

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

552.321.5/6 (470.5)

О. К. Иванов, В. А. Вилисов

ФЛОГОПИТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ
ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТОВЫХ МАССИВАХ
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

До последнего времени флогопитовые ультрамафиты не были известны в концентрически-зональных ультрамафических массивах (КЗУМ) складчатых областей [8, 9, 10, 11], в отличие от платформенных аналогов КЗУМ — щелочно-ультраосновных массивах платформ, где это типичные и широко развитые образования [3, 14]. Открытие этих экзотических пород расширяет спектр признаков обеих формаций и ставит вопрос о причинах образования флогопитовых ультрамафитов в КЗУМ Урала. А поскольку массивы Платиноносного пояса являются признанным генотипом формации, то проблема флогопитовых ультрамафитов представляет общий для КЗУМ складчатых областей интерес.

Флогопитовые ультрамафиты встречены нами в Светлоборском пироксенит-дунитовом массиве при просмотре керна, пробуренного на Кривумском месторождении в восточном контакте массива.

Петрология Светлоборского массива

Светлоборский массив является составной частью Качканарского многофазного интрузивного комплекса на Северном Урале. Комплекс, входящий в Платиноносный пояс Урала, состоит из Качканарского габбро-пироксенитового плутона, тяготеющих к нему пироксенит-дунитовых массивов Светлого и Вересового бора Исовских плагиогранитных массивов, объединенных пространственной близостью и приуроченностью к крупному гравитационному максимуму (рис. 1). В пределах комплекса выделяется три ассоциации пород: ультрамафическая, габброидная и гранитоидная с резким преобладанием на современном эрозивном срезе ультрамафитов [2, 7, 12, 15].

Светлоборский пироксенит-дунитовый массив располагается к западу от Качканарского плутона в 1,5 км от его контакта, отделяясь полосой кытлымитов, и интерпретируется как апофиза Качканарского плутона.

Массив залегает среди зеленых сланцев O_2 , вблизи массива превращенных в роговики, микроамфиболиты, кытлымиты и скарноиды, ошибочно принятые В. Г. Фоминых и др. [17] за эклогиты. Размеры массива $7,6 \times 4,5$ км, простирание согласное. Массив имеет классическое для КЗУМ строение и состоит из дунитового ядра размером $6,7 \times 2,4$ км

и клинопироксенитовой оболочки шириной до 1,4 км, сложенной от внутренних частей к внешним из верлитов, оливинowych, мономинеральных и магнетитовых клинопироксенитов (рис. 2). В западном и восточном контактах клинопироксениты сильно тектонизированы и в значительной степени замещены горнблендитами. Габброиды имеют ограни-

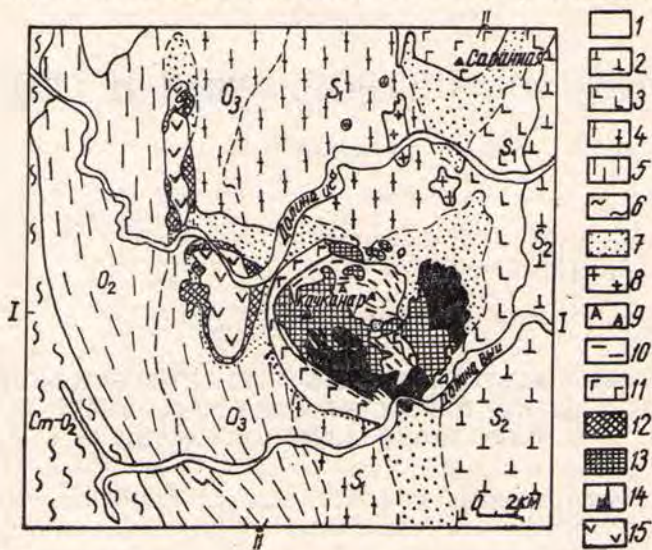


Рис. 1. Схематическая карта Качканарского интрузивного комплекса и Светлоборского массива (А) По В. А. Решитько [15] и И. Д. Соболеву.

Условные обозначения: 1 — аллювий, 2 — вулканы андезитового состава S_2 , 3 — порфиры базальтовые и андезито-базальтовые S_1 , 4 — амфиболиты по основным вулканикам, 5 — зеленые сланцы с прослоями терригенного материала O_3 , 6 — терригенные сланцы Центрально-Уральского поднятия, 7 — роговики и кытлымиты, 8 — плагиограниты, 9 — аноритовые габбро и анортозиты, 10 — конжакиты и метасоматические габброиды, 11 — габбро-нориты, пироксеновое и амфиболовое габбро, 12 — клинопироксениты милонитизированные, 13 — клинопироксениты магнетитовые, 14 — оливиновые клинопироксениты, 15 — дуниты

ченное распространение и представлены мелкими линзовидными телами амфиболовых сосюритизированных разностей по периферии массива. Именно их воздействием вызывается описанный выше контактовый метаморфизм амфиболитовой фации.

