

## МАССИВЫ БАЗИТОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ХРОМИТЫ. ОСОБЕННОСТИ ИХ СОСТАВА И ПРИРОДЫ

*С. С. Зимин*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

В работе описаны особенности залегания массивов гипербазитов, формы их тел, структуры пород и их изменения с глубиной или от контакта вовнутрь. Освещается также широкое участие в офиолитовых вулканитах складчатых регионов Востока Азиатского материка горизонтов коматиитов, иногда дайковых тел и лав пикритов и меймечитов. Показывается, что в гипербазитовых, как и в базитовых, массивах наблюдается возрастание с глубиной степени окисления хромшпинелидов, связанная, как и массовая серпентинизация, с влиянием постмагматических флюидов одного или нескольких подводящих каналов, что открывает новые возможности в познании минерации этих магматических тел горных пород.

**Ключевые слова:** гипербазиты, базиты, хромиты, степень окисления, постмагматические флюиды, Восток Азии.

Массивы базитов и гипербазитов в громадном большинстве случаев являются производными глубинных магматических расплавов. Последние застывают и кристаллизуются в земной коре с образованием самых различных по величине и форме тел основных и ультраосновных пород, начиная от штоков и даек и кончая сложными стратифицированными образованиями типа лополитов и лакколлитов. Первичное положение и взаимоотношение их с обожженными ими вмещающими породами сохраняется не всегда. Чаще всего массивы гипербазитов в активных зонах земной коры оказываются выведенными в более верхние уровни литосферы под влиянием тектонических движений и приобретают облик протрузий, которые лишены экзоконтактных зон термальных воздействий на вмещающие породы. Это особенно характерно для серпентинизированных интрузивов, которые, имея линзовидную форму, при сжатии легко срываются с первичных контактов и проскальзывают в верхние горизонты земной коры, оставаясь чаще всего в толще офиолитовых вулканидов. По разлому они могут выходить за пределы офиолитовой толщи, оказываясь среди более молодых осадочных образований.

Многолетние исследования геологии регионов Востока Азиатского континента свидетельствуют, что массивы гипербазитов Чхончжин-Кайшантунской зоны офиолитов КНДР, Наданьхада-Алиня на

Северо-Востоке КНР, Сихотэ-Алиня, Камчатки (Срединная [15] и Восточная зоны), Вывенко-Ватынского и Западно-Чукотского поясов [7], а также Усть-Депской зоны [7] офиолитов среднего Приамурья в большинстве случаев обнаруживают тесное сонахождение с офиолитовыми вулканидами и хорошо коррелируются с ними по содержаниям как петрогенных, так и микроэлементов.

Более того, во всех этих поясах и складчатых регионах постоянно встречаются прослойки и горизонты (табл. 1) коматиитов [7, 154], а в ряде случаев и самостоятельные пояса этих пород [4] значительной протяженности (хр. Пекульней). Кроме того, в осевой части Сихотэ-Алиня, в северной половине его, широко распространены дайки и лавы мезозой-кайнозойских пикритов и меймечитов [7, 19]. Из этого следует только один вывод: при наличии во всех складчатых регионах Востока Азиатского материка коматиитовых вулканидов, а также лав и даек пикритов и меймечитов трудно убедить специалистов в изначально тектоническом происхождении массивов гипербазитов.

Сказанное выше подтверждается особенностями взаимоотношения рассматриваемых здесь интрузивов в первичном залегании с вмещающими породами, а также структурно-текстурными чертами минеральных образований самого массива гипербазитов, даже если он находится во вторичном залегании.

Таблица. Химический состав коматитов в офиолитовых поясах и зонах Востока Азиатского континента.

