Все амфиболы характеризуются низким содержанием калия.

Из рис. 2 следует, что с возрастанием железистости падают хромистость, титанистость и доля тетраэдрического алюминия. Видимо, при железистости более 9% хром может входить лишь в состав высокоглиноземистых амфиболов. Рис. 3 показывает, что хром вытесняет алюминий в тетраэдрическое положение, чему, как известно (6), способствуют повышенные температуры; иными словами, хромистость амфиболов должна возрастать с ростом температуры и дефицита SiO₂. На этом же графике (рис. 3) показано, что замещение Si—Al^{IV} компенсируется изменениями в группе щелочей по схеме Si⁴⁺→Al³⁺+(Na, K)⁺, 2Si⁴⁺→2Al³⁺+Ca²⁺, или, в общем

случае, росту хромистости благоприятствует повышение щелочности. Следует отметить, что бескальциевые хромистые амфиболы неизвестны. По термометрам Л. Л. Перчука, исследованный амфибол кристаллизовался при температурах 1100–1050°. За исключением хромистого паргасита из гранулитов Мадраса (⁴), все хромистые амфиболы характеризуются невысоким содержанием Al^{IV} и всей октаэдрической группы, что, видимо, свидетельствует о небольших глубинах минералообразования. Низкая железистость исследованных амфиболов является индикатором повышения

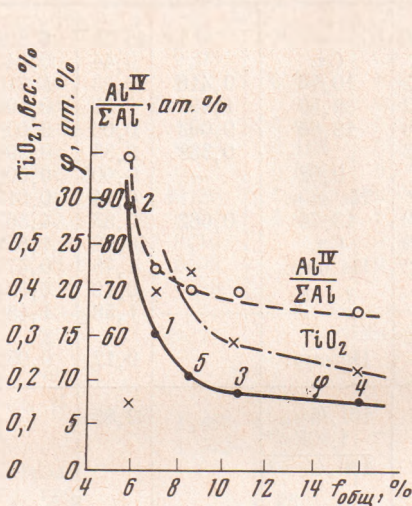


Рис. 2

Рис. 2. График изменения составов хромистых амфиболов разной железистости. 1–5 — то же, что на рис. 1

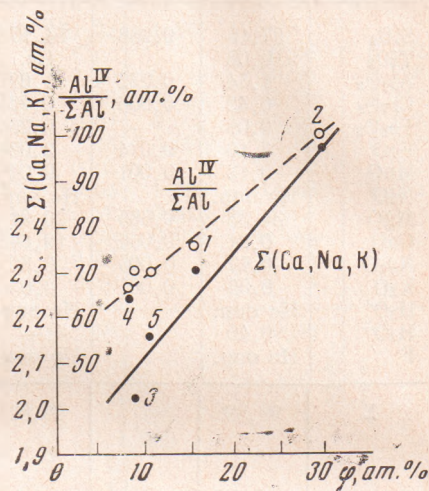


Рис. 3

Рис. 3. График изменения составов амфиболов разной хромистости. 1–5 — то же, что на рис. 1

потенциала кислорода, что также может быть связано с малой глубиной кристаллизации. А. Г. Бетехтин (¹⁰) отмечал, что уваровиты (с которыми чаще всего ассоциирует хромистый амфибол) образуются в миароловых пустотах в пегматитовую (флюидную) стадию. Высокая температура и небольшая глубина при кристаллизации амфибола в гипербазитовых ксенолитах Авачи позволяют предполагать, что он образовался в аутометасоматическую стадию консолидации интрузива под влиянием флюида, сформировавшего диопсид-энстатитовые жилы.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Владивосток

Поступило
28 IV 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ E. Harbich, Zs. Kristallogr. Tschermak's Mineral. Mitt., **40** (1930). ² R. Norin, Geol. Fören. i. Stockholm. Forhand., **62**, H. 1, 98 (1940). ³ В. П. Логинов, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов, В сборн. Хромиты СССР, **2**, Изд. АН СССР, 1940. ⁴ A. P. Subramanian, Bull. Geol. Soc. Am., № 3 (1956). ⁵ С. А. Щека, В. Г. Сахно и др., В сборн. Вopr. геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, Владивосток, 1970. ⁶ Е. А. Костюк, Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород, «Наука», 1970. ⁷ У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусмап, Породообразующие минералы, **2**, 1968. ⁸ В. С. Соболев, Мин. сборн. Львовск. геол. общ., № 4 (1950). ⁹ А. И. Назарев, Колебательные спектры и строение силикатов, «Наука», 1968. ¹⁰ А. Г. Бетехтин, В сборн. Академику Д. С. Белякину к 70-летию, Изд. АН СССР, 1946.