



А.А. МЕЛЯХОВЕЦКИЙ
МЕТАМОРФИЗМ
ГИПЕРБАЗИТОВ
ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Труды Института геологии и геофизики
Выпуск 516

А. А. МЕЛЯХОВЕЦКИЙ
МЕТАМОРФИЗМ
ГИПЕРБАЗИТОВ
ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Ответственные редакторы

д-р геол. -мин. наук проф. Н. Л. Добрецов,
д-р геол. -мин. наук проф Г. В. Пинус



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1982

УДК: 552.321.6 + 551.25

М.еляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов
Восточной Тувы. - Новосибирск: Наука, 1982.

Излагаются результаты детального петрологического картирования Билинского и Шишхидского дунит-гарибургитовых массивов. Приведены карты динамометаморфической и метаморфической зональности, аналитические и другие данные, на основе которых получена оценка условий течения пород и условий метаморфической гидратации - карбонатизации. Показано широкое распространение в массивах равновесных ассоциаций оливина и энстатита с продуктами их разложения, рассмотрены вопросы о критериях равновесности, действии буферов, связи с метаморфизмом пород рамы и др.

Предложен механизм буферирования давления флюида за счет объемных эффектов реакций с участием флюида.

Монография представляет интерес для петрологов.

Ил. 56. Табл. 38. Библиогр. 120.

М¹⁹⁰⁴⁰²⁰⁰⁰⁰⁻⁸¹¹ 259-82, кн. 2
055(02) - 82

© Издательство "Наука", 1982 г.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение метаморфизма гипербазитов может преследовать как геологические и минерагенические цели, так и собственно петрологические. В большинстве работ, особенно появившихся в последнее десятилетие, метаморфизм гипербазитов (как и других членов офиолитовых комплексов) рассматривается прежде всего как индикатор эндогенного режима соответствующих фрагментов коры и мантии в ключевой момент их истории. Довольно многочисленны также работы, в которых метаморфизм гипербазитов изучается в непосредственной связи с их асбестоносностью и вообще минерагенией. Важность изучения метаморфизма гипербазитов в геологическом и минералогическом аспектах очевидна.

Вместе с тем метагипербазиты представляют собой очень удобный и благоприятный для изучения многих общих проблем метаморфической петрологии объект в силу таких своих особенностей, как простота компонентного и фазового состава, однородность и немногочисленность первичных пород, обычное наличие реликтов и псевдоморфизм. Петролог, изучающий, например, метапелитовые породы, может говорить, как правило, лишь о возможных путях образования наблюдаемой ассоциации, в гипербазитах же мы очень часто можем проследить однозначные признаки вполне конкретных реакций и интерпретировать эти признаки в природных образцах с почти такой же степенью достоверности как в экспериментально изученных.

В целом простота состава, знание исходных продуктов реакций и возможность наблюдения хода реакций, значительно лучшая и более полная изученность термодинамики и кинетики реакций метаморфизма гипербазитов по сравнению с другими системами позволяют в ряде случаев считать метагипербазиты своего рода вещественной моделью более сложных петрологических систем. Не случайно самые разные исследователи, рассматривая такие общие проблемы, как прекращение гидратации и сохранность высокотемпературных ассоциаций при диафорезе, гидродинамический режим метаморфического флюида, соотношение реагирующих и балластных компонентов флюида, буферирование состава флюида реакциями с минералами, кислородное буферирование, диффузионный метасоматоз, общие закономерности реакций в РТХ-пространстве, равновесие при метаморфизме, механизм и кинетика реакций гидратации и другие, обращались прежде всего к примерам из метаморфической петрологии гипербазитов.

Во всех упомянутых случаях изучались отдельные, взятые обычно вне геологического и петрологического "контекста", стороны сложного явления, однако и в таком виде их анализ оказался достаточно эффективным.

Работы, результаты которых изложены ниже, имели целью получение целостной и разносторонней характеристики метаморфизма гипербазитовых массивов Восточной Тувы. Сложный и во многом необычный характер метаморфической зональности в массивах обусловил необходимость такого изуче-

ния, как и определения отношения метаморфизма гипербазитов к другим, петрологически проявленным событиям их истории (формированию первичных пород, динамометаморфизму), а также отношения его к метаморфизму пространственно ассоциирующихся образований.

Метаморфизм любых гипербазитовых массивов – это результат гидратации сухих пород, вызванной проникновением флюида (в широком смысле) из вмещающих пород внутрь массива (за исключением случаев прогрессивного метаморфизма). Это – наиболее важное обстоятельство и для понимания большинства особенностей метаморфизма гипербазитов, и с точки зрения метаморфической петрологии вообще. Полизональность и относительно высокотемпературный характер гидратации, наблюдаемые в описанных массивах, сравнительно мало характерны для метагипербазитов, однако возможностей для изучения особенностей метаморфической гидратации, присущих всем массивам, они представляют больше, чем обычные однородно-метаморфизованные низкотемпературные массивы. В частности, на материале изученных массивов, по-видимому, окажется возможным решение ряда вопросов, связанных с режимом флюида при метаморфизме, не из общефизических соображений, а на основе интерпретации непосредственно наблюдаемых и взаимоувязанных данных.

Пока, однако, наши усилия были направлены на общее картирование массивов. При интерпретации зональности возникла не совсем обычная задача. В отличие от большинства подобных случаев, когда факторы, формирующие зональность (и факторы метаморфизма вообще), предполагаются известными, и нужно лишь более точно оценить их величины. В нашем случае возник вопрос об определении самого фактора, градиент величины которого обуславливает наблюдаемую зональность.

В работе использованы полевые дневники и коллекции Ф.П. Леснова, В.В. Велинского, П.А. Никитчина, Ю.А. Митинского, совместно с которыми была проведена часть полевых работ. Приведенные микроанализы выполнены Л.В. Усовой. Ряд рассмотренных в монографии вопросов обсуждался с Н.Л. Добрецовым, Г.В. Пинусом, В.В. Хлестовым, Д.С. Штейнбергом, Ю.Н. Колесником, В.В. Золотухиным, В.В. Велинским, В.В. Зайковым, Ф.П. Лесновым, Л.В. Агафоновым.

Автор пользуется случаем, чтобы поблагодарить всех этих товарищей.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

Под гипербазитовыми массивами Восточной Тувы в этой работе понимаются Билинский и Водораздельный блоки Билинского массива, расположенные на крайнем востоке Тувинской АССР, и Шишхидский массив, находящийся в прилегающей к границе с Тувой части МНР, заходящий северной оконечностью на территорию СССР (рис. 1).

Рис. 1. Географическое положение гипербазитовых массивов Восточной Тувы.

1 - Билинский и 2 - Водораздельный блоки, 3 - Шишхидский массив.



Район локализации обоих массивов известен в литературе как Тувино-Монгольский массив [21], выделяющийся среди других складчатых сооружений южного обрамления Сибирской платформы более древним возрастом слагающих его толщ.

Уровень изученности района, непосредственно прилегающего к гипербазитовым массивам (рис. 2), определяется в основном результатами мелко-масштабных работ А.В. Ильина на территории МНР и среднемасштабных - Г.В. Махина и сотрудников на советской территории. В геологическом строении района участвуют отложения рифея, которые могут быть разделены на две свиты: нижнюю вулканогенно-терригенно-карбонатную - окинскую, и верхнюю существенно карбонатную - айлыгскую [39]; предположительно венд-нижнекембрийская метабазальтовая толща [39]; четвертичные рыхлые отложения и базальты; интрузивные образования: гранитоиды раннего и среднего кембрия (?) и девона (?), щелочные породы девона (?), субвулканиты рифейских и венд-нижнекембрийских эффузивов.

Из пород, которые с определенностью можно рассматривать в качестве закономерно ассоциирующихся с гипербазитами, т.е. членов офиолитовой ассоциации, в районе были обнаружены только габброиды в западном экзоконтакте Шишхидского массива. Принадлежность отнесенных к окинской свите метавулканитов и осадков к "покрышке" офиолитов не может считаться установленной, так же как и вендских (?) базальтов района Билинского массива. Возможно, оба массива следует рассматривать как остатки сильно эродированных офиолитовых пластин, вовлеченных уже в таком виде в складчатость вместе с породами "рамы" (автохтона?).

Отсутствие в районе надежно установленных закономерно ассоциирующихся с офиолитами толщ затрудняет отнесение их к какому-либо конкретному возрастному рубежу. Г.В. Пинус с соавторами [43, 44] считали восточноту-

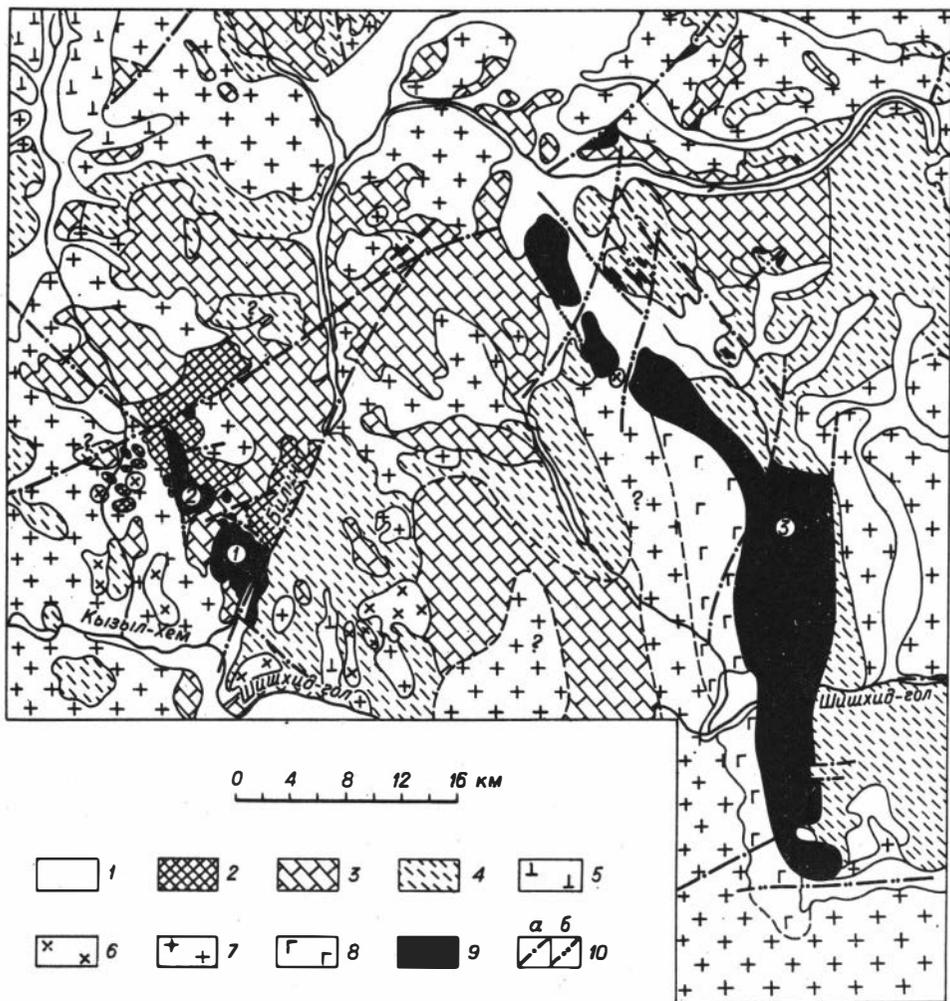


Рис. 2. Геологическая схема района Билинского и Шишхидского гипербазитовых массивов (Составлена с использованием данных Г.В. Махина).

1 - рыхлые отложения и четвертичные базальты; 2 - толща метаэффузивов; 3 - айлыгская свита; 4 - окинская свита; 5 - щелочные и нефелиновые сиениты ($D - ?$); 6 - калиевые гранитоиды ($D - ?$); 7 - гранитоиды таннуольского комплекса (E_{1-2}); 8 - габброиды; 9 - гипербазиты; 10 - разломы, прослеженные (а) и предполагаемые (б). Цифры на рисунке: 1 - Билинский и 2 - Водораздельный блоки, 3 - Шишхидский массив.

винские гипербазиты одновозрастными с гипербазитами других пьесов региона (для гипербазитов Западной Тувы время приведения в эродируемое состояние не моложе, чем $E_2^{1/19}$, а возможно, и $V-E_1$; /В.В. Велинский, устное сообщение/). В работе /16/ для гипербазитов Восточной Тувы

и Прихубсугулья предполагался более древний, рифейский, "возраст внедрения" на основании их ассоциации с вулканогенно-осадочными толщами. Метабазальты толщи метаэффузивов, субвулканиты которых прорывают гипербазиты Водораздельного блока, по-видимому, могут быть близкими по возрасту к эффузивам венд-нижекембрийской тумматтайгинской свиты, развитой западнее описываемого района, или, во всяком случае, представлять этот же ($V - \epsilon_1$) возрастной уровень вулканической активности.

Билинский блок

Расположен в нижнем течении р. Билин. Впервые отмечен А.Г. Кацем в 1948 г., затем изучался Г.В. Махиным и И.И. Башиловой; отдельные вопросы петрографии пород блока освещались в работах /3, 17, 36, 37/.

Крупный разлом, выраженный в рельефе долиной р. Билин, делит его на два более мелких блока: Правобережный с площадью около 18 км^2 и Левобережный - 2 км^2 . Билинский блок вскрыт эрозией на глубину 1200 м (абсолютные отметки 2500-1300 м). Контакты с породами окинской и айлыкской свит - тектонические, контакты с более поздними гранитоидами, внедряющимися по контактам с породами рамы, также часто нарушены. Блок, насколько можно судить, погружается на северо-восток.

Первичные породы представлены дунитами и гарцбургитами. Свежие гарцбургиты сохранились только в западной части блока, на остальной территории энстатит замещен тальком. Все первичные породы блока в разной степени динамометаморфизованы. Большинство пород затронуто метаморфическими реакциями лишь частично; только в юго-западном эндоконтакте они нацело замещены петельчатым и изотропным серпентином, на некоторых участках юго-востока массива - нацело $A+M(\pm T)$. Породы блока прорваны дайками метадиабазов (встречено не более 12-15), наблюдались также довольно редкие жилы аплитовидных пород.

Водораздельный блок

Впервые описан в работе /37/. Расположен в 4,5 км к северо-западу от Билинского блока, общая площадь его выходов - около 13 км^2 , вскрыт на 1000 м (2500-1500 м). Южный контакт блока с айлыгскими мраморами "залечен" узкой апофизой гранодиоритов; судя по положению в рельефе, он круто падает на север-северо-запад. Создается впечатление, что этот контакт массива "срезает" дайки диабазов, очень многочисленные здесь и ориентированные (судя главным образом по высыпкам) вкрест контакта. Западный контакт с гранитоидами и толщей метаэффузивов и почти весь восточный контакт проходят по разлому. В средней части (с субвулканическими метагаббро) восточный контакт не нарушен, дайки метадиабазов сочленяются здесь с экзоконтактовым телом. На севере пересечен нарушенный контакт с плоскопараллельным телом метагаббро, возможно залечивающим синвулканический (?) срыв. К востоку от северной оконечности массива встречено ограниченное разломами тело гипербазитов площадью менее 1 км^2 .

Водораздельный блок, как и Билинский, по-видимому, круто падает на северо-восток. Располагавшийся между ними блок, вероятно, смещен по разлому с амплитудой, приблизительно равной мощности массива; малые тела

гипербазитов, находящиеся юго-восточнее Водораздельного и северо-восточнее Билинского блоков, вероятно, представляют собой выступы его кровли.

Первичный состав блока дунит-гарцбургитовый, однако вполне свежие первичные породы сохраняются здесь лишь участками (см. рис. 20), большая часть его площади занята метаморфитами с бессерпентиновыми ассоциациями. В юго-восточной части массива и участками в других частях развиты дуниты и апогарцбургиты с антигоритом и оливин-антигоритовые ($\pm T \pm \pm \text{Карб}$) породы.

Водораздельный блок очень густо насыщен дайками и штоками метадиабазов. Простираение почти всех даек северо-восточное ($335-355^{\circ}$), т.е. параллельно длинной оси массива, падение от крутого юго-западного через вертикальное до крутого северо-восточного. Мощности от 0,5 до 25 м, отдельные тела прослеживаются по простиранию не более чем на десятки – сотни метров. На рис. 20 показаны, причем местами в сильно разреженном виде, только непосредственно пересеченные в маршрутах тела, однако выходы даек хорошо видны и на расстоянии; по степени и характеру насыщенности дайками в блоке выделяются несколько участков: а) южная эндоконтактная полоса шириной 100–300 м, прорванная через 1–5 м дайками мощностью 0,5–1,5 м; б) северная оконечность блока, прорванная мощными (до 25 м) дайками и штоками эллиптического сечения через 50–100 м; в) участок в южной части блока, вмещающий группу штоков круглого и овального сечения от 5 до 40 м диаметром; г) участки в центральной, южной и юго-восточной частях блока, практически лишенные даек и штоков (см. рис. 20); д) остальная часть блока, насыщенная дайками мощностью 2–10 м (реже до 20 м) через 5–50 м (реже – до 100 м) (см. рис. 21). По-видимому, все дайки принадлежат одной генерации: ни пересекающихся, ни "параллельных" ("дайка в дайку") тел не наблюдалось.

Шишхидский массив

Обнаружен Н.Л. Кудрявцевой в 1946 г. Его северная часть описана /37/ под названием Бильдыкского массива. Общая характеристика массива содержится в работе /38/.

Шишхидский массив – крупнейший в регионе, выходы его прослежены на расстояние до 60 км – от правобережья р. Бол. Бильдык на севере до р. Харатар-Гол на юге (возможно, что далее на юг еще будут встречены продолжающие массив блоки гипербазитов). Площадь выходов массива около 200 км², вскрыт он на 1600 м (3150–1600 м).

На севере западный контакт с нижней толщей айлыгской свиты, судя по положению выходов в рельефе, круто падает на юго-запад (?), западный контакт следующего к югу блока с метаэффузивами верхней толщи окинской свиты, скорее, по-видимому, – на северо-восток, что лишь отчасти может быть подтверждено его положением в рельефе, но хорошо согласуется с наличием здесь немногочисленных мелких штоков таннусльских гранитов. Западный контакт с габброидами и восточный с гранитоидами от широты устья р. Улясуту-Гол до р. Шишхид-Гол круто падают на запад. Восточный контакт в южной части массива с мраморами и парасланцами нижней – средней части окинской свиты осложнен поперечными разломами. Плоскость контакта гипербазитов с вмещающими породами в некоторых мелких блоках здесь, возможно, наклонена на восток, но в целом падение контакта вертикальное или крутое западное.

К востоку от северной части массива среди сланцев окинской свиты наблюдались мелкие (первые десятки метров) линзы антигоритовых серпентинитов, а также ряд более крупных тел, в том числе блок (5 км²) на правобережье р. Бол. Бильдык. Северный "рукав" массива можно представить себе в виде соскладчато повернутого и (или) смещенного блока. В пользу соскладчатого характера этого изгиба свидетельствует изменение простирания пород рамы и осей складок с меридионального на северо-западное, согласное с "искривлением" массива.

Породы массива представлены дунитами, гарцбургитами, в том числе клинопироксенсодержащими (обычно Кп ≤ 3-5%), антигоритизированными и оливин-антигоритовыми породами, безоливиновыми метаморфитами и др. (см. рис. 8, 22).

В западной части массива В.В. Велинским и Ф.П. Лесновым откартирована полоса развития верлитов и антигорит-клинопироксеновых пород, которые, насколько можно судить, перемежаются в ее пределах с дунитами. По своему положению - между габброидами и гипербазитами - эта полоса соответствует "переходным зонам" типичных офиолитовых комплексов.

Метагабброиды Шишхидского массива относятся к характерным для большинства офиолитовых комплексов (тип 1 по /13/) известково-глиноземистым, бедным титаном и щелочами, "эвкритовым" разностям (табл. 1). Чаще всего они нацело замешены ассоциацией Ро (Акт) + Кц + Хл ± Аб, реже в них сохраняются реликты клинопироксена (табл. 2).

Таблица 1

Средние составы метабазальтов толщи метаэффузивов (1), их субвулканитов (2), метабазальтов окинской свиты (3), метаандезитов окинской свиты (4) и метагабброидов Шишхидского массива (5).

Окисел	1(5)	2(12)	3(6)	4(5)	5(3)
SiO ₂	$\frac{51,09}{3,49}$	$\frac{50,59}{2,49}$	$\frac{50,27}{2,37}$	$\frac{57,16}{2,46}$	$\frac{47,13}{0,97}$
TiO ₂	$\frac{1,29}{0,61}$	$\frac{1,07}{0,35}$	$\frac{1,09}{0,62}$	$\frac{0,58}{0,10}$	$\frac{0,23}{0,09}$
Al ₂ O ₃	$\frac{13,94}{2,6}$	$\frac{14,55}{1,19}$	$\frac{14,92}{1,77}$	$\frac{17,49}{0,81}$	$\frac{18,18}{1,52}$
Cr ₂ O ₃	$\frac{0,018}{0,03}$	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{0,04}{0,03}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,85}{1,42}$	$\frac{2,68}{1,02}$	$\frac{9,90}{2,13}$	$\frac{6,84}{1,37}$	$\frac{0,99}{0,49}$
FeO	$\frac{8,33}{1,22}$	$\frac{9,10}{1,47}$			$\frac{4,69}{0,99}$
MnO	$\frac{0,24}{0,06}$	$\frac{0,20}{0,02}$	$\frac{0,23}{0,17}$	$\frac{0,11}{0,017}$	$\frac{0,12}{0,05}$
MgO	$\frac{7,21}{3,57}$	$\frac{6,93}{1,63}$	$\frac{6,46}{1,49}$	$\frac{4,28}{1,25}$	$\frac{8,86}{0,27}$

Окончание табл. 1

Окисел	1(5)	2(12)	3(6)	4(5)	5(3)
CuO	$\frac{8,49}{1,47}$	$\frac{9,19}{1,63}$	$\frac{9,55}{2,7}$	$\frac{4,25}{1,71}$	$\frac{15,40}{0,81}$
NiO	$\frac{0,006}{}$	$\frac{0,007}{}$	$\frac{0,01}{}$	$\frac{0,01}{}$	
Na ₂ O	$\frac{3,49}{1,55}$	$\frac{3,40}{0,99}$	$\frac{3,14}{1,73}$	$\frac{5,38}{1,49}$	$\frac{0,98}{0,24}$
K ₂ O	$\frac{0,21}{0,13}$	$\frac{0,21}{0,11}$	$\frac{1,46}{0,92}$	$\frac{1,25}{0,92}$	$\frac{0,03}{0,01}$
P ₂ O ₅	$\frac{0,21}{0,04}$	$\frac{0,11}{0,05}$	$\frac{0,125}{0,08}$	$\frac{0,14}{0,09}$	$\frac{0,01}{}$

Примечание. В числителе - среднее значение; в знаменателе - среднеквадратичное отклонение. В скобках - количество анализов.