Положение и состав флогопитовых ультрамафитов

Флогопитовые ультрамафиты установлены в клинопироксенитовой оболочке восточного контакта и в дайках среди дунитового ядра. Дайки сложены флогопит-клинопироксеновыми и флогопит-хромдиопсидовыми породами мощностью до 1 м, местами с преобладанием флогопита. Состав их не мог быть изучен, так как в коре выветривания флогопит полностью замещен вермикулитом и сунгулитом.

В пределах пироксенитовой оболочки флогопитовые ультрамафиты установлены скважинами в районе Кучумской магнитной аномалии (рис. 3). Оболочка шириной до 900 м имеет стандартное зональное строение, но тектонически сильно нарушена. Внутренняя зона шириной до 100 м сложена оливиновыми клинопироксенитами, внешняя — мономинеральными и магнетитовыми клинопироксенитами, сменяемыми флогопитовыми и флогопит-магнетитовыми клинопироксенитами, частично или полностью замещенными горнблендитами и флогопитовыми горн-

блендитами, в свою очередь замещенными флогопитовыми горнблендит-пегматитами. К востоку от них располагаются кытлымиты и роговики, отделяющие Светоборский массив от Качканарского. Ширина зоны вмещающих пород варьирует от 170—240 до 1300 м.

Флогопитовые ультрамафиты слагают два участка. Северный, входящий в состав облоочки, имеет размеры 450×1100 м и состоит из

магнетит-флогопит-клинопироксеновых пород шириной до 100 м и длиной до 500 м, окруженных зонами флогопит-клинопироксеновых пород шириной до 70 м, частично или полностью замещенных горнблендитами. Южный участок приурочен к тектоническому блоку горнблендитов, отделенных от массива стометровой зоной кытлымитов. В части блока, ближайшей к массиву, установлена зона флогопитовых горнблендитов шириной 50—60 м.

Флогопитовые ультрамафиты представлены нормальнозернистыми и пегматоидными безамфиболовыми разностями. Первые представлены флогопитовыми, флогопит-пироксеновыми породами, флогопитовыми верлитами и клинопироксенитами. Флогопитовые клинопироксениты — среднезернистая порода с 15—50 % флогогита, 50—80 % клинопироксена, до 15 % амфибола и до 10 магнетита.

Магнетит-флогопит-клинопироксеновая порода мелко- и среднезернистая с 10—50 % флогогита, 20—70 % клинопироксена, до 30 % магнетита и до 20 % амфибола. Характерная особенность пород — четкий ксеноморфизм флогогита к клинопироксену и частое развитие на контакте с последним бурого плеохрозирующего амфибола, а также отсутствие в магнетитсодержащих разностях плеонаста — типичного минерала магнетитовых клинопироксенитов качканарского типа.

Амфиболсодержащие флогопитовые ультрамафиты представлены флогопит-амфибол-диопсидовыми породами и флогопитовыми горнблендитами. Флогопит-амфибол-диопсидовые породы темно-зеленые пятнистые средне- и мелкозернистые с варьирующим содержанием амфибола и клинопироксена и с 20—30 % флогогита. Флогопитовые горнблендиты — черные и зеленовато-черные тонко- и мелкозернистые породы с флогопитом от единичных пластинок до 30 %.

Пегматоидные разности представлены флогопитовыми горнблендитами и флогопит-амфибол-клинопироксеновыми породами, грубозернистыми (1—2 см) с аксессуарным апатитом и флогопитом в пластинках до 2×1 см. Кроме описанных разностей, наблюдались редкие жилки

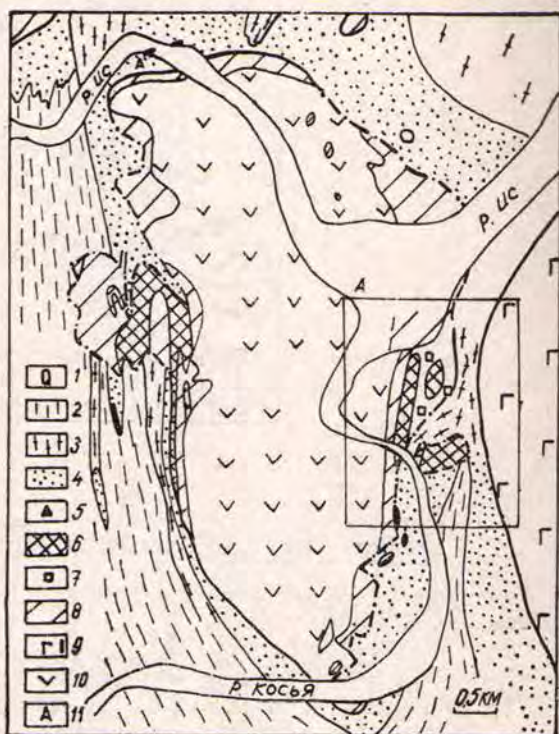


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Светоборского пироксенит-дунитового массива. По О. К. Иванову с упрощением.

