

## ВКЛЮЧЕНИЯ ВЫСОКОТИТАНИСТОГО МАГНЕТИТА В МАГНЕЗИАЛЬНОМ КЛИНОПИРОКСЕНЕ – ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ПАРАГЕНЕЗИС ГАББРОНОРИТОВ ВОСТОЧНО-ХАБАРНИНСКОГО КОМПЛЕКСА

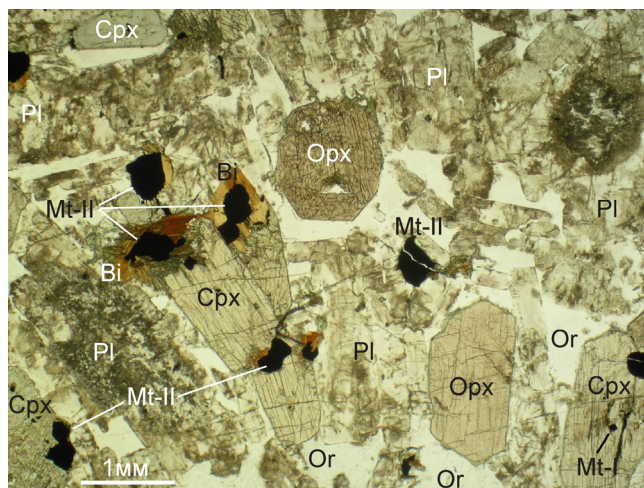
© 2013 г. Е. В. Пушкарев, В. В. Хиллер, С. П. Главатских

Восточно-хабарнинский комплекс (ВХК) интегрирован в структуру Хабарнинского полиформационного мафит-ультрамафитового аллохтона [4], расположенного в 30 км западнее города Орска на Южно Урале. ВХК состоит из крупной стратифицированной габбро-гипербазитовой интрузии, приуроченной к восточной части аллохтона [3, 5], и нескольких небольших тел преимущественного габброноритового состава, залегающих среди вулканогенных и метаморфических пород юго-западнее Хабарнинского массива. Главное тело ВХК в северной половине массива имеет перевернутую стратификацию. Дуниты залегают в кровле тела и контактируют с перидотитами офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, слагающего центральную часть массива. Ниже дунитов залегают оливиновые клинопироксениты, далее идут вебстериты и габбронориты. Габбронориты образуют слой мощностью около 1 км в “подшве” ВХК. Они контактируют с подстилающими высокометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, фрагменты которых в виде скринов и ксенолитов присутствуют в габброноритах и вебстеритах. С севера на юг ВХК прослеживается более чем на 20 км, а его видимая мощность варьирует от 4 до 7 км. Комплекс полого падает на запад, северо-запад под офиолитовые перидотиты.

Габбронориты ВХК несут признаки высокотемпературных деформаций и перекристаллизации, что дало основание В.И. Маегову высказать предположение о метаморфогенной природе габброноритов [3]. А.С. Варлаков рассматривал габбронориты ВХК как динамотермальные метаморфические породы типа кытлымитов, образовавшиеся на месте вулканогенных пород под воздействием пироксенитовой интрузии [1]. А.И. Русин [9] предположил гранулитовую природу основных пород ВХК. Действительно, габбронориты ВХК местами сильно перекристаллизованы и частично утратили петрографические признаки магматических пород. Однако по данным В.И. Маегова [3], габброиды обладают весьма устойчивым петрохимическим составом, соответствующим габбровой котектике.

