

К. Т. БУДАНОВА, В. И. БУДАНОВ

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР — НОВАЯ ПРОВИНЦИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ГИПЕРБАЗИТОВ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 21 X 1974)

Большая часть Юго-Западного Памира сложена метаморфическими породами диафторированной гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций ⁽¹⁾, датируемыми поздним археем ⁽²⁾. Гипербазиты, описанные нами ранее как даршайский гипербазитовый комплекс ⁽³⁾, локализируются в сравнительно узкой зоне (5—10 км), отделяющей субмеридиональные и брахиформные складки горанской серии от субширотных структур шахдаринской серии (рис. 1). Эта зона сложена главным образом амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (метабазитами), ультраметагенно-магматическими породами чарнокитовой серии (эндербиты, мангериты, гиперстеновые граниты, эклогитизированные оливиновые нориты и др.), эклогитоподобными гранат-пироксен-амфибол - плагиоклазовыми сланцами, гипербазитами, дистегранатовыми гнейсами; по преобладанию в этой совокупности пород первично-магматических образований она именуется нами хорогским ортокомплексом. С породами горанской и шахдаринской серий хорогский ортокомплекс имеет тектонические контакты, отмеченные толщами милоцитов и бластомилоцитов.

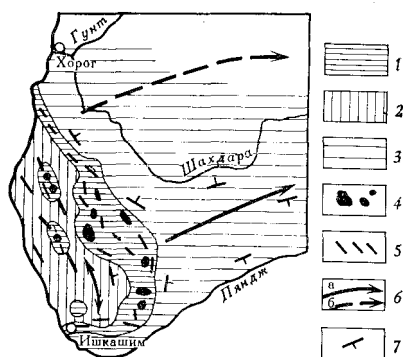


Рис. 1. Схема расположения гипербазитов. 1 — хорогский ортокомплекс; 2 — горанская серия; 3 — шахдаринская серия; 4 — эндербиты, мангериты, гиперстеновые граниты; 5 — гипербазиты; 6 — оси главнейших структур (а — антиклинали, б — синклинали); 7 — элементы залегания

Контакты их с вмещающими породами большей частью согласные, резкие; нередко вдоль контактов проявлено рассланцевание. Гипербазиты смяты конформно с вмещающими толщами, однако большей частью они выступают как жесткие массы (развальцованные и развернутые будины). В зоне эндоконтакта гипербазиты в редких случаях обнаруживают резкое уменьшение зернистости (закалка?); состав вмещающих пород в экзоконтактовой зоне не меняется, хотя зернистость пород также резко уменьшается.

По соотношению первичных минералов среди гипербазитов преобладают пироксениты, плагиоклазовые (с нормативным апортитом) перидотиты и амфиболовые перидотиты. Они дают переходы к бесполовошпатовым перцолитам и к габбро-норитам с оливином или без него. Все они в той или иной степени метаморфизованы: амфиболизированы и гранатизированы. Бесполовошпатовые перидотиты встречаются относительно редко, содержание оливина в них достигает 30—40%, что находит отражение в химизме: максимальное содержание MgO составляет всего 28,80% ⁽³⁾, обычно 22—24% (см. табл. 1).

Породы обнаруживают резкую неравномернoзернистость: на фоне основной ткани с размером зерен в сотые и тысячные доли миллиметра вы-