Условные обозначения: 1 — аллювий, 2 — зеленые сланцы O_2 , 3 — микроамфиболиты, 4 — кытлымиты, 5 — скарниды, 6 — горнблендиты, 7 — флогопитовые ультрамафиты, 8 — клинопироксениты, 9 — амфиболовое габбро, 10 — дуниты серпентинизированные, 11 — детально изученный участок

флогопитовых и пироксен-флогопитовых пород, секущих флогопитовые и обычные клинопироксениты.

Флогопитсодержащие ультрамафиты отличаются повышенным содержанием K_2O от 1,2 до 5 %, реже 7,7 % и глинозема (4,7—10,6 %),

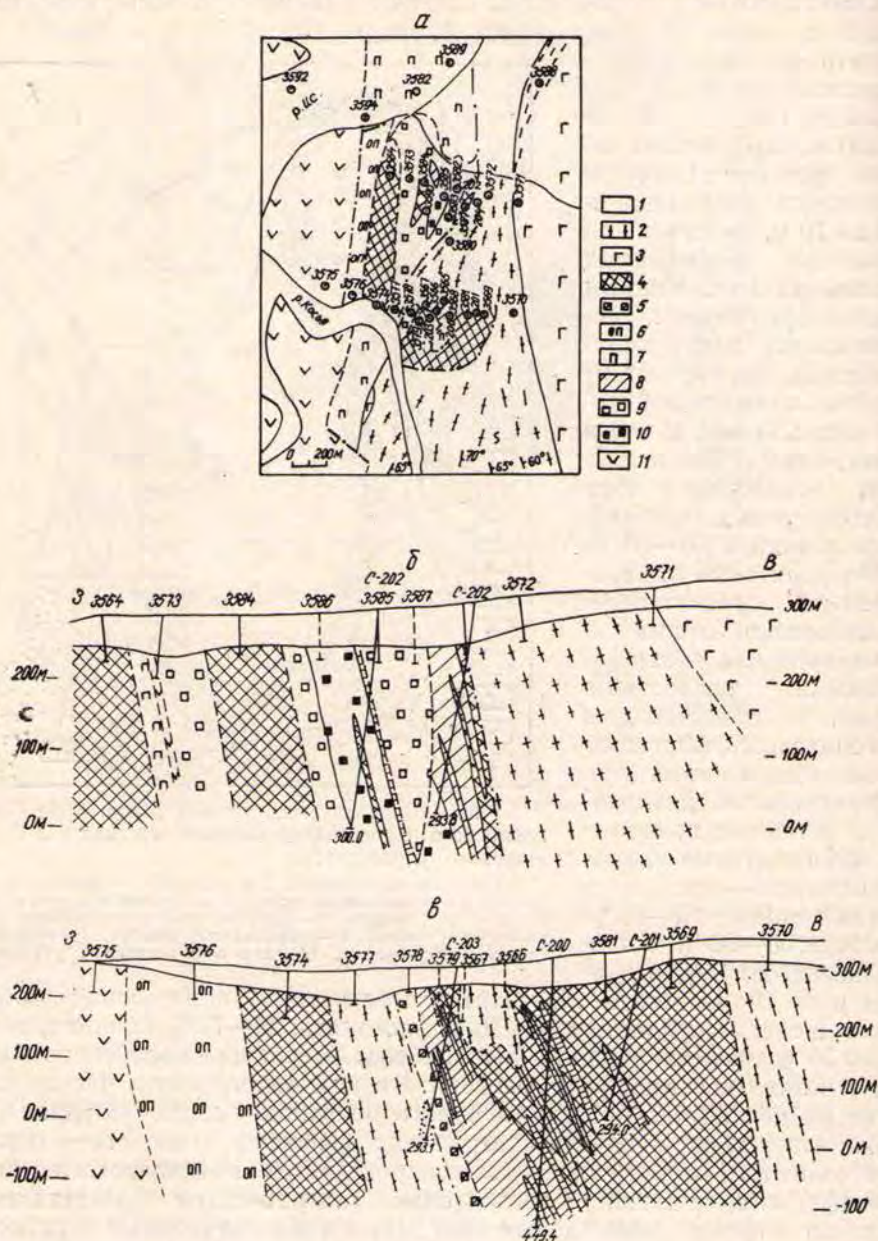


Рис. 3. Схематическая карта Кучумского месторождения (а) и разрезы (б, в) со снятым чехлом делювиальных отложений.

Условные обозначения: 1 — аллювий, 2 — кылдымиты, 3 — габброиды, 4 — горнблендиты, 5 — флогопитовые горнблендиты, 6 — оливковые клинопироксениты, 7 — мономинеральные клинопироксениты, 8 — флогопитовые горнблендиты, 9 — флогопит-клинопироксеновые породы, 10 — магнетит-флогопит-клинопироксеновые породы, 11 — дуниты серпентинизированные

тогда как по содержанию титана и суммарного железа они не отличаются от бесфлогопитовых ультрамафитов (табл. 1). Железистость пород варьирует от 14,6 до 40,5 % и зависит от содержания магнетита.

