

7. Лебедев И. П., Полякова Т. Н., Поскрякова М. В. и др. Развитие зон раннепротерозойского внутриконтинентального рифтогенеза Воронежского кристаллического массива // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы. Мат. межд. конф. Т. 1. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. С. 150–151.
8. Маслов А. В., Гареев Э. З. Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат. 3-го всерос. литолог. сов. (Москва, 18–20 марта 2003 г.), М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 228–231.
9. Мигдисов А. А., Балашов Ю. А., Шарков И. В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
10. Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и стратиграфическом значении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 3. С. 60–81.
11. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 264 с.
12. Полищук В. Д., Голибкин Н. И., Зайцев О. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курьской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 439 с.
13. Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. 1967. № 3. С. 3–19.
14. Сиротин В. И. О химическом составе слюд материнских пород глиноземной коры выветривания Белгородского района КМА // Тр. Воронеж. ун-та. 1982. Т. 86. С. 91–96.
15. Сиротин В. И., Лебедев И. П. О литогенезе глиноземистых пород докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2004. № 1. С. 30–37.
16. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с. Т. 2. 534 с.
17. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: ГОНТИ, 1963. 534 с.
18. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
19. Холодов В. Н., Бутузова Г. Ю. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–352.
20. Холодов В. Н., Бутузова Г. Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритсодержащих железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 5. С. 451–475.
21. Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмидт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1966. 187 с.
22. Шатров В. А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 396–399.
23. Шатров В. А. Реконструкция обстановок осадконакопления метаосадочных пород нижнего протерозоя на основе редкоземельных элементов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2004. № 1. С. 38–42.
24. Щеголев И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 197 с.
25. G a m e s H. I. Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geol. 1954. V. 49, N 3. P. 211–234.
26. G a m e s H. I. Zones of regional metamorphism in precambrian of Northern Michigan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. V. 66. N 12. P. 1103–1150.

Воронежский государственный университет  
ИГЕМ РАН  
Рецензент — Л.Д.Оникиенко

УДК 552.16 (470.22)

А.А. ТРЕТЬЯКОВ, Е.Ф. БАЗАРКИНА, В.А. УТЕНКОВ

## МЕЛАНОКРАТОВЫЕ БУДИНЫ В РОГОВООБМАНКОВО-БИОТИТОВЫХ ПЛАГИОМИГМАТИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Установлена зональность будин апосерпентинитов. Наружная роговообманково-биотитовая оболочка — тангенциальная. Ядро, радиально-лучистое, состоит из двух зон: внешней — тремолитовой, и внутренней — кальцит-антофиллитовой. На границе оболочки и ядра установлен градиент температуры в интервале 700–600°С. Зональность отражает смену медленного и быстрого роста, а также переход условий от щелочных к кислотным и вновь к щелочным, она сохраняется и при общем понижении температуры. Источником Са является флюид — следствие дебазификации метаморфической толщи при плагиогранитизации.

Плагиомигматиты, в которые включены меланократовые будины, состоят из кварца, плагиоклаза (≈30% Ап), биотита и роговой обманки. Содержание цветных минералов 15–20%. Породы такого состава широко известны в разных комплексах (беломорский в Северной Карелии, аллареченский на северо-западе Кольского п-ова, сысертско-ильменогорский на Урале и др.). В [5, 14, 17, 20] показано, что эти породы — устойчивые продукты метасоматической плагиогранитизации метаморфического субстрата (амфиболитов и чередующихся с ними гранат-биотитовых плагиогнейсов). По хи-

мическому составу они соответствуют магматическим тоналитам [14,17], в связи с чем их иногда называют тоналито-гнейсами [14, 17]. Как подчеркнул Б.М. Роненсон [14], состав минералов в плагиомигматитах не связан с составом исходных горных пород, а изменяется по мере эволюции процесса плагиогранитизации. Доля анортитовой составляющей уменьшается, а железистость цветных минералов возрастает. Такие соотношения возникают при метасоматозе вследствие увеличения общей щелочности и подвижного поведения щелочных элементов и Са. Особенность этого процесса

заключается в том, что он развивается квазистатически медленно. В результате формируются однородные породы с равновесными структурами. Опыт геологического картирования [5, 16] показал, что такой структурной однородностью обладают породы, слагающие «гнейсовые ядра» куполов.