Метаэффузивы и субвулканы

Для метаэффузивов и субвулкаников окинской свиты и толщ метаэффузивов были вычислены предназначенные для анализа метаморфизованных эффузивов индексы Н.Л. Добрецова /14/. Заметим, что содержания щелочей кажутся в породах района мало зависящими от метаморфизма; спилитизация отсутствует совершенно определенно, а обеднение щелочами имеет место редко, главным образом в дайках.

В окинской свите наблюдались в основном высокоглиноземистые и переходные к щелочным метабазальты, метаандезиты и метадациты. Многие породы обнаруживают калиевый уклон, а в поле эффузивов окинской свиты к востоку от горы Бага-Хоромнэгой-Ула (север Шишхидского массива) распространены "мета-латиандезиты" с большими содержаниями биотита, необычными в мусковит-хлоритовой зоне, к которой принадлежит это поле. В проанализированных отсюда образцах содержится до 2,7% K₂O.

Однако большая часть метабазальтов окинской свиты имеет натровый уклон. На диаграмме (рис. 3) их составы попадают в поля высокоглиноземистых базальтов (Ш-Б), континентальных толеитов (1У) и оливиновых щелочных базальтов (П-Б). Метагаббро-метадиабазы Билинского массива (группа 2 табл. 1) резко отличаются от габброидов Шишхидского массива (и вообще, от типичных офиолитовых габброидов абиссального облика) высокими содержаниями Ti, Na, K и повышенной железистостью, зато, как и следовало ожидать, очень близки во всех отношениях к метабазальтам толщи метаэффузивов. Субвулканы и метабазальты толщи метаэффузивов относятся главным образом к "континентальным толеитам" /14/, часть из них попадает в поле высокоглиноземистых базальтов (рис. 3).

Метабазальты толщи метаэффузивов по химизму вполне могли бы относиться к вулканогенно-осадочному чехлу офиолитов. Однако положение их, скорее, противоречит такому выводу: они изливаются непосредственно на эро-

Таблица 2

Химический состав клинопироксенов из габброидов Шишхидского массива

Компонент	691	664	Количество катионов на 6 (O)			Отношения катионов	691	664
				691	664			
SiO ₂	49,57	51,65	Si	1,901	1,927	100Fe/Fe+Mg	19,75	14,41
TiO ₂	0,21	0,09	Al ^{IV}	0,099	0,073	100Ca/Ca+Mg	52,45	51,32
Al ₂ O ₃	2,95	2,40	Al ^{VI}	0,030	0,032	Al/Al+Cr	-	-
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	Ti	0,006	0,003	Al ^{IV} /Al ^{VI}	3,3	2,28
FeC*	6,64	4,79	Cr	-	-	Al ^{VI} /Cr	-	-
MnO	He опр.	He опр.	Fe	0,207	0,149	Ca/Al+Cr	-	-
MgO	15,17	15,92	Mn	-	-	Fe ⁺³ (1)	0,131	0,101
CaO	23,28	23,35	Mg	0,841	0,885	Fe ⁺³ (2)	0,089	0,067
Na ₂ O	0,41	0,44	Ca	0,928	0,933			
NiO	He опр.	He опр.	Na	0,032	0,032			
Σ	99,78	98,74	Σ	4,044	4,034			

Примечание. Fe⁺³(1) Fe⁺³(2) – по формулам, приведенным в табл. 13.

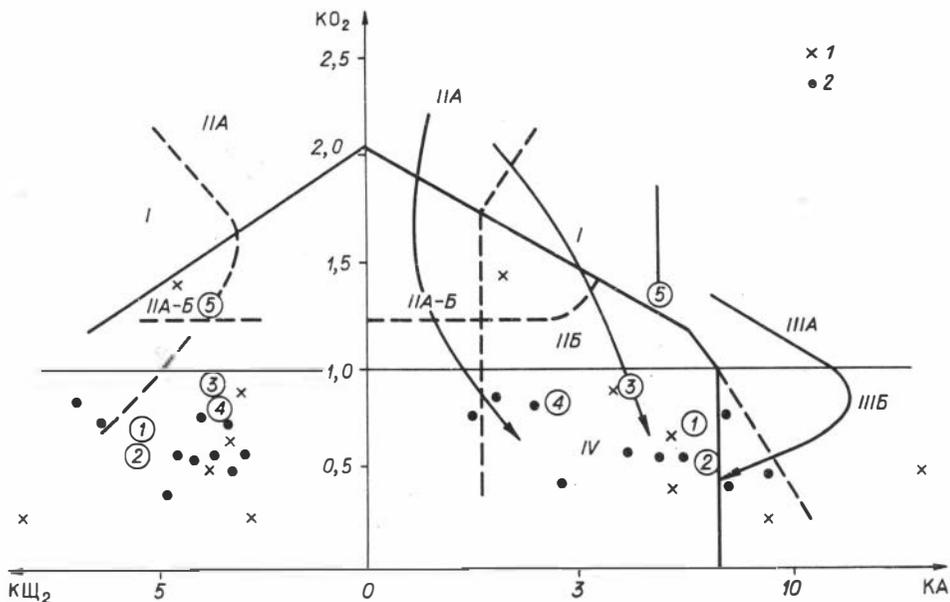


Рис. 3. Диаграмма Н.Л. Добрецова для метабазальтов и метадиабазов окинской свиты (1) и толщи метаэффузивов (2). Цифры в кружках - средние составы базальтов комплексов: 1 - Харальского; 2 и 3 - Улугойского; 4 - Хемчикского; 5 - Куртушибинского. $KO_2 = MgO \cdot TiO_2 / \sum FeO$; $KA = Al_2O_3 - 0,5 \sum FeO - 2TiO_2$ $KЩ_2 = Al_2O_3 / (Na_2O - K_2O)$.

дированную поверхность тела гипербазитов (Водораздельный блок), и, более того, субвулканы их образуют тела в контактах гипербазитов и толщи метаэффузивов с мраморами айлыгской свиты (автохтон?), а в отдельных случаях - и среди последних.

На диаграмму (рис. 3) нанесены также средние составы базальтов вулканических комплексов других районов Тувы: верхнепротерозойского харальского и венд-нижнекембрийских улугойского, куртушибинского, хемчикского (по данным /18/). Базальты последних двух входят в состав офиолитовых комплексов. Базальты Куртушибы попадают в пограничную часть поля "океанических плагиобазальтов", остальные - в поле "континентальных толеитов".

Метаморфизм пород рамы

Метаморфизм пород рамы Билинского и Шишхидского массивов сравнительно подробно описан нами ранее /39/. Здесь охарактеризуем лишь наиболее общие его особенности.

Из рис. 4 можно видеть, что Билинский массив локализован в биотит-гранатовой зоне (зоне сине-зеленой роговой обманки в метабазитах), а Шишхидский - частично в биотит-гранатовой (на юге), частично в мусковит-хлоритовой (на севере).

Для района в целом характерна "термально-складчатая" структура метаморфической зональности. Возраст метаморфизма более древний, чем возраст таннуольских плутонов; ороговикование, связанное с последними, налагается на регионально-метаморфизованные породы. Нижний предел его возраста $V-\epsilon_1$. В работе /39/ отмечаются следующие особенности метаморфизма района.

1. Однородность или, во всяком случае, отсутствие признаков полиметаморфизма, — за исключением случаев наложения контактовых ассоциаций на регионально-метаморфические.

2. Низкострессовый характер, проявляющийся в широком развитии реликтовых структур пород, частом отсутствии ориентировок метаморфических минералов (массивные породы с зеленосланцевыми и эпидот-амфиболитовыми ассоциациями).

3. Значительные колебания состава флюида при метаморфизме пород рамы. f_{O_2} меняется от равновесной с безмагнетитовыми, лишенными Fe^{+3} -содержащих силикатов ассоциациями во многих метабазитах, до равновесной с $Gm+Mt$ в тех же РТ условиях. $ХСО_2$ составляла от первых до 20–30 мол. %.

4. Градиент температуры меняется, по-видимому, от 5–10 до 15–20 град· км⁻¹. Правдоподобные величины $P_{лит}$ = 2–3 кбар. Минералогически фиксируемые давления 4–5 кбар.

Метаморфизм даек метабазитов, прорывающих гипербазиты Билинского и особенно Водораздельного блоков, полностью соответствует метаморфизму метабазитов рамы. В дайках независимо от того, в какой из метаморфических зон массива они локализованы, развиваются характерные для низов эпидот-амфиболитовой фации ассоциации $Рo+Pl$ ($Аn_{15-25}$) ± Кц. Вариации состава ассоциаций и фаз, рассмотренные в работе /39/, оказываются в метабазитах даек связанными с колебаниями f_{O_2} и $ХСО_2$ при метаморфизме массивов.

В табл. 3 приведены анализы амфиболов и гранатов из метабазитов и метапелитов рамы /39/. В табл. 4 даны анализы амфиболов из метабазитов даек, прорывающих гипербазиты Билинского блока (ср. с данными табл. 3).

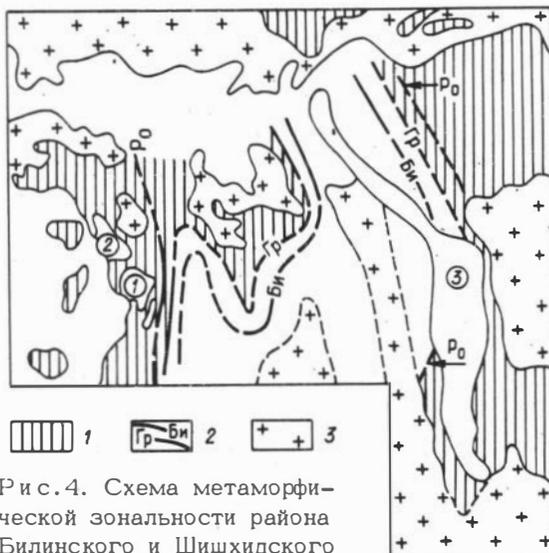


Рис. 4. Схема метаморфической зональности района Билинского и Шишхидского массивов.

1 — зона Po (Гр); 2 — зоны Акт (Му+Хл) и Би+Гр с изоградами; 3 — гранитоиды ϵ_{1-2}

Таблица 3

Микроанализы гранатов и амфиболов из пород рамы
Билинского и Шишхидского массивов

Компоненты	Гранаты			Амфиболы		
	200-3	центр	край	691	691-2	669-2
		1043	1043			
SiO ₂	38,61	37,26	37,27	46,71	56,79	45,71
TiO ₂	0,15	0,27	0,27	Не обн.	0,05	0,71
Al ₂ O ₃	20,42	20,86	20,87	9,99	0,74	7,43
FeO*	21,04	32,57	32,54	9,09	4,81	18,43
MnO	9,80	3,23	3,85	Не опр.	Не опр.	0,20
MgO	0,67	4,73	4,62	16,04	21,96	10,20
CaO	7,11	0,24	0,24	11,96	13,20	11,37
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,54	0,12	1,01
K ₂ O	"	"	"	0,24	Не обн.	0,29
Σ	98,36	99,15	99,65	95,56	97,67	95,34
Количество катионов						
		на 12 (O)			на 23 (O)	
Si	3,129	2,999	2,992	6,841	7,860	7,021
Al ^{IV}	1,950	1,979	1,975	1,159	0,124	0,979
Al ^V				0,565	-	0,365
Ti	0,009	0,016	0,016	-	0,004	0,082
Fe	1,426	2,192	2,185	1,113	0,557	2,367
Mn	0,672	0,220	0,262	-	-	-
Mg	0,08	0,568	0,553	3,502	4,542	2,336
Ca	0,167	0,021	0,021	1,876	1,955	1,871
Na	-	-	-	0,437	0,036	0,301
K	-	-	-	0,044	-	0,058
Σ	7,906	7,995	8,004	15,538	15,078	15,405

Примечание. № 200-3 - метапесчаник (Кв + Аб + Гр + Хл + Му + Эп + Руд), в 3 км южнее Билинского блока; № 1043 - "ореольные" метаморфиты р. Хадряус-Гол, восточнее Шишхидского массива. № 691, 691-2 - метагаббро Шишхидского массива (Акт (Ро) + Кц + Хл ± Аб). 669-2 - метагаббро, восточнее Водораздельного блока (Ро + Пл + Кц).

Таблица 4

Микроанализы и формульные коэффициенты амфиболов из метабазитов даек Билинского блока

Компонент	1129-3	424-3	Компонент	1129-3	424-3
SiO ₂	46,68	44,59	Количество катионов на 23 (O)		
TiO ₂	0,37	0,48	Si	6,867	6,757
Al ₂ O ₃	10,46	10,11	Al ^{IV}	1,133	1,243
Feo	14,81	21,43	Al ^V	0,681	0,563
MnO	0,27	0,31	Ti	0,041	0,055
MgO	11,33	7,61	Fe	1,882	2,716
CaO	12,36	11,62	Mn	0,034	0,040
Na ₂ O	1,07	1,84	Mg	2,484	1,719
K ₂ O	0,25	0,38	Ca	1,948	1,886
H ₂ O (форм.)	(2,00)	(2,00)	Na	0,306	0,540
			K	0,048	0,073
			Σ_{кат}	15,362	15,591
Σ	99,60	100,37			

Примечание. 1129-3 - ассоциация Ро + Пл₂₅ + Эп + Хл, зона Ол + Т + М; 424-3 - ассоциация Ро + Кц + Пл₂₀, зона А + М.

Глава II

ПЕТРОГРАФИЯ ПЕРВИЧНЫХ ПОРОД

Практически все породы рассматриваемых массивов содержат явно метаморфические минералы - гидраты и (или) карбонаты в количествах от 100% до « 1%, причем преобладают слабо гидратированные - карбонатизированные разности, сложенные в основном оливином, а также пироксенами и хромшпинелидом. В одних случаях оливин и пироксены по ряду признаков оказываются синхронными с серпентином, тальком и другими "явно метаморфическими" минералами, а в других, более частых случаях - дометаморфическими. В дальнейшем, говоря о "первичном" оливине (Ол¹), мы будем иметь в виду разности, обнаруживающие признаки пластической деформации (см. ниже). Под "первичным" энстатитом (Эн¹) будем понимать разности, обладающие тонкопластинчатой структурой II (100), относительно богатые Al₂O₃, Al^{Y1}, Cr и Ca и обычно подвергшиеся деформации.

Метаморфические оливины, в большинстве случаев по составу близкие к первичным (f = 5-15%), отличаются от них, кроме отсутствия признаков

деформации, рядом онтогенетических особенностей; метаморфические энстатиты резко отличаются от Эн¹ по составу. Природа клинопироксена, встречающегося только в породах Шишхидского массива, не всегда ясна.

Породы, содержащие Ол¹ и Эн¹, ниже называются "первичными", или "дометаморфическими". Эти названия условны, поскольку, как показано ниже, "первичные" породы массивов были динамометаморфизованы; возможно также, что ассоциации их подверглись субсолидусной (?) резквилибрации без участия флюида.

Первичные породы представлены в Билинском массиве дунитами, гарцбурггитами и хромититами, в Шишхидском – дунитами, гарцбурггитами, клинопироксенсодержащими гарцбурггитами, верлитами и хромититами. При выделении учитывалась только ассоциация: Ол+Хр (дуниты), Ол+Эн+Хр (гарцбурггиты), Ол+Эн+Кп+Хр (клинопироксенсодержащие гарцбурггиты), Ол+Кп+Хр+Мт (верлиты), Хр+Ол (хромиты); но не учитывался модалный состав пород, что кажется оправданным в нашем случае по следующим причинам. Во-первых, составы минералов в большей степени зависят от ассоциации, чем от содержания ассоциирующих минералов. Во-вторых, составы всех пород, кроме верлитов, колеблются в очень узких пределах. Содержания минералов приведены ниже. Отметим, что наличие разрыва между составами дунитов и гарцбурггитов – явление достаточно общее (см. например, сводную диаграмму модалных составов в работе /66/), хотя, возможно, в некоторых случаях этот разрыв имеет место не между содержаниями Эн 6 и 0%, как в нашем случае, а между 6 и ≤ 3–1% (?). Разрыв между гарцбурггитами, лишенными Кп (кроме экссолювационных пластинок в Эн) и содержащими его до 5–6%, характерный для наших пород, по-видимому, явление более редкое.

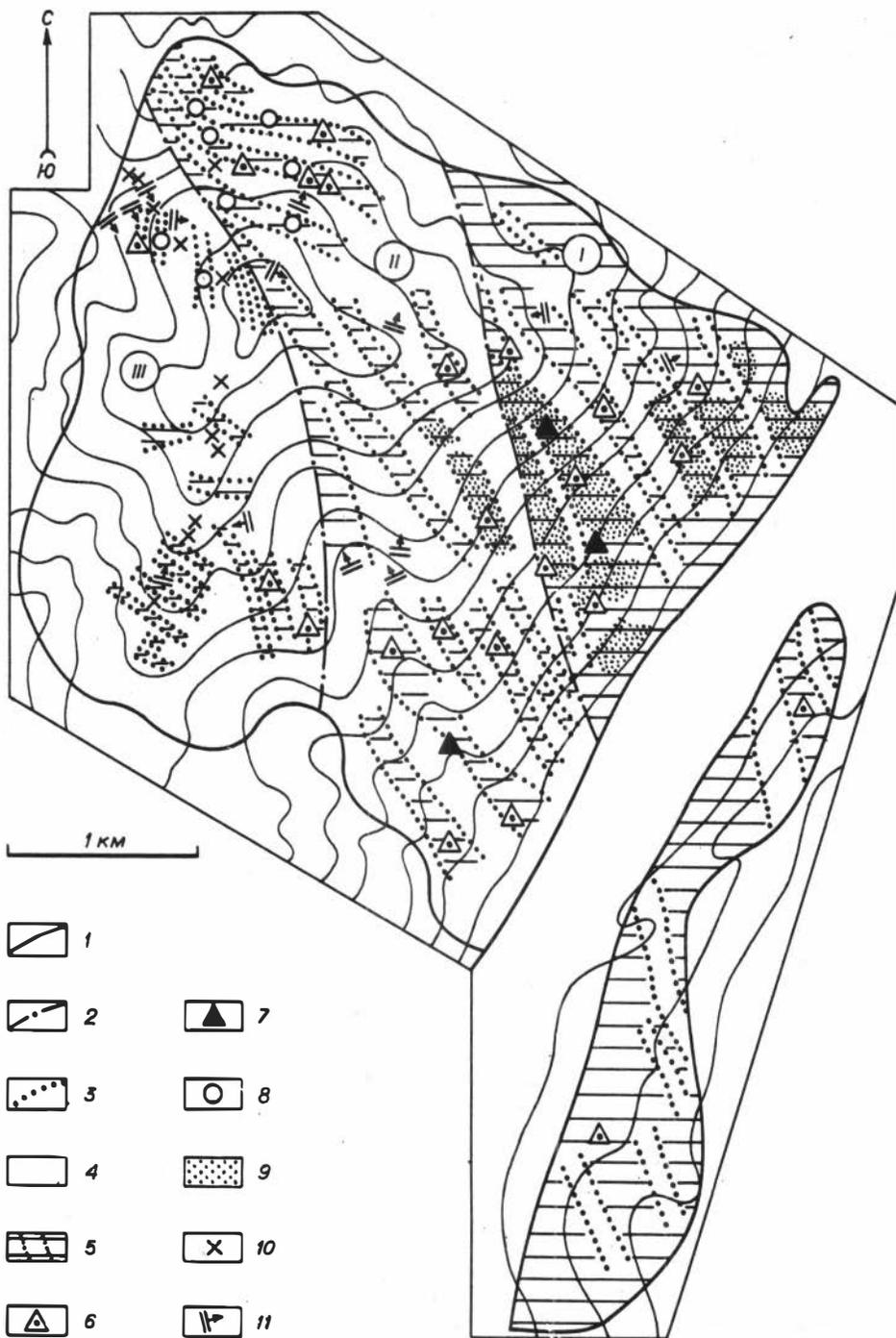
Первичная структура массивов

Сравнительно детально изучена структура Билинского блока (рис. 5). Дуниты преобладают в выходах в восточной части блока и на левом берегу Билина (дунитовая зона), гарцбурггиты резко преобладают над дунитами в западной части массива (гарцбурггитовая зона). Между этими двумя зонами располагается третья, где количество дунитов и гарцбурггитов либо примерно равное, либо гарцбурггиты преобладают, но не в такой степени, как на западе блока.

Дуниты и гарцбурггиты картируются в виде полос, отвечающих, по-видимому, слоям и уплощенным шлирам. В дунитовой зоне и дуниты, и гарцбурггиты образуют главным образом относительно широкие полосы. В дунитах были пересечены полосы шириной 100–250 м, в гарцбурггитах 50–150 м; возможно, что дуниты образуют и еще более широкие полосы – до 300 – 500 м. Для гарцбурггитовой зоны, напротив, характерны узкие полосы дунитов – от 0,5–1 до 30 м. Контакты узких полос можно наблюдать довольно

Рис. 5. Схема размещения первичных пород в Билинском блоке.

1 – контур массива; 2 – условные границы между зонами; 3 – границы дунитовых и гарцбурггитовых обособлений; 4 – гарцбурггиты и нерасчлененные породы зон П и Ш; 5 – дуниты и нерасчлененные породы зоны 1; 6 – прожилки, маломощные жилки, гнезда хромитов; 7 – жилы хромитов; 8 – "малохромитовые" дуниты; 9 – дуниты, содержащие 1–2% хромита; 10 – места отбора проб Эн + Хр; 11 – залегание полосчатости.