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	п.п.п.	Сумма
1	Ст-0/1	48.95	0.59	12.32	2.48	6.90	0.15	11.92	8.27	3.03	0.49	0.13	0.37	3.86	99.46
2	Ст-52	42.90	1.06	15.32	3.84	6.04	0.16	11.33	8.92	2.54	1.19	0.23	0.35	5.81	99.69
3	Ст-51	44.68	1.53	16.68	2.60	6.66	0.20	11.58	4.05	3.14	1.24	0.29	1.04	5.83	99.52
4	10	47.35	2.43	11.00	3.30	8.95	0.18	11.19	8.70	2.67	0.50	0.33	0.19	3.02	99.81
5	11	47.15	2.36	10.86	4.20	9.22	0.21	12.56	10.45	1.21	0.38	0.41	0.14	0.40	99.55
6	12	45.65	2.67	11.59	3.97	10.87	0.21	10.96	9.65	3.09	0.79	0.44	0.10	0.40	99.49
7	X-33	44.56	2.20	12.35	8.49	5.51	0.59	10.55	5.30	2.29	0.41	0.65	-	7.04	99.84
8	K-97	43.27	0.98	14.74	4.93	6.09	0.19	11.70	7.95	1.73	0.35	0.10	-	8.23	100.26
9	D-4	45.11	2.57	10.76	4.57	8.93	0.18	11.29	8.06	2.78	0.40	0.41	-	4.59	99.65
10	1(5)	39.75	1.08	4.86	4.28	7.51	0.18	30.81	4.35	0.19	0.19	-	-	6.38	99.58
11	7(3)	46.43	2.08	10.77	5.10	6.65	0.27	10.52	12.48	2.12	0.32	-	-	3.40	100.14
12	4(4)	39.12	1.09	4.85	6.54	6.86	0.26	29.76	5.13	0.41	0.25	-	-	5.51	99.78
13	8	42.66	0.99	9.92	2.41	7.76	0.14	15.95	8.90	5.00	1.35	0.21	1.82	0.62 H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	98.03
14	9	39.70	0.25	5.78	2.57	4.77	0.14	32.22	5.29	0.34	0.46	0.18	7.68	0.42	99.80
15	10	39.77	0.34	6.34	2.21	5.72	0.14	30.21	6.02	0.54	0.53	0.21	7.43	0.38	99.84
16	1	40.41	0.37	5.65	3.16	4.74	0.14	31.12	5.27	0.47	0.52	0.18	7.44	0.47	99.91
17	174-A	40.34	0.29	10.32	3.28	6.88	0.34	24.21	6.01	0.09	0.08	0.05	0.74	-	98.63
18	188-B	50.30	0.60	10.00	1.80	5.39	0.30	15.67	9.95	2.55	0.06	0.06	2.84	-	99.52
19	618-A	42.76	0.54	11.30	2.86	8.23	0.22	19.76	8.87	0.37	0.09	0.21	3.80	0.60	99.61
20	727	41.40	0.45	11.73	5.02	6.62	0.26	21.30	7.84	1.50	0.15	0.10	-	3.50	99.97
21	736	43.50	0.14	10.55	3.75	5.95	0.21	20.24	8.91	1.18	0.17	0.13	2.07	0.89	99.11
22	7	48.49	0.22	2.00	1.28	5.02	0.17	25.96	12.14	0.18	0.06	-	-	2.93	99.45
23	8	46.50	0.13	1.39	4.12	2.94	0.20	20.84	18.65	0.20	0.03	-	-	5.61	99.50
24	2(15)	47.67	0.67	10.43	4.60	5.88	0.18	12.77	12.36	1.34	1.96	0.20	-	2.31	99.47
25	7(12)	40.26	0.38	6.30	5.22	5.39	0.23	30.01	4.20	0.47	0.34	0.18	-	7.28	100.26
26	11	39.92	0.49	12.14	3.61	9.75	0.29	10.30	11.86	3.47	0.32	0.10	7.21	0.24	99.70
27	12	47.90	0.63	14.39	1.73	7.85	0.13	12.18	5.89	3.27	0.49	0.14	4.37	0.97 H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	100
28	10	43.15	0.42	11.93	2.23	7.18	0.20	17.08	10.01	1.62	0.19	0.22	0.13	3.96	99.32
29	1	42.95	0.45	8.12	9.55	3.47	0.21	20.80	8.09	0.84	0.06	0.13	0.23	4.65	99.55
30	2	42.60	0.49	8.11	5.14	5.98	0.24	23.40	7.51	0.78	-	0.14	0.13	5.45	100.03
31	5	44.15	0.26	8.42	1.81	6.93	0.25	22.94	7.77	0.67	0.26	0.24	0.24	5.85	99.79
32	4	47.20	0.90	10.84	3.86	6.21	0.23	15.63	8.78	2.83	0.37	0.69	-	2.75	100.13
33	5	36.22	0.02	10.23	4.78	6.48	0.32	14.39	12.74	2.43	0.54	0.84	-	2.11	100.37

