

А. Н. ФЕНОГЕНОВ, В. Г. ЧЕРНОВ

**О ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОМ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ
ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ
ЛОГАРСКОГО МАССИВА (АФГАНИСТАН)**

(Представлено академиком В. И. Смирновым 30 VI 1975)

Судя по многочисленной литературе, в настоящее время господствующее положение приобрели представления, из которых следует, что в верхние слои земной коры гипербазитовые тела внедрялись в холодном состоянии, образуя так называемые протрузии, а кристаллизация гипербазитовых расплавов происходит в нижних слоях земной коры. Перемещение гипербазитовых тел к поверхности осуществляется в результате крупных горизонтальных и вертикальных движений в процессе сжатия геосинклинальных поясов.

Основанием для подобных представлений послужило мнение, что контакты гипербазитов с вмещающими породами тектонические, никаких высокотемпературных контактовых изменений найдено не было, а потому и нет надежных доказательств интрузивно-магматического внедрения гипербазитов^(*).

В связи с этим заслуживают специального изучения области, где проявляется высокотемпературный метаморфизм вмещающих пород на контакте с гипербазитами. Такой метаморфизм был установлен авторами при детальном исследовании контактовых зон Логарского гипербазитового массива в Афганистане.

Логарский гипербазитовый массив расположен в Кабульской тектонической зоне, которая входит в состав Альпийской складчатой области⁽⁵⁾. Общая площадь массива около 1500 км². Массив в плане имеет несколько вытянутую в юго-восточном направлении форму. Он сложен главным образом различными перидотитами и в подчиненном количестве дунитами, в разной степени серпентинизированными. В гипербазитах содержатся рудные тела хромитов⁽¹⁵⁾. Вмещающими породами гипербазитов с западной и северной сторон служат различные филлиты, мраморы, а также зеленые сланцы. Возраст вмещающих пород разными авторами датируется различно: ордовиком — силуром^(7, 10), карбоном⁽¹¹⁾, юрой — эоценом⁽⁸⁾, эоценом⁽³⁾.

Непосредственный контакт гипербазитов с филлито-карбонатной толщей установлен в северо-западной части массива в районе пос. Аваль-Кхель. Контакт не затронут разрывными тектоническими нарушениями. Зона измененных приконтактных пород имеет мощность около 1,5 м, и уже в 1,8 м от контакта с серпентинитами углистые серицит-хлоритовые филлиты не несут видимых признаков контактового метаморфизма. С приближением к серпентинитам метаморфизм филлитов быстро нарастает. В 0,8 м от контакта филлиты становятся более плотными, ороговикопованными. В них почти сплошь развит тонкочешуйчатый (размером менее 0,01, редко до 0,08 мм) биотит неправильной лапчатой формы с ясным плеохроизмом в желто-коричневых тонах; довольно много ксеноморфного сфена, в ядрах зерен которого изредка встречается рудный минерал,

видимо ильменит, редки зерна клиноцоизита. Сама порода является биотитовым роговиком.

В 0,6 м от контакта биотитовый роговик сменяется биотит-пироксеновым роговиком с клиноцоизитом, эпидотом и тонкоигльчатый минералом ряда тремолит-актинолит. Иглы последнего, имея размеры в длину максимум до 0,15 мм при ширине менее 0,01 мм, иногда образуют метельчатые агрегаты, расположенные под разными углами к сланцеватости, что указывает на их палочный после регионального метаморфизма характер. Так же беспорядочно ориентирована часть призматических кристаллов эпидота и клиноцоизита, приуроченных к прожилкам пироксена. Пироксен представлен диопсидом — $c : N_g = 42^\circ (+)$; $2V = 56^\circ$; дисперсия оптических осей ясная; $r > v$. Минерал развит как в виде полос, параллельных сланцеватости, так и в виде прожилков, секущих ее. Диопсид ксеноморфен, размеры его зерен, развитых в массе филлита, менее 0,1 мм, а попадая в прожилки альбита, секущего пироксеновые агрегаты, они достигают размера 0,3 мм.