Химический состав флогопитовых ультрамафитов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,39	40,65	37,98	46,94	40,82	48,56	51,51	51,14	40,18
TiO ₂	0,52	1,55	1,88	0,80	1,56	0,45	0,50	0,34	1,58
Al ₂ O ₃	5,19	10,40	8,47	5,86	7,21	6,11	4,81	4,67	10,58
Cr ₂ O ₃	0,53	0,09	0,02	0,04	0,02	0,42	0,03	0,25	0,03
Fe ₂ O ₃	11,96	11,88	22,12	11,30	21,03	6,76	7,50	5,91	15,04
MnO	0,19	0,06	0,13	0,10	0,15	0,07	0,12	0,08	0,13
MgO	27,73	19,09	16,37	15,31	13,75	17,64	13,94	17,52	13,56
CaO	5,13	4,44	8,21	14,42	11,96	13,33	17,65	15,69	9,47
Na ₂ O	0,59	0,49	0,18	0,25	0,31	0,37	0,34	0,22	1,44
K ₂ O	2,46	7,74	4,97	2,52	3,07	3,52	1,22	2,19	4,07
П.п.п.	3,49	1,86	0,32	0,55	0,23	0,87	0,62	0,91	0,85
V ₂ O ₅	0,02	0,03	0,005	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,04
P ₂ O ₅	0,38	0,00	0,02	0,03	0,13	0,03	0,04	0,04	1,10
Сумма	100,40	98,28	100,69	98,12	100,27	98,01	98,23	98,88	98,05
F _{пор}	17,89	23,9	40,5	27,1	43,6	16,2	20,9	14,6	35,9

Примечание: 1 — верлиты флогопитовые мелкозернистые серпентинизированные, скв. 203, гл. 229 м, 2 — клинопироксен-флогопитовая порода, скв. 3587, гл. 34 м, 3 — клинопироксен-флогопитовая среднезернистая порода, скв. 3586, гл. 34 м, 4 — флогопит-амфибол-клинопироксеновая среднезернистая порода, скв. 204, гл. 278, 7 м, 5 — флогопит-магнетит-клинопироксеновая порода мелкозернистая, скв. 202, гл. 200 м, 6 — флогопитовый клинопироксенит крупнозернистый, скв. 3585, гл. 63,6 м, 7 — магнетитсодержащий клинопироксенит с порфиробластами флогопита, скв. 202, гл. 294 м, 8 — пегматит оливин-флогопит-магнетит-клинопироксенового состава, скв. 202, гл. 118,5 м, 9 — пегматит флогопит-амфибол-клинопироксенового состава, скв. 202, гл. 279,5 м. Анализы выполнены в ИГИГ УрО РАН на рентгеновском квантометре СРМ-18. Аналитик Л. Н. Плюснин.

Таблица 2

Химический состав минералов флогопитовых ультрамафитов

Компоненты	Флогопит					Пироксен	Амфибол		Магнетит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36,85	38,58	40,50	39,09	37,79	51,34	42,62	41,29	0,00	0,05
TiO ₂	1,51	1,78	1,46	1,69	1,67	0,45	1,27	1,56	0,83	4,57
Al ₂ O ₃	17,98	16,34	14,21	15,55	18,50	3,13	15,56	14,16	0,17	2,00
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,03	0,12	0,40	0,02	0,06	0,00	0,65	0,47
Fe ₂ O ₃	9,96	9,19	7,18	7,15	8,49	6,09	10,77	13,10	73,18	62,59
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	24,26	28,45
MnO	0,11	0,08	—	0,05	0,10	0,15	0,12	0,20	0,07	0,33
NiO	—	0,00	—	—	—	0,00	0,02	—	0,01	0,04
CoO	—	0,00	—	—	—	0,00	0,00	—	0,08	0,10
ZnO	—	0,03	—	—	—	—	—	—	0,01	0,12
MgO	20,33	19,53	22,19	22,05	19,29	13,67	14,42	13,41	0,27	0,87
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	23,82	12,43	12,63	0,00	0,00
Na ₂ O	0,21	0,30	0,28	0,27	0,45	0,20	1,07	1,18	—	—
K ₂ O	8,80	9,89	9,65	9,57	8,88	0,00	1,64	0,44	—	—
H ₂ O ⁺	4,02	4,24	4,25	4,21	4,19	1,05	1,98	1,97	—	—
F	0,20	—	0,18	0,25	0,17	—	—	0,06	—	—
Cl	0,00	—	0,06	0,02	0,02	—	—	0,00	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	0,40
Сумма	100,03	100,01	99,99	100,02	99,98	99,98	100,01	100,00	100,01	99,99
f	21,6	20,9	15,4	15,4	19,8	20,0	29,5	35,3	—	—