В [14, 16] установлено, что метасоматический процесс развивается ступенчато. Кроме роговообманково-биотитовых плагиомигматитов (средний состав по микроскопическим определениям в 17 шлифах: кварц 16, плагиоклаз 70, биотит — 7, роговая обманка 7%) характерным устойчивым составом обладают биотитовые плагиомигматиты (средний состав из 10 определений: кварц 23, плагиоклаз 67, биотит 7%), а также некоторые другие устойчивые продукты плагигранитизации [14, 17]. Новообразованные породы на каждой ступени по химическому составу соответствуют какой-либо котектической интрузивной горной породе [14]. Одно из возможных объяснений этого следует из представления о силикатных солевых расплавах с различной степенью полимеризации кремниевых кислот [6]. Неизбежно возникающая при этом дискретность составов магматических пород повторяется и в случае образования метасоматических аналогов.

Меланократовые будины размером до 60 см имеют тонкую (несколько миллиметров) черную скорлуповидную роговообманково-биотитовую оболочку и светлое зональное ядро (рис. 1). Внешняя зона ядра, примыкающая к оболочке, сложена тремолитом, внутренняя — антофиллитом и кальцитом. В оболочке ориентировка минералов тангенциальная, совпадающая с гнейсовидностью

вмещающих плагиомигматитов, в ядре — радиально-лучистая. В плагиомигматитах и амфибол-биотитовой кайме взаимоотношения между главными минералами равновесные. Структура ядра иная: здесь отчетливо проявлены неравновесные отношения минералов. В частности, видны признаки гомоосевого замещения роговой обманки тремолитом. Кроме того, среди бесцветных амфиболов часто встречаются реликты не только роговой обманки, но и биотита из внешней оболочки, что указывает на поглощение минералов передовых зон тыловыми. Цветные минералы будин отличаются от своих аналогов из плагиомигматитов значительно более высокой магнезиальностью, а роговая обманка — еще и низкой глиноземистостью (таблица). Это позволяет рассматривать амфибол-биотитовую кайму в качестве передовой зоны метасоматического изменения гипербазитов.

Антофиллитизация серпентинитов — широко развитый процесс, характерный для гнейсово-мигматитовых полей [5, 7]. Как показывает геологическое картирование, за пределами гнейсово-мигматитовых комплексов антофиллитизация серпентинитов отсутствует.

Рассмотрим переходы между главными минеральными ассоциациями (рис. 1), относящимися к ранней стадии минералообразования. Метасоматическое превращение серпентинита в антофиллит в принципе требует поступления кремнезема, вероятно, в гидратированной форме ( $H_4SiO_4$  или  $SiO_2aq$ ). Реакция преобразования серпентина в антофиллит сопровождается увеличением объема, чему, по-видимому, способствует снижение общего давления в сводах купольных структур:

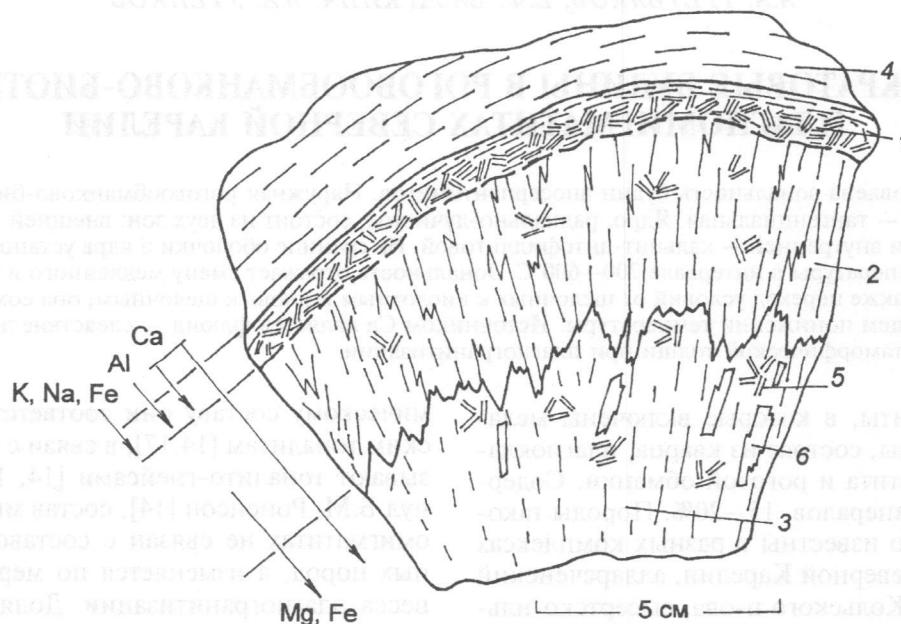
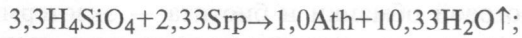