В 0,1 м от контакта находится пироксеновый роговик с клиноцоизитом и без биотита. Массы пироксена и его прожилки секутся прожилками альбита (мощность до 0,6 мм) и клиноцоизита. Иногда в массе пироксена, пересекаемого прожилками, сложенными альбитом, развит пеггит. Все сечется редкими и тонкими (менее 0,1 мм) прожилками карбоната.

Характерно, что в 10 см от контакта с серпентинитами в размере основной массы зерен пироксена преобладает 0,1–0,15 мм, тогда как в 60 см от контакта преобладающий размер менее 0,1 мм. Таким образом, в пределах зоны экзоконтакта мощностью 0,8 м отмечается переход от биотитовых роговиков до пироксеновых, возникших по углистым филлитам, содержащим примесь карбонатного материала.

Серпентиниты в контакте с роговиками имеют массивную текстуру; они тонкозернистые до скрытокристаллических с прожилками листоватого серпентина мощностью до 1,5 мм. Участками развит тонкоигльчатый тремолит, с длиной игл до 1,5 мм. Есть и прожилки тремолита мощностью до 1,5 мм. В участках развития тремолита масса серпентина укрупняется. В 0,5 м от контакта в серпентинитах тремолита уже нет, но есть псевдоморфозы бастита размером до 2 мм, призматической формы, вероятно по авгиту, так как в 12 м от контакта в серпентинитах уже сохраняются реликты авгита ($c : N_g = 47^\circ$) размером до 1 мм и оливина, откуда можно предположить, что исходной породой был верлит.

Развитие роговиков на контакте с серпентинитами указывает на высокотемпературное воздействие гипербазитов на вмещающие породы в условиях пироксен-роговиковой фации, температурные пределы которой определяются в $670\text{--}775^\circ$ (⁶).

Развитие игльчатого тремолита как в серпентинитах (только в приконтактной зоне), так и в биотит-пироксеновых роговиках говорит о том, что регрессивный этап контактового метаморфизма захватил и экзо- и эндоконтактные зоны. Наложение клиноцоизитовых и альбитовых прожилков на пироксеновые роговики также относится к регрессивному метаморфизму, проходившему, видимо, после главного этапа серпентинизации гипербазитов, но близко — одновременно с образованием хризотилковых прожилков в серпентинитах. Развитие альбитовых (Na, Al) и клиноцоизитовых (Ca, Al) прожилков в зоне контакта гипербазитов можно объяснить, исходя из правила полярности Лодочникова (²).

Первоначальная температура гипербазитового расплава, приведшего к образованию пироксеновых роговиков, предположительно $1100\text{--}1300^\circ\text{C}$: вмещающие породы в непосредственном контакте с расплавом нагреваются до температуры, равной 60% температуры расплава, а температурные пределы пироксен-роговиковой фации определяются в $670\text{--}775^\circ$ (⁶).

Нами были изучены контакты с вмещающими породами не только главного тела Логарского массива гипербазитов, но также и его спутников, расположенных севернее главного тела и обнажающихся по левому берегу р. Кабул у пос. Лаландар. Один из спутников площадью 3500 м², вытянутый в широтном направлении, сложен сильно брекчированными серпентинитами, контактирующими со сланцево-карбонатной толщей фации зеленых сланцев. Контакт резкий, вмещающие породы катаклизмом не затронуты, а зона эндоконтакта четкая с хорошо выраженной зональностью:

1. Приконтактная зона, мощностью 3–4 см, почти черного цвета — мономинеральная хлоритовая (клинохлор) порода с многочисленными кристаллами и зернами сфена, размером 0,05–0,3 мм, редко встречается клиноцоизит.

2. Далее от контакта располагается альбит-эпидотовая зона с хлоритом, сфеном, актинолитом и редким клиноцоизитом. Хлорит развит в виде прожилков, агрегатных скоплений с частичным замещением эпидота и клиноцоизита. Актинолит образует тонкоиглочатые разноориентированные кристаллы, обычно собранные в лучистые агрегаты, явно образовавшиеся позже регионального метаморфизма, обусловившего сланцеватые текстуры пород сланцево-карбонатной толщи.