Примечание: Флогопиты из: 1 — флогопитовых клинопироксенитов, С-202/236, 2 — магнетит-флогопит-клинопироксеновых пород, С-202/269 м, 3 — флогопит-магнетит-клинопироксеновой породы, С-204/278,4 м, 4 — флогопитовой породы, С-3587/79 м, 5 — пегматита магнетит-амфибол-пироксен-флогопитового состава; С-202/279,5 м. Пироксен: 6 — клинопироксенит С-202/294 м. Амфиболы: 7 — из флогопит-амфибол-магнетит-пироксеновой породы С-202/269 м, 8 — из магнетит-флогопит-пироксен-амфиболовой породы пегматитового облака С-202/279,5 м. Магнетиты: 9 — из магнетит-флогопит-пироксеновой породы С-202/269 м, 10 — из клинопироксенита С-202/294 м. Микронзондовые определения, JXA-5, Аналитик В. А. Вилисов.

Минеральный состав флогопитовых ультрамафитов ограничен флогопитом, клинопироксеном, амфиболом, магнетитом и апатитом (табл. 2).

Флогопит представлен пачками до 3×5 мм малотитанистого почти бесфтористого с низкой железистостью (15—21,6%) и резким преобла-

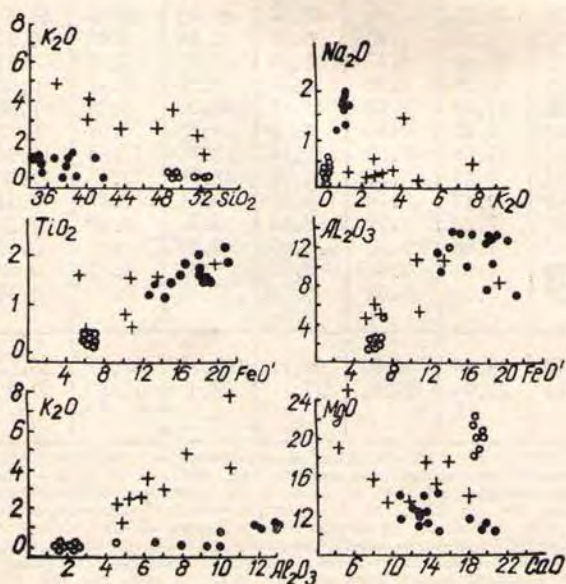


Рис. 4. Сравнительная диаграмма составов флогопитовых ультрамафитов Светлоборского массива (прямые крестики), клинопироксенитов (полые кружки) и горнблендитов (залитые кружки)

данием тетраэдрического Al над октаэдрическим (рис. 4). Кристаллохимические формулы:

1. $(K_{0,80}Na_{0,01})_{0,81}(Mg_{2,16}Mn_{0,01}Fe_{0,59}^{2+}Al_{0,21})_{2,97}[Si_{2,63}Al_{1,29}Ti_{0,08}]_{4,0} \times O_{10,83}(OH)_{0,96}F_{0,04}$
2. $(K_{0,93}Na_{0,04})_{0,96}(Mg_{2,11}Fe_{0,56}Al_{0,38})_{3,00}[Si_{2,82}Al_{1,07}Ti_{0,10}]O_{11,04} \times (OH)_{1,03}$
3. $(K_{0,88}Na_{0,04})_{0,92}(Mg_{2,37}Fe_{0,43}Al_{0,20})_{3,00}[Si_{2,91}Al_{1,0}Ti_{0,08}]_{3,99} \times O_{11,0}(OH)_{1,02}F_{0,04}$
4. $(K_{0,84}Na_{0,02})_{0,86}(Mg_{2,27}Fe_{0,41}Al_{0,31})_{3,0}[Si_{2,95}Al_{0,96}Ti_{0,09}]_{4,0}O_{11,05} \times (OH)_{0,97}F_{0,06}$.

Клинопироксен из флогопит-клинопироксеновых пород наблюдается в индивидах до $1,5 \times 2$ мм, реже до 6×2 мм. Состав близок к составу из бесфлогопитовых разновидностей.

Амфибол из флогопитовых ультрамафитов, горнблендитов и флогопитсодержащих пегматитов наблюдается в зернах от 2×3 мм до 1—3 см и близок к амфиболу из бесфлогопитовых разновидностей, отвечая магнезиочермакиту.