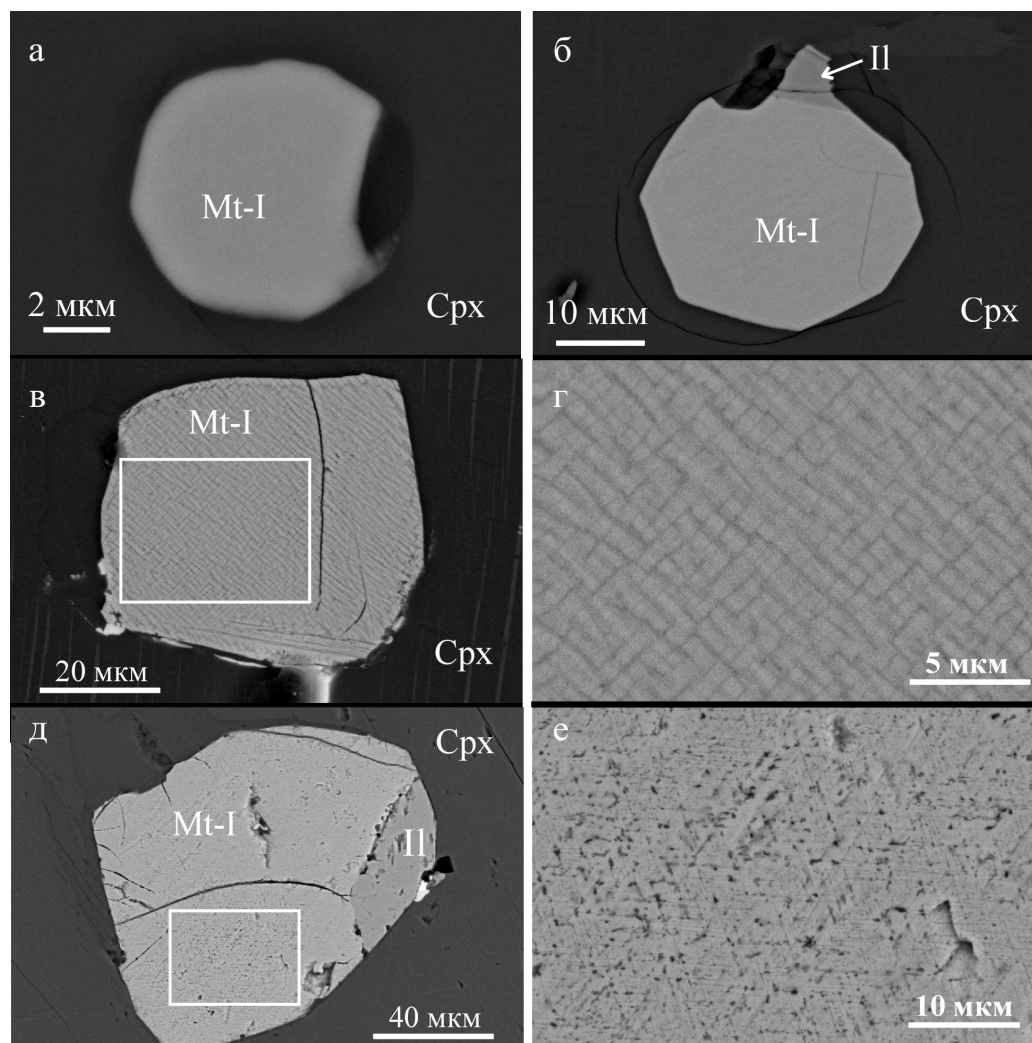
Наши исследования показали, что в некоторых частях комплекса сохранились породы, обладаю-

щие всеми структурно-минералогическими признаками магматического генезиса [8], главными из которых являются порфирировая структура пород и закономерные изменения состава породообразующих минералов от ранних к поздним стадиям кристаллизации. Таким примером являются габбронориты, вскрытые скважиной № 577 на глубинах свыше 1000 м. Положение и геологический разрез этой скважины были описаны ранее [6]. Габброиды характеризуются порфирировой структурой с субидиоморфными крупными зернами зонального клинопироксена и призматическими кристаллами ортопироксена и плагиоклаза, сцементированными ксеноморфным агрегатом более кислого плагиоклаза, ортоклаза и биотита (рис. 1). Последовательность кристаллизации и вариации составов силикатных минералов соответствуют закономерностям магматической дифференциации. Так, зональность клинопироксена выражается в росте железизи-



**Рис. 1.** Микрофотография габбронорита ВХК (скважина № 577, глубина 1182 м).

Идиоморфный клинопироксен с включениями титаномагнетита первого типа, призматический ортопироксен и плагиоклаз, цементируемые ортоклазом и биотитом. Черные крупные зерна в окружении биотита – титаномагнетит II типа. Проходящий свет. Ник. II. Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Би – биотит, Пл – плагиоклаз, Ор – ортоклаз, Мт-I, Мт-II – титаномагнетит I и II типов соответственно.



**Рис. 2.** Изображения высокотитанистого магнетита в обратно-рассеянных электронах.

а, б – включения высокотитанистого магнетита I типа (Mt-I) в ядрах магнезиального клинопироксена (Cpx), II – ильменит; в – титаномагнетит с начальной стадией ульвошпинелевого распада по ортогональной сетке, прямоугольником отмечена область площадного сканирования (г) для определения первичного валового состава титаномагнетита (табл. 1); д – титаномагнетит с ильменитовым распадом, прямоугольником отмечена область площадного сканирования (е) для определения первичного валового состава титаномагнетита (табл. 1). Сканирующий электронный микроскоп JEOL JSM 6390 (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН).