Таблица 1

Химический состав гипербазитов Юго-Западного Памира (%) *

Окисел	1058 ^а	2001 ^в	1054 ^в	1056	1010	1032 ^ж	2003	2011 ^д	2008 ^б
SiO ₂	46,33	46,64	46,19	46,63	47,55	47,36	49,53	50,19	48,36
TiO ₂	0,30	0,58	0,30	0,30	0,35	0,32	0,30	0,32	0,94
Al ₂ O ₃	8,07	7,96	7,44	7,42	10,34	8,43	8,96	10,65	14,82
Fe ₂ O ₃	3,09	3,48	2,40	2,59	2,32	3,61	3,90	3,77	5,42
FeO	7,60	7,16	8,14	7,99	8,03	5,98	5,94	6,19	9,54
MnO	0,21	0,24	0,17	0,21	0,24	0,17	0,21	0,21	0,27
MgO	22,95	21,99	24,58	23,52	17,28	19,38	17,76	14,88	5,38
CaO	7,83	8,52	6,45	7,83	9,66	9,80	10,49	9,94	11,59
K ₂ O	0,40	0,40	0,40	0,26	0,40	0,40	0,20	0,48	0,40
Na ₂ O	0,80	1,22	1,18	0,80	1,60	1,60	0,96	1,28	1,73
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,16	0,11	0,13	0,12	0,12	0,12	1,15
Cr ₂ O ₃	0,42	0,44	0,53	0,42	0,34	0,39	0,29	0,25	—
CO ₂	0,22	0,18	0,22	0,35	0,70	0,22	0,09	0,40	—
H ₂ O ⁻	0,12	0,10	0,11	0,14	0,13	0,15	0,03	0,10	0,17
H ₂ O ⁺	1,48	0,93	1,84	1,54	0,77	2,01	1,24	1,04	1,41
Σ	99,95	99,96	100,11	100,11	99,84	99,94	100,02	99,82	100,18

* 1058^а, 1054^в, 1032^ж — амфиболовые перидотиты; 2001^в, 1056 — перидотиты со шпинелью и гранатом; 1010, 2003 — амфиболитизированные гранатовые вебстериты; 2011^д — гранатизированный габбро-норит; 2008^б — эклогитоподобная порода (клинопироксен + гранат + амфибол + плагиоклаз). Химические анализы выполнены В. М. Шаповаловой в Центральной лаборатории Управления геологии Совета Министров Таджикистана.

деляются крупные реликты (до 3–5 мм) минералов и структур магматической стадии. Мелкозернистая основная ткань имеет реакционно-метаморфическое происхождение, оптическими методами в ней установлены гранат, амфибол, энстатит, клинопироксен (описаны ниже), однако часто не удается оптически диагностировать состав основной ткани. Минералы магматической стадии образуют передко скопления, где устанавливаются пойкилитовые и пойкилоофитовые, аллотриоморфнозернистые, гинидиоморфнозернистые структуры. Структуры основной ткани — венцовые, коррозийные, бластоктастические. Большая часть крупных кристаллов деформирована, иногда они изогнуты, рядом с кристаллами отмечаются их обломки, погруженные в мелкозернистую основную ткань.

Минералы магматической стадии представлены оливином, орто- и клинопироксеном, шпинелью и амфиболом. Оливин выделяется или в виде порфировидных вкрапленников, или в виде включений в пироксенах. Очень свежий и включает только шпинель. По оптическим данным ($N_g=1,710$, $N_p=1,662$) относится, по-видимому, к хризолиту с $f=25\%$. Ортопироксен вкрапленников ($N_g=1,694$, $N_p=1,679$, $2V_{N_p}=76-86^\circ$) представлен бронзитом, обладающим в проходящем свете неравномерным распределением по зерну красноватой окраской, практически не плеохроирует. Нередко обнаруживает косое погасание ($c:N_g=8-12^\circ$). Весьма примечательны розетковидные срастания двух пироксенов — моноклинового и ромбического, а также пластинчатые, с одинаковой оптической ориентировкой, вроски в пем клинопироксена. Крупные (3–6 мм) кристаллы бронзита включают оливин, шпинель, моноклиновый пироксен и гранат. Ортопироксен второй генерации входит в состав основной ткани, вероятно, — это энстатит (бесцветный, низкое двупреломление, прямое погасание, $2V=\pm 90^\circ$); он образует радиально-лучистые каймы вокруг оливина или полные псевдоморфозы по оливину в виде агрегата мелких (0,01 мм), беспорядочно ориентированных призм. Клинопироксен вкрапленников представлен коричневатожелтым и буроватым в шлифах авгитом ($N_g=1,706$, $N_p=1,680$, $2V_{N_p}=54^\circ$, $c:N_g=40^\circ$) с простыми и полисинтетическими двойниками; иногда проявлена неясная зональность, секторальность и структура несочных часов. Моноклиновый пироксен второй генерации образует коротко-