Рис. 1. Зарисовка фрагмента будины измененного гипербазита в плагиомигматитах: 1 — роговообманково-биотитовая оболочка, 2 — тремолитовая зона, 3 — антофиллитовая зона с кальцитом; 4 — плагиомигматиты; 5 — реликты биотита и роговой обманки; 6 — реликты тремолита в антофиллите, стрелки — направление миграции главных компонентов

Составы минералов из плагиомигматитов (1-2) и меланократовых будин (3-5), мас. %

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 35,97 | 42,48 | 38,03 | 53,20 | 60,80 | 59,67 |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,76  | 0,76  | 2,25  | 0,09  | 0,03  | 0,01  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,64 | 13,14 | 16,77 | 5,80  | 1,08  | 0,18  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,28  | 3,34  | —     | —     | —     | —     |
| FeO                            | 16,70 | 13,91 | 13,53 | 6,30  | 4,10  | 13,46 |
| MnO                            | 0,19  | 0,26  | 0,11  | 0,31  | 0,17  | 0,87  |
| MgO                            | 12,15 | 9,38  | 15,07 | 18,49 | 19,06 | 23,14 |
| CaO                            | 0,50  | 11,50 | 0,01  | 14,29 | 13,97 | 0,65  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,21  | 1,33  | 0,03  | 0,74  | 0,21  | 0,07  |
| K <sub>2</sub> O               | 8,24  | 1,28  | 11,78 | 0,25  | 0,10  | 0,01  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | —     | 2,06  | —     | —     | —     | —     |
| П.п.п.                         | 4,07  | 0,35  | —     | —     | —     | —     |
| Σ                              | 99,71 | 99,79 | 97,58 | 99,47 | 99,52 | 98,06 |
| М                              | 0,52  | 0,49  | 0,66  | 0,83  | 0,89  | 0,74  |

Примечание. 1 — биотит, 2 — роговая обманка из плагиомигматитов [20]; 3 — биотит из амфибол-биотитовой каймы будины; 4 — роговая обманка из той же оболочки; 5 — тремолит из внешней зоны ядра будины; 6 — антофиллит из центральной зоны ядра будины; анализы 3—5 выполнены на микросзонде MS-46 (аналитик В.М. Козловский, МГГРУ) М — магнезиальность, Mg/(Mg+Mn+Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>).

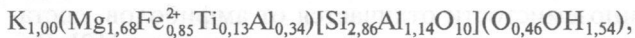


$$\Delta V = +19,5 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

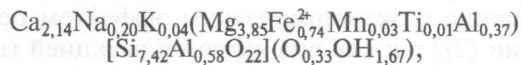
Реакция идет в условиях повышения температуры как минимум на 150°C, так как сопровождается дегидратацией [11].