часто: они резкие и неровные; благодаря доступности контактов возможны прямые замеры элементов залегания полос, однако проследить по простиранию узкие полосы удается обычно лишь на первые десятки метров, и изображение их на рис. 5 является экстраполяцией.

Широкие полосы в дунитовой и гарцбургитовой зонах прослеживаются по простиранию – в коренных, в курумах и свалах на сотни метров, иногда на 1–1,5 км (изображение полос на рис. 5 в большинстве случаев лишь отчасти основано на пересечениях). Непосредственные контакты широких полос удается наблюдать редко, по характеру выходов в рельефе можно предполагать их падение на запад и юго-запад, видимо, пологое (?), во всяком случае, не круче 45–50°.

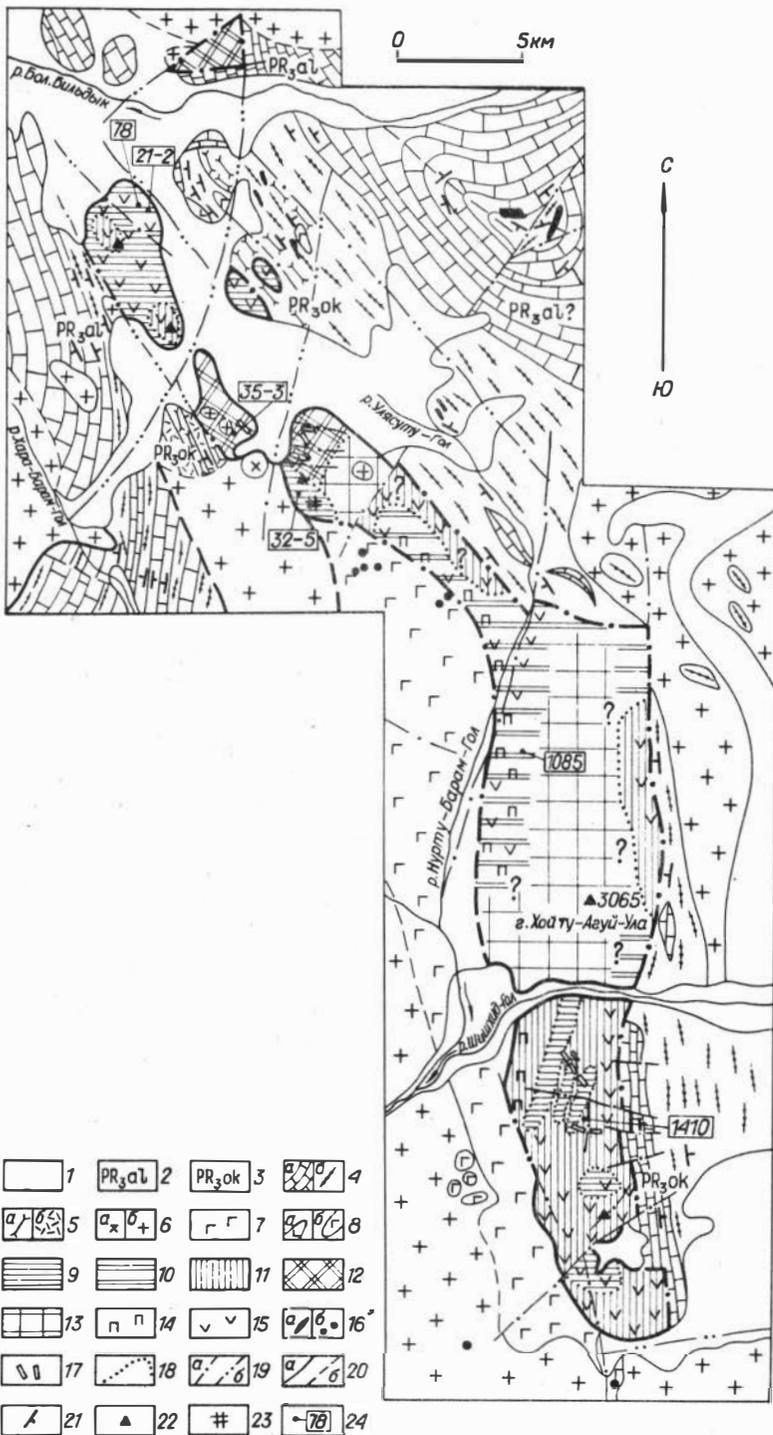
Ориентировка узких полос непостоянна. В дунит-гарцбургитовой зоне прослеживались узкие полосы, ориентированные под углом к простиранию широких полос. Некоторые из узких дунитовых полос в гарцбургитовой зоне производят впечатление секущих тел. Иногда конфигурация узких полос позволяет предполагать наличие в массиве складок, аналогичных описанным в "горячих" лерцолитовых массивах /100/. Почти полное отсутствие в Билинском массиве структурных реперов, таких как хромитовые слои, частые переслаивания пород и т.п., не позволяет идти здесь дальше предположений.

Из рис. 5 видно, что в целом по массиву доля дунитов уменьшается (а доля гарцбургитов соответственно увеличивается) с северо-востока на юго-запад и снизу вверх (гипсометрически). Таким образом, результирующее направление смены пород (нормаль к вероятным поверхностям границ широких полос-слоев и поверхностям раздела зон) примерно совпадает с направлениями падения северо-восточного и северо-западного контактов блока (крутые, в СВ-румбах).

Структуры Водораздельного и Билинского блоков близки, насколько можно судить при более сильной измененности пород первого и худшей его изу-

Рис. 6. Петрографическая схема Шишхидского массива.

1 – четвертичные отложения и базальты; 2 – айлыгская свита; 3 – окинская свита; 4 – карбонатные породы (а), метапесчаники, метаалевролиты (б); 5 – метабазальты (а), метаандезиты, метадациты (б); 6 – "розовые граниты" (D ?) (а), "серые" граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, габбро (E 1-2?) (б); 7 – метагаббро; 8 – пластовые тела кислых-средних субвулкаников в толще PR_{30k} (а), пластовые тела метагаббро в толще PR_{30k} (б); 9–11 – гипербазиты: 9 – преимущественно гарцбургиты (и апогарцбургиты), 10 – преимущественно клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 11 – преимущественно дуниты; 12 – преимущественно метаморфиты; 13 – нерасчлененные гипербазиты (дуниты-гарцбургиты); 14 – верлиты, оливковые клинопироксениты; 15 – значительная антигоритизация (\pm Ол²); 16 – мелкие тела гипербазитов (антигоритовые и тальк-карбонатные сланцы) в раме (а), желваки тремолитов и тальк-тремолитовых пород в метагаббро (б); 17 – дайки метадиабазов в гипербазитах; 18 – условные петрографические границы; 19 – разломы интерполированные (а), экстраполированные и предполагаемые по косвенным признакам (б); 20 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 21 – залегание слоистости (в раме); 22 – проявления хромитов; 23 – графитизация; 24 – номера анализов минералов, упоминаемых в тексте.



ченности. В частности, на юге Водораздельного блока наблюдались участки, в общем соответствующие дунит-гарцбургитовой и дунитовой зонам Билинского блока.

Распределение первичных пород в Шишхидском массиве схематически показано на рис. 6. На севере массива, на гребнях и на склонах гор Бол. и Мал. Хоромнэгой-Ула, наблюдались преимущественно узкие (метры и десятки метров) полосы дунитов среди клинопироксеновых гарцбургитов и гарцбургитов (главным образом их существенно антигоризированных разностей). Здесь ситуация кажется в общем аналогичной наблюдавшейся в гарцбургитовой (и дунит-гарцбургитовой ?) зоне Билинского блока.

В южной части массива (на левобережье р. Шишхид-Гол) дуниты встречались значительно чаще, чем гарцбургиты (апогарцбургитовые породы), и в целом картина как будто близка к таковой в дунитовой зоне Билинского блока. Эрозионный срез массивов на юге больше, чем на севере (судя по развитию в раме на юге отложений одной только окинской свиты, а на севере - и окинской, и айлыгской); можно предполагать, что гипсометрическая последовательность пород в Шишхидском массиве такая же, как и в Билинском блоке.

В западном экзоконтакте Шишхидского массива наблюдались верлиты, развитые преимущественно в средней его части; на юге их мало, на севере они отсутствуют. Верлиты в выходах перемежаются с дунитами, однако детально структура дунит-верлитового комплекса не изучалась.

Характеристика пород

Структуры первичных пород в основном обусловлены пластическим течением (их описание см. в гл. III).

По содержанию хромшпинелида и характеру его взаимоотношений с оливином среди дунитов выделено три типа:

I. "Нормальный" дунит с $1 \pm 0,25$ об. % Хр, преимущественно эвгедрального.

II. "Обогащенный" хромшпинелидом дунит - здесь Хр обычно 1-2%, но иногда до 5% - до перехода в атакситовые хромит-оливиновые породы. Зерна хромшпинелида округлые, дисковидные и эллипсоидальные, иногда это настоящие одиночные нодулы (0,5-1,5 см), часто встречаются футляровидные зерна, включающие Ол, резко ксеноморфные - резорбирующие Ол.

III. "Малохромитовые" дуниты, содержащие порядка 0,5% Хр, (а подчас и еще меньше - от $< 0,1\%$ - до 1-3 зерен на шлиф), образующего здесь мелкие, часто включенные в Ол пластинки и эвгедральные зерна, резорбируемые Ол.

По химическому составу все три разности практически неразличимы.

Дуниты I типа распространены в массивах наиболее широко; дуниты III типа наблюдались преимущественно на севере Билинского блока, вблизи контактов дунитовых (I типа) и гарцбургитовых полос. Дуниты II типа развиты в основном в верхних частях дунитовых горизонтов дунитовой зоны Билинского блока.

Гарцбургиты содержат обычно 10-15% Эн и 0,5-1% Хр. Реже встречаются более богатые и более бедные энстатитом породы. Породы с 20-25% Эн редки, а образец с 30% Эн единственный, он отобран из гарцбургитового горизонта дунитовой зоны. Состав клинопироксенсодержащих гарцбургитов

очень постоянный. Хромшпинелид в гарцбургитах и перцолитах образует ксеноморфные червеобразные, амебовидные зерна, которые в слабо динамометаморфизованных породах часто включены в энстатит или располагаются вблизи контактов зерен энстатита и оливина. В клинопироксеновых гарцбургитах содержания хромшпинелида всегда пониженные ($\leq 0,3-0,5\%$). В верлитах количества клинопироксена переменные (от 3 до 70%). В свежих породах он образует ксеноморфные зерна, в существенно замещенных (антигоритом) — крупные идиоморфные. Хромшпинелид в верлитах присутствует не всегда. Ассоциации Кп-содержащих пород рассмотрены ниже, в связи с описанием метаморфизма Шишхидского массива.

В Билинском блоке обнаружены 30 проявлений хромитов, среди которых отметим следующие типы: три жилы массивного хромита мощностью 0,2–0,7 м (одна из них двоякая), прослеженные на расстоянии до 15 м, одна жила содержит обломки дунита, для жил обычны мелкие оперяющие прожилки, ряд гнезд, мелкие (до 1 x 0,3 м) линзы и прожилки массивного и густовкрапленного хромита; полосы и шнуры такситовой вкрапленности хромита. Жилы и гнезда встречаются преимущественно в дунитовых горизонтах верхов дунитовой зоны (см. рис. 5). Прожилки и узкие полосы густой вкрапленности отмечаются (редко) и в дунитовых горизонтах гарцбургитовой зоны. Участки такситовой вкрапленности, а также шнуры, гнезда и желвачки (до 5–10 см) хромита ассоциируют с полями дунитов II типа вблизи дунитовых горизонтов дунитовой зоны.

В Водораздельном блоке обнаружены четыре проявления (в основном прожилки); в Шишхидском массиве встречены линзы, прожилки и участки такситовой вкрапленности. Химический состав первичных пород Билинского и Шишхидского массивов весьма постоянный (табл. 5) и вполне обычный для подобных массивов вообще.

Составы минералов

Оливин (табл. 6–8). Ол¹ представлен деформированными зернами разного размера и рекристаллизованными мелкими зернами. Деформированные зерна некоторых дунитов Билинского массива содержат мелкие дендритовидные включения магнетита (?) и, возможно, хромшпинели (?) ("жучки", внешне аналогичные описанным в работе /1/; Приложение, фото 1). С ними часто ассоциируют недиагностируемые анизотропные включения (Кп?, монтчеллит?). Распределение величины f в оливине из дунитов "двугорбый" (см. табл. 6) с модами в интервалах 5,1–5,3 и 7,0–7,7%. Железистость Ол из гарцбургитов очень постоянна, средняя железистость увеличивается от дунитов через гарцбургиты и Кп-гарцбургиты к верлитам (это обычная закономерность, см., например, работу /45/).

Приведенные данные относятся к случайным (произвольно взятым из протоочки образца) зернам оливина. В некоторых образцах изучалось влияние, оказываемое на состав Ол рекристаллизацией, содержанием в породе хромита (в дунитах), а также исследовалась разница в составах в зависимости от нахождения зерен оливина в контакте или на удалении от зерен хромшпинелида и пироксенов. Для рекристаллизованных зерен иногда устанавливается заметное повышение железистости — до 12,09% (см. табл. 7, обр. 446–11). Зерна в сростках с пироксенами и на удалении от них (табл. 7, обр. 78 а,б; 364–13 а,б) не обнаруживают заметных различий. Зерна в сростках

Таблица 5

Химический состав гипербазитов Билинского и Шишхидского массивов, вес. %

№ п/п	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	X _{гарц.} S	41,24 1,36	0,026	0,78 0,35	0,50 0,20		8,16 0,82	0,097	44,03 1,74	0,22
2	X _{сух.гарц}	43,27	0,027	0,81	0,52	8,55	8,55	0,10	46,14	0,22
3	78	42,56	0,015	1,20	0,52	1,84	6,82	0,18	42,64	0,28
4	X _{дун} S	42,04 1,09	0,03	0,48 0,15	0,73 0,16		8,21 1,01	0,09	47,87 1,53	-
5	X _{сух.дун}	41,00	0,03	0,49	0,75		8,41	0,11	49,03	-
6	690-1	51,90	0,16	2,60	0,32	Не обн.	4,54	0,11	18,10	19,88

Окончание табл. 5

№ п/п	Образец	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Отношения молекуляр- ных коли- чество f	MgO/ SiO ₂	* 100K ₂ O/ SiO ₂	Cr ₂ O ₃
1	X _{гарц.} S	0,29	0,07	0,02	4,57 1,28	100,35 0,45	9,43	1,59	1,61 0,51	0,52
2	X _{сух.гарц}	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
3	78	0,32	0,18	0,02	3,82	100,4	10,27	1,49	2,14	0,29
4	X _{дун} S	0,30 0,01	-	-	2,36 1,12	100,29 0,51	8,78	1,78	1,47 0,69	1,01
5	X _{сух.дун}	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-
6	690-1	Не обн.	0,40	0,02	1,81	100,5	12,50	-	-	-

Примечание. 1 - средний состав гарцбургитов, в том числе, серпентинизированных - по 16 анализам (числитель); знаменатель - стандартное отклонение; 2 - средний состав гарцбургитов в пересчете на сухой остаток; 3 - клинопироксенсодержащий гарцбургит из Шишхидского массива; 4 - средний состав беспироксеновых дунитов, в т.ч. серпентинизированных по 11 анализам; в знаменателе - стандартное отклонение; 5 - средний состав дунитов в пересчете на сухой остаток; 6 - верлит, Шишхидский массив.

Таблица 6

Микроанализы оливина из дунитов, вес. %

Компонент	368	639-1	228-2	419-2	365-3	436	1409
SiO ₂	42,31	41,49	41,11	41,86	40,43	41,49	42,14
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,02	He обн.	0,02	0,01	He обн.	He обн.
FeO*	4,82	5,17	7,20	6,53	8,18	7,52	8,44
MnO	0,06	0,09	0,11	0,08	0,12	0,11	0,24
MgO	52,57	51,72	50,69	49,69	52,07	51,75	50,83
CaO	He обн.	0,03					
NiO	0,46	0,38	0,28	0,30	0,28	0,28	0,30
Σ	100,23	98,90	99,39	100,51	98,71	100,01	101,99
Количество катионов на 4 (O)							
Si	1,010	1,007	1,002	1,005	0,998	1,006	1,006
Fe ⁺²	0,096	0,105	0,147	0,131	0,168	0,153	0,168
Mn	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,004
Mg	1,873	1,871	1,842	1,851	1,828	1,830	1,809
Ni	0,009	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Σ	2,989	2,991	3,00	2,994	3,003	2,996	2,993
f	4,87	5,31	7,39	6,61	8,42	7,72	8,50

Примечание. Во всех образцах TiO₂ - не обн. № 1409 - Шишхидский массив, остальные - Билинский блок.

Таблица 7

Микроанализы оливина из гарцбургитов, вес. %

Компонент	78 а	78 б	364-13 а	364-13 б	446-11	726-1
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,22	41,20	41,25	41,79	41,71	40,48
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,03	He обн.
FeO*	8,80	9,00	8,39	8,32	9,85	8,65
MnO	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,12
MgO	49,56	49,36	49,29	49,60	49,04	49,52
CaO	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,02
NiO	0,29	0,28	0,20	0,29	0,28	0,31
Σ	100,01	99,97	99,38	100,18	101,05	99,10

Катионов на 4 (O)

Si	1,006	1,006	1,010	1,014	1,011	0,998
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------

1	2	3	4	5	6	7
Fe	0,179	0,183	0,172	0,169	0,199	0,176
Mn	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
Mg	1,802	1,796	1,799	1,793	1,770	1,819
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007
Σ	2,995	2,993	2,989	2,985	2,989	3,001
f	9,04	9,23	8,73	8,61	10,11	8,82

Примечание. Во всех образцах: TiO_2 - не обн., № 78 - Шишхидский массив из Кп - гардбургита, остальные - Билинский блок, из бесклинопироксеновых гардбургитов.

с хромитом в одном случае более железистые (табл. 9, обр. 406), в других (обр. 641, 645) - менее, чем зерна на удалении от хромита. Для оливина в дунитах, содержащих меньше хромшпинелида (0,5-1%), намечается меньшая железистость, чем для оливина в дунитах, более богатых хромшпинелидом: обр. 368, 639-1, принадлежащие III типу дунитов, содержат оливин с меньшей f, чем принадлежащие типам I и II (см. табл. 6).

Рекристаллизованные зерна Ол (см. гл. III) в некоторых случаях отличаются от "порфировых" повышенной железистостью (табл. 10). Очень высокое (0,13%) содержание Cr_2O_3 в рекристаллизованном зерне из обр. 364-15 требует проверки.

Энстатит (табл. 11, 12). Все зерна Эн¹ содержат экссолювационные пластинки || (100), представленные кальциевым клинопироксеном (Приложение, фото 2). В обр. 729 в Билинском блоке наблюдались также каплевидные (~ 0,05 мм) выделения клинопироксена в энстатите. В зернах Эн из Шишхидского массива пластинки насыщают Эн менее густо, но они несколько шире (иногда до 0,01 мм), чем в Билинском. Распределение по железистости - унимодальное с модой в интервале 7,9-8,8%. Составы вполне обычны для энстатита из дунит-гардбургитовых массивов /46/. Определение истинного содержания Са в собственно энстатите затруднено из-за присутствия пластинок распада. По минимальным отсчетам (при съемке на микрозонде), оно составляет 0,5-0,8 вес. % (0,020-0,030 ф.е.). Энстатиты из деформированных "очковых" и из мелких (разрушенных) зерен в оливиновой основной массе существенно не разнятся.

Отношения Al^{1Y}/Al^{Y1} в энстатитах (см. табл. 14) примерно такое же, как и в энстатитах из гардбургитовых массивов вообще /46, 66/. Al^{Y1} всегда намного больше, чем щелочей, а ($Al^{Y1} + Cr$) всегда намного больше, чем Са; по-видимому, в энстатиты входят и обычный Са-чермакит, и Mg-чермакитоподобный член. Потеря энстатитами Са при метаморфической реэквилибрации (см. ниже) часто не сопровождается потерей Al, что позволяет предполагать даже преимущественное нахождение Са в диопсиде, а ($Al + Cr$) - в Mg-чермаките (заметим, что наличие небольших количеств Fe^{+3} , устанавливаемых, правда, не слишком надежно, пересчетами, позволяет предполагать вхождение щелочей в эгирин).