3. Следующая зона представлена чередующимися полосами серицит-хлорит-альбитового и серицит-альбитового состава. Хлорит здесь представлен не клинохлором, как в зонах ближе к контакту, а пеннином. Сфен образует здесь еще зерна и кристаллы размером 0,1–0,6 мм.

4. В 2 м от контакта уже не фиксируются какие-либо заметные изменения в филлитах. Сфен весь ксеноморфен; размеры зерен его 0,01–0,1 мм; весьма обычен в ядрах зерен нераскристаллизованный лейкоксен.

Температура контактовых изменений для описанного спутника гипербазитов может быть оценена по минеральным ассоциациям зоны экзоконтакта. Нижний предел образования минералов клиноцоизит-эпидотовой серии 300°, а верхний 400–500° (¹³, ¹⁴). Гидротермальный синтез тремолита был проведен при 400–450° и 270 бар при нагревании смеси компонентов, отвечающих описанным нами филлитам (¹²). Минимальная температура синтеза клинохлора 450°, а поле устойчивости при давлении 1,4 бар ограничено температурой 520–620°.

Следовательно, экзоконтактовые изменения около описанного тела серпентинитов проходили при 400–500°, а температура ультраосновного расплава в момент его внедрения была 650–850°, — это если принять, что температура вмещающих пород в контакте составляла ~60% температуры расплава.

Изучение контактов гипербазитовых тел разного размера показало, что около относительно небольших тел возникает узкая зона (0,3–1 м) контактно-измененных пород с зональностью (в филлито-карбонатных породах): мономинеральная клинохлоровая порода с примесью сфена, далее от контакта — альбит-эпидотовая порода и затем зона с пеннином. В контакте крупной интрузии измененные вмещающие породы имеют также малую мощность (около 1,5 м), но подвергаются ороговикованию с образованием биотитовых и пироксеновых роговиков.

Если малые тела гипербазитов приводят к среднетемпературным изменениям вмещающих пород (400–500°), то крупная интрузия метаморфизует породы в условиях пироксен-роговиковой фации (>650°). Отсюда следует, что гипербазиты Логарского массива формировались из высокотемпературного расплава в тех вмещающих породах, среди которых они залегают в настоящее время, и интрузия не претерпела каких-либо заметных перемещений в твердом состоянии при последующих тектонических движениях.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман, Породообразующие минералы, М., «Мир», 1965. ² В. Н. Лодочников, Тр. ЦНИИГРИ, в. 38 (1936). ³ Г. Меннесье, Сов. геол., № 7 (1963). ⁴ А. В. Пейве, Геотектоника, № 4 (1969). ⁵ В. И. Славин, С. Х. Мурзад, Сов. геол., № 4, 68 (1969). ⁶ Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Петрология изверженных и метаморфических пород, М., ИЛ, 1961. ⁷ Н. М. Феруз, Геологическое строение Кабульской тектонической зоны (Афганистан). Автореф. канд. дис., МГУ, 1973. ⁸ G. Andritzky, Bull. Afghan. Geol. and Mineral. Survey, № 5, Kabul (1971). ⁹ G. A. Challis, J. Petrol., v. 6, № 3 (1965). ¹⁰ K. Fesejeldt, Geol. Jahrb., B. 70, № 70, Hannover (1964). ¹¹ O. Gans, Bull. Afghan. Geol. and Mineral. Survey, № 3, Kabul (1970). ¹² Michel Levy, Bull. Soc. franc. Min. Crist., v. 80, 297 (1957). ¹³ H. Ramberg, J. Geol., v. 57, 18 (1949). ¹⁴ J. Th. Rosenqvist, Nature, № 4 (1952). ¹⁵ H. G. Siebrat, Bull. Afghan. Geol. and Mineral Survey, № 5, Kabul (1971).