стости от ядра ( $f = 0.26-0.27$ ) к кайме ( $f = 0.4-0.44$ ). В этом направлении содержания глинозема вначале испытывают рост, а достигая максимума, в дальнейшем понижаются, на фоне продолжающегося роста железистости. Такое поведение глинозема в зональном клинопироксене мы связываем со сменной типа котектической кристаллизации, оливин-клинопироксеновой, бесплагноклазовой на раннем этапе, на более позднюю котектику с участием плагиоклаза [8]. При микроскопических исследованиях было установлено, что рудные минералы образуются на всем протяжении кристаллизации габброноритов от ранних парагенезисов к поздним.

Количество рудных минералов в габброноритах обычно не превышает 1%. Главным является титаномагнетит, в подчиненном количестве отмечается

ильменит, в еще меньшем количестве встречаются сульфиды. Титаномагнетит образует зерна трех морфологических типов. К первому типу (Mt-I) можно отнести мелкие (5–50 мкм) идиоморфные зерна, образующие включения в ядрах зональных клинопироксенов (рис. 2). Иногда они образуют сростания с широкими пластинками ильменита. Второй тип титаномагнетита (Mt-II) представлен крупными (до 1–2 мм) ксеноморфными зернами, приуроченными к межзерновому пространству между ранними пироксенами и идиоморфным плагиоклазом. Практически всегда титаномагнетит II типа находится в сростаниях с зернами и широкими пластинами ильменита и содержит более тонкие его ламели (рис. 1, 3). Этот титаномагнетит часто окружен биотитом и может им замещать-

**Таблица 1.** Представительные анализы титаномагнетита и ильменита из габброноритов ВХК, проба 577/1015, мас. %

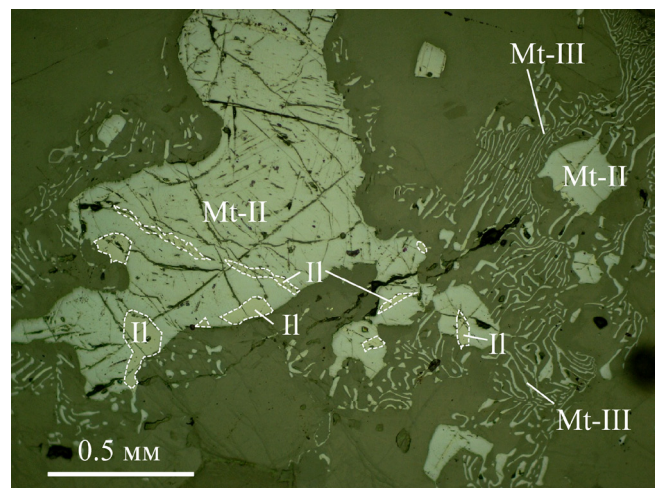
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	19.75	16.12	15.48	6.53	4.02	1.64	16.75	11.24	50.6	50.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.73	4.76	4.57	3.11	2.17	1.23	1.82	6.50	0.02	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	0.56	0.52	0.11	0.34	0.28		0.53	0.03	0.04
FeO*	67.54	68.06	69.75	82.71	84.31	87.73	78.44	74.56	46.1	46.23
MnO	0.56	0.47	0.15	0.27	0.03	0.1	0.66	0.68	1.87	1.98
MgO	0.06	0.04	0.04	0.01	0.02	0.03		0.64	0.02	0.04
ZnO	0.22	0	0	0.12	0.17	0			0.01	0
NiO	0.05	0.02	0	0.04	0.03	0			0	0
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.79	1.97	1.77	0.66	1.7	1.97	0.91	1.85	0.15	0.13
Сумма	93.95	92.1	92.43	93.58	92.87	93.03	98.58	96.00	98.81	98.74

Примечание. 1–4 – титаномагнетит первого типа, раннемагматический, из включений в магнезиальном клинопироксене; 5 – титаномагнетит межзерновой второго типа; 6 – титаномагнетит третьего типа из симплектитовых сростаний с ортопироксеном и амфиболом; 7 – состав титаномагнетита, полученный в результате площадного сканирования структуры распада твердого раствора ульвошпинелевого типа; 8 – состав титаномагнетита, полученный в результате площадного сканирования структуры распада твердого раствора ильменитового типа; 9, 10 – ильмениты из сростаний с титаномагнетитом. FeO\* – все железо в виде FeO. Анализы (1–6, 9, 10) выполнены на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX-100 и на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 6390 (ан. 7, 8).