Таблица 8

Средние составы оливинов и хромшпинелидов, вес. %

Компонент	Дуниты		Гарцбургиты		Лерцолиты		Верлиты		Массивные хромиты	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Оливины										
SiO ₂	41,39	0,67	41,20	0,52	41,21	0,01	40,25	0,39	-	-
FeO*	6,78	1,44	8,44	0,76	8,73	0,31	13,10	2,14	-	-
MnO	0,15	0,11	0,12	0,02	0,12	0,00	0,39	0,06	-	-
MgO	51,39	1,06	50,04	1,01	49,56	0,37	46,95	1,69	-	-
CaO			0,014	0,007	0,01	0,00	0,03	0,00	-	-
NiO	0,26	0,08	0,30	0,02	0,29	0,01	0,18	0,07	-	-
Σ	99,97	0,79	100,04	0,68	100,03	0,08	100,88	0,08	-	-
$\Sigma_{\text{кат}}$	3,001	0,012	2,997	0,010	2,995	0,003	3,005	0,003	-	-
f	6,88	1,49	8,61	0,81	8,96	0,32	13,52	2,32	-	-
f'	6,58	1,28	8,30	0,45						
n		18		12		3		3	-	-
Хромшпинелиды										
TiO ₂	0,08	0,03	0,03	0,01	0,025	-	0,19	-	0,12	0,01
Al ₂ O ₃	8,24	3,21	15,62	4,69	25,33	-	7,34	-	12,72	2,98

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cr ₂ O ₃	56,13	6,85	50,30	3,86	39,05	-	57,35	-	53,47	4,40
Fe ₂ O ₃	4,10	2,71	2,45	1,62	2,01	-	3,44	-	3,16	0,58
FeO	18,86	4,19	15,55	3,74	15,63	-	20,28	-	13,67	2,67
MnO	0,48	0,17	0,44	-	-	-	-	-	-	-
MgO	9,57	2,12	11,99	2,64	12,67	-	8,45	-	13,04	1,29
NiO	0,05	0,015	0,04	0,00	0,05	-	0,04	-	0,09	0,015
Σ	97,13	2,68	96,07	0,59	95,29	-	97,08	-	96,27	0,50
Σ _{кат}	3,046	0,030	3,027	0,015	3,021	-	3,037	-	3,032	0,007
f	52,63	11,04	42,25	11,17	40,87	-	57,39	-	36,98	6,92
100Cr/ Al+Cr	81,87	7,87	68,61	7,97	50,70	-	83,98	-	73,83	6,08
<i>n</i>	7		4		2		1		1	3

Таблица 9

Микроанализы зерен оливина Билинского массива из сростков с хромитом (2,4,6) и удаленных от хромита (1,3,5), вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	406-3	406(p)	641	641(p)	645	645(p)
SiO ₂	42,15	40,87	41,15	42,69	42,36	41,65
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Cr ₂ O ₃	"	0,03	0,02	0,10	"	"
FeO	5,15	7,42	5,93	5,49	6,76	5,39
MnO	0,13	0,13	0,08	0,09	0,10	0,07
MgO	52,95	51,43	51,47	52,99	50,86	52,92
CaO	0,04	He обн.				
NiO	0,24	0,35	0,32	0,28	0,24	0,39
Σ	100,66	100,22	98,97	101,64	100,32	100,42
	Количество катионов на 4 (O)					
Si	1,004	0,992	1,002	1,009	1,017	0,998
Cr	-	-	-	0,003	-	-
Fe	0,102	0,150	0,121	0,109	0,137	0,107
Mn	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,882	1,859	1,867	1,864	1,821	0,890
Ni	0,005	0,007	0,006	0,006	0,005	0,008
Σ	2,997	3,010	2,997	2,992	2,981	3,004
f	5,14	7,46	6,09	5,52	7,00	5,36

Примечание. 1 - случайное зерно из дунита с 2% нодулеподобных (0,5-1,5 см) зерен хромита; 2 - зерно контакта с хромитовой жилкой (~1 см мощностью) в 20 см от обр. 406-3; 3 - случайное зерно из дунита с 0,5% хромита; 4 - зерно из контакта с жилкой сливного хромита (2 см) в 2 см от обр. 641; 5 - случайное зерно из дунита с < 0,5% хромита в 3 см от контакта со шлифом 645 (p); 6 - зерно из шпир густо-вкрапленного (70%) хромита.

Клинопироксен в Кп-гарибургитах образует мелкие округлые и неправильные зерна, обычно контактирующие с зернами энстатита или включенные в них. В верлитах со свежим оливином клинопироксен образует червеобразные зерна, развивающиеся по контактам зерен оливина, футляровидные, включающие оливин, реже изометричные короткие призмы. В сильно серпентинизированных породах клинопироксен представлен крупными (0,5-5 мм) изометричными и слабоудлиненными по [001] призмами.

Таблица 10

Микроанализы рекристаллизованных (1,3,5,6) и "порфировых" (2,4) зерен оливина Билинского массива, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	434-6	434-5	319-2	646 а	646 б	364-15
SiO ₂	40,76	41,12	39,88	41,10	41,19	41,72
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,11	He обн.
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	"	"	He обн.	0,13
FeO*	10,07	7,50	11,73	8,59	8,73	8,55
MnO	0,12	0,10	0,20	0,20	0,13	0,12
MgO	47,41	50,43	47,08	50,28	50,29	49,17
CaO	0,07	He обн.	0,02	0,05	0,18	He обн.
NiO	0,19	0,28	0,25	0,27	0,27	0,27
Σ	98,64	99,45	99,15	100,40	100,80	99,96
. Количество катионов на 4 (O)						
Si	1,013	0,991	0,990	0,998	0,999	1,016
Cr	0,001	-	-	-	-	0,002
Fe	0,208	0,154	0,243	0,175	0,177	0,174
Mn	0,002	0,001	0,004	0,004	0,003	0,001
Mg	1,757	1,857	1,767	1,824	1,818	1,786
Ni	0,004	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006
Σ	2,987	3,009	3,009	3,007	3,006	2,985
f	10,59	7,66	12,09	8,75 *	8,87	8,88

Примечание. 1 - мозаичный дунит; 2 - порфировое зерно из порфи-ро-мозаичного дунита в 10 см от обр. 434-6; 3 - рекристаллизованное зерно из лейстового дунита; 4 - порфировое и 5 - рекристаллизованное зерно из порфирогранулярного дунита; 6 - мозаичный дунит.

Таблица 11

Средние составы пироксенов, вес. %

Компонент	Ортопироксены			Клинопироксены			
	Гарцбургиты		Кп-гарцбургиты	Кп-гарцбургиты		Верлиты	
	X	S		X	S	X	S
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,36	0,55	55,80	52,57	0,62	53,43	0,98
TiO ₂	-	-	0,02	-	-	0,10	0,05

1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	1,98	0,49	2,14	2,27	0,12	1,93	0,91
Cr ₂ O ₃	0,71	0,24	0,67	0,94	0,04	0,53	0,22
FeO*	5,36	0,32	5,43	1,83	0,08	3,50	0,90
MnO	0,11	0,03	0,11	0,07	0,01	0,16	0,06
MgO	34,06	0,44	34,56	17,51	0,64	16,48	0,54
CaO	1,02	0,31	0,61	24,21	0,16	23,70	0,50
Na ₂ O	0,03	0,01	0,03	0,15	0,03	0,19	0,06
K ₂ O	0,04	0,01	0,04	-	-	-	-
Σ	99,65	0,80	99,46	99,57	1,11	99,55	0,64
Σ _{кат}	4,004	0,012	4,013	-	-	4,008	0,010
Al ^{IV}	0,051	0,011	0,056	0,079	0,009	0,042	0,028
Al ^V	0,031	0,015	0,021	0,020	0,013	0,041	0,012
φ	8,09	0,37				10,61	3,46
n		16	2	4		8	

Таблица 12

Микроанализы энстатита из гарцбургитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	726-1	726	365-7	365-7	78	364-13	365-2
SiO ₂	56,81	56,09	56,84	56,14	55,91	56,42	55,95
TiO ₂	0,02	He обн.	He обн.	He обн.	0,02	He обн.	0,02
Al ₂ O ₃	1,78	1,55	2,34	2,37	2,22	1,56	2,15
Cr ₂ O ₃	0,59	0,60	0,90	1,47	0,69	0,70	0,78
FeO*	5,12	5,51	4,84	4,84	5,45	5,45	5,39
MnO	0,12	0,11	0,04	0,04	0,10	0,12	0,11
MgO	34,07	34,06	33,10	33,22	34,54	34,38	33,91
CaO	1,30	1,20	1,10	1,04	0,49	0,94	0,71
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	He обн.	0,03	0,03	0,02
Σ	99,67	99,19	99,19	99,11	99,49	99,64	99,08

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	726-1	726	365-7	365-7	78	364-13	365-2
	Количество катионов на 6 (O)						
Si	1,954	1,951	1,966	1,948	1,934	1,951	2,945
Al ^{IV}	0,046	0,049	0,034	0,052	0,066	0,049	0,055
Al ^{VI}	0,028	0,016	0,061	0,045	0,026	0,016	0,035
Cr	0,017	0,017	0,025	0,040	0,021	0,021	0,021
Fe ⁺²	0,147	0,161	0,140	0,140	0,158	0,158	0,157
Mn	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002
Mg	1,753	1,767	1,706	1,718	1,782	1,772	1,757
Ca	0,048	0,044	0,041	0,039	0,019	0,035	0,025
Na	0,003	0,003	0,002	-	0,001	0,003	0,002
Σ	4,001	4,012	3,976	3,984	4,011	4,010	4,001

Примечание. № 5 – Шишхидский массив, клинопироксенсодержащий гарцбургит, остальные – Билинский блок, лишенные Кп гарцбургиты. № 1 и 2 – из одного образца в 8–10 см одно от другого: 1 – порфиговое "очковое" зерно; № 2 – мелкое матричное зерно в порфиро-мозаичном гарцбургите; № 3 и 4 – из одного образца.

Клинопироксен, по-видимому, устойчив в ассоциации с антигоритом. Возможно, что, как и в случае с Эн¹ в Билинском блоке, здесь могла иметь место реэквилибрация некоторых клинопироксенов при метаморфизме, однако соответствующих данных для Кп недостаточно. Большею частью клинопироксены должны быть отнесены к субкальциевым авгитам (по классификации /46/), за исключением некоторых, содержащих $> 0,070$ ф.е. Al^{1Y+U1} (субкальциевые диопсиды, по /46/). Возможно, среди последних есть реэквилиброванные разновидности.

Составы клинопироксенов в целом (табл. 13) обычны для клинопироксенов дунит-гарцбургитовых массивов. Из большей части образцов было проанализировано по два зерна. В обр. 78 зерна взяты из сростков энстатита и случайное из оливниновой массы, в обр. 1085 – из сростков с оливином и из сростков с хромшпинелидом. Из остальных образцов брались по два случайных зерна. Анализы делались с целью установления возможных различий в составе разных зерен в одном образце.

Полученных результатов достаточно для того, чтобы говорить о существовании таких различий, но явно недостаточно для понимания их природы. Можно считать вероятной связь их с реэквилибрацией (метаморфической и субсолидусной? – см. ниже). В последнем случае непосредственный контакт с зернами Эн и Хр мог бы усиливать эффект перераспределения Ca, Al, Cr

Таблица 13

Микроанализы и формульные коэффициенты клинопироксенов из пород Шишхидского массива

Компонент	Кл-гарцбургиты				Верлиты							
	78		1085		1084		689		697-3		690-1	665-2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52,96	51,66	52,65	53,00	53,37	52,86	52,37	53,55	54,89	54,13	54,23	52,01
TiO ₂	He обн.	0,01	He обн.	He обн.	0,15	0,12	0,15	0,08	0,03	0,07	0,05	0,16
Al ₂ O ₃	2,38	2,32	2,11	2,25	2,56	2,48	2,43	1,26	0,64	1,19	1,50	3,35
Cr ₂ O ₃	0,98	0,90	0,92	0,95	0,28	He опр.	0,59	He опр.	He опр.	0,71	He опр.	He опр.
FeO*	1,71	1,86	1,88	1,88	4,08	3,47	4,18	3,54	1,82	2,83	3,32	4,76
MnO	0,08	0,07	0,08	0,06	0,15	He опр.	0,16	He опр.	He опр.	0,16	-	-
MgO	16,77	17,23	17,80	18,24	16,48	16,44	15,78	16,32	17,38	16,52	17,05	15,85
CaO	24,29	24,02	24,14	24,37	23,68	23,44	23,31	24,09	24,71	23,89	23,18	23,35
Na ₂ O	0,16	0,15	0,11	0,11	0,15	0,18	0,28	0,11	0,15	0,21	He опр.	0,24
NiO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,02	He опр.	0,02	He опр.	He опр.	0,02	"	He опр.
Σ	99,40	98,21	99,74	100,92	100,84	98,98	99,27	98,87	99,62	99,71	99,32	99,72
	Количество катионов на 6 (O)											
Si	1,934	1,917	1,932	1,913	1,935	1,946	1,935	1,977	1,996	1,978	1,981	1,914
Al ^{IV}	0,066	0,083	0,079	0,087	0,065	0,054	0,065	0,023	0,004	0,022	0,019	0,086

1	2	3.	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Al ^{IV}	0,039	0,018	0,013	0,010	0,044	0,053	0,041	0,032	0,023	0,029	0,046	0,059
Ti	-	-	-	-	0,004	0,003	0,004	0,002	0,001	0,002	0,001	0,004
Cr	0,031	0,026	0,026	0,028	0,007	-	0,017	-	-	0,021	-	-
Fe	0,053	0,058	0,057	0,056	0,124	0,107	0,129	0,109	0,055	0,086	0,101	0,146
Mn	0,002	0,002	0,002	0,001	0,005	-	0,005	-	-	0,005	-	-
Mg	0,914	0,953	0,968	0,980	0,891	0,902	0,890	0,898	0,942	0,900	0,929	0,869
Ca	0,951	0,955	0,946	0,941	0,920	0,925	0,923	0,950	0,963	0,935	0,907	0,921
Na	0,012	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,020	0,008	0,011	0,013	-	0,017
Σ	4,002	4,024	4,035	4,028	4,008	4,003	4,019	3,898	3,995	3,991	3,985	4,017
100Fe/ Fe+Mg	5,48	5,73	5,56	5,40	12,23	10,60	12,89	10,82	5,51	8,71	9,80	14,38
100Ca/ Ca+Mg	50,99	50,05	49,42	48,98	50,84	50,62	51,13	51,40	50,55	51,02	49,40	51,45
Al/Al+Cr	0,872	0,795	0,780	0,776	0,932	-	0,862	-	-	0,708	-	-
Al ^{IV} /Al ^V	1,69	4,61	6,08	8,7	1,48	1,02	1,59	0,719	0,67	0,76	0,41	1,46
Al ^V /Cr	1,26	0,69	0,5	0,35	5,5	-	2,41	-	-	1,38	-	-
Ca/Al+Cr	6,99	7,52	8,02	7,53	7,86	-	7,50	-	-	12,99	-	-
Fe ⁺³ (1)	0,006	0,072	0,104	0,083	0,024	0,009	0,207	-	-	-	-	0,051
Fe ⁺³ (2)	0,008	0,050	0,502	0,061	0,021	-	0,022	-	-	-	-	0,036

Примечание. Содержание Fe⁺³ рассчитано по формулам /73/: $Fe^{+3}(1) = \frac{12 \Sigma_{кат} - 4}{\Sigma_{кат}}$; $Fe^{+3}(2) = Na + |Al^{IV} - (Al^{IV} + 2Ti + Cr)|$. Анализы 12 и 13 получены от Ф.П. Леснова.

при твердофазных реакциях. Составы клинопироксенов из перцолитов и верлитов, по крайней мере некоторых, разнятся очень незначительно, за исключением железистости, зависящей от f .

Хромшпинелид образует эвгедральные зерна в дунитах и ксеноморфные в гарцбургитах; в последних он обычно приурочен к энстатитовым зернам или к их контактам с зернами оливина (Приложение, фото 3). Средние составы приведены в табл. 8; особенности химизма хромшпинелидов вполне соответствуют таковым, установленным для других массивов /66/.

Условия формирования первичных пород

Оценки равновесных температур для пар Кп+Эн производились по отношению $Ca/Ca+Mg$ в Кп, сосуществующем с Эн /67/, по термометру Л.Л. Перчука /40/ и термометру Майсена ($K_D^{Al^{VI}/Cr}$ Кп-Эн). Отношение $Ca/Ca+Mg$ меняется для зерен Кп из одного образца (от 50,05 до 50,99% - см. табл. 13, № 78). Однако в целом составы соответствуют интервалу температур от ~ 850 до $\sim 900^\circ C$. Оценки температур по Майсену вызывают сомнения из-за ненадежности определения величин, на которых они основаны (Al^{VI} в пироксенах). Они укладываются в интервал $780 \approx 1230^\circ C$. Оценки по K_{FeO} /40/ дают величину $880-920^\circ C$. Температуры порядка $800-900^\circ C$ отмечаются по разным термометрам, в перидотитах довольно часто.

Величины P_{O_2} , рассчитанные для хромшпинелидов, сосуществующих с оливином и энстатитом, по P_{O_2} - барометру Ирвина /69/ явно завышены на несколько порядков ($10^{-2} - 10^{-4}$ при $1250^\circ C$). Представление о величинах P_{O_2} для хромшпинелида из ассоциации с Эн + Ол дают экспериментальные данные Аркулуса и Осборна /55/, согласно которым для составов, подобных нашим, равновесные $P_{O_2} < 10^{-5} - 10^{-7}$ бар при температурах $850-920^\circ C$.

Термометрическая однородность массивов. Для проверки однородности Билинского блока по профилю вкрест его с шагом $100-400$ м (см. рис. 5) проанализировано 10 энстатитов (см. табл. 14) (всего для этой цели здесь отобрано 30 ассоциаций Ол+Хр, Ол+Эн+Хр, однако отчасти ответ на вопрос дают и анализы по этим 10 энстатитам). Постановка вопроса непосредственно связана с обнаружением в зонально-динамометаморфизованном массиве Маунт-Альберт (Квебек, Канада) "термобарометрической" зональности /89/, конформной с динамометаморфической, однако такая проверка важна и в других отношениях (см. ниже). Из постоянства отношений Al/Cr в энстатитах и незначительных колебаний содержаний Са, в данном случае рассматриваемых как "валовые" для Эн (+пластинки Кп) и $Ca/Ca + Mg$, можно предполагать отсутствие сравнимой с отмеченной в работе /89/ неоднородности массива.

Признаки реэквилибрации. Признаки твердофазных реакций, приводящих к изменению состава ранее существовавших минералов и к появлению новых, весьма обычны в гипербазитовых массивах. Иногда описывают перидотиты с двумя генерациями всех минералов /90/, либо с двумя энстатитами /32/, двумя шпинелидами /91/ или двумя оливинами /45/ в одном образце. Наиболее обычный признак реэквилибрации в дунит-гарцбургитовых массивах - распад твердого раствора Ди в Эн. Деформация и рекристаллизация минералов стимулируют твердофазные реакции, существенно реэквилиброванные перидотиты обычно сильно динамометаморфизованы /90/.

Таблица 14

Некоторые катионные отношения в энстатитах из гарцбургитов

Отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	32-5	625-1	78	1085	1160	688-2	685	1171	437-6
$\frac{100\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}}{+}$	7,87	13,28	8,14	8,02	8,35	8,07	7,94	8,48	7,93
$\frac{100\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}}{+}$	11,05	23,36	10,55	14,86	24,45	19,37	22,74	14,94	30,14
$\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$	1,5	1,30	2,54	3,58	1,95	1,6	1,55	3,44	2,32
$100\text{Al}/\text{Al}+\text{Cr}$	78,95	88,33	81,41	82,07	79,26	81,25	76,71	80,81	80,58
$\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr}$	1,50	3,29	1,24	1,00	1,29	1,67	1,29	0,95	1,33
$\frac{100\text{Ca}/\text{Al}+\text{Cr}}{+}$	35,09	66,66	16,81	25,47	53,66	27,68	56,16	27,27	48,25

Окончание табл. 14

Отношение	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	726	728-11	1903-5	364-4	364-13	365-2	365-6	365-7	365-7
$\frac{100\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}}{+}$	8,35	7,68	7,91	8,12	8,19	8,20	8,88	7,58	7,53
$\frac{100\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}}{+}$	24,30	24,19	29,10	23,10	19,37	14,03	17,25	23,47	22,20
$\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$	3,06	2,05	1,11	2,17	3,06	1,57	3,6	0,55	1,16
$100\text{Al}/\text{Al}+\text{Cr}$	79,27	83,75	81,32	77,66	75,58	81,05	81,42	79,17	70,80
$\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr}$	0,94	1,69	2,06	1,10	0,76	1,67	0,95	2,44	1,13
$\frac{100\text{Ca}/\text{Al}+\text{Cr}}{+}$	53,66	55,00	57,14	44,68	40,70	22,50	27,43	34,17	27,80

Примечание. 1-4 - Шишхидский массив, 5-7 - Водораздельный, 8-18 - Билинский блоки, 10-11 - из одного образца в 8-10 см одно от другого: 10 - порфиговое "очковое" зерно, 11 - мелкое матричное зерно в порфиromo-мозаичном гарцбургите; 19,20 - из одного образца.

В породах восточнотувинских массивов фиксируются следующие признаки дорегионально-метаморфической реэквилибрации составов минералов.

1. Наличие эксольвационных пластинок Кп и Эн.
2. Наличие дендритовидных включений Мт (и Шп?) в оливине /1/.
3. Различие в составах клинопироксенов в одном образце (зависящее от нахождения в контакте с ними тех или иных фаз?).
4. Изменения f_{Ol} в зависимости от содержания Хр в породе и от нахождения. Хр в контакте с Ол (эти изменения в какой-то мере, возможно, происходили и при "мокром" метаморфизме - в связи с изменением $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ и $X_{\text{Fe}^{+2}}$ при окислении части железа в хромшпинелиде). С понижением температуры $X_{\text{Fe}^{+3}}$ должна увеличиваться, а $X_{\text{Fe}^{+2}}$ - уменьшаться, понижение $X_{\text{Fe}^{+2}}$ в первую очередь должно проявляться в зернах, контактирующих с Хр. С другой стороны, с понижением P_{O_2} может быть связана противоположная тенденция.

5. Увеличение ϕ Ол при рекристаллизации.

Резквилибрация, связанная с последним динамометаморфизмом (гл. III), имеет ограниченное распространение. Фиксируемые по пироксенам температуры выше, чем вероятные температуры течения.

Количественные соотношения между энстатитом и хромшпинелидом, симплектитовый характер их сростаний и приуроченность хромшпинелида к зернам энстатита или контактам их с зернами оливина позволяют предположить, что энстатит и хромшпинелид образовались в субсолидусе за счет реакции высокоглиноземистого и хромистого энстатита с оливином. Возможно, в Кп-гарцбургитах типа шишхидских образование шпинелида также связано с субсолидусными реакциями энстатита и клинопироксена с оливином; если это так, то наличие ассоциации Ол+Эн+Кп+Шп не может в данном случае считаться признаком глубинности.

Глава III

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ

Экспериментальные данные

Рассмотрим основные результаты экспериментальных работ, определяющих подход к изучению природных деформации и рекристаллизации оливина и энстатита.

Скольжение в оливине. Краткий обзор экспериментальных данных по внутрикристаллическому скольжению в оливине, полученных Рели, Картером и другими исследователями /107, 106, 61, 63, 103 и др./ приведен в работе /34/. Определение системы скольжения позволяет наложить некоторые ограничения на величины скорости деформации ($\dot{\epsilon}$) и температуры течения.