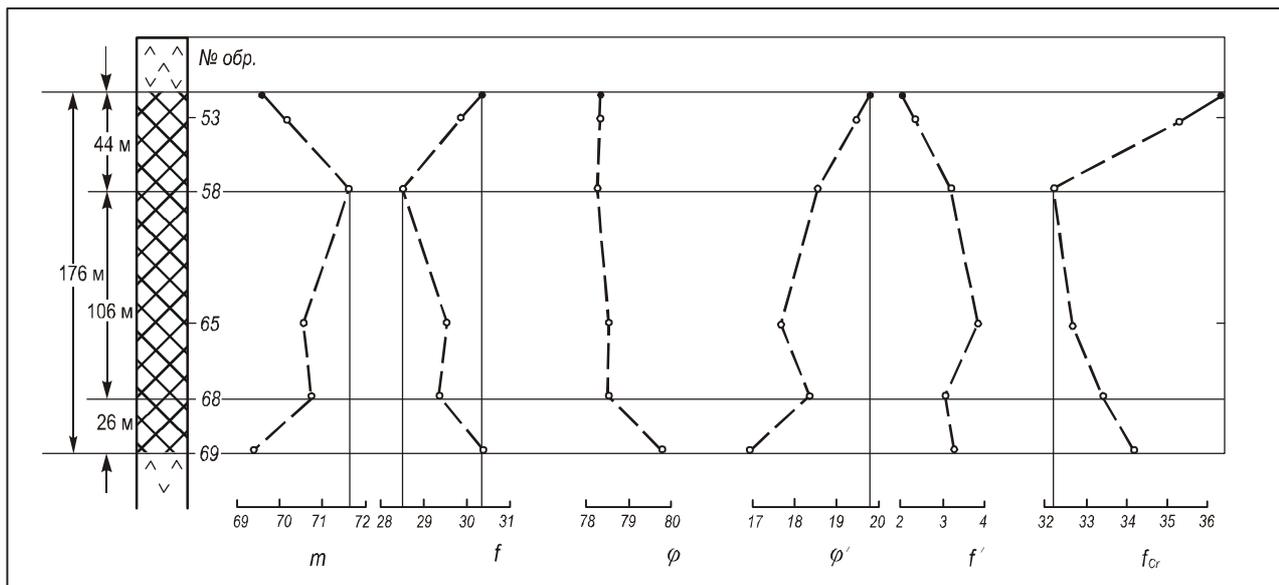
Примечание. 1-3 – базальтовые коматиты Чонгжин-Кайпангунской зоны офиолитов КНДР (Химическая лаборатория ДВГИ ДВО РАН; анализ Л.В. Нешковская); 4-6 – коматиты офиолитовой зоны Наданьхада-Алинского антиклинария [16, табл. 19]; 7-9 – коматиты северной части офиолитов Сихотэ-Алиня [16, табл. 11]; 10-12 – меймечиты и пикриты осевой части северной половины Сихотэ-Алиня [2, табл. 27]; 13-16 – перидотитовые коматиты хр. Валагинского и хр. Кумроч на Камчатке [2, табл. 20]; 17-23 – базальтовые и перидотитовые коматиты Среднего хр. Камчатки [11, табл. 4]; 24-25 – базальтовые и перидотитовые коматиты Ватына-Вывенского пояса офиолитов [3, табл. 23]; 26-27 – базальтовые коматиты Кульской зоны офиолитов [2, табл. 26]; 28-31 – базальтовые и перидотитовые коматиты хр. Пекульней [3, табл. 36]; 32-33 – базальтовые коматиты Алучинской зоны офиолитов [2, табл. 24].

Подтверждается это и составом оливина в фенокристах и в основной массе пород того или иного интрузива перидотитов. Во всех складчатых регионах Востока Азиатского материка, указанных выше, нами было установлено, что в крупных и средних массивах гипербазитов наблюдаются зоны закалки, проявляющиеся в наличии в приконтактных зонах порфировых пород с фенокристами оливина, величиной от 4 до 7 мм, и основной тонкозернистой массой с размерами зерен оливина, равными 0,2–0,3 мм. По мере продвижения во внутренние зоны массива структура пород становится порфировидной с более крупными зернами в главной массе. Так, например, в крупном (100 км<sup>2</sup>) интрузиве гипербазитов Наданьхада-Алинского антиклинория сверху вниз имеет место следующее увеличение размеров зерен основной массы: 0,32→0,43→0,75→1,12 мм, при фенокристах его до 5 мм. В Кафэнском массиве Сихотэ-Алиня, площадью до 100 км<sup>2</sup>, сверху вниз размеры микролитов оливина возрастают в таких пределах: 0,82→0,97→1,28, при фенокристах 5–6,4 мм. В крупнейшем Усть-Бельском пластовом интрузиве сверху вниз размеры микролитов оливина увеличиваются в пределах 1,2–1,8 мм, он имеет и самые крупные (7–10 мм) фенокристы оливина. В также крупном Куюльском массиве гипербазитов сверху вниз размеры зерен оливина основной массы возрастают следующим образом: 0,70→1,20→1,52 мм, при фенокристах величиной 4,5–5,6 мм. При этом оказывается, что ядра фенокристов оливина имеют более магнезиальный состав, а краевые части – более железистый, равный составу оливина основной массы.

В случаях ненарушенного первичного залегания гипербазитов в экзоконтактах наблюдаются кварциты, возникшие по кремнистым сланцам, а также роговообманковые, пироксеновые и гранатовые роговики по спилитам и др. [7]. Чаше всего, однако, массивы сорваны с первичных контактов и находятся во вторичном залегании. В этих случаях роговики наблюдаются в провесах кровли апикальной части тел гипербазитов. Крупные пластинчатые глыбы роговиков с гранатом и без него автору посчастливилось найти на поверхности гигантского (>900 км<sup>2</sup>) горизонтально залегающего Усть-Бельского массива гипербазитов [8]. В расслоенных интрузивах (снизу вверх) состав пород и минералов изменяется закономерно. Оливины их, как и пироксены, становятся менее крупными и более железистыми. Такого рода закономерность является обычной для расслоенных массивов магматической природы, в которых гарцбургиты часто сменяются вверх лер-

цолитами, а последние, изредка, – диоксидовыми пироксенитами.