ся. В количественном отношении он является преобладающим. Третий тип титаномагнетита (Mt-III) вместе с ильменитом образует субграфические сростания с ортопироксеном и амфиболом (рис. 3) и может указывать либо на их совместную кристаллизацию, либо на результат окислительного распада железистого силиката.

Наибольший интерес с генетической точки зрения представляет титаномагнетит I типа, образующий включения в раннем магнезиальном клинопироксене (рис. 2). При оптических исследованиях в отраженном свете они выглядят гомогенными. При больших увеличениях в несколько тысяч крат, полученных на сканирующем электронном микроскопе, в режиме обратно-рассеянных электронов, большинство зерен также не проявляет гетерогенности внутреннего строения и лишь в отдельных кристаллах становится заметным тончайший субмикронный распад твердого раствора. В одних случаях он представлен ортогональной сеткой ульвошпинели (рис. 2в, г). В других случаях углы между выпавшими пластинчатыми фазами составляют 60 или 120°, что соответствует ильменитовому распаду (рис. 2д, е). Иногда структура распада имеет точечный рисунок, равномерно распределенный по объему зерна титаномагнетита, что может соответствовать шпинелевому типу распада.

Изучение состава гомогенных зерен титаномагнетита позволило установить в них экстремально высокие содержания двуокиси титана, достигающих 17–19 мас. % (табл. 1). Этот титаномагнетит характеризуется высокими концентрациями V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, средний уровень которого составляет 1.8 мас. % (рис. 4). Содержания глинозема проявляют слабую положительную корреляцию с TiO<sub>2</sub> и в наиболее титанистых разностях достигают уровня 5–6 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отражая увеличение доли шпинелевого компонента. Эти же титаномагнетиты характеризуются максимальными концентрациями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, достига-

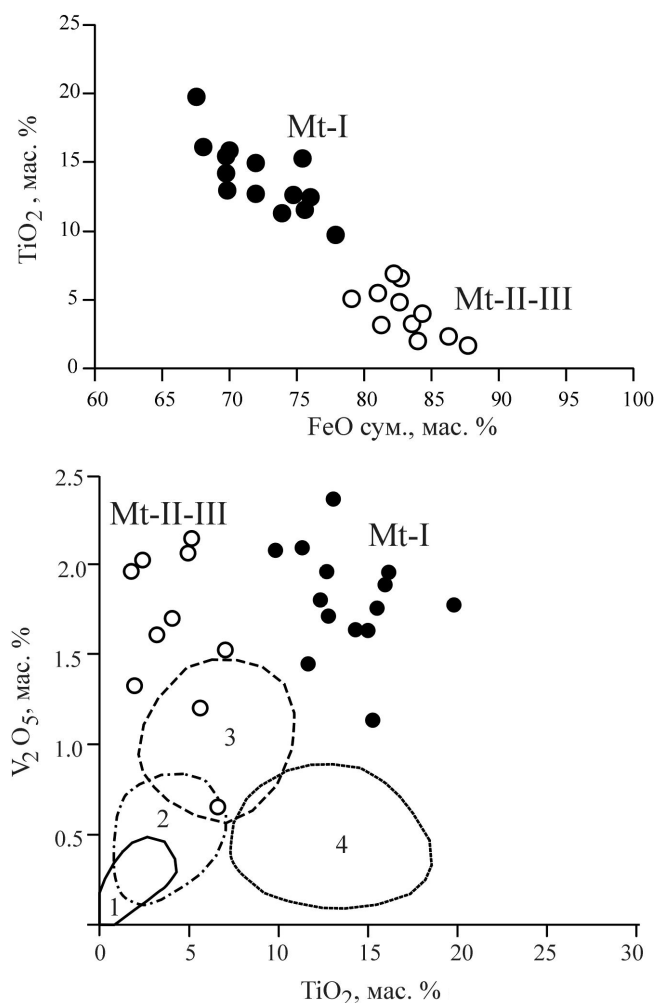


**Рис. 3.** Микрофотография титаномагнетита второго (Mt-II) и третьего (Mt-III) морфологических типов в ассоциации с ильменитом (Il – обведен пунктирной линией) в габброноритах ВХК.

Отраженный свет. Ник. II.