Единственный оптический метод определения элементов скольжения, применявшийся к природным деформированным оливинам, основан на замерах элементов полос сброса*. Полосы сброса в оливине возникают при неоднородной трансляции и представляют собой блоки кристалла, в которых решетка повернута относительно соседних частей кристалла вокруг некоторой оси, лежащей в плоскости скольжения и перпендикулярной направлению скольжения /106/. Одновременно с вращением решетка внутри полосы деформируется скольжением. Образующиеся таким образом полосы сброса*** хорошо известны в металлах /61, 120/.

* В советской петрографической литературе полосы сброса в оливине описаны под названием "трансляционных двойников" /44/, "микродвойников", деформационных полосок /11/. Тернер, впервые описавший их в оливине и назвавший "полосами сброса" (Kink - bands), ошибочно полагал, что плоскость границы является плоскостью скольжения (цит. по /106/).

** В советской кристалло- и металлографической литературе /9, 23/ полосами сброса называют блоки кристаллов, внутри которых происходит деформация, в отличие от полос деформации недеформированных блоков в деформированном кристалле. Такое различие в природно-деформированных кристаллах установить чаще всего невозможно, а для определения элементов скольжения - и ненужно.

В экспериментально деформированных оливинах элементы скольжения обычно определяются более точным методом измерения ориентировки "деформационных пластинок". Последние видны в оливине, деформированном при температурах не выше $1000-1100^{\circ}\text{C}$ и применяемых в экспериментах скоростях деформации. Оптически видимым "деформационным пластинкам" отвечают скопления дислокаций, исчезающих при более высоких температурах, когда скорости возврата становятся достаточно большими. В природных оливинах "деформационные пластинки" встречаются очень редко. Из работы /106/ следует, что результаты замеров обоими методами вполне сопоставимы.

Возврат. Признаки процессов возврата (образование субзерен) отмечены /63/ в экспериментально-деформированных зернах оливина, начиная с температур, примерно на 50° превосходящих температуру начала скольжения по $\{0K\}$ $[100]$. Фэки с соавторами /61/ изучали с помощью просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) переползание краевых и поперечное скольжение винтовых дислокаций (процессы, составляющие сущность возврата) в оливине, деформированном при $\dot{\epsilon} = 10^{-4} - 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $P_{\text{вс}} = 10$ кбар и $T^{\circ}\text{C} = 800^{\circ}$ (начало), 1000°C (широкое развитие), 1250° (начало рекристаллизации). Одновременно с появлением указанных особенностей признаки возврата фиксируются и на диаграммах $\sigma - \dot{\epsilon}$. Оптически (в прозрачных шлифах и протравленных шлифовках) субзерна представляют собой разориентированные на малые углы прямоугольные ячейки, видимые обычно в сечениях (010) и близкие к ним. Границы ячеек чаще всего перпендикулярны (001) и (100). Границы другой ориентировки, например \perp (010), наблюдаются очень редко /85/. Наличие границ наклона \perp (001) означает, что и в деформированных при довольно высокой температуре зернах оливина наряду со скольжением в направлении $[100]$ имело место скольжение в направлении $[001]$, что подтверждается и ПЭМ-исследованиями экспериментально и природно-деформированных кристаллов оливина /59, 77/. Однако скольжение по $\{0K\}$ $[100]$, как следует из указанных работ, все же является преобладающим.

Рекристаллизация. Почти одновременно с началом полигонизации (образования субзерен) Картер и Аве' Лаллемант /63/ наблюдали "зазубривание" границ зерен оливина; первые рекристаллизованные зерна появлялись на границах зерен матрицы при температурах выше на $40-50^{\circ}\text{C}$, чем температуры начала полигонизации (см. рис. 13). Кёрби и Рели /85/ также отмечают, что начало рекристаллизации обычно наблюдается в экспериментах при температурах, примерно на 100° превосходящих температуры начала скольжения по $\{0K\}$ $[100]$. С повышением температуры или понижением скорости деформации новообразованные зерна появлялись во внутренних частях зерен матрицы, а затем происходило и полное замещение последних мозаичным агрегатом полигональных зерен.

В работах /56, 63/ для характеристики роста зерен используются очень неопределенные категории "плохой", "хороший" ("достаточный для измерения ориентировки") и "превосходный" рост зерен. При скоростях деформации от 10^{-8} до 10^{-3} с^{-1} "плохой" рост зерен отмечался при $850-1000^{\circ}\text{C}$, "хороший" - при $950-1150^{\circ}\text{C}$, "превосходный" - при $1050-1300^{\circ}\text{C}$

Фэки с соавторами /61/ получили значительную рекристаллизацию при $T=1250^{\circ}\text{C}$, $\dot{\epsilon} = 10^{-4} - 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $P_{\text{вс}} = 10$ кбар. Николя с сотрудниками /98/ наблюдали статическую рекристаллизацию оливина в интервале $1200-1300^{\circ}\text{C}$ (они отмечают, что изменение температуры в пределах этого интервала было очень существенным для хода рекристаллизации).

По данным /63, 98/, изменение всестороннего давления в интервале 5–20 кбар заметно не влияло на ход рекристаллизации; понижение скорости деформации на один десятичный порядок оказывалось для начала рекристаллизации (как и для начала полигонизации) равносильным повышению температуры на 50°C. Ориентировка раскристаллизованных зерен, растущих во внутренних частях зерен матрицы, контролировалась ориентировкой последних; ориентировка межзерновых и сплошных рекристаллизационных агрегатов характеризовалась наличием максимумов $\{010\}$ и поясов двух других осей в плоскости (010). Несколько отличная ориентировка экспериментально рекристаллизованных зерен оливина со вторичными максимумами. (010) отмечена в работе /122/. Последняя, по-видимому, объясняется неоднородностью в распределении напряжений и деформаций в образце.

Данные о влиянии степени деформации зерен матрицы и других подобных факторов на рекристаллизацию оливина, а также данные, которые могли бы характеризовать кинетику этого процесса, пока очень немногочисленны и несистематичны. Это обстоятельство в значительной степени затрудняет сопоставление особенностей рекристаллизации оливина, наблюдаемой в природе, с результатами экспериментов.

Влияние воды. Приведенные данные относятся к сухим опытам; присутствие воды в деформированном оливине должно способствовать переползанию дислокаций (механизм "гидролитического ослабления силикатов" Григгса /81/). В "мокрых" опытах Аве'Лаллеманта и Картера /56/ присутствие воды заметно сказывалось на поведении содержащих ее образцов, начиная с температур 850–900°C, $\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ /56/, однако существенных различий в условиях начала рекристаллизации и полигонизации в присутствии и в отсутствие воды не было установлено. Блэйстик /58/ при одинаковых $\dot{\epsilon}$ ($7,7 \times 10^{-6}$) и T^0 (1000°C) наблюдал в сухих поликристаллических образцах оливина "умеренную", а в "мокрых" "широкую" рекристаллизацию; при $\dot{\epsilon} = 7,2 - 7,5 \times 10^{-6}$ и $T = 900^\circ\text{C}$ в сухих монокристаллах – отсутствие рекристаллизации, в "мокрых" – "слабую" рекристаллизацию. В целом очевидно, что эффект гидролитического ослабления не так значителен для оливина, как, например, для кварца /61/, но иногда геологические данные позволяют считать возможным более существенное понижение температур рекристаллизации оливина в присутствии воды, чем это следует из /58/.

Деформация энстатита. Рели с соавторами /108/ показали, что деформация энстатита может реализоваться за счет двух процессов: трансформации в клиноэнстатит (аналогично мартенситным превращениям в металлах) и скольжения по (100) $\{001\}$ и реже (100) $\{110\}$. Граница между полями этих механизмов (см. рис. 13) была предсказана исходя из установленных в работе /108/ активационных энергий обоих процессов.

Результаты экспериментального определения положения этой границы (при $\dot{\epsilon} = 10^{-2} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, $T = 850-1400^\circ\text{C}$ и $P_{\text{вс}} = 5-20$ кбар), несмотря на наличие некоторой области неопределенности, в общем согласуются с предсказанным ее положением.

Поле преобладания скольжения по $\{0k\ell\}$ $\{100\}$ в оливине целиком или почти целиком оказывается в поле инверсии энстатита, что противоречит постоянно наблюдаемой ассоциации оливина, деформированного скольжением по указанной системе и деформированного скольжением по (100) $\{001\}$ энстатита.

В природе преимущественное скольжение по (010) иногда наблюдается в некоторых оливиновых тектонитах с сильной ориентировкой $\parallel \{010\}$. В этом случае скольжение по (010) можно рассматривать как частный случай

{OkE} /100/. Положение границы полей инверсии и скольжения в энстатите вызывает значительно меньше сомнений, чем наличие поля скольжения по (010) /100/, не являющегося частным случаем {OkE}.

Об экстраполяции экспериментальных данных. Хэрд /82/ показал, что наиболее вероятной — "представительной геологической скоростью деформации" пород и минералов в естественных условиях следует считать величину порядка 10^{-14}с^{-1} . Более поздние оценки подтверждают, что эта величина $\dot{\epsilon}$ может рассматриваться в качестве характеристической для деформации пород, связанной с такими процессами, как складчатость, внедрение крупных интрузий и некоторые другие (см., например, шкалу предварительных оценок геологических скоростей деформации Прайса /105/). Во всяком случае, указанный порядок величины $\dot{\epsilon}$ — тот, до которого имеет смысл экстраполировать результаты экспериментальных данных, полученных (см. выше) при $\dot{\epsilon} = 10^{-4} - 10^{-8} \text{с}^{-1}$. (Ниже увидим, что в нашем случае оказывается возможным наложить некоторые ограничения на вероятную величину $\dot{\epsilon}$ уже из соображений, вытекающих из наблюдаемых данных.)

При указанной экстраполяции обычно исходят из представления о "взаимозаменяемости" температуры и скорости деформации. В упоминаемых выше экспериментальных работах температуры начала возврата, рекристаллизации и преобладающего скольжения по определенным системам экстраполируются до геологически реальных скоростей линейно. Кроме общих соображений, основанием для этого служат такие факты, как наличие скольжения по {OkE} /100/ в оливине из норвежских оливин-хлоритовых сланцев (Т образования ассоциации 500°C при вероятной $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{с}^{-1}$ /106/), скольжение по наиболее низкотемпературной, но сравнительно легко проявляющейся при ударном сжатии системы (100) /001/ в оливине метеоритов и др. В интервале применявшихся в экспериментах скоростей деформации ($10^{-3} - 10^{-7} \text{с}^{-1}$) линии начала скольжения по {OkE} /100/, начала полигонизации и рекристаллизации в координатах $\dot{\epsilon} - T$ и $\dot{\epsilon} - P$ могут быть аппроксимированы прямыми. Ниже в наших оценках мы будем исходить также из линейно экстраполированных до низких $\dot{\epsilon}$ экспериментальных данных, хотя возможно, что температуры начала термически активируемых процессов, таких как возврат и рекристаллизация, и окажутся при этом заниженными.

Оценка напряжений. Виртман /120/ предположил по аналогии с некоторыми материалами, что в оливине размер субзерен, образующихся при ползучести, не зависит непосредственно от температуры, а зависит только от приложенного напряжения, с которым связан простой зависимостью: $L = L_0 \cdot M / \sigma$, где L — диаметр субзерна, мм; L_0 — константа ($L_0 = 5 \times 10^{-5}$, мм; M — модуль сдвига, кбар; σ — дифференциальное напряжение, кбар. Рели и Керби /107/ вынесли на диаграмму $L - M / \sigma$ средние размеры субзерен из двух экспериментально деформированных при различных σ образцов оливина, провели через них прямые для $L \parallel$ /100/ и $L \parallel$ /001/, которые хорошо согласовывались с данной зависимостью, но при $L_0 = 4 \cdot 10^{-4}$, и попытались с помощью такого "геотензометра" оценить величину σ для оливина с субструктурой из ксенолитов в базальтах. Надежность обоснования этой зависимости и результатов, полученных с ее помощью, пока проблематична /78, 85/, хотя последние и нельзя считать заведомо неверными.

Последующие попытки создания "геотензометров" связаны уже с использованием размеров рекристаллизационных зерен, а также с использованием характеристик, получаемых при электронно-микроскопических исследованиях (см. /119/, где предлагаются уравнения, вытекающие из общей теории). Пост (цит. по работе /118/) экспериментально нашел следующую зависи-

мость между размерами рекристаллизованных зерен (d , см) и напряжением (σ , кбар):

$$\sigma/d = 3,13 (d/b)^{-0,67 \pm 0,11}$$

где b – вектор Бюргерса, в данном случае $b = 6,98 \cdot 10^{-8}$ /118/ (прочие обозначения см. выше). Картер и Мерсье /62/ недавно вывели из результатов своих экспериментов другую зависимость для рекристаллизованных зерен оливина:

$$\sigma = 158 / d^{1,4} \text{ кбар.}$$

Ниже увидим, что сходимость значений, полученных обоими методами, удовлетворительная (до порядка величины σ). Твисс /118/ отмечает, кроме того, хорошую сходимость между результатами определения σ с помощью этих зависимостей и оценками, полученными исходя из плотности дислокаций /74/.

Механизм течения. Выяснение механизма течения дает возможность определить вид зависимости между интересующими нас величинами $\dot{\epsilon} = f(\sigma, T)$. Для установившейся ползучести любого типа эта зависимость может быть выражена, по Виртману /120/, в виде

$$\dot{\epsilon} = A \cdot f(\sigma) \cdot \exp(-Q/RT),$$

где A – константа, зависящая от свойств материала; Q – энергия активации ползучести данного типа; R – газовая постоянная; T – абсолютная температура; $f(\sigma)$ – функция напряжения. Функция $f(\sigma)$ является линейной при ползучести, обусловленной направленной диффузией атомов и вакансий при малых σ (ползучесть Набарро-Херринга), степенной – в случае ползучести, обусловленной переползанием дислокаций (дислокационной, по /120/) при более высоких σ , и гиперболической синусоидальной при еще более высоких σ .

Однако активация того или иного механизма зависит и от температуры, причем при геологически реальных очень низких $\dot{\epsilon}$ относительные температуры ($T/T_{пл}$) начала установившейся ползучести, по-видимому, могут быть значительно ниже ($< 0,4T_{пл}$), чем это принято считать по аналогии с металлами, изучавшимися при высоких $\dot{\epsilon}$. Области в T – $\dot{\epsilon}$ – пространстве, в которых функционируют различные механизмы течения, рассчитаны на диаграмме (“деформационной карте” для оливина) Стокера и Эшби /112/. Помимо упомянутых механизмов на ней фигурируют воля ползучести Кобла (механизм – диффузия через границы зерен), значение которой явно невелико, и дислокационного скольжения, отвечающего низкотемпературной, так называемой логарифмической ползучести. Эксперименты Поста (цит. по /118/) дают возможность описать реологию оливина линейным законом и при сравнительно низких напряжениях (“суперпластическое течение”).

В качестве признаков дислокационной ползучести в экспериментально-деформированных образцах оливина в /85, 107/ рассматривалось наличие описанной выше субструктуры; ПЭМ-изучение этих и некоторых природных образцов также приводит к выводу о том, что фактором, контролировавшим $\dot{\epsilon}$ в оливинах с субструктурой, являлось переползание дислокаций (собственно динамические возврат и (или) рекристаллизация – необходимые условия дислокационной ползучести). В большинстве случаев наблюдающиеся в оливиновых породах мелкозернистые агрегаты также можно рассматривать как признак дислокационной ползучести, тем более, что диффузионная ползучесть, при которой возможен распад на мелкие зерна /120/, несовместима

(из-за $T \approx 0,8-0,9 T_{пл}$ оливина) с наличием в перидотитах, деформированных вместе с оливином, зерен пироксенов, составы которых фиксируют значительно более низкие температуры.

Суперпластическая ползучесть также может сопровождаться распадом зерен на мелкие, подобные рекристаллизованным /60/, но с ней должны быть связаны очень большие (до 1000% /117/) деформации образцов. Суперпластическая ползучесть предполагалась для оливина из некоторых ксенолитов из кимберлитов Лесото /60/. В основном же характер деформации оливина из ксенолитов в базальтах и кимберлитах и из локализованных в коре перидотитов дает основания предполагать дислокационную ползучесть /61/. В работе /98/ течение пород в "горячих" перидотитовых массивах Средиземноморья связывается со скольжением дислокаций в оливине и с межзерновыми перемещениями, что сомнительно, несмотря на кажущееся соответствие некоторым экспериментальным данным.

Количественные данные, характеризующие течение оливина, экспериментально получены в условиях, наиболее отвечающих вероятным природным /63, 85, 61/, и лучше всего согласуются с законом $\dot{\epsilon} \sim \dot{\sigma}^n$ (см. табл. 17).

Признаки течений

Кратко охарактеризуем признаки и условия пластического течения гипербазитов, главным образом Билинского массива /34, 35/.

Эти признаки – деформация и рекристаллизация минералов и характерные типы ориентировок – присутствуют, как отмечалось, во всех первичных породах массивов.

Скольжение в оливине. Зерна оливина чаще всего деформированы неоднородным скольжением, проявленным в изгибах зерен (волнистое погасание) и образовании полос сброса – клиновидных и плоскопараллельных блоков кристаллов, развернутых относительно соседних блоков на угол от 4 до 10° , реже от 3 до 14° . Границы этих полос обычно близки $\{100\}$, ширина их в сечениях, близких (010) и (001) , – 0,02 – 0,2 мм, реже до 1 мм. Как правило, в каждом зерне наблюдается несколько таких полос. Реже, в основном в "лейстовых" и переходных к ним породах Билинского массива (см. ниже), зерна оливина деформированы однородным скольжением, устанавливаемым по закономерному изменению формы зерен (вытягивание под постоянным для всех зерен в шлифе углом к $N_g = \{100\}$) и по петроструктурным данным. Направление ($\dot{\epsilon}$) и плоскость скольжения (Т) определялись из замеренных на федоровском столике элементов полос сброса (нормаль к границе полосы сброса и ось поворота блоков) построением на проекции /34/. Определенные таким образом системы скольжения в отдельных зернах всегда отвечают "карандашевидному" скольжению $\{0k\ell\} \{100\}$. В деформированных однородным скольжением зернах направление скольжения – $\{100\}$, а плоскость Т – (010) и близкие к ней $\{0k\ell\}$ (рис. 7).

Возврат. Наряду со скольжением в зернах оливина имел место и возврат – полигонизация переползанием дислокаций, выражающаяся в образовании систем прямоугольных субзерен, развернутых одно относительно другого на угол от < 1 до $4-5^{\circ}$. Субзерна обычно наблюдаются в сечениях, близких (010) , границы их в этих сечениях $\parallel \{001\}$ и $\{100\}$. Судя по наличию границ наклона $\perp \{001\}$, в зернах оливина кроме указанного выше скольжения происходило и скольжение в направлении $\{001\}$, не приводившее, однако, ни к сбросообразованию, ни к заметному изменению формы зерен.

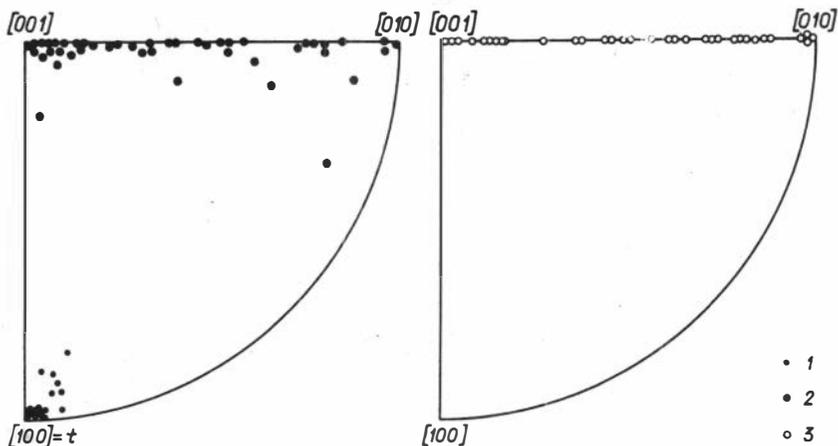


Рис. 7. Стереографическая проекция элементов скольжения.

1 - нормали к границам полос сброса направления скольжения; 2 - оси вращения блоков; 3 - полоса плоскостей скольжения.

Рекристаллизация. Во многих породах наблюдались агрегаты мелких зерен оливина, появление которых естественно связывать с рекристаллизацией. Наряду с обычной рекристаллизацией, т.е. зародышеобразованием свободных от напряжений зерен в напряженной (напряженно-деформированной) матрице и ростом их за счет последней, отмечались признаки вторичной рекристаллизации: рост новых зерен уже не за счет матрицы, а за счет соседних рекристаллизованных зерен /8/ и рекристаллизации *in situ* - образования новых ненапряженных зерен без зародышеобразования, посредством увеличивающейся разориентировки субзерен /104/.

Рекристаллизованные зерна выделяются в шлифах своими размерами (0,003-0,12 мм), на 1-2 порядка меньшими, чем размеры зерен матрицы; позицией по отношению к зернам матрицы; изометричной в любом сечении, часто полигональной формой; ориентировкой. В агрегатах они обычно образуют тройные соединения; иногда границы зерен прямые, зерна в любом сечении субгексагональные, а углы в тройных соединениях близки к 120° . Такие близкие к равновесным - рекристаллизационные агрегаты в массиве сравнительно редки, чаще наблюдаются зерна с выпуклыми или вогнутыми границами и произвольными (?) углами между границами в тройных точках. В некоторых случаях агрегаты с указанными признаками можно предположительно рассматривать в качестве синметаморфических, образованных в результате статической рекристаллизации ранее деформированных зерен в присутствии флюида.

Довольно определенно с синметаморфической рекристаллизацией (или с бластезом, приводящим к образованию агрегатов зерен оливина, морфологически близких рекристаллизационным) можно связывать образование узких (2 м-1 мм) секущих полос и прожилков, характерных для северного эндоконтакта Билинского блока, сложенных полигональными зернами оливина, сохраняющими ориентировку, близкую к ориентировке матричных* зерен так,

* Под матрицей понимаются исходные зерна, за счет которых образуются рекристаллизованные.