Для определения природы массивов гипербазитов большое индикаторное значение имеют акцессорные и рудные хромшпинелиды. Акцессорные характеризуются более высокой железистостью и низкими содержаниями трехвалентного железа по сравнению с рудными в одном и том же интрузиве. Аëý íèð è ððíìòèíàéèáé èç íèàñòíàíð ððíèèðíàíð ðóá àáñíüà ðàðàèòáðíà íðýíí ððíððèèíàéüíàý çààèñè-ííñòü æàèèçèñòíñèè ìò èð ððíèèñòíñèè. При этом в ряду таких пород, как дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, çàèíííáðíí òíáíüòàáðñý æàèè-çèñòíñèè ððíìòèíàéèáé çà ñ-àò ííèæáíèý ððíèèñòí-ñèè. Ìðè ýòíí òááèè-èáááòñý àèèíçàíèñòíñèè ýðèð èíàðàèíà. Весьма показательны на примере интрузивов процессы, связанные со становлением в них хромитовых рудных тел типа пластовых горизонтальных залежей. Известно, что при движении с большой глубины мантийных рудно-силикатных расплавов и образовании массивов гипербазитов имеет место некоторое отставание тяжелой их рудной нагрузки. Последняя в виде алюмохромитовых расплавов внедряется несколько позже и реагирует с полуствердевшей массой силикатов с образованием, с одной стороны, околорудных дунитовых оторочек ("рубашек") из более магнезиального (2–4% f) дунита, с другой – формирует зоны более железистых хромитов: верхнюю и нижнюю за счет (в значительной мере) железа, иммобилизованного из прикровлевой и приподошвенной дунитовых "рубашек", возникших за счет перекристаллизации исходных перидотитов. Мощность верхней прикровлевой зоны железистых хромитов на месторождении, например, Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива гипербазитов, по Н.В. Павлову и др. [11–13], оказалась почти в два (44 м) раза больше мощности нижней (26 м) и составляла четвертую часть всей толщины хромитовой рудной залежи (176 м). Разрез этой рудной залежи приведен на рис. 1, 2, из которых видно, что в ее прикровлевой части формировалась более мощная зона железистых хромитов за счет (частично) иммобилизации железа из вмещающих пород. Общая толщина верхней зоны железистых хромитов и околорудных дунитов по диаграммам (рис. 1, 2) нами оценивается в 71 м, а нижней – 62 м. Из диаграммы рис. 1 видно, что наибольшая магнезиальность хромитов и наименьшая их железистость приурочены не к средней части разреза, а смещена вверх и находится в основании верхней зоны железистых хромитов. Иными словами, при формировании руд-

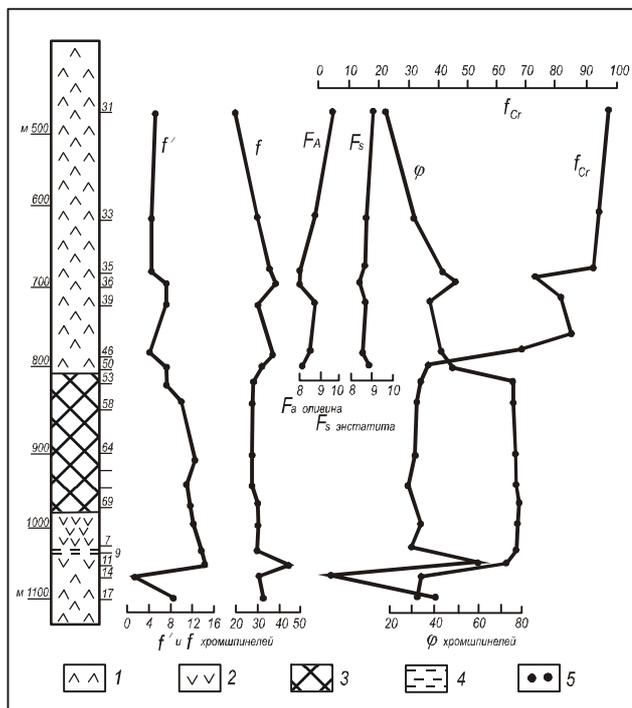


**Рис. 1.** Вариации содержания основных компонентов (в мол.%) в хромшпинелях рудного тела по разрезу скв. 148 [13] с дополнениями автора (месторождение Алмаз-Жемчужина).