ющими 0.7–1.0%. С целью верификации полученных данных и восстановления валового предраспадного состава первичного титаномагнетита нами было проведено площадное сканирование зерен с признаками начального распада твердого раствора в ульвошпинелевом и ильменитовом вариантах, на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM 6390. Полученные результаты оказались практически идентичны составам гомогенных зерен (табл. 1). Содержания TiO<sub>2</sub> в сканированных областях со структурами распада твердого раствора достигают 16%.

Титаномагнетит II и III типов имеет практически одинаковый состав, который характеризуется умеренными содержаниями TiO<sub>2</sub> (2–6 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 3–4%) и таким же уровнем ванадия, как и в ти-



**Рис. 4.** Диаграммы  $TiO_2$ - $FeO$  и  $TiO_2$ - $V_2O_5$  для титаномагнетитов из габброноритов ВХК.

Цифрами обозначены поля состава титаномагнетитов по [11]: 1 – габброиды Баранчинского и Кумбинского массивов (евстонихинский тип); 2 – пироксены и горнблендиты Качканарского, Нижнетагильского и Ревдинского массивов (качканарский тип); 3 – габброиды Волковского месторождения; 4 – габброиды Копанского и Куйбасовского массивов, Южный Урал.

титаномагнетите I типа (рис. 4). Вариации двуокси титана, скорее всего, обусловлены неравномерностью проявленного распада твердого раствора. Ильменит, образующий сростания с ранним высокотитанистым магнетитом и более поздним умереннотитанистым магнетитом II и III типов, имеет практически одинаковый состав и характеризуются лишь заметными концентрациями  $MnO$  от 1 до 2% (табл. 1).

Изученный парагенезис ильменита с ранним высокотитанистым магнетитом был использован для расчета температуры равновесия этих минералов, которая оказалась близка к  $900^\circ C$  [11, 12]. Вероятно, истинная температура кристаллизации титано-

магнетита, с учетом высокого уровня растворенного в нем шпинелевого и хромитового компонентов, была еще выше, и составляла около  $1000^\circ C$ . Поздний парагенезис титаномагнетита и ильменита, приуроченный к межзерновому пространству ранних силикатов соответствует температуре равновесия около  $850^\circ C$  и фиксирует параметры завершения субсолидусных обменных реакций в породах. Сходные температуры были определены ранее для габброноритов ВХК по данным двупироксеновой термометрии [2]. Такому же температурному уровню соответствуют парагенезисы гранулитов, залегающих в контакте с габброноритами ВХК [7].

Состав изученного нами раннего титаномагнетита в габброноритах ВХК весьма необычен. Он не просто характеризуется очень высокими содержаниями  $TiO_2$ , типичным для титаномагнетитов из метеоритов, базальтов, основных и ультраосновных магматических пород расслоенных интрузий и т.д. [13], но и обогащен ванадием, превосходя по этому параметру все известные титаномагнетиты Урала [10] (рис. 4). Кристаллизация титаномагнетита на ликвидусе габброидного расплава, совместно с магнезиальным клинопироксеном, указывает на окислительные условия формирования пород и температуру около  $1000^\circ C$ .

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 13-05-00597, 13-05-96031, 12-05-00112-а, программ УрО РАН № 12-С-5-1004, 13-5-031-НДР, Президиума РАН № 12-П-5-1020 и 12-П-5-1024.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.
2. Маегов В.И. Сосуществующие пироксены в габброидах Хабаровинского массива // Ежегодник-1976. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1977. С. 52–55.
3. Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабаровинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Тр. Ильменского Государственного Заповедника. Вып. XXVI. 1979. С. 52–62.
4. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
5. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
6. Пушкарев Е.В. Геологическое строение Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона по данным бурения и наземных исследований: взаимоотношения мантийных и коровых комплексов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 129–139.

7. *Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П., Серов П.А.* Шпинель-кианит-кордиеритовые гранатиты – индикаторы пиковых параметров и возраста гранулитового метаморфизма в экзоконтактовом ореоле восточно-хабарнинского габбро-ультрамафитового комплекса на Южном Урале // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 173–181.
8. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б.* Минералого-петрохимическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: УКГИН, ИГГ УрО РАН, 1995. С. 100–119.
9. *Русин А.И.* Блоки фундамента Русской платформы в зоне ее сочленения с Уралом // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 43–49.
10. *Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В.* Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
11. *Andersen D., Lindsley D., Davidson P.* QUILF a Pascal program to access equilibria among Fe, Mg, Mn, Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz // *Computers and Geosciences*. 1993. V. 19. P. 1333–1350.
12. *Ghiorso M.S., Evans B.W.* Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer // *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 957–1039.
13. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 655–671.