что контуры последних хорошо видны. Размеры зерен здесь порядка 0,05 мм, степень равновесности (в отношении поверхностной энергии зерен) весьма высока: обычны шестиугольные сечения, углы 120° в тройных соединениях и т.п. Наблюдается быстрое угасание рекристаллизации – на расстоянии около 0,5 см новообразованные зерна сменяются частично рекристаллизованными, затем неизменным протогранулярным дунитом. В агрегате новообразованных зерен встречены структурно-равновесные с оливином тальк и карбонат.

Отбраковка синметаморфической рекристаллизации от интересующей нас синтетектонической не создает затруднений, когда первая наблюдается в описанной легкораспознаваемой форме, но, по-видимому, нельзя быть уверенным в том, что она проявлена только таким образом. Однако можно указать ряд признаков динамической или синтетектонической рекристаллизации. Прежде всего, это признаки деформации – в "синтетектонически" рекристаллизованных зернах часто наблюдалось волнистое погасание, в относительно крупных из них отмечались полигонизационные "стенки". Динамический характер рекристаллизации следует также из сравнения ориентировок зерен матрицы и новообразованных зерен в одних и тех же образцах (см. рис. 11), одинаковых относительно главного напряжения сжатия. Динамически рекристаллизованные зерна развиваются в виде сплошных площадных агрегатов, включающих зерна матрицы, либо в виде цепочек и групп зерен на стыках последних.

Зерна, рекристаллизованные *in situ*, наблюдались по периферии сильно деформированных однородным скольжением зерен матрицы с хорошо развитой субструктурой. В некоторых случаях можно проследить постепенно увеличивающуюся разориентировку субзерен вплоть до образования полигональных новообразованных зерен с размерами, близкими размерам субзерен.

Наличие признаков миграции границ зерен, автопойкилитовых зерен оливина, ряд особенностей его ориентировки позволяют предполагать в породах вторичную – собирательную – рекристаллизацию, по-видимому, имевшую место в массиве дважды – как в связи с наблюдаемым течением пород, так и ранее, до этого течения.

Деформация энстатита. В энстатите отмечались полосы сброса (Приложение, фото 5) и изгибы зерен без сбросообразования. Границы полос сброса параллельны (001), замеры дают для осей вращения положение, близкое $[010]$; таким образом, системой скольжения в энстатите является (100) $[001]$. Изгибы зерен также происходят вокруг осей, близких $[010]$, с направлением распространения "волны" погасания $\parallel [001]$. Часто углы изгибов достигают $15-20^\circ$, и сами изгибы хорошо видны благодаря искривлению трещин спайности. Иногда изгиб зерна неоднороден и включает серию клиновидных полос сброса. В таких случаях угол между крайними полосками серии составляет $15-45^\circ$. Серии полос сброса более характерны для энстатита из мозаичных и порфиристо-мозаичных гарцбургитов (см. ниже), тогда как в зернах энстатита из протогранулярных пород обычно наблюдаются лишь одиночные полосы сброса. Зерна, вытянутые в направлениях, близких к $[001]$, часто с "шейкообразными" утонениями на концах, волнисто изогнутые (Приложение, фото 4), можно рассматривать в качестве наиболее сильно деформированных скольжением. Но в большинстве случаев деформация, предшествующая разрушению зерен энстатита, была, по-видимому, небольшой.

Субзерна в энстатите наблюдались редко – в сечениях, близких (100), вытянутые по $[001]$ (0,1 мм); другая субграница, приблизительно $\parallel [010]$, криволинейна.

Все зерна энстатита были просмотрены на предмет обнаружения клиноэнстатита. (Хотя инверсия и скольжение – взаимоисключающие механизмы

/108/, неоднородность деформации в массиве не позволяет исключить возможности существования условий для инверсии). Экспериментально клиноэнстатит был получен в виде полос, морфологически близких полосам сброса, и в виде пластинок по (100) /108/. В земных породах "стресс-клиноэнстатит" в виде полос надежно установлен Троммсдорфом и Венком /114/, присутствие "стресс-клиноэнстатита" в виде оптически различимых пластинок также было установлено в природном энстатите /59/. Экспериментально полученный Рэли с соавторами /109/ клиноэнстатит диагностировался оптически, и в случае присутствия его в виде полос оптическая диагностика не вызывала бы затруднений. Однако в виде полос в билинских гарцбургитах клиноэнстатит встречен не был. Постоянно наблюдающиеся в энстатите тонкие (0,001-0,002 мм) параллельные (100) пластинки представлены в изученных случаях Са-клинопироксеном.

Поведение хромшпинелида. В слабо деформированных породах зерна хромшпинелида, как правило, не обнаруживают признаков деформации и разрушения. Исключение составляют зерна хромшпинелида в дунитах на небольшом участке в пределах зоны протогранулярных пород в северной части массива, где наблюдались развалцованные зерна с признаками вязкого отрыва и скручивания (Приложение, фото 6). В породах, претерпевших наиболее значительную деформацию (лейстовые), зерна хромшпинелида дробятся (Приложение, фото 8).

Характеристика динамометаморфизма

Структуры пород. Динамометаморфизованные породы содержат в качестве постоянно встречающихся "структурных компонентов": 1) относительно крупные деформированные зерна оливина (компонент П); 2) мелкие рекристаллизованные зерна оливина в виде цепочек по границам П-зерен (компонент P₁); 3) мелкие рекристаллизованные зерна оливина, образующие "площадные" агрегаты (компонент P₂). Опишем основные структурные типы пород и общую направленность развития структур, используя указанное деление на компоненты структуры и взяв за основу классификацию структур перидотитов из ксенолитов в базальтах /92/.

Наблюдались породы следующих структурных типов: 1) протогранулярные; 2) порфирокластические; 3) таблитчатые, или "мезокластические"; 4) равнозернистые мозаичные; 5) порфиро-мозаичные; 6) лейстовые структурные типы 1, 3, 4 и большая часть структур типа 2, вполне аналогичные одноименным, по /92/; тип 6, вероятно, может рассматриваться как эквивалент наиболее сильно деформированных таблитчатых, по /92/.

Протогранулярные породы содержат изометричные или случайно-анизометричные зерна оливина (П) и энстатита. Крупные зерна оливина часто включают "хадакристаллы" оптически идентичного им оливина; одноименные оси последних и зерен- "хозяев" составляют большие ($> 45^\circ$) углы. В некоторых образцах наблюдались субгексагональные крупные зерна оливина, образующие тройные соединения. Границы зерен оливина часто извилистые, отмечались стилолитоподобные выступы одних зерен в другие. Хромшпинелид в протогранулярных гарцбургитах обычно включен в зерна энстатита.

Порфирокластические породы представлены двумя разновидностями. В первой крупные деформированные зерна оливина (П-1) включены в мелкозернистый, явно рекристаллизационный оливиновый агрегат (P₂). Эта разновидность и описана в работе /92/ под названием порфирокластической.

Во второй разновидности, встречающейся на Билинском массиве, порфиновые зерна оливина (П-1) содержатся среди более мелких изометричных деформированных зерен (П-2) и, в меньшей степени, среди мелких рекристаллизованных зерен (Р₁), для которых матрицей являются как зерна П-1, так и зерна П-2. Зерна П-1 в породах первой разновидности вытянуты в направлениях, близких $\angle 100$, а в породах второй – случайно-анизометричны. Обе разновидности порфирокластических структур наблюдались преимущественно в дунитах. Отчасти это, возможно, связано с тем, что ареал их распространения приходится в основном на дунитовую (см. гл. II) зону, но вероятно также, что более крупные зерна оливина, характерные для дунитов, рекристаллизуются легче более мелких, слагающих оливиновый базис гарцбургитов.

Породы, отнесенные к мезокластическому таблитчатому типу, сложены слабо удлиненными преимущественно по $\angle 100$ П-зернами, в интерстициях которых часто присутствуют Р₁-зерна; в некоторых разностях вытянутость зерен случайна по отношению к осям. Разности, обладающие выраженной ориентировкой П-зерен, по форме могут быть сопоставлены с таблитчатым типом, по /92/.

Мозаичные породы сложены полигональными изометричными или слегка удлиненными по $\angle 100$ Р₂ зернами, в этом случае имеющими сильную ориентировку по форме.

В порфиро-мозаичных породах среди зерен Р₂ присутствуют изометричные или случайно-анизометричные П-зерна, лишь ненамного превосходящие по размерам зерна Р₂.

Лейстовые породы сложены длинными, всегда вытянутыми в плоскости (010) под углами чаще всего 20–25°, реже от 15 до 60° к $Nq = \angle 100$ (постоянными для всех зерен в шлифе) П-зернами, на стыках (особенно торцевых) которых развиваются, как правило, Р₁- или Р₂-зерна. Во многих мозаичных и особенно в лейстовых породах видны признаки разрушения экзотативных зерен, а в лейстовых – также хромшпинелевых.

В массиве распространены следующие переходные структуры: мозаично-лейстовые, лейстово-таблитчатые, таблитчато-порфиро-кластические, лейстово-пирокластические, протогранулярно-порфирокластические. Характер большинства этих переходов – изменение “компонентного состава” или формы зерен. Особый случай перехода – вычленение лейстовых зерен из сильно деформированных П-зерен в порфирогранулярных породах. Можно наметить три пути развития структур в массиве:

1. Протогранулярные → порфирокластические (П₁) → порфиро-мозаичные → мозаичные.
2. Протогранулярные → порфирокластические (П₁+П₂) → таблитчатые → лейстовые → мозаичные.
3. Протогранулярные → порфирокластические → лейстовые.

Смена типов структур от протогранулярных до мозаичных и лейстовых соответствует, по /98/, увеличению степени деформации обладающих этими структурами тел.

Размещение структурных типов пород. Зональность по типам структур показана на рис. 8. В зоне I наблюдались только протогранулярные породы. В зоне II – порфирокластические обоих типов и разного рода переходные (к протогранулярным на севере, таблитчатым и лейстовым на юге). На западе зоны вместе с порфирокластическими разностями развиты и переходные к таблитчатому, и собственно таблитчатые (особенно в гарцбургитах). В зоне III отмечались таблитчатые структуры и очень широко развитые переходные к порфирокластическим (П₁+П₂) и к лейстовым (в центральной части зоны)

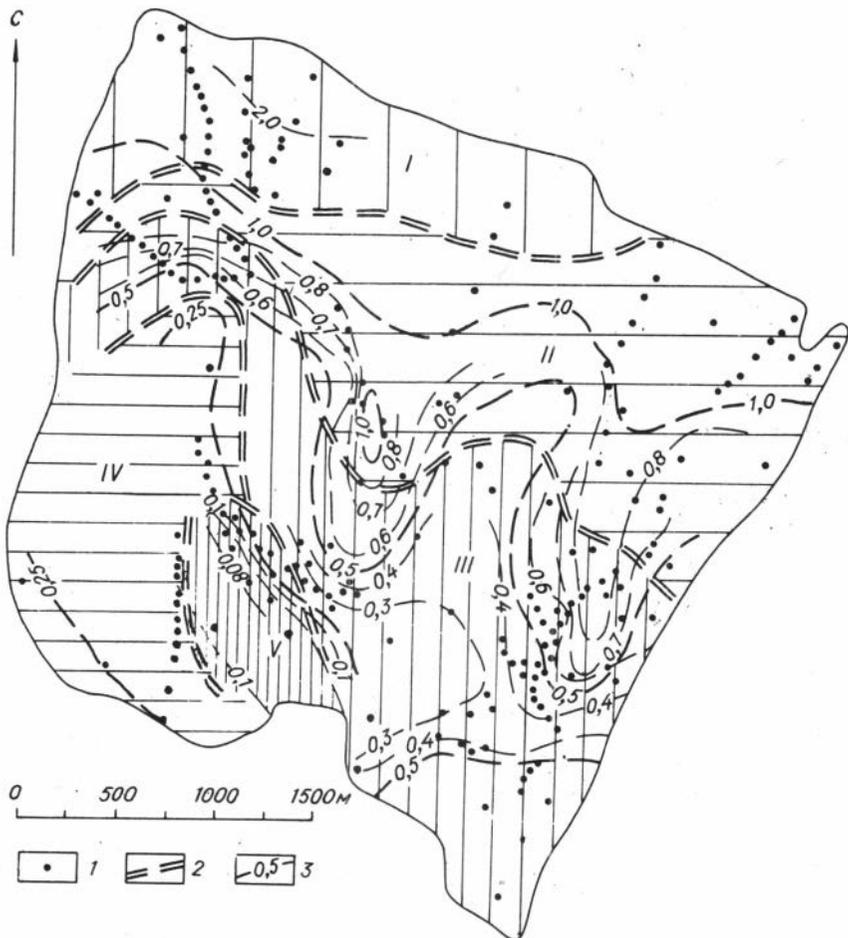


Рис. 8. Схема динамометаморфической зональности в Билинском массиве.

1 - местоположение шлифов, использованных для составления схемы;
 2 - границы зон преимущественного развития определенных структурных типов; (I - протогранулярных, II - порфиорокластических, III - мезокластических, IV - мозаичных, V - лейстовых); 3 - изолиния средних размеров зерен.

разностям. В зоне IV распространены мозаичные, порфиоро-мозаичные и переходные к лейстовым структуры; в зоне V - лейстовые и переходные от них к мозаичным, порфиорокластическим и таблитчатым. В направлении смены структур с северо-востока на юго-запад уменьшаются средние размеры Р-зерен. Изолинии средних размеров зерен (см. рис. 8) отражают средние размеры в произвольном сечении для пород, сложенных изометричными или случайно-анизометричными зернами; для пород, сложенных зернами оливина с выраженной анизометрией (лейстовые и др.), - средние размеры в коротком измерении (примерно одинаковые по $[010]$ и $[001]$ Р-зерна при подсчетах не учитывались). Уменьшение размеров зерен оливина, так же как и смену

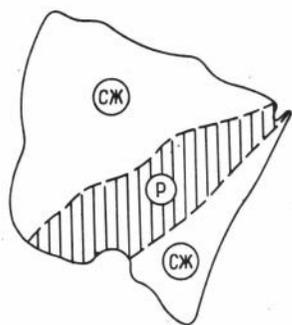


Рис. 9. Распределение по характеру удлинения оливиновых зерен и т. п.) зон растяжения (р) и сжатия (сж) в породах Билинского блока (предварительная схема).

структур, по-видимому, можно считать соответствующим увеличению степени деформации пород независимо от ее механизмов; это, в частности, следует из результатов экспериментов Никола и сотрудинов /98/.

Зоны растяжения и сжатия. В пределах ареалов развития каждого из структурных типов пород намечаются вариации признаков, не учитываемых в использованной классификации, прежде всего таких, которые могут быть применимы для кинематической характеристики течения (например, признаки чистого сдвига, устанавливаемые в лейстовых и некоторых порфирокластических породах

Вместе с данными по ориентировкам оливина (см. ниже) они позволяют наметить в пределах блока зоны растяжения и сжатия (рис. 9).

Ориентировка оливина и симметрия текстур.

Практически во всех наблюдавшихся дунитах и гарбургитах оливин обладает предпочтительной ориентировкой, достаточно сильной, чтобы быть замеченной уже при предварительном просмотре шлифов на плоском столике.

В протогранулярных породах оливин иногда обнаруживает сильные точечные максимумы всех трех осей, но в большинстве случаев текстура его в этих породах характеризуется наличием менее сильных максимумов (иногда переходящих в пояса), осложненных второстепенными максимумами и поясами. Эта же тенденция сохраняется и во многих порфирокластических, таблитчатых и некоторых порфиро-мозаичных породах. Наиболее правдоподобная интерпретация таких текстур, на наш взгляд, это разупорядочение первичных (додинамометаморфических) ориентировок. Первичные породы были, судя по протогранулярным, S-тектонитами. В лейстовых и некоторых мозаичных, лейстово-мозаичных и лейстово-порфирокластических породах пояса Ng и Nm и максимумы Np, местами переходящие в пояса, целиком отражают уже наблюдаемое течение, хотя и в породах этого типа, главным образом в лейстово-порфирокластических и других переходных, могут быть намечены реликтовые элементы ориентировки (рис. 10-12).

Породы с точечными максимумами обладают хорошо выраженной осевой симметрией, и, возможно, ею обладали и другие первичные породы. Для текстур с различной степенью разупорядочения первичных ориентировок на большей части массива характерна тенденция к моноклинности: диаграммы имеют одну плоскость симметрии (см. рис. 10). Ориентировке оливина в лейстовых породах свойственна более или менее выраженная ромбическая симметрия - здесь удается провести три взаимно перпендикулярные плоскости симметрии, что, по /101/, достаточно для отнесения текстуры к ромбической.

Моноклиная симметрия текстуры может отвечать скалыванию под действием пары сил /101/ и таким образом фиксировать сжатие тех частей массива, где развиты соответствующие породы. Наблюдения над отдельными зернами в образцах с моноклиной симметрией текстуры не противоречат этому предположению: здесь преобладают зерна, деформированные изгибом (волнисто-гаснувшие) и иногда, по-видимому, скручиванием.

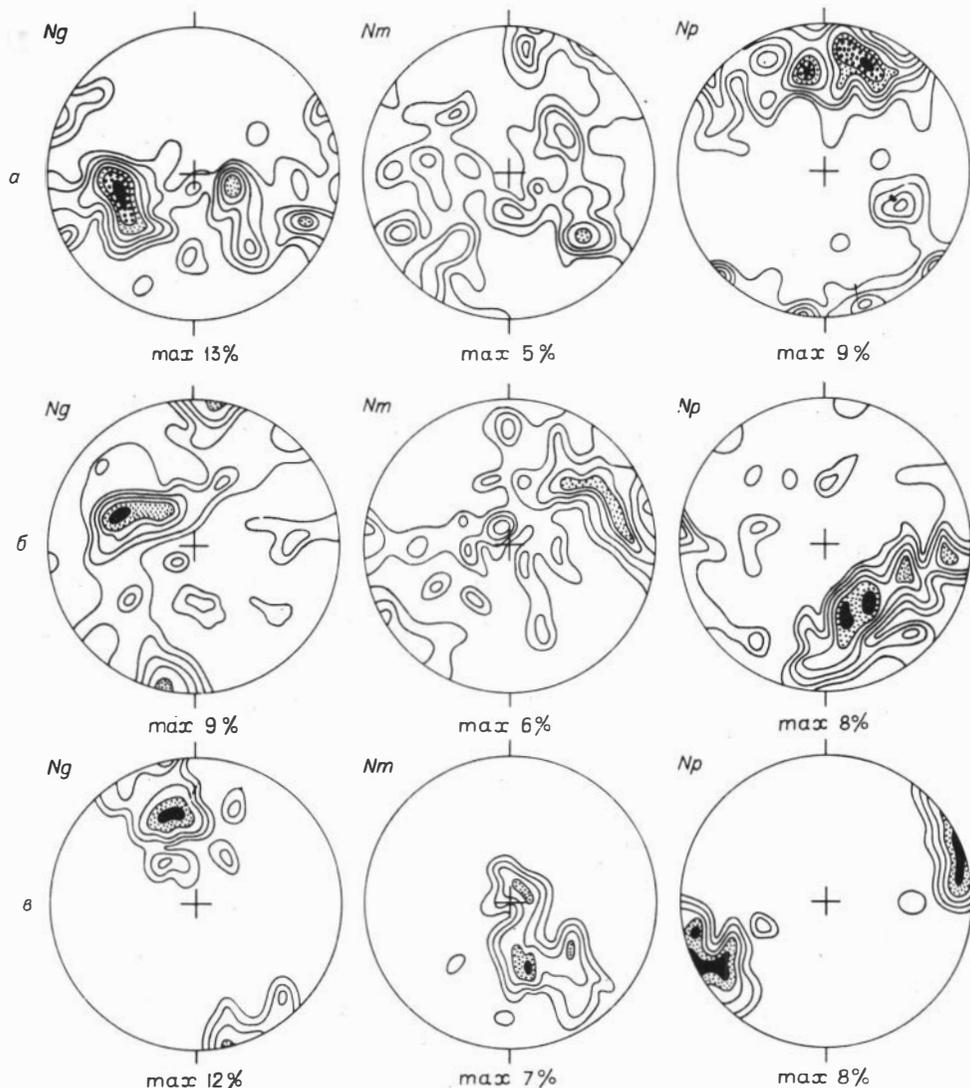
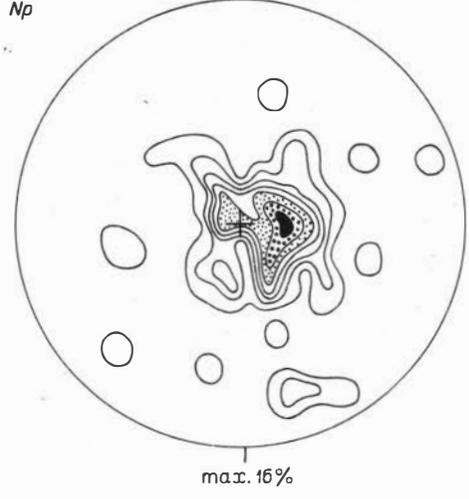
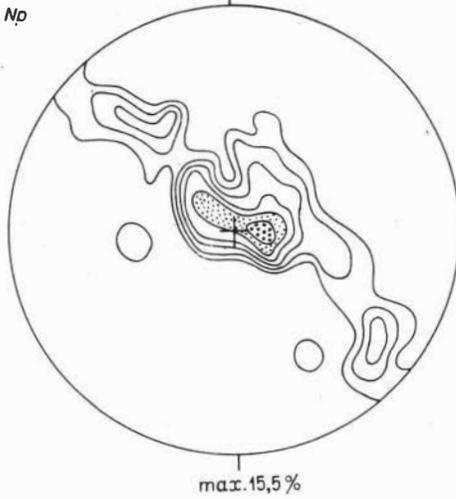
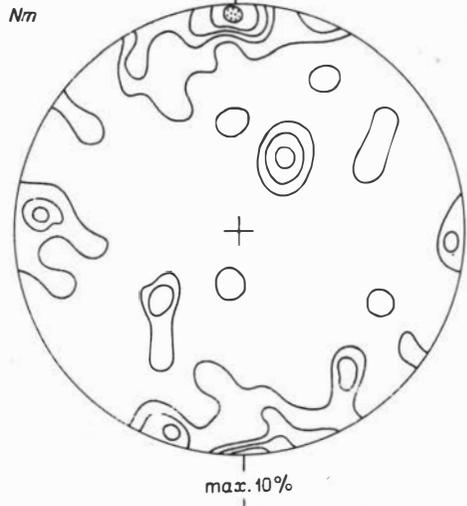
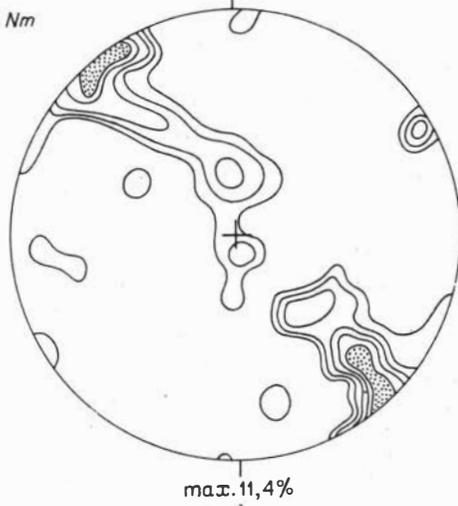
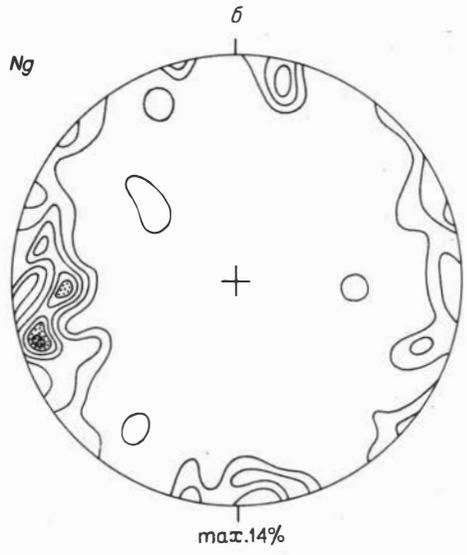
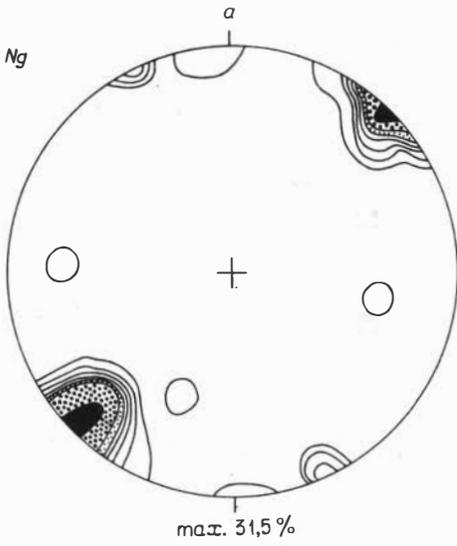


Рис. 10. Диаграммы ориентировки осей индикатрисы оливина в слабо динамометаморфизованных породах (разупорядочение реликтовых асимметричных текстур?).