На рис. 1, 2 :  $f$  – железистость,  $m$  – магнизиальность,  $\phi$  – хромистость,  $\phi'$  – глиноземистость хромшпинелидов,  $f' = \text{Fe}_2\text{O}_4 \cdot 100 / \text{Cr}_2\text{O}_4 + \text{Al}_2\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_4$ ,  $f_{\text{Cr}} = \text{FeCr}_2\text{O}_4 \cdot 100 / \text{FeCr}_2\text{O}_4 + \text{MgCr}_2\text{O}_4$ ,  $F_a$  – содержание фаялитового компонента в оливине,  $F_s$  – содержание ферросилитового компонента в ромбическом пироксене (в мол. %).

ной залежи имело место асимметричное распределение тепловой энергии и деятельности ее нагретых флюидов. Из всех этих данных видно, что максимум тепловой энергии при формировании рассматриваемой залежи хромитов был сдвинут вверх по разрезу. В этом же направлении на большем расстоянии летучие рудной залежи проделали большую работу по трансформации химического состава и минералогии как руд, так и силикатных пород. При таких показателях взаимодействия хромитовых расплавов и силикатов намечается только один вывод о природе рассмотренной выше залежи хромитов: изначально она формировалась в горизонтальном положении в процессе становления рудно-силикатной магмы в магматической камере земной коры.

Боле того, на диаграммах рис. 2 видно, что в процессе кристаллизации массива имело место строгое согласование и соответствие в ориентировке трендов железистости оливина, пироксена и хромитов (значение  $f_{\text{Cr}}$ ), по [21], которое показывает постепенное снижение железистости этих минералов с глубиной в пределах Кемпирсайского массива гипербазитов [13]. В то же время, тренд железистости хромшпинелей ( $f$ ), как видно на рис. 2, имеет противоположное направление, согласно которому с глубиной в пределах массива формировались все более железистые хромшпинели. Эту характеристику



**Рис. 2.** Особенности изменения химического состава минералов (в мол.%) из руд и рудовмещающих комплексов по разрезу скв. 148 [13] месторождения Алмаз-Жемчужина, с дополнениями автора.

1 – перидотиты, 2 – дуниты, 3 – залежь рудных хромитов, 4 – шлирово-полосчатые обособления хромитов, 5 – точки на трендах – уровни отбора проб на анализы.

хромшпинелей, как следует из приведенных выше данных, нельзя связывать с периодом кристаллизации пород и руд массива, и она, скорее всего, обусловлена процессом окисления хромшпинелей в постмагматическую стадию существования массива гипербазитов, что должно отражаться и в содержании трехвалентного железа в рассматриваемых минералах. Действительно, на рис. 1 видно увеличение количества  $Fe^{+3}$  с глубиной в разрезе хромитовой за-

лежи [13]. Оно четко наблюдается не только в рудном теле хромитовой руды, но и в массиве до глубины 1097 м пробуренной скважины № 148, что показано нами на рис. 2. Если это явление не случайно в пределах Кемпирсайского массива, то оно должно наблюдаться и в других массивах базитов и гипербазитов, рассмотренных, например, в работе [3].

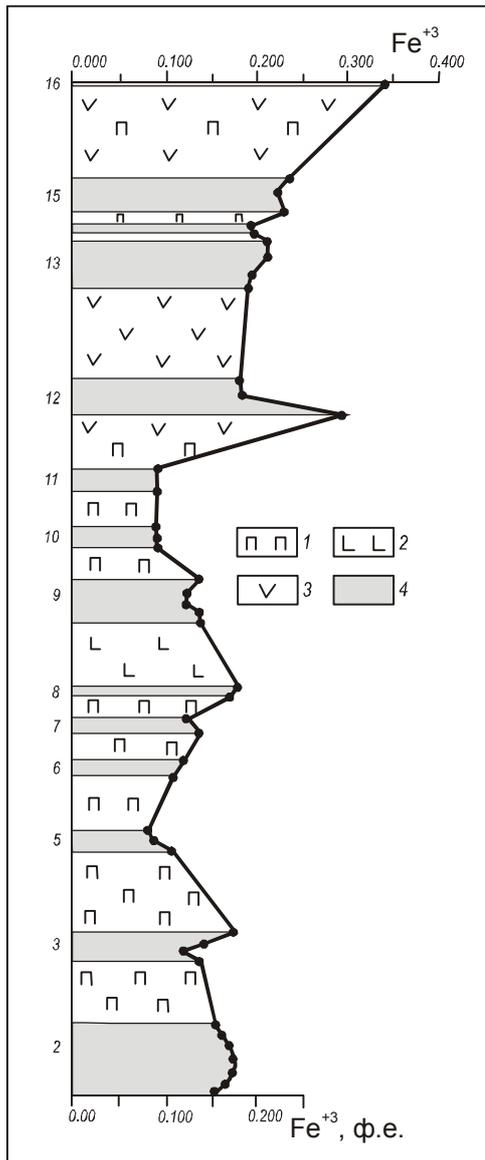
Из диаграммы (рис. 3) видно, что в пределах Бушвельдского массива по содержанию трехвалентного железа в рудных хромититах выделяется два комплекса пород и руд: нижний и верхний. В нижнем комплексе, считая от кровли пласта № 11, сложенном в основном бронзититами и хромититами, в хромитах сверху вниз, наблюдается зигзагообразное увеличение содержания трехвалентного железа от 0,090 до 0,160 формульных единиц. В средней части комплекса, выше и ниже пласта габбро в хромшпинелях имеет место возрастание количества трехвалентного железа до 0,180 формульных единиц. Расплавы габбрового состава, имея больше железа и более высокую щелочность по сравнению с расплавами бронзититовой магмы, оказал все же значительное влияние на содержание трехвалентного железа в хромшпинелях прилегающих рудных пластов. В то же время, согласно [22], железистость ромбического пироксена возрастает снизу до самого верха разреза пород (рис. 4).