призматические ($0, n-0, 0n$ мм) слабо-зеленоватые кристаллы вокруг крупных зерен ортопироксена. Пипинель представлена в лерцолитах бурым и коричневым пикотитом ($n=1,747$); в амфиболовых перидотитах содержится зеленая пипинель ($n=1,770$), иногда образующая параллельные сланцеватости полосы. Включения пипинели в оливине иногда частично или полностью замещены энстатитом. В лерцолитах скопления мелких зерен пипинели развиваются вокруг вкрапленников пироксенов. По-видимому, к минералам магматической (или автометаморфической) стадии относится и амфибол в амфиболовых перидотитах (кортландитах). Он образует крупные, соизмеримые с оливином и ортопироксеном, кристаллы; часто идиоморфен по отношению к оливину и ортопироксену или включен в них. Слабо-зеленоватый, почти бесцветный, часто простые и полисинтетические двойники, $N_g=1,657$, $N_p=1,632$, $2V_{N_p}=83-90^\circ$.

К минералам, развивающимся в гипербазитах при региональном метаморфизме, относятся гранат и амфибол. Гранат ($n=1,762-1,785$) отличается морфологическим разнообразием. Призматические включения граната в ортопироксене, вероятно, являются псевдоморфозами по клинопироксену или плагиоклазу, ранее включенным в ортопироксен; лейстовидные агрегаты мелких зерен граната развиваются в первично плагиоклазосодержащих (с нормативным анортитом) гипербазитах и габбро-поритах, очевидно по плагиоклазу. Встречаются также питевидные выделения граната, иногда окруженные тончайшей пленочкой плагиоклаза и рассекающие пироксены в разных направлениях; по-видимому, это также псевдоморфозы по плагиоклазу. Такие питевидные выделения обнаруживаются и на продолжении восточков ортопироксена в авгите и являются, вероятно, продуктами распада твердых растворов. Наиболее распространенная форма выделения граната в лерцолитах — каймы вокруг оливина, следующие или за амфиболовой каймой, или за энстатитовой, если амфиболовая не выражена. Гранат образует скопления мелких ($0, n-0, 0n$ мм), как правило, ксеноморфных зерен, переполненных мельчайшими включениями с внутренней (ближе к оливину) стороны. Соприкосновение оливина с гранатом нигде не отмечалось. В распределении граната среди разновидностей гипербазитов устанавливается эмпирическая закономерность — наиболее обильно он в клинопироксен- или первично плагиоклазосодержащих породах (лерцолитах, вебстеритах, габбро-поритах), относительно редок в ортопироксенитах и коротландитах. По химизму гранатосодержащие разновидности обладают повышенным, относительно безгранатовых, содержанием анортитовой извести и менее недосыщены кремнекислотой. Это согласуется с результатами экспериментов: при одинаковых термодинамических условиях гранат образуется в первую очередь в кальцийсодержащих и более насыщенных системах (^{4, 12}). Амфибол в метаморфизованных гипербазитах количественно преобладает над прочими вторичными минералами. Из него преимущественно состоит основная ткань, а в краевых частях тел он слагает практически мономинеральные амфиболовые сланцы. По-видимому, желтовато-зеленоватый в шлифах амфибол ($N_g=1,661$, $N_p=1,633$, $2V=90-85^\circ$) относится к куммингтониту, а коричневый ($N_g=1,682-1,690$, $N_p=1,655-1,662$; $c: N_g=17-20^\circ$, $2V=90^\circ$) с высоким содержанием Al_2O_3 (14–16%) — к роговым обманкам типа каринтина.

Существует два способа образования гранатовых перидотитов (^{5, 6}): первичная кристаллизация граната из магмы и образование граната в твердой породе при повышении давления. Анализ приведенного выше материала говорит о том, что гранатовые перидотиты Юго-Западного Памира образовались вторым путем. Подобные же метаморфогенные образования описаны на Алданском щите (⁷), в Швеции и Норвегии (^{8, 15}), в Марокко (⁹), в Индии (устное сообщение Н. Л. Добрецова).