а - $\frac{1-2-3-4-5-7-8\%}{n=100}$; б - порфирокластический дунит (ориентировка Π_1 - и Π_2 -зерен), обр. 609-1А, $\frac{1-2-3-4-5-7\%}{n=100}$; в - дунит со структурой, переходной от протогранулярной к порфирокластической, обр. 241-3, $\frac{2-4-6-1=-14\%}{n=50}$

Ромбическая симметрия текстуры может отвечать чистому растяжению в плоскости течения /10, 101/. Большие деформации зерен в лейстовых, лейстово-порфирокластических и некоторых мозаичных породах, почти полное



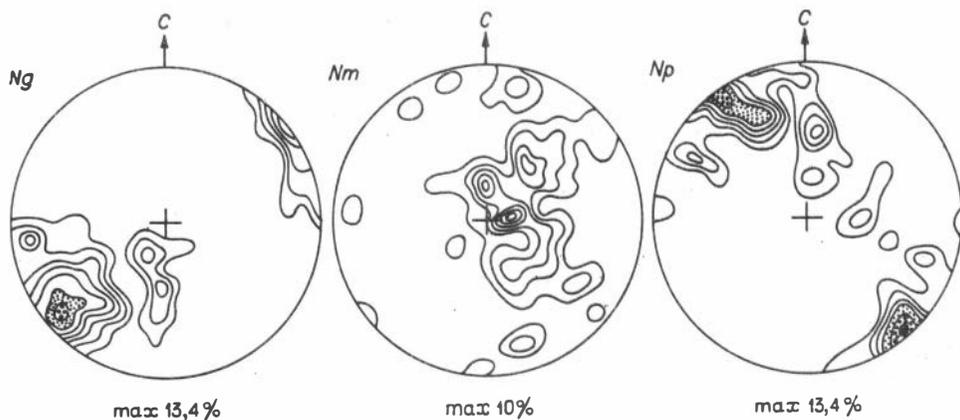


Рис. 12. Ориентировка осей оливина в порфиро-мозаичном гарцбургите, обр. 437-6, $\frac{1,7-3,4-5-6,7-8,4-10-11,7-13,4\%}{n=60}$.

отсутствие в них зерен, деформированных изгибом, вытягивание зерен в плоскости течения соответствуют предположению о таком типе деформации тех частей массива, где эти породы развиты (см. рис. 9).

Осевая симметрия оливиновых текстур часто рассматривается как признак осаждения из расплава [68]. Вторичные тектониты с осевой симметрией также возможны, например, каменная соль в некоторых соляных штоках образует осесимметричные текстуры [10]. Однако оливин тех гипербазитовых массивов, для которых можно предполагать диапировый механизм внедрения, обычно образует триклинные, ромбические и моноклинные текстуры [68, 96].

Границы зерен оливина и признаки вторичной рекристаллизации. П-зерна в лейстовых, порфиро-мозаичных и порфирокластических (P_1) породах имеют прямые или слабовыпуклые - слабоогнутые границы. Границы П-зерен в таблитчатых и порфирогранулярных ($P_1 + P_2$ - типа) породах иногда гладкие слабокриволинейные, чаще сутурные, состоящие из мелких, порядка 0,01 мм, округлых выступов и заливов. Огибающие их - слабокриволинейные, реже - бухтообразующие. Сутурные границы характерны для пород, содержащих Р-зерна; в обр. 310-1 и др. наблюдалось развитие P_1 -зерен из выступов границы в виде последовательности в разной степени обособившихся от исходного П-зерна выступов. В протогранулярных породах наблюдались прямые, криволинейные и бухтообразные границы, в некоторых образцах они осложнены мелкими выступами ($\sim 0,01$ мм). В северной части зоны протогранулярных пород отмечены глубокие (до 0,5 мм), иногда "стилолитопо-

Рис. 11. Диаграммы ориентировки осей индикатрисы оливина в лейстовом дуните. Обр. 319-2.

а - лейстовидные зерна матрицы; $\frac{1,5-3-4-7-10-14-30\%}{n=70}$; б - рекристаллизованные (P_1 и P_2 зерна $\frac{2-4-6-10-14-16\%}{n=60}$).

добные", чаще округлые заливообразные выступы (Приложение, фото 9). Кроме того, в протогранулярных породах наблюдались "нерегулярные" неоднородно-зазубренные и т.п. границы, которые, возможно, следует рассматривать как кластические. Выступы границ в остальных случаях, по-видимому, могут рассматриваться как признаки их миграции – роста одного П-зерна за счет другого.

П-зерна в протогранулярных породах часто имеют полигональную форму (Приложение, фото 10), иногда включают мелкие "хадакристаллы", границы их образуют тройные соединения. Вероятное происхождение полигональных и особенно "автопойкилитовых" П-зерен – собирательная рекристаллизация более мелких первично-рекристаллизованных зерен; т.е. по классификации /92/, образуемые такими П-зернами структуры должны быть названы вторично-протогранулярными. Все П-зерна, обнаруживающие указанные признаки, содержат полосы сброса. Наблюдались случаи миграции границы полигонального зерна в условиях, когда другие границы прямые (Приложение, фото 9). Таким образом, если П-зерна протогранулярных пород образованы вторичной рекристаллизацией, то последняя, во-первых, должна была предшествовать той вторичной рекристаллизации, которая проявлена в миграции границ, во-вторых, должна была предшествовать наблюдаемой деформации П-зерен.

Динамометаморфизм Водораздельного блока и Шишхидского массива. В отличие от Билинского блока в Водораздельном встречены лишь слабо деформированные разности – протогранулярные и переходные от протогранулярных к порфирокластическим.

В Шишхидском массиве также отмечены в основном протогранулярные структуры, реже – на широте нижнего течения р. Улясуту–Гол и в восточном эндоконтакте центральной части массива – структуры типа таблитчатых, иногда с очень сильными точечными максимумами всех осей и с тенденцией к образованию максимумов $N\rho$, нормальных к удлинению зерен. Оливин дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и верлитов деформирован обычно сбросообразованием. Границы полос сброса всегда субпараллельны (100) и отвечают скольжению по $\angle 100 \{0k\}$ и $\angle 100 (010)$. Рекристаллизованные зерна (цепочки типа P_1), которые можно связывать с синтетектонической рекристаллизацией, встречаются редко – в отмеченных породах типа таблитчатых. Сравнительно редко в оливине этих, а также некоторых протогранулярных пород наблюдались отдельные крупные (0,3–0,4 мм) субзерна с границами $\parallel \angle 001$ и $\angle 100$, но развитой субструктуры не отмечалось. Для северной части массива характерны вторично-протогранулярные структуры, нередко с мегакристаллами оливина, включающими мелкие зерна энстатита, хромшпинелида и оливина. Еще чаще (весь бассейн р. Хоромнэгой) наблюдаются признаки миграции зерен и вторично-рекристаллизованный облик крупных зерен (П-зерен) и их агрегатов.

В целом можно утверждать, что Шишхидский массив, а также Водораздельный блок Билинского массива не обладают сколько-нибудь выраженной зональностью, которую можно было бы хотя бы отдаленно сопоставить с наблюдаемой в Билинском блоке.

Условия течения минералов

Экстраполяция экспериментальных данных. Выше были установлены следующие факты: 1) преобладающей системой скольжения в оливине является

{0kℓ}/100/; 2) в массиве имели место динамические возврат и рекристаллизация; 3) энстатит деформируется скольжением по (100) [001], признаки инверсии отсутствуют. Примем, что динамометаморфизм протекал в сухих условиях (присутствие воды, впрочем, не слишком исказило бы оценку температуры, основанную на развитии систем скольжения в оливине и энстатите и наличии рекристаллизации) и что всестороннее давление не оказывает существенного влияния на изменение температуры начала рекристаллизации и на положение границы между полями механизмов деформации энстатита (это верно, по крайней мере, для интервала 5–20 кбар и, по-видимому, и для более низких давлений).

Линейная экстраполяция температур начала скольжения по {0kℓ}[100] от скоростей деформации, использованных в экспериментах, до представительной геологической скорости деформации $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{с}^{-1}$ дает $T \approx 300\text{--}350^\circ\text{C}$ (см. рис. 13). Для начала рекристаллизации имеем уже $T \approx 500^\circ\text{C}$, а наличие системы скольжения (100) [001] в энстатите позволяет поднять ее до $\approx 550\text{--}650^\circ\text{C}$. Сопоставляя эти данные с ходом рекристаллизации в экспериментах /56/, кажется возможным считать верхним пределом температуры рекристаллизации в Билинском массиве $\approx 900^\circ\text{C}$ (при $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{с}^{-1}$). Из тех же соображений с учетом наблюдаемого механизма деформации энстатита скорость деформации может быть ограничена сверху величиной $\dot{\epsilon} \approx \approx 10^{-9}\text{--}10^{-10} \text{с}^{-1}$ с соответственным повышением нижнего предела до $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$. Вероятная область динамометаморфизма в координатах $\log \dot{\epsilon} - T$ на рис. 13 заштрихована. С точки зрения существующих представлений /105/, $\dot{\epsilon} \leq 10^{-15}\text{--}10^{-16} \text{с}^{-1}$ кажется маловероятной. Понижение T при $\dot{\epsilon} < 10^{-14} \text{с}^{-1}$ ниже 550°C будет невелико по крайней мере для линии начала скольжения в энстатите.

Оценки напряжения. Считая, что субструктура в зернах оливина связана с ползучестью, оценим величину дифференциального напряжения $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$, используя зависимость Рели и Керби. В нашем случае применение этой зависимости сталкивается со следующей трудностью: размеры субзерен изменяются в очень широких пределах, распределение их явно не унимодальное. Возможно, неоднородная субструктура отвечает началу стадии установившейся ползучести (?) или изменению величины σ в процессе течения (?). Принимая, что $\mu = 7,0 \times 10^2$ кбар /4/, получаем для изученных образцов $\sigma \approx \approx 1,0\text{--}1,5$ кбар (рис. 14). Заметим, что, используя размеры относительно малых субзерен (порядка 0,02–0,08 мм), мы получили бы величину ~ 3 кбар. Рели и Керби /107/ экспериментально получили величину константы $L_0 = 4 \cdot 10^{-4}$ мм; теоретическое значение, принявшееся Вертманом, $L_0 = 5 \cdot 10^{-5}$ мм. Следуя Вертману /120/, мы должны были бы понизить эти оценки на порядок, однако именно в этом пункте данные /107/ не вызывают сомнений. Хотя надежность метода, как отмечалось, проблематична, согласованность с данными, полученными исходя из зависимостей для размеров рекристаллизованных зерен, в общем неплохая.

В табл. 16 приведены значения σ , рассчитанные для $\mu = 7 \times 10^2$ и $7,9 \times 10^2$ кбар. Разброс значений, обусловленный наличием неопределенности в показателе степени в уравнении Поста /117/, очень велик, особенно для больших d . В работе /117/ отмечается, что использование этого уравнения дает хорошие результаты в интервале 2–6 кбар. Однако сходимость величин σ , полученных при наиболее вероятном показателе степени 0,67, со значениями, найденными из уравнения Картера–Мерсье /62/, по-видимому, должна считаться хорошей. Характерно, что величины σ возрастают от пород, предположительно деформированных в режиме установившейся ползучес-

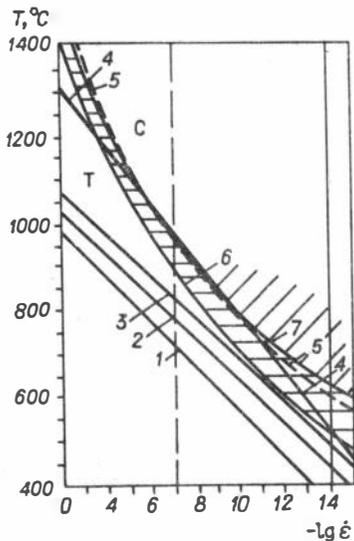


Рис. 13. Сводная диаграмма для оценки условий деформации.

T – поле трансформации энстатита в клиноэнстатит, C – поле скольжения в энстатите. 1 – начало скольжения по $\{0k\ell\} [100]$; 2 – начало полигонизации (образование субзерен); 3 – начало рекристаллизации; 4 – верхняя граница (?) скольжения по $\{0k\ell\} [100]$; 5 – расчетное положение границы полей T и C; 6 – экспериментально определенная “гранитная область” между полями T и C; 7 – область вероятных условий динамометаморфизма Билинского блока. Составлена по данным /56, 105, 63/.

локальной литосферной установившейся ползучести в зонах разломов – 700–3000 бар.

Механизмы и условия течения. Из описания структурных типов пород следует, что течение в протогранулярных, порфиروкластических и “мезокластических” породах реализуется в основном за счет внутрикристаллического скольжения по границам зерен, а в некоторых случаях – и разрушения зерен. Переползание дислокаций вносит небольшой вклад в деформацию этих пород, за исключением некоторых порфирокластических из “зоны растяжения”, в которых широко проявлены возврат и рекристаллизация оливина. Рекристаллизацию нужно считать главным механизмом течения лейстовых и мозаичных пород, причем широкое развитие субструктуры возврата и наблюдаемые большие деформации лейстовидных зерен позволяют предполагать для них деформацию в режиме установившейся ползучести. Развитие субструктуры и частич-

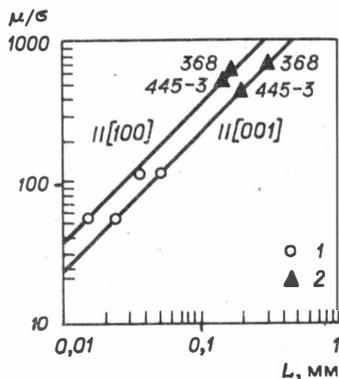


Рис. 14. Диаграмма Рели-Керби для зависимости $\sigma(L)$.

1 – по данным работы /107/; 2 – образцы из Билинского блока.

ти (лейстовые, мозаичные), к породам с предположительно неустановившимся режимом течения (порфирокластические, “мезокластические”).

Сравнивая величины σ , полученные разными методами, можно сделать вывод о том, что для массива, вероятно, представительны напряжения порядка 1–1,5 кбар.

Заметим, что Картер /61/ приводит следующие оценки напряжения по размерам рекристаллизованных зерен (не указывая конкретных объектов и других подробностей) для “метаморфических” (имеются в виду динамометаморфизованные) перидотитов: преобладающие – 40–90 бар, в рифтовых зонах – 10 бар, в случаях лока-

Таблица 15

Величины $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ (кбар),
 рассчитанные для рекристаллизованных зерен
 по уравнению Картера-Мерсье /52/

Номер образца	Структурный тип	Зона (рис. 8)	Зона (рис. 9)	$d, \mu m$	σ
310-1	Мезокластический	III	Сж	30	3,276
364	Мезокластический (синметаморфическая? рекристаллизация)	-		35	2,935
239				40	2,668
609-1A	"	II	Сж	40	2,668
311	Мезокластический	III	Сж	55	2,125
410	Порфиروкластический	II	P	65	1,886
411-1	"	II	P	90	1,495
1121	Порфиро-мозаичный	IV	Сж	95	1,438
726	"	IV-V	P	95	1,438
319-2	Лейстовый	У	P	95	1,438
445-3	Лейстово-мезокластический	У	P	100	1,386
434	Мозаичный	IУ	Сж	105	1,339
365	Мезокластический	III	Сж	105	1,339
368	Протогранулярный	I-II	Сж	110	1,295
435-6	Мозаичный	IV	P-Сж	125	1,182

Таблица 16

Величины $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ (кбар),
 рассчитанные для рекристаллизованных зерен
 по уравнению Поста /101/

Номер образца	$d, \mu m$	$\sigma(+)$	σ	$\sigma(-)$	$\sigma(+)$	σ	$\sigma(-)$
		$\mu = 7,00 \times 10^2$ кбар			$\mu = 7,9 \times 10^2$ кбар		
310-1	30	5,572	1,723	0,533	6,296	1,947	0,602
364	35	5,111	1,554	0,473	5,775	1,756	0,534
239-1	40	4,743	1,421	0,426	5,360	5,606	0,481
609-1A	40	4,743	1,421	0,426	5,360	5,606	0,481
311	55	3,968	1,148	0,332	4,484	1,296	0,375
410	65	3,614	1,026	0,291	4,084	1,160	0,330
411-1	90	3,012	0,825	0,226	3,403	0,933	0,256
112-1	95	2,992	0,796	0,217	3,302	0,900	0,245
726	95	2,992	0,796	0,217	3,302	0,900	0,245
319-2	95	2,992	0,796	0,217	3,302	0,900	0,245
445-3	100	2,839	0,769	0,208	3,208	0,869	0,235
434	105	2,763	0,744	0,201	3,121	0,841	0,227
365	105	2,763	0,744	0,201	3,121	0,841	0,227
368	110	2,692	0,722	0,193	3,042	0,815	0,219
435-6	125	2,506	0,662	0,175	2,831	0,748	0,198

Примечание. $1 \mu m = 10^{-3}$ мм; $\sigma(+)$, σ и $\sigma(-)$ - решения уравнения с показателями степени 0,67+0,11; 0,67 и 0,67 - 0,11 соответственно.

ная рекристаллизация, а также сопоставление с данными ПЭМ и экспериментальными позволяют говорить здесь и о дислокационной, по Вертману, ползучести. В этом случае имеет смысл попытка оценить вероятные T и $\dot{\epsilon}$ при деформации лейстовых пород с помощью уравнения

$$\dot{\epsilon} = A_1 \cdot \sigma^n \cdot \exp(-Q_n/RT).$$

Экспериментально определенные для "сухих" и "мокрых" условий величины A_1 и Q_n (в данном случае Q_n - энергия активации перемещения дислокаций в оливине равна энергии активации самодиффузии O^{2-} в оливине) приведены в табл. 17. Все они получены для дунита одного и того же массива Маунт-Бернет (Аляска).

Таблица 17

Эмпирические константы для уравнения течения
маунт-бернетского дунита

Номер п/п	$A, \text{кбар}^{-1} \times \text{с}^{-1}$	$Q_n, \text{ккал/моль}$	n	Примечание	Источник
1	$5,1 \times 10^9$	111	3,3	"Сухой"	/53/
2	$1,8 \times 10^8$	100	3,0	"	/51/
3	$1,7 \times 10^9$	93	3,2	"Мокрый"	/85/
4	$1,2 \times 10^3$	54	2,1	"	/53/

Решая это уравнение относительно T , находим при различных T и $\dot{\epsilon}$ температуры, указанные в табл. 18. Для случая "сухой" деформации эти температуры не противоречат оценкам, приведенным выше (при правдоподобных $\sigma = 1-1,2-1,5$ кбар). Следует иметь в виду, что получены они только для пород, деформированных в режиме установившейся дислокационной ползучести. Температура "мокрой" деформации, определенная для набора 4, не превышает вероятных температур метаморфизма массива.

Судя по имеющимся данным, возврат и рекристаллизация (последняя за некоторым исключением) предшествовали регионально-метаморфической гидратации. Тем более этот вывод относится к деформации минералов (в частности, развитие талька по деформированному зерну энстатита; Приложение, фото 4). Вместе с тем вопрос о присутствии воды в породах массива при течении не равнозначен вопросу об отношении к метаморфизму.