Реакции, протекающие в будинах, требуют учета реального состава минералов. Кристаллохимические формулы минералов будин с учетом поправок на избыток SiO<sub>2</sub> в анализах тремолита и антофиллита и K<sub>2</sub>O в анализе биотита:

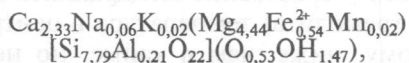
биотит —



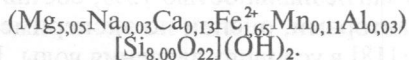
роговая обманка —



тремолит —



антофиллит —

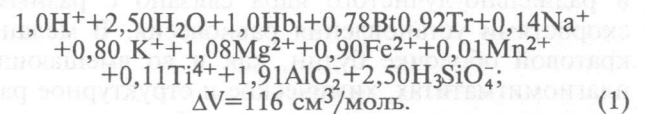


Кайма будин, судя по составу минералов, представляет продукт изменения гипербазита. Так, магнезиальность биотита (0,66) и роговой обманки (0,83) намного выше, чем у аналогичных минералов из плагиомигматитов. Об этом свидетельствует и низкое содержание Al в роговой обманке. Очевидно, амфибол-биотитовая кайма — зона накопления Fe и Al, а также некоторого количества кальция и щелочей, поступающих из флюида, равновесного с плагиомигматитами. На возможность связывания оснований при переходе от щелочных условий к кислотным указывал Б.М. Роненсон [15]. Под щелочными условиями подразумеваются

условия кремнево-щелочного регионального метасоматоза, приводящего к образованию плагиомигматитов за счет исходных плагиогнейсов и амфиболитов. Под кислотными условиями подразумевается понижение pH среды при образовании тремолита.

Если во внешней — тангенциальной оболочке взаимоотношения минералов равновесные, то в радиально-лучистом ядре замещение минералов выражено отчетливо. Здесь наблюдалось осветление роговой обманки по краям ее выделений и рост шестоватых кристаллов тремолита в сторону центра будины. Между ними выявлены мелкие ксеноморфные реликты биотита, иногда роговой обманки. Тремолизация роговой обманки и разложение биотита идут в кислой среде с выносом Mg, Fe, Ti, щелочей, глинозема и частично кремнезема.

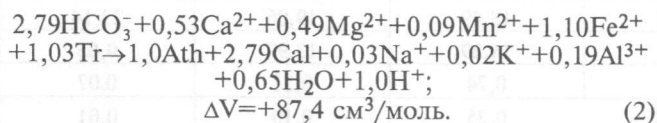
В сбалансированном по зарядам уравнении эта реакция записывается так:



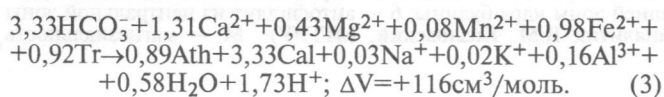
Ионная форма переноса кремния и алюминия выбрана, исходя из непротиворечивости петрологическим представлениям: константа ионизации кремниевой кислоты  $K_i[\text{H}_4\text{SiO}_4]$  и ионное произведение  $[\text{H}_3\text{SiO}_4^-][\text{H}^+]$  в воде [2], быстро возрастают с увеличением температуры. Интенсивный вынос кремния вместе с металлами осуществляется в случае высокой температуры (700°C) в щелочной среде. Миграция алюминия в форме  $\text{AlO}_2^-$  принята также для условий выноса в щелочной среде [12]. Миграция алюминия в форме иона  $\text{Al}^{3+}$  используется для условий сильно кислых сред [12]. Главный вывод: поглощение минералов меланократовой

каймы (Bt+Nbl) тыловой тремолитовой зоной происходит в кислотных условиях устойчивости тремолита с выносом щелочей, магния, железа, глинозема ( $\text{AlO}_2^-$ ) и части кремнезема.

В следующей зоне (уже в центре будин) новообразованный тремолит замещается ассоциацией шестоватого антофиллита и окаймляющего его монокристаллического кальцита в щелочной среде с накоплением Mg, Mn, Fe, Ca:



Целесообразно записать эту реакцию как тыловую по отношению к предыдущей (где образуется 0,92Tr) и одновременно скомпенсировать разницу  $\Delta V$  увеличением количества кальцита. В этом варианте реакция (2) запишется так:



Как видим, в этом варианте реакции помимо равенства объемов количества поступающего и выносимого железа практически совпадают, что позволяет пренебречь его окислением в щелочной обстановке. Связывание оснований не компенсирует полностью вынос магния в реакции (2). Следовательно, его фиксация возможна на более поздней, низкотемпературной, стадии. Таким образом, внешняя меланократовая амфибол-биотитовая зона соответствует переходу от щелочных условий к кислотным, тремолитовая — кислотным условиям, а внутренняя кальцит-антофиллитовая зона — щелочным. Такая эволюция единого метасоматического процесса обычно связана с понижением температуры. Однако изменение кислотности—щелочности, кроме того, сопровождается определенными осложнениями, приводящими к разнотипным структурам.