7. $(K_{0,3}Na_{0,3})_{0,6}Ca_{1,93}Mg_{3,11}(Fe_{1,31}Mn_{0,01}Al_{0,54})_{1,85}[Si_{6,17}Al_{1,78} \times Cr_{0,01}Ti_{0,04}]_{8,0}O_{22,07}(OH)_2$
8. $(K_{0,08}Na_{0,16})Ca_{1,99}(Mg_{2,8}Mn_{0,02}Fe_{0,18}^{2+})_{3,0}(Fe_{1,35}^{3+}Al_{0,65})(Si_{6,25}Al_{1,69} \times Ti_{0,16}O_{22,7}(OH)_{1,92}F_{0,03})$

Магнетит образует компактные, ксеноморфные к пироксену зерна от 0,6 мм или мелкие изометрические включения до $0,01 \times 0,02$ мм во флогопите. Относится к малотитанистым малохромистым и низкоглиноземистым разновидностям. Кристаллохимические формулы:

9. $(\text{Mg}_{0,11}\text{Co}_{0,02}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{7,85}^{2+})_{8,0} (\text{Fe}_{15,57}^{3+}\text{Cr}_{0,14}\text{Al}_{0,06}\text{Ti}_{0,23}\text{V}_{0,09})_{16,0} \times \text{O}_{32,34}$
 10. $(\text{Mg}_{0,39}\text{Co}_{0,02}\text{Ni}_{0,01}\text{Zn}_{0,03}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{7,12}^{2+}\text{Fe}_{0,35}^{3+})_{8,0} (\text{Fe}_{13,74}^{3+}\text{Cr}_{0,11} \times \text{Al}_{0,70}\text{Ti}_{1,37}\text{V}_{0,08})_{16,00} \text{O}_{32,94}$

О генезисе флогопитовых ультрамафитов

Принципиальное значение имеет прежде всего генезис флогопитовых клинопироксенитов, так как все горнблендиты Платиноносного пояса — вторичные апопироксеновые породы, формировавшиеся при воздействии на клинопироксениты флюидов, связанных с габбровыми интрузиями [8, 9, 10]. Между бесфлогопитовыми и флогопитовыми клинопироксенитами не существует каких-либо четких взаимоотношений, позволяющих судить о их относительном возрасте. Постепенное появление флогопита и закономерное его положение относительно клинопироксена как будто позволяет сделать вывод о близодновременном образовании обоих типов пород. В то же время ряд данных свидетельствует о несколько более позднем образовании флогопитовых разновидностей. Так, наблюдаются признаки замещения пироксена флогопитом с появлением каймы бурового амфибола. Во-вторых, в магнетит-флогопит-пироксеновых породах отсутствует плеонаст — характерный акцессорный минерал бесфлогопитовых магнетитовых клинопироксенитов, что можно объяснить его замещением флогопитом. В то же время очевидно, что если и существовал временной разрыв между образованием обоих пироксенитов, то этот интервал был весьма незначителен. Отсюда вытекает две возможности образования флогопитовых клинопироксенитов — синхронно с клинопироксенитовой оболочкой или близодновременно с горнблендитами.

В пользу генетической связи флогопитовых клинопироксенитов с клинопироксенитовой оболочкой свидетельствуют: 1) обычное присутствие акцессорного флогопита в оливиновых и мономинеральных клинопироксенитах оболочки КЗУМ [6], 2) признаки близодновременного образования бесфлогопитовых и флогопитовых клинопироксенитов, 3) признаки флогопитизации клинопироксенитов с уничтожением плео-

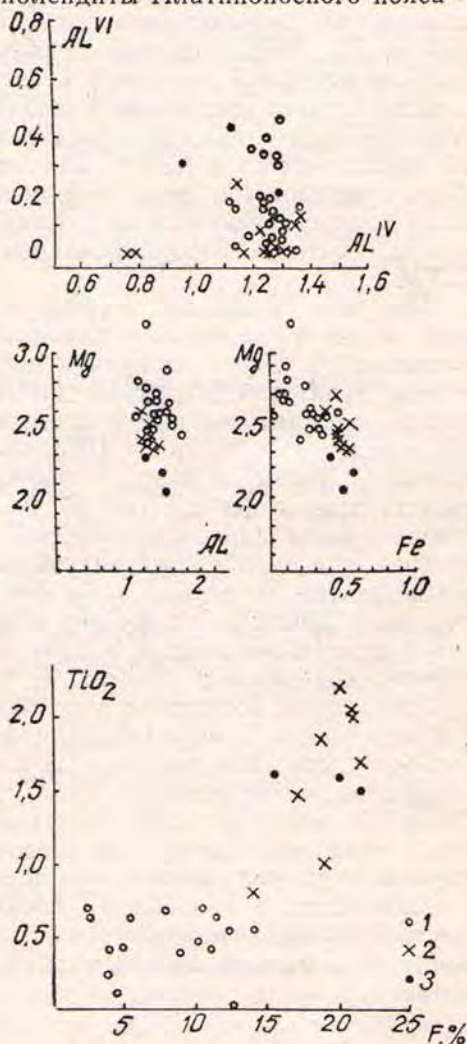


Рис. 5. Составы флогопитов из магнетиальных скарнов (1), щелочно-ультраосновных комплексов платформ (2) и флогопитовых ультрамафитов Светлоборского массива (3). Данные 1 и 2 из работы Е. Н. Ушаковой [16]

наста идентичной с таковым же процессом при постмагматической флогопитизации магнезиальных скарнов на контактах гранитоидов с доломитами [1, 18, 19], 4) разные тренды направленности процесса и отсутствие четкой связи с горнблендитами (рис. 4), 5) широкое присутствие флогопита в пироксенитовых дайках среди дунитов Светлоборского массива.