Происхождение динамометаморфической зональности. Зональность, связанная с высокотемпературным течением пород, была откартирована в лерцолитовых массивах Ланцо (Итальянские Альпы) /97/ и Маунт-Альберт (Квебек, Канада) /89/; в первом - по средним размерам зерен оливина, во втором - по типам структур. Кроме того, имеются указания на наличие такой зональности в массиве Лизард (Корнуолл, Юго-Восточная Англия) /76/ и в ряде лерцолитовых массивов Западного Средиземноморья /96/. Все перечисленные массивы относятся исследователями к "горячим лерцолитам", для которых, по-видимому, вообще характерна динамометаморфическая зональность (имеются, правда, и азональные, хотя и сложенные деформированным оливином, лерцолитовые массивы Балдиссеро /96/, Этан де Лерц /68, 96/ и др., но они, вероятно, более редки).

Насколько нам известно, в гарцбургитовых массивах какая-либо зональность не картировалась, хотя наличие динамометаморфической неоднородности, судя по присутствию в массивах пород нескольких структурных типов — обычно порфиорокластических и протогранулярных, во многих из них несомненно. Нами признаки такой неоднородности наблюдались в ряде массивов Западного Саяна. В литературе они отмечены для массивов Вуринос, Твин-Систерз, Борус /11/, некоторых восточносибирских /44/ и новозеландских /65/. Однако сопоставить их с описанной зональностью нельзя из-за отсутствия картировочных данных по этим массивам. По-видимому, для гарцбургитовых массивов более характерен однородный слабый динамометаморфизм. Его иногда связывают с "высокоградиентным" океаническим метаморфизмом, предполагая, что течение в гарцбургитах, нижних частях разреза офиолитов, происходило одновременно с гидратацией в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях расположенных выше по разрезу габброидов и вулканитов /65/.

В упомянутых лерцолитовых массивах зональность имеет концентрический характер: обычно отмечаются слабо деформированное ядро в центре массива и зоны повышено-динамометаморфизованных пород по его периферии. В массиве Ланцо выделяется несколько таких ядер, окруженных зонами последовательно усиливающейся деформации /97/.

Отличие от этих массивов, в Билинском наблюдается односторонняя зональность, однако некоторые ее свойства у них общие: набор структурных типов пород и их последовательность как в Билинском блоке, так и, насколько можно судить, в массивах Ланцо и Маунт-Альберт примерно одинаковы; ширина зон в Билинском блоке и в Маунт-Альберт (измеренная по карте Мак-Грегора и Базу /89/) колеблется в одних и тех же пределах (0,2–1,5 мм). Диапазон средних размеров зерен в массиве Ланцо несколько уже, чем в Билинском (0,1–1,8 мм по сравнению с 0,08–2,0 мм); градиенты средних размеров зерен в разных пересечениях Билинского блока (0,4–1,7 мм/км, подсчитывались только по юго-западу от изолинии 1 мм) также немного больше, чем измеренные по карте Никола и сотрудников /97/ (0,15–0,6 мм/км). Возможно, что концентрическая зональность в "горячих" лерцолитовых массивах сформирована при их "диапировом" внедрении в кору /108/.

Фрагментарность Билинского блока может поставить под сомнение вывод о неконцентрическом "одностороннем" характере зональности в нем, однако конфигурация зон, вероятный характер распределения растяжения и сжатия в массиве, отсутствие выраженной зональности в Водораздельном блоке

Таблица 18

Решение уравнения дислокационной ползучести для различных σ , $\dot{\epsilon}$ и наборов констант (номера наборов соответствуют номерам п/п в табл. 17)

Номер п/п	σ , кбар	$\dot{\epsilon}$, с ⁻¹	Набор A, Q _n , n	T ⁰ , K
1	1,2	10 ⁻¹⁴	1	1012
2	1,2	10 ⁻¹⁴	2	972
3	1,2	10 ⁻¹⁴	3	866
4	1,2	10 ⁻¹⁴	4	684
5	0,25	10 ⁻¹⁴	1	1117
6	0,5	10 ⁻¹⁴	1	1068
7	1,0	10 ⁻¹⁴	1	1023
8	1,5	10 ⁻¹⁴	1	999
9	2,0	10 ⁻¹⁴	1	982
10	2,5	10 ⁻¹⁴	1	969
11	0,25	10 ⁻¹⁰	1	1369
12	0,5	10 ⁻¹⁰	1	1296
13	1,0	10 ⁻¹⁰	1	1231
14	1,5	10 ⁻¹⁰	1	1196

побуждают считать описанную нами зональность в принципе отличной от описанной в работах /89, 97/. Нет никаких оснований думать, что наблюдаемое в Билинском блоке течение пород ответственно за выведение этого массива из мантии в кору, тем более, что и составы минералов не позволяют рассматривать восточнотувинские массивы как "мантийные диапиры".

Характер распределения в блоке зон растяжения и сжатия позволяет предположительно связывать наблюдаемый динамометаморфизм и возникновение зональности с изгибом пластины, фрагментом которой он является.

Другая сравнительно распространенная точка зрения предполагает внутримантийное происхождение наблюдаемых в некоторых гипербазитах признаков течения /68/. Предпочтительная ориентировка осей оливина $\parallel [010]$, т.е. перпендикулярно плоскости течения, довольно обычная в деформированных перидотитах, может обуславливать сейсмическую анизотропию пород, аналогичную фиксируемой в верхах верхней мантии под срединно-океаническими хребтами. Еще Хесс /83/ именно с ориентировкой оливина связывал эту анизотропию. Однако определенные для Билинского блока величины ϵ очень высоки даже для большинства локализованных в коре массивов и превышают вероятные дифференциальные напряжения, существующие в астеносфере и достаточные для возбуждения дислокационной ползучести в оливине /120/ по меньшей мере в 10-100 раз.

Признаки многоактности динамометаморфизма. Некоторые из приведенных выше данных могут быть интерпретированы как свидетельства того, что гипербазиты Билинского блока испытали более чем один акт течения. Зерна хромшпинелида в протогранулярных породах, обнаруживающие признаки вязкого отрыва и большой деформации вмещающей породы (Приложение, фото 6), по-видимому, не могли быть разрушены в ходе акта, с которым связана описанная зональность: в породах, определено представляющих этот акт, наблюдается либо хрупкое разрушение хромшпинелида, либо устойчивость его к деформации и разрушению. Еще важнее то обстоятельство, что породы, включающие вязкоразрушенные зерна, деформированы очень незначительно и не несут следов течения, могущего быть ответственным за разрушение хромшпинелида. P_1 -зерна оливина в этих породах часто обнаруживают свидетельства вторичной (собирающей) рекристаллизации, которая должна была уничтожить структурные признаки значительной деформации, если они имелись. Ориентировка, однако, могла унаследоваться. Возможно, сильные ориентировки оливина в протогранулярных породах и являются унаследованными. Поскольку в ходе акта динамометаморфизма, выраженного в образовании зональности, эти ориентировки подвергаются разупорядочению, собирающую рекристаллизацию в протогранулярных породах и предшествовавшую ей деформацию следует считать более ранними, чем зональный динамометаморфизм. Энстатит протогранулярных пород не подвергался, насколько можно судить, значительной деформации, сравнимой с той, что необходима для наблюдаемого "развальцевания" зерен хромшпинелида. Последнее наблюдается не повсеместно, а на небольшом участке в северной части массива. Приходится считать, что ранний динамометаморфизм был неоднородным, хотя, возможно, и не в такой степени, как последующий. Ранний динамометаморфизм естественно соотнести с наблюдаемым в Шишидском массиве и в Водораздельном блоке, где для протогранулярных пород также характерны признаки вторичной рекристаллизации и сильные ориентировки осей индикатрисы оливина. Возможно, этот ранний динамометаморфизм соответствует наблюдавшемуся во всех дунит-гарцбургитовых массивах офиолитовых комплексов, тогда как более поздний, описанный в Билинском блоке, представляет собой

локальное явление. Не ясно, был ли разрыв во времени между двумя этапами динамометаморфизма в Билинском блоке.

Неопределенность во всем, что касается геологической ситуации, в которой протекал динамометаморфизм в Билинском блоке, особенно основной, второй его этап, очень велика, а температуры, при которых он мог протекать, близки к отмеченным здесь при региональном метаморфизме. Если между достижением этих температур и началом реакций в гипербазитах был какой-то промежуток времени (что, вообще говоря, не кажется невозможным, хотя продолжительность такого промежутка не поддается оценке), то не исключено, что зональный динамометаморфизм был связан с регионально-метаморфическим прогревом. К сожалению, данных для рассмотрения такой возможности пока нет.

Глава IV

МЕТАМОРФИЗМ МАССИВОВ

В гл. I были указаны критерии отнесения пород и минералов к "первичным" и метаморфическим. Такое деление имело смысл при изучении их дометаморфической структуры, составов минералов и т.п. Здесь же минеральные ассоциации пород и составы минералов нас интересуют как индикаторы условий метаморфизма. Сохранность "первичных" фаз также является таким индикатором. С этой точки зрения все наблюдаемые ассоциации должны рассматриваться в качестве метаморфических. Их равновесность или неравновесность в общем случае может быть установлена только в результате специального изучения. Пока выделенные ассоциации (табл. 19), включающие все наблюдаемые в шлифе минералы (как "первичные" так и метаморфические), можно считать просто эмпирическими наборами минералов.

Метаморфическая зональность в Билинском блоке

Породы блока наблюдались более чем в 400 шлифах (рис. 15). Зональность откартирована по ассоциациям апогарцбургитов, отвечающим парагенезисам системы $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$, и включает шесть зон: 1) Ол + Эн+Т+М (или ОлЭТМ); 2) Ол+Т+М (ОлТМ); 3) Ол+Т+А+М (ОлТАМ); 4) Ол+А+М (ОлАМ); 5) А+М+Т(АМ); 6) Л+М (ЛМ). Кроме того, внутри зон 2 и 3 обособляются участки с ассоциацией Ол+Т (ОлТ).

Зона I (Ол+Эн+Т+М) включает все породы, в которых сохраняется (полностью или частично) Эн¹ или образуется Эн². При пересечении по хребту породы с Эн¹ и Эн² встречаются непосредственно от западного контакта массива (рис. 16, 18), в других местах прилегающая к контакту часть зоны перекрыта осыпями.

Наблюдались четыре структурных типа пород с типоморфной ассоциацией (см. табл. 19, 1) данной зоны.

А. Гарцбургиты с каймами талька по периферии зерен Эн¹ и небольшими количествами Т и М в интерстициях зерен Ол¹.

Б. Гарцбургиты, лишенные Та по Эн¹ и содержащие отдельные крупные чешуи такого талька, но с Та+М по Ол¹.

Номер ассоциации	Ассоциация	Билинский блок					
		1	2	3	4	5	6
		I	Ол+Эн+Т+М (±Тр±Хл)	++			
II	Ол+Эн+Т+руд±М±Тр±Хл	++					
III	Ол+Эн+Т±Тр±Хл	++					
IV	Ол+Аф+Т+М±Тр±руд	+					
V	Ол+Т+М±Тр±Хл±руд	++	++	++			
VI	Ол+Т±Тр±Хл±руд		+++	++			
VII	Ол+Т+А+М±Тр±Хл±Грф±руд	++	+	+++	+	+	
VIII	Ол+Т+А±Хл±руд	+	+	++	+		
IX	Т+А+М±Мт±Хл±Грф			++	++	+++	
X	Т+М±Хл±Грф±руд		+	++	+	++	
XI	Ол ₂₋₁₀ +А±Т			+	+		
XII	А+Кп(Тр)+Ол						
XIII	Ол ₄₋₉ +А±Мт±Хл		+	++	+++	++	
XIV	Ол ₀₋₅ +А+Мт±М±Хл			+	+++	++	
XV	Ол+А+М±Мт±Хл			++	+++	++	
XVI	А+М±Мт±Хл				++	+++	
XVII	Л+Ка(М, До)+Мт+Хл						+++
XVIII	Л+Мт+Хл±А						+++
XIX	Кв+М±Т		+	++			
XX	М+(До)±Т±Хл			+	++		
XXI	Ол+Хл+Мт				++		
XXII	А+Грф±Ол±М			+	++	+	
XXIII	Ол+Гр±Хл±Грф±руд			++	+		
XXIV	Ол+Тр+А+Т+До+Хл±руд±Грф			++			
XXV	Тр+До+Т±А±Хл±Грф±руд			++	+		
XXVI	Тр+Грф±Хл±Т±руд			++			
XXVII	Ол+Т+Тр+До±Ки±Хл±руд			++			
XXVIII	Ол+Т±До±Ка			+			
XXIX	Ол+Кп±А±Тр±Хл±руд						
XXX	А+Кп±Хл±руд						

Примечание. 1. +++ обычная ассоциация; ++ заметно распространена;

В. "Энстатизированные" дуниты, в которых мелкие зерна Эн² образуют (часто совместно с чешуйками талька) цепочки, пересекающие зерна Ол¹ (Приложение, фото 11). В некоторых разностях энстатит, напротив, образует крупные таблицы или скопления – гнезда таких таблиц. Тальк здесь представлен крупными чешуйками, развивается в основном по оливиному, с зернами энстатита имеет прямые границы. Карбонат слагает мелкие зерна в интерстициях Ол¹ или включенные в зерна Ол¹, или тонкие прожилки, секущие пос-

ции метагипербазитов Восточной Тувы

Вдораздельный блок				Шишхидский массив					
Зоны									
1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
+									++
+									+
++									++
+									+
+	++	+++					+	++	+++
+	+++	++					++	++	+
		+	+			+		+	+
		++	++		+	+		++	
	+	+				++			
		+		++	+				
	+	++	+++	+++	++		++		
		+	+++	++	+++	++			
+		++	+++	++	+++	++	+	++	+
			+	+	++	+++		+	
		++							
		+		+					
		+				++			
						++			
		++				+		+	+
		++						+	+
						++			
		++						++	++
		++						++	++
				+++	+				
				+++					

+ редкая. 2. Номера зон соответствуют номерам на рис. 17, 20, 22.

ледние. Реже энстатитовые цепочки по Ol^1 наблюдались в гарибургитах. Тремолит в породах с ассоциацией 1а и 1б присутствует в виде мелких игл по трещинам и по периферии зерен En^1 и среди апоэнстатитового талька (тип 1а); в породах 1в часто отсутствует, а если появляется, то в виде игл, секущих оливинтовую массу. Хлорит образует нитевидные прожилки и пластинки вблизи замещаемых тальком и тремолитом зерен En^1 и вблизи замещенных непрозрачным рудным зерен хромшпинелида.

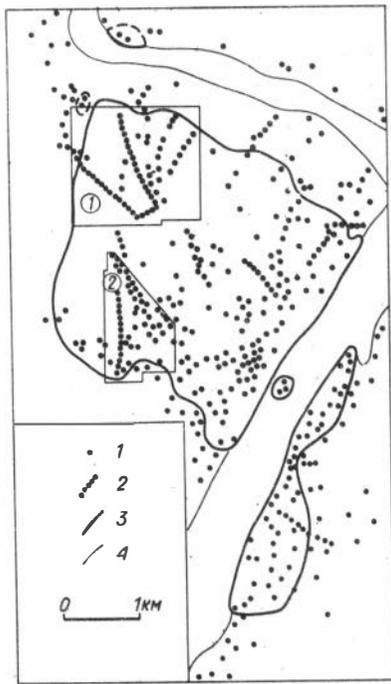


Рис. 15. Карта шлифов, использованных при изучении метаморфизма Билинского блока.

1 - места отбора шлифов; 2 - деталиные маршруты; 3 - контуры массива; 4 - контуры четвертичных отложений. Цифрами обозначены участки, изображенные на рис. 18(1) и на рис. 19(2).

Г: Оливин-энстатит-талк-магнезитовые породы, лишенные Ol^1 , En^1 и реликтов "первичной" структуры, встречаются только в двух образцах в 20-30 м от контакта блока с телами габбро и диоритов.

Породы типа 1б, 1в развиты в северо-западной части зоны, к юго-востоку от линии 3 (рис. 17) вплоть до границы зоны встречаются исключительно породы типа 1а.

Породы с ассоциацией П встречаются на севере зоны (рис. 18). Талк и энстатит развиваются так же, как и в породах типа 1в. Карбонат (брейнерит) представлен обычно мелкими зернами, частично замещенными рудным, наблюдался также магнезит (MgO), включающий зерна рудного. В некоторых шлифах карбонат не обнаружен. Рудный присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен во всех шлифах пород с ассоциацией П. Наряду с Ol^1 здесь обычны

ставлен обычно мелкими зернами, частично замещенными рудным, наблюдался также магнезит (MgO), включающий зерна рудного. В некоторых шлифах карбонат не обнаружен. Рудный присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен во всех шлифах пород с ассоциацией П. Наряду с Ol^1 здесь обычны

Рис. 16. Петрографическая схема Билинского блока.

1 - рыхлые четвертичные отложения (а), четвертичные базальты (б); 2 - метабазальты (а), метатUFFы основного состава (б); 3 - карбонатные породы; 4 - метатерригенные породы (а), графитовые сланцы (б); 5 - граниты, плагиграниты, гранодиориты (а), диориты, габбро-диориты, габбро (б); 6 - гипабиссальные метагаббро и метадиабазы; 7 - тремолитовые желваки и жилки в гипербазитах (а), графит в гипербазитах (б); 8 - новообразованные энстатит (Э), антофиллит (А); 9 - появление мелкозернистых агрегатов Ol^2 по апоэнстатитовому талку (а), карбонатные желваки и жилы (б); 10 - тела талк-карбонат-оливиновых пород (а), кварц-магнезитовые жилки (б); 11 - дайки метадиабазов (а), жилы аплитов (б); 12 - линия полного разложения энстатита; 13 - линия полного замещения талка агрегатами $Ol_{1-7} + Mt$; 14 - условные петрографические границы; 15 - разрывные нарушения (а - интерполированные, б - экстраполированные и предполагаемые); 16 - геологические границы. Цифрами в кружках и соответствующей штриховкой обозначены - "петрографические" зоны: 1 - "свежих" дунитов и гарцбургитов; 2 - "свежих" дунитов и гарцбургитов с псевдоморфозами талка по энстатиту; 3 - слабо антигоритизированных дунитов и апогарцбургитов; 4 - существенно антигоритизированных пород; 5 - лизардитизированных пород и лизардитовых серпентинитов, 6 - энстатитов и талк-энстатитовых пород. Жирными линиями выделены контакты массива.

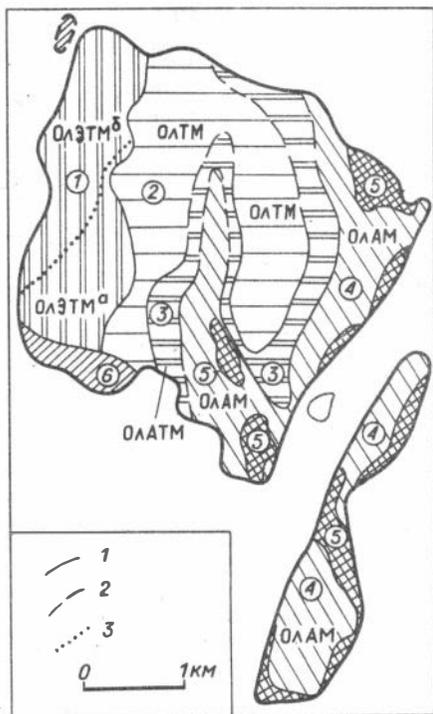


Рис. 17. Метаморфическая зональность Билинского блока.

1 - границы зон, интерполированные между пересечениями; 2 - экстраполированные границы зон; 3 - условная граница между областью развития энстатитсодержащих ассоциаций с Эн¹ (ОлЭТМ^а) и областью ассоциаций с Эн¹ и Эн-новообразованным (ОлЭТМ^б). Номера и названия зон см. в тексте.

мелкие гранобласты Ол₄₋₈, иногда полностью замещающие О¹ с сохранением реликтовой ориентировки, а также корродирующие зерна энстатита. Эти гранобласты часто включают рудную пыль.

Ассоциация III представлена породами трех структурных типов, аналогичных типам 1б и 1в, но отличающихся отсутствием (видимого в шлифах?) карбоната. Развита в той же части зоны 1, что и породы 1б и 1в.

Ассоциация IV была встречена лишь в одном образце. Антофиллит здесь

образует крупные иглы и призмы, развивающиеся по Ол¹ в одном из образцов и структурно равновесные с гранобластами Ол в другом. Тальк частью замещает Аф, частью Ол¹. Брейнерит образует мелкие зерна, линзочки и прожилки среди зерен оливина. Ассоциации У, VII, VIII, XV наблюдались в зоне 1 только в дунитах. Количества А, Т, М здесь всегда ничтожны (от $\ll 1$ до 1%), чаще всего они развиваются в виде очень мелких зерен в интерстициях Ол¹. Карбонат иногда также образует каплевидные выделения внутри последних. Антигорит в некоторых образцах слагает тонкие пластинки по спайности Ол¹.

В западной части зоны встречено жильное тело лиственитоподобных пород с псевдоморфозами карбоната по оливину и небольшим количеством Кв мощностью (по высыпке) 2 м, в 0,5 м от предполагаемого контакта - "свежие" дуниты (А+М < 1%). В этой части зоны в некоторых породах содержится, по-видимому, две генерации Т + М. В двух случаях в зоне наблюдались дуниты, пропитанные графитом ($\leq 5-10\%$, не мажутся), в виде полос шириной 0,5-1 м. В двух образцах гарбургитов зоны встречены нитевидные прожилки зеленоватого петельчатого серпентина (по трещинам и в интерстициях оливиновых зерен).

Зона 2 (Ол + Т + М). Граница этой зоны с зоной Ол + Т + Эн + М проведена по линии полного разложения энстатита (см. рис. 16. линия 12). Два главных типа пород, наблюдавшихся в пределах зоны, представлены: 1) "структурно-равновесными" с идиобластическим оливином оливин-тальк-карбонатными породами; 2) дунитами и апогарбургитами с псевдоморфозами Т по Эн и небольшими ($\leq 5\%$, часто $\leq 1\%$) количествами Т и М по оливину в интерстициях и внутри зерен.

Первые слагают узкие полосовидные (0,2-5 м) тела, фиксирующие, по-видимому, зоны "повышенной проницаемости". Тела этих пород развиваются