Различие структур амфибол-биотитовой каймы и радиально-лучистого ядра связано с разными скоростями установления равновесия. В меланократовой оболочке будин, как и во вмещающих плагиомигматитах, химическое и структурное равновесие устанавливалось в каждый момент времени из-за квазистатически медленного протекания процесса [8, 10]. Для внутренних зон характерны состояния не завершившихся равновесий, вызванные условиями быстрого роста, признаками которого [3, 4] являются многочисленные реликты минералов передовой зоны и радиально-лучистая структура. Равновесный (слоевой, тангенциальный, гранный) и неравновесный (неслоевой, нетангенциальный, волокнистый) рост минералов — два крайних типа, различающиеся скоростью роста в слоевом и нормальном по отношению к слоям направлениях. Неслоевой рост, приводящий к образованию радиально-лучистых структур, обязан

возникновению градиента температуры на фронте радиального роста [19].

В рассматриваемом примере метасоматитов имеются оба типа ростовых структур — равновесный в кайме и неравновесный в ядре. Изолированное установление полного (без реликтов) равновесия в кайме означает, что возможен не только температурный градиент, но и скачок температуры на границе каймы и внутренних зон. Состояние, при котором теплопередача затруднена, представляет адиабатическую изоляцию [10] смежных зон. Так, в случае экзотермического процесса, приводящего к концентрической метасоматической зональности, температурный градиент на границах смежных зон неизбежен [9]. При этом значительный расчетный градиент ( $150^\circ\text{C}$ ) достигается для тел с большим поперечным размером — в несколько сотен метров и более. В нашем случае масштабы концентрической зональности неизмеримо меньше, а радиальному росту кристаллов способствуют реакции, которые идут с отличающимися тепловыми эффектами. Реакция тремолитообразования (2) за счет роговой обманки и биотита — экзотермическая, так как по существу представляет реакцию гидратации. Образование антофиллита с кальцитом за счет тремолита (3, 4), напротив, эндотермично, так как протекает с выделением воды.

Температура равновесия роговой обманки и биотита, определенная по их магнезиальности [13], составляет  $780^\circ\text{C}$ . Это значительно выше температуры аналогичного равновесия в плагиомигматитах ( $580^\circ\text{C}$  для пары амфибол—биотит, анализы 1 и 2 в таблице). Возможно, температура  $780^\circ\text{C}$  завышена, так как роговая обманка из каймы из-за ее малой глиноземистости отличается от амфиболов, составы которых лежат в основе геотермометра [13]. Однако разогрев во внешней зоне существует и связан именно с экзотермическим эффектом первой реакции (2), так как она является реакцией гидратации [11]. Вследствие эндотермичности следующей реакции (образование антофиллита и кальцита за счет тремолита) температура в центре будин, по-видимому, ниже, чем в кайме, но не меньше  $600^\circ\text{C}$ . Этот нижний предел устойчивости антофиллита с магнезиальностью 75%, состав которого приведен авторами, оценен по экспериментальной диаграмме [18] в условиях давления воды 100 МПа.

Влияние давления воды на расширение поля устойчивости антофиллита менее значительно, чем давление на твердые фазы ( $P_s$ ), и оптимальный интервал температур для антофиллита переменной магнезиальности —  $500\text{—}700^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 100 \text{ МПа}$  [11]. Таким образом, общий температурный интервал для каймы и ядра, скорее всего, укладывается в рамки  $700\text{—}600^\circ\text{C}$ . Причем из-за разных механизмов установления равновесий вероятен температурный градиент в пределах этого интервала.