По набору породообразующих минералов магматической стадии (оливин + ортопироксен + клинопироксен + пипинель + плагиоклаз) гипербазиты Юго-Западного Памира относятся к фации пипинелевых лерцолитов (¹⁰),

устойчивых в довольно широком P – T -интервале, причем в них отмечаются парагенезисы как субфации Seiland (с плагиоклазом), так и ариежитовой (с гранатом). Появление граната в них может происходить двумя путями: либо в результате субсолидных твердофазовых реакций вблизи моновариантной кривой шпинельный лерцолит – гранатовый перидотит⁽¹³⁾, либо в P – T -условиях, близких к таковым для неинвариантной точки шпинельный лерцолит – гранатовый лерцолит и анортит + форстерит – шпинельный лерцолит, экстраполируемое положение которой очень приближенно определяется⁽¹³⁾ в 700°С и 6 кбар. В первом случае мы должны предполагать значительные перепады давления между стадией образования граната в гипербазитах и стадией окончательного их становления в метаморфическом комплексе; во втором – практически изобарическое преобразование гипербазитов субфации Seiland при снижении температуры. По-видимому, без знания состава минералов (глиноземистости пироксенов, магнезиальности и кальциевости граната) и температуры процесса решение этой альтернативы затруднительно. Тем не менее, можно попытаться сделать предварительную оценку P – T -условий гранатизации гипербазитов исходя из геологических данных.

Ассоциация гранатизированных гипербазитов Юго-Западного Памира с основными эклогитоподобными гранулитами высоких давлений (гранат + клинопироксен + плагиоклаз + кварц), с гранатизированными чарнокитами и с дистен-гранатовыми гнейсами (в гранате 33% пиропса), несомненное их сходство с ариежитами Пиренсеев⁽¹¹⁾ – все это позволяет считать их принадлежащими к полю устойчивости граната с пироксенами, шпинелью и анортитом по⁽¹³⁾ или к ариежитовой субфации по⁽¹⁰⁾. Отсюда наиболее вероятные условия гранатизации гипербазитов: 8–12 кбар и 700–900°. Такие оценки отвечают данным экспериментов по гранатизации пород состава базитов, диоритов и габбро-анортозитов^(12, 14). При 700–900° области устойчивости гранатсодержащих пород указанных составов вблизи равновесия дистен – силлиманит соответствуют давлениям 7–13 кбар.

Находка гранатовых перидотитов на Юго-Западном Памире имеет важное петрологическое значение, свидетельствуя о большой глубинности формирования хоргоского ортокомплекса. По всей вероятности, гипербазиты этого региона являются производными верхней мантии, внедрившимися во время древнейшей в районе орогении и метаморфизованными в условиях гранулитовой фации высоких давлений. Высокотемпературный диафорез в условиях амфиболитовой фации⁽¹⁾ выразился в интенсивной амфиболизации гипербазитов.

Институт геологии
Академии наук ТаджССР
Душанбе

Поступило
10 X 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. И. Буданов, К. Т. Буданова, В сб.: Матер. II Среднеаз. регион. петрогр. совещ., Душанбе, 1971.
- ² Б. Я. Хорева, А. Д. Искандарова, Ю. П. Шергина, Изв. АН СССР, сер. геол., № 8 (1971).
- ³ К. Т. Буданова, Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 1 (1974).
- ⁴ И. Д. Мак-Грегор, В кн.: Петрология верхней мантии, М., 1968.
- ⁵ В. С. Соболев, П. В. Соболев, ДАН, т. 158, № 1 (1964).
- ⁶ М. J. O'Hara, S. W. Richardson, G. Wilson, Contr. Mineral. and Petrol., v. 32, № 1 (1971).
- ⁷ В. И. Куцул, П. А. Копылов, ДАН, т. 20, № 6 (1973).
- ⁸ М. J. O'Hara, E. L. P. Mercy, Trans. Roy. Soc. Edinb., v. 65, № 12 (1963).
- ⁹ J. Kornprobst, Contr. Mineral. and Petrol., v. 23, № 4 (1969).
- ¹⁰ М. J. P'Hara, Ultramafic and Related Rocks N. Y. – London, 1967.
- ¹¹ A. Lacroix, VIII Intern. Geol. Congr. Rep., Paris, 1900.
- ¹² Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд, В кн.: Петрология верхней мантии, М., 1968.
- ¹³ И. Кусиро, Г. С. Йодер мл., В кн.: Петрология верхней мантии, М., 1968.
- ¹⁴ T. H. Green, W. Hibberson, Phys. Earth Planet. Int., Amsterdam, v. 3 (1970).
- ¹⁵ Фации регионального метаморфизма высоких давлений, М., «Недра», 1974.