В верхнем комплексе увеличение количества трехвалентного железа в хромитах, наоборот, наблюдается снизу вверх, ближе к поверхности. Здесь, видимо, сказалось влияние как атмосферного кислорода, так и возрастание количества его в связи с ростом щелочности анортозитовых магматических расплавов, влияние которой рассматривалось в ряде работ.

Картина, подобная описанной для нижнего комплекса пород и руд Бушвельдского массива, наблюдается для рудной зоны Сарановского расслоенного массива [5, 6, 18] (рис. 5). Из рисунка видно, что в пределах геологического разреза, секущего четыре рудных пласта, залегающих среди серпентинизированных гарцбургитов, содержание трехвалентного железа в хромитах возрастает от 0,160 до 0,260 формульных единиц.

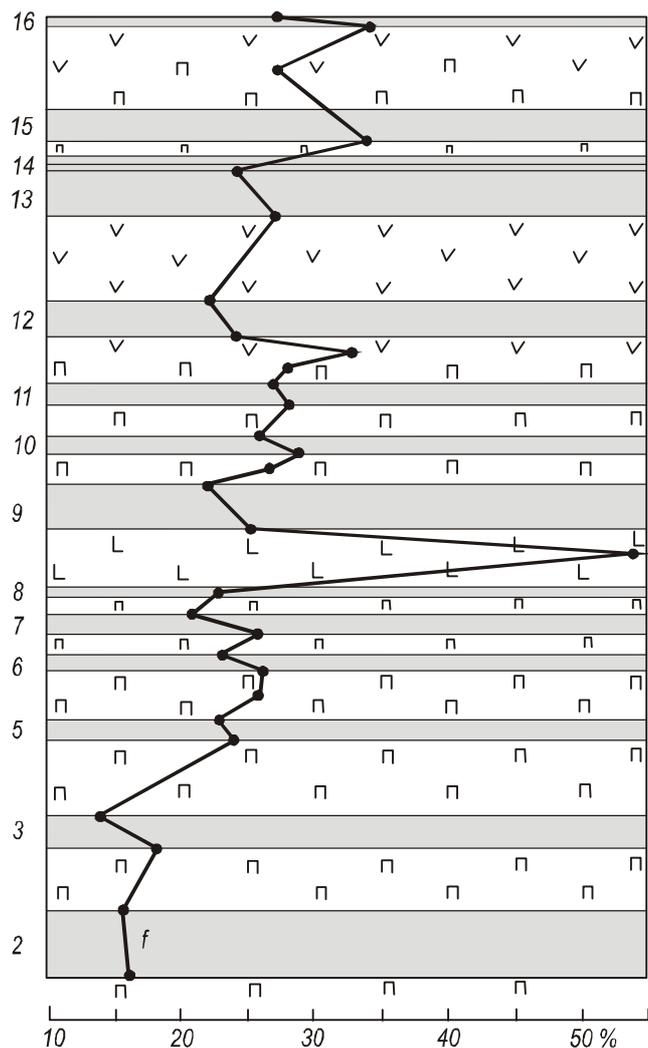
Аналогичная картина с возрастанием содержания трехвалентного железа в хромитах имеет место вниз по разрезу скважины глубиной до 520 м в пределах Иджимского хромитоносного массива гипербазитов (рис. 6). Отношение  $Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO$  здесь увеличивается от 8 до 15 %, т.е. почти вдвое, как это показано автором по данным [9].