Естественное следствие высокотемпературной зональности — появление локальных регрессивных реакций, идущих на фоне общего понижения

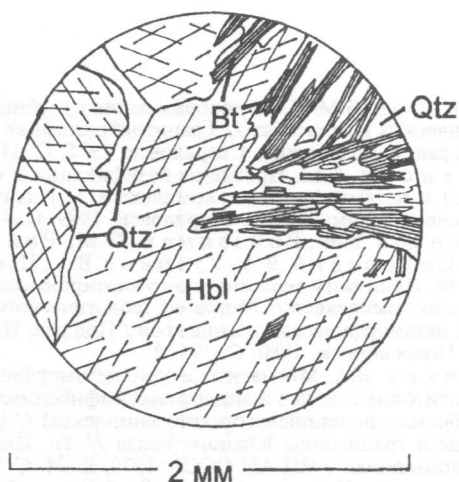
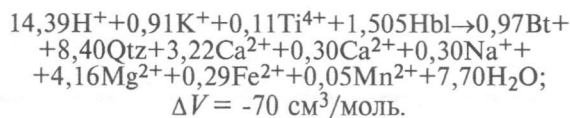
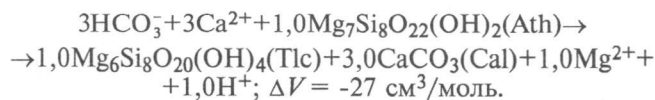


Рис. 2. Кварц-биотитовый симплектит с мелкими овальными включениями реликтовой роговой обманки, зарисовка шлифа

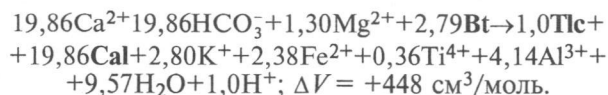
температуры и нарушающих равновесие. В настоящем примере наблюдается два типа таких реакций. В амфибол-биотитовой кайме остается и заметно укрупняется биотит, а роговая обманка исчезает, замещаясь разрастающимся биотитом в симплектитовом срастании с кварцем (рис. 2). В сбалансированной по зарядам ярко выраженной реакции, протекающей в кислой среде, сохраняются Al и Si, а выщелачиваются главным образом Mg и Ca:



В центре будин при общем понижении температуры развивалась другая локальная реакция, но уже в щелочных условиях. Здесь происходило позднее оталькование антофиллита и образовывался мелкозернистый кальцит. Реакция для идеальных составов антофиллита и талька:



Высвобождающийся магний также связывается в тальке, который вместе с кальцитом образуется не только по антофиллиту, но и по реликтам биотита:



На более низкотемпературные условия талькообразования в принципе указывают эксперименты Гринвуда [21], в которых путем нагревания талька до 680° (P 50 МПа) — 710°С (P 200 МПа) был получен антофиллит вместе с кварцем. Эти цифры не могут напрямую переноситься на тальк-карбонат-

ный парагенезис. Вероятно, следует считать, что в рассматриваемой ассоциации минералов образование талька совместно с кальцитом происходило при температуре ниже, чем оцененная температура устойчивости антофиллита с магнезиальностью 75 %, т. е. < 600°С.

Интересен тот факт, что в отличие от антофиллита реликтовый биотит замещается тальком с параллельным выделением большого количества кальцита. Участие кальцита в поздних апосерпентинитовых ассоциациях, как правило, не анализируется. Либо рассматриваются парагенезисы без карбоната [7, 11, 18], либо с магнезитом [1, 5]. Участие кальцита подчеркивает неизохимичность преобразования серпентинитов и ставит вопрос об источнике кальция. Очевидно, что источником кальция является флюид, а насыщение последнего щелочноземельными металлами — следствие дебазификации («плагиигранитизации») первичного метаморфического субстрата, содержащего в своем составе амфиболиты. Признаком повышенного содержания углекислоты в растворах (флюиде) служит присутствие антофиллита вместо энстатита [7].