В пользу тесной связи флогопитовых клинопироксенитов с процессом горнблендитизации могут служить признаки более позднего образования флогопита и его тесный парагенезис с амфиболом. Возможность кристаллизации при этом клинопироксена подтверждается присутствием равновесных амфибол-пироксеновых пород в том же Светлоборском массиве [7]. Исходя из этого, можно было предполагать, что более высокотемпературный калиевый метасоматоз предшествовал горнблендитизации. Однако против этого свидетельствует, во-вторых, редкость развития флогопита при горнблендитизации, несмотря на широкое развитие горнблендитов в КЗУМ, во-вторых, совершенно различные тренды обоих процессов (см. рис. 5). В целом сумма признаков свидетельствует, по нашему мнению, в пользу генетической связи флогопитовых клинопироксенитов с формированием клинопироксенитовой оболочки КЗУМ.

При этом возникает естественный вопрос о причинах появления воды, калия и глинозема — главных компонентов флогопитовых клинопироксенитов. Одной из причин могли быть флюиды, связанные с собственно дунитовой интрузией. Дуниты Платиноносного пояса содержат, правда, в незначительных количествах, щелочи и глинозем. Так, в оливинах некоторых массивов (Иовское тело) установлены, судя по пластинчатой форме и цвету, субмикроскопические продукты распада, представленные флогопитом [8, 9, 10, 20]. Во-вторых, флогопит установлен в значительных количествах в камерных пегматитах Укутского массива, где он образует индивиды до 5 см, замещенные пеннином и вермикулитом. В-третьих, в дунитах ряда массивов, особенно Нижнетагильского, установлены фуксит и флогопит, образующие поздние оливин-флогопитовые жилки в дуните и интерстициальные выделения в флогопитосодержащих дунитах [8, 9, 10]. Таким образом, этот вариант представляется достаточно обоснованным, хотя количество K_2O и Al_2O_3 в дунитах пока не может быть точно оценено. Не исключено, что значительная часть этих компонентов была вынесена и участвовала в формировании клинопироксенитовой оболочки. Второй, менее вероятной причиной, могли служить попавшие в зону формирования пироксенитовой оболочки экзотические щелочьсодержащие высокоглиноземистые породы, например риолиты или пелиты, присутствующие в полосе верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений. При этом подвижные компоненты диффундировали вдоль кровли массива и с понижением температуры вызывали постмагматическую флогопитизацию клинопироксенитов.

Сравнение флогопитовых ультрамафитов КЗУМ с аналогичными образованиями других генетических типов

Флогопитовые ультрамафиты являются типичными породами трех формаций — расслоенных интрузий, щелочно-ультраосновных комплексов платформ и магнезиальных скарнов.

В расслоенных интрузиях они представлены флогопитовыми дунитами и флогопитовыми гарцбургитами с пойкилитовой структурой, являются типичными ортомагматическими образованиями, впервые описанными как сциелит в базальтоидных ультрамафитах Гарца (Розенбуш, 1933), затем в Сарановской расслоенной интрузии [6, 8, 9, 10]. Ни фло-

гопитовых пироксенитов, ни флогопитовых горнблендитов не установлено.

В щелочно-ультраосновных комплексах платформ (Алданский щит, Маймеча-Котуйская провинция, Кольский п-ов) флогопитовые клинопироксениты, флогопит-пироксен-оливиновые породы и флогопит-магнетитовые породы развиты на контакте оливинитов с поздними щелочными интрузивами, хотя часть флогопита является результатом аутометасоматических процессов [3, 14]. Характерно присутствие тетраферрифлогопита с повышенным содержанием фтора (до 1,2 %) и аксессуарных пировскита и высокотитанистого титаномагнетита (см. рис. 5).

В магнезиальных скарнах на контакте гранитоидов с доломитами флогопит-пироксеновые и флогопит-магнетит-пироксеновые породы обычны в зонах постмагматической перекристаллизации по пироксеновым и магнетит-пироксеновым породам. Характерна пониженная железистость, низкая титанистость и железистость и высокое (более 1,5 %) содержание F.

Сравнение известных типов флогопитовых ультрамафитов с ультрамафитами, установленными в Светлоборском массиве, показывает, что наиболее близки к нашим флогопитовые пироксениты из магнезиальных скарнов. Отличие в составе флогопита и магнетита обусловлено разным составом субстрата и интрузивных пород.