Итак, в хромитах двух базитовых (Бушвельдский и Сарановский) и двух гипербазитовых (Кемпир-



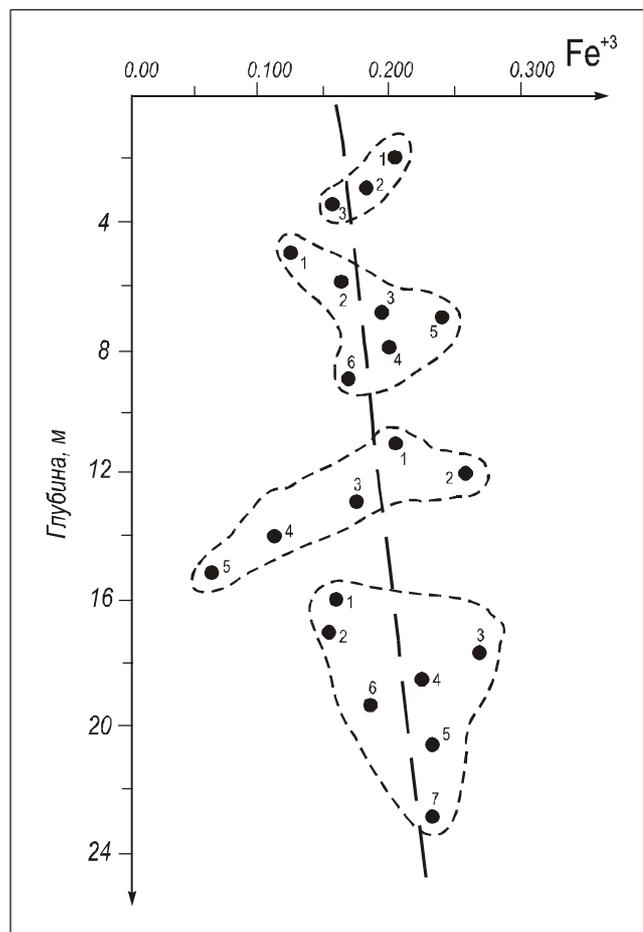
**Рис. 3.** Изменения содержаний трехвалентного железа в хромитах пород разреза Бушвельдского массива. Диаграмма построена автором на основе пересчета химических анализов хромитов из работы [22].

1 – бронзититы, 2 – габбро, 3 – анортозиты, 4 – рудные хромититы.



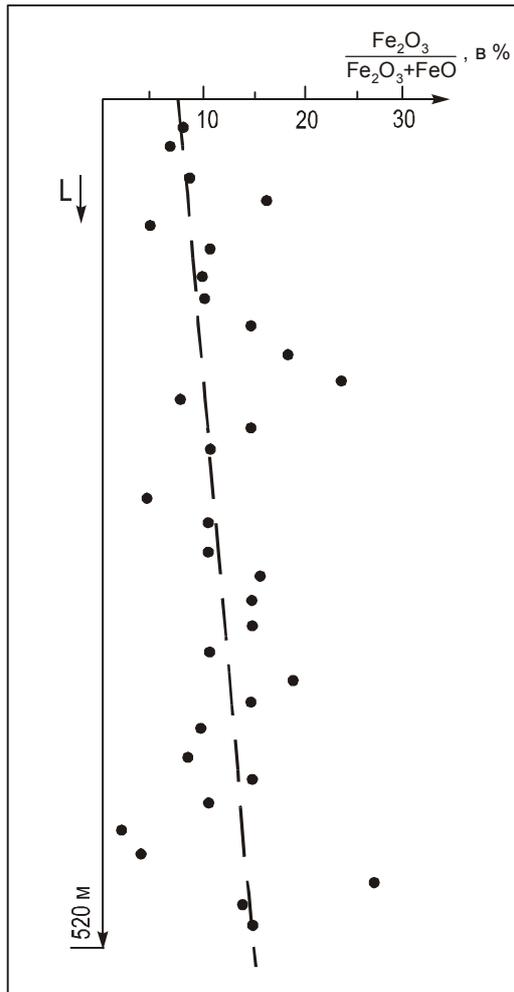
**Рис. 4.** Закономерности изменения железистости ромбического пироксена в разрезе пород и хромитовых руд того же массива. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

сайский и Иджимский) массивов неизменно наблюдается увеличение с глубиной количества трехвалентного железа. Причины этого, как думается, нужно искать на глубине и, скорее всего, под массивами. Ею, на наш взгляд, по видимому, является газотермальная деятельность при высокой и фумарольная при более низкой температуре, исходящие из остывающего подводящего канала, подобно, в какой-то мере, вулканической [10, 14]. По форме этот канал в зонах офиолитов, по-видимому, должен напоминать многокилометровую щель, уходящую на большую глубину в земной коре. Ниже днища и в придонной части массива гипербазитов этот канал может быть заполнен перидотитами и разнообразными рудными



**Рис. 5.** Возрастание количества трехвалентного железа в хромитах с глубиной в разрезе хромититовых пластов Сарановского массива ультраосновных и основных пород. Данные автора [6].