## Выводы

1. Структурное различие радиально-лучистого ядра и тангенциальной оболочки меланократовых будин отражают условия быстрого и медленного роста. В первом случае среди тремолита и антофиллита сохраняются реликты биотита и роговой обманки из оболочки. Во втором — реликты исходных минералов отсутствуют.

2. Различие в условиях роста в ядре и кайме указывает на градиенты температуры между каймой и ядром и кислотности—щелочности в зональном ядре, что подтверждено бескарбонатными первичными и вторичными реакциями в кайме и реакциями с образованием кальцита в ядре.

3. Высокомагнезиальный состав силикатов из будин отражает их апосерпентинитовое происхождение. Некоторое накопление Fe и Al, частично Ca и щелочей в роговой обманке и биотите соответствует нейтральной среде при переходе от щелочных условий к кислотным.

4. Реакция образования тремолита в кислой среде за счет роговой обманки и биотита, а затем щелочная реакция возникновения антофиллита за счет тремолита практически восстанавливают исходный состав серпентинита, но с добавлением новообразованного кальцита.

5. Фиксация кальция в форме кальцита подчеркивает неизохимичность преобразования серпентинитов в условиях плагиигранитизации. Источник кальция — флюид, а его насыщение щелочноземельными элементами — следствие дебазификации метаморфического субстрата при плагиигранитизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. В и н к л е р Г. Генезис метаморфических пород (Пер. с англ.). М.: Недра, 1979. 327 с.
2. Г о р д о н С м и т Ф. Физическая геохимия (Пер. с англ.). М.: Недра, 1968. 475 с.
3. Г р и г о р ь е в Д.П. Онтогения минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.
4. Ж а б и н А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.
5. К е й л ь м а н Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.
6. К о з л о в М.С. К вопросу об источнике и условиях образования магматических расплавов // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1972. № 1. С. 2131.
7. К о л е с н и к Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 239 с.
8. К о р ж и н с к и й Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
9. К о т и н а Р.П., Ф р е н к е л ь М.Я., Я р о ш е в с к и й А.А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза // Геохимия. 1969. № 11. С. 1370-1378.
10. Л е о н т о в и ч М.А. Введение в термодинамику. Статистическая физика. М.: Наука, 1983. 416 с.
11. М а р а к у ш е в А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
12. П е р е л ь м а н А.И. Геохимия. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Высш. шк. 1989. 528 с.
13. П е р ч у к Л.Л., Р я б ч и к о в И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
14. Р о н е н с о н Б.М. Гранитообразование в глубинных метаморфических комплексах // Гранитообразование и летучие / Под ред. С.Н. Иванова. Свердловск, 1975. С. 118-129.
15. Р о н е н с о н Б.М. Проблемы базификации и основного фронта в метаморфических комплексах // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1989. С. 72-85.
16. Р о н е н с о н Б.М., Р о й з е н м а н Ф.М., Р о й з е н м а н В.М., С и к о р с к и й В.А., У т е н к о в В.А., Ш е р б а к о в а Т.Ф. Принципы геологического картирования метаморфических комплексов // Методика геологического картирования метаморфических комплексов / Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск, 1980. С. 39-48.
17. У т е н к о в В.А. Мигматиты в зоне метаморфизма фации ставролитовых сланцев и эпидитовых амфиболитов (восточное обрамление вишневогорского комплекса) // Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала // Тр. Ильменского гос. заповедника УНЦ АН СССР. 1979. В. 24. С. 79-89.
18. Х е л л н е р Э., Х и н р и к с е н Т., З е й ф е р т Ф. Исследование смешанных кристаллов минералов метаморфических пород // Природа метаморфизма (Пер. с англ.). / Под ред. В.П. Петрова. М., 1967. С. 161-174.
19. Ч е р н о в А.А. Процессы кристаллизации // Современная кристаллография. М.: Наука, 1980. Т. 3. С. 72-82.
20. Ш е р б а к о в а Т.Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 149 с.
21. G r e e n w o o d H.J. The synthesis and stability of anthophyllite // J. Petrology. 1963. N 4. P. 317-351.

Российский государственный  
геологоразведочный университет  
Рецензент — Л.Н. Липчанская