Условия формирования флогопитовых ультрамафитов

Формирование флогопитовых клинопироксенитов близодновременно с магнетитовыми предполагает и близкие условия формирования. Парагенезис диопсид+флогопит кристаллизуется при 600—650 °С [4]. Однако по экспериментам Г. П. Зарайского и др. [5] образование флогопита и шпинели магнезиальных скарнов происходит при 800 °С и давлении 500 МПа. Однако в природных магнезиальных скарнах и в клинопироксенитовой оболочке КЗУМ флогопит образуется явно позже плеонаста, т.е. при более низких температурах порядка 700—800 °С и ниже. Гипабиссальные условия формирования КЗУМ указывают на вероятные глубины в 3 км. Химизм процесса достаточно очевиден и происходит при привносе глинозема, калия и воды с низким содержанием фтора во флюиде [7]. Калий-аргоновое отношение показало, что возраст флогопитов из флогопит-пироксеновых и флогопит-амфиболовых пород составляет 426—432 млн. лет, что отвечает геологическим данным о возрасте КЗУМ [13].

Заключение

Хотя формально открытие флогопитовых ультрамафитов еще более сближает КЗУМ со щелочно-ультраосновными интрузиями платформ, тем не менее в КЗУМ они формировались не в результате воздействия более поздних щелочных интрузивов, а в результате постмагматических процессов в пироксенитовой оболочке, т.е. имеют совсем другую природу и не могут использоваться в целях идентификации с щелочно-ультраосновными массивами. В то же время это еще больше сближает клинопироксениты КЗУМ с магнезиальными аподоломитовыми скарнами магматической стадии.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Александров С. М. Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах.— М.: Наука, 1992.—343 с.
2. Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. Ком., нов. сер.—1913. Вып. 62.—694 с.

3. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Тр. НИИГА.—1961.— Т. 122.—272 с.
4. Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 220—302.
5. Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М., Балашов В. Н. Экспериментальные исследования биметасоматического скарнообразования.— М.: Наука, 1986.— 231 с.
6. Иванов О. К. Флогопитовые гипербазиты Сарановского массива (Средний Урал) // Тр. Свердловского горного ин-та.— Свердловск, 1976. Вып. 124.— С. 91—98.
7. Иванов О. К. Новый тип апатитового оруденения в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Мат-лы к минералогии рудных районов Урала.— Свердловск: УрО АН СССР, 1988.— С. 106—111.
8. Иванов О. К. Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Л.: ЛПИ, 1990.—44 с.
9. Иванов О. К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов.— Иркутск, 1990.— С. 70—74.
10. Иванов О. К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала— М.: Наука, 1990.—243 с.
11. Иванов О. К. Новые генетические типы магнезиальных скарнов магматической стадии в связи с ультрамафитами // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук.— СПб, 1992.— С. 132—144.
12. Иванов О. К., Зворская С. А. Новые данные о структуре Качканарско-Гусевогорского габбро-пироксенитового плутона (Урал) // ДАН СССР.—1990.— Т. 313, № 4.— С. 931—935.
13. Иванов О. К., Калеганов Б. А. Калий-аргоновый возраст флогопитовых клинопироксенитов Светлоборского массива // Ежегодник.— Свердловск, 1991. ИГИГ УрО РАН.— Екатеринбург, 1992.— С. 61—62.
14. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии.— М.: Недра, 1965.—771 с.
15. Решитько В. А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Мат-лы первой научной конф. аспирантов.— Ростов: Ростовский ун-т, 1959.— С. 53—61.
16. Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород.— М.: Наука, 1971.—344 с.
17. Фоминых В. Г., Н. В. Ларина, Л. К. Воронина. Сульфидная минерализация в Кучумском титаномагнетитовом рудопроявлении на Среднем Урале // Ежегодник — 1988 ИГиГ УНЦ.— Свердловск, 1989.— С. 73—75.
18. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов.— М.: Наука, 1973.—214 с.
19. Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М. Шпинелевопироксенитовые породы как метасоматические образования // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: АН СССР, 1961.— С. 440—483.
20. Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // ЗВМО.—1980.— № 1.— С. 98—105.

УДК 553.491+470.5

И. А. Малахов, И. В. Савохин, Г. А. Сычева

**О ГЕНЕЗИСЕ ПЛАТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВАХ
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА
(На примере Нижне-Тагильского массива)**

Собранный и проанализированный нами обширный фактический материал по геологии Нижне-Тагильского массива, петрографии и геохимии слагающих его ультраосновных пород, ассоциирующих с ними хромитов и приуроченного к ним платинового оруденения позволяет во многом по-новому трактовать вопросы их формирования и происхождения. Вопросы детального изучения и оценки перспектив его рудоносности приобретают особое значение в связи с тем, что Нижне-Тагильский и другие зональные пироксенит-дунитовые массивы Платиноносного пояса являются типоморфными на хромитовый тип металлов платиновой группы (МПГ), среди которых резко преобладает самородная платина, а также иридий.