образованиями, содержащими Ni, Co, Cu, Au, а также самородными и сульфидными минералами платиноидов (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) при относительно высокой температуре. В процессе снижения ее, в стадию фумарольной деятельности, главным действующим компонентом могут быть пары воды, вызывающие массовую серпентинизацию гипербазитов. В ранней стадии она имеет восстановительный характер и выражается в образовании антигорита [20]. С этой серпентинизацией могут быть связаны руды платиноидов и золота при участии мышьяка (в количестве 46–47 ат. %), снижающего температуру отложения золота до 665°C [1]. Позднее следует окислительная стадия серпентинизации с образованием тонко распыленного в породах магнетита, придающего серпентинитам темную окраску. В эту стадию



**Рис. 6.** Увеличение содержания трехвалентного железа в аксессуарных хромшпинелях с глубиной в разрезе по скважине в серпентинитах Иджимского массива гипербазитов Западного Саяна. Рассчитано по данным [9].

лизардит почти нацело замещает в серпентинитах более ранние антигорит, хромит и платиноиды.

В последнее время геофизическими исследованиями [17] выделяются корневые и бескорневые офиолиты. Первые, судя по геологической карте, характерны в основном для палеозойских, а вторые – для более молодых ( $K_2$ ) офиолитов. В связи с этим можно предполагать, что корни их представлены в какой-то мере и горизонтами базальтовых и перидотитовых коматиитов, а также пластовыми интрузивами гипербазитов среди офиолитовых вулканитов, которые перекрыты на большом расстоянии комплексами более молодых мезозойско-кайнозойских отложений значительной мощности.

Итак, гипербазитовым, как и базитовым массивам магматической природы свойственно возрастание с глубиной степени окисления их хромшпинелидов, связанное, вероятно, с влиянием постмагматических флюидов из подводящих каналов, что открывает новые возможности в познании минерогенеза этих магматических тел горных пород, как было показано в работе [4].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вол А.К., Каган И.К. Структура и свойства двойных металлических систем. М.: Наука, 1976. Т. III. 814 с.
2. Вулканические пояса Востока Азии, 1984. С. 66–67.
3. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 105–127.
4. Глазунов О.М. Саянская никель-платиноидная провинция // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001. Вып. 2. С. 202–208.
5. Зимин И.А. Сарановское хромоворудное месторождение. Труды Уральского научно-исследовательского института геологии, разведки и минерального сырья. Свердловск, 1938. Вып. 2.
6. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.
7. Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 135 с.
8. Зимин С.С., Юдин А.М., Гайденок С.В., Чубаров В.М., Кирюхина Н.И. Находки роговиков в Усть-Бельском массиве гипербазитов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 111–114.
9. Колбанцев Р.В., Богдасаров Э.А. Особенности химического состава аксессуарных хромшпинелидов полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса Иджимского массива Западного Саяна // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1979. С. 120–126.
10. Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985. 285 с.
11. Павлов Н.В., Чупрынина И.И. Состав хромшпинелидов и генетические типы хромитового оруденения Кемпирсайского плутона // Геология руд. месторождений. 1967. № 2. С. 79–93.
12. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
13. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. С. 5–79.
14. Серафимова С.К. Возгоны вулканитов Камчатки: Владивосток, 1976. 19 с. Автореф. канд. дис.... геол.-минер. наук.
15. Тарарин И.А., Коваленко В.В., Перепелица В.В., Бабаева Ю.С., Натарова З.С., Недашковская Л.В. Петрология мета-базитов и метагипербазитов Срединнокамчатского хребта // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1983. С. 57–81.
16. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм, 1983. С. 34–35.
17. Шилов Н.А., Ващилов Ю.Я., Максимова А.Б. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона –

- геофизический аспект // Докл. АН. 1994. Т. 339, № 4. С. 518–519.
18. Штэйнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала: Тр. Первого Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 7–25.
19. Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 4. С. 864–867.
20. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 163 с.
21. Bunch T.E., Keil K., Snetsinger G. Chromite composition in relation to chemistry, and texture of ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. 31. N 10.
22. Van Der Walt C.F.G. Chrome ores de Western Bushweld complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1942. 44.

*Поступила в редакцию 28 октября 2002 г.*

*Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным*

***S.S. Zimin***

**Basite and ultrabasite massifs and related chromites; the features of their composition and nature**

The paper describes the peculiar occurrence of ultrabasite massifs, their shape, rock structure, and alteration of rocks with depth or from contact inward. Participation of komatiitic horizons, sometimes dikes and picritic lavas, and meimechites in ophiolitic volcanites of East Asia is also discussed. The increasing oxidation with depth of chromspinelides is shown, which is related, like mass serpentinization in ultrabasite and basite massifs, with the effect of post-magmatic fluids flowing along one or several channels underneath. This provides new possibilities for better understanding of genetic mineralogy of these magmatic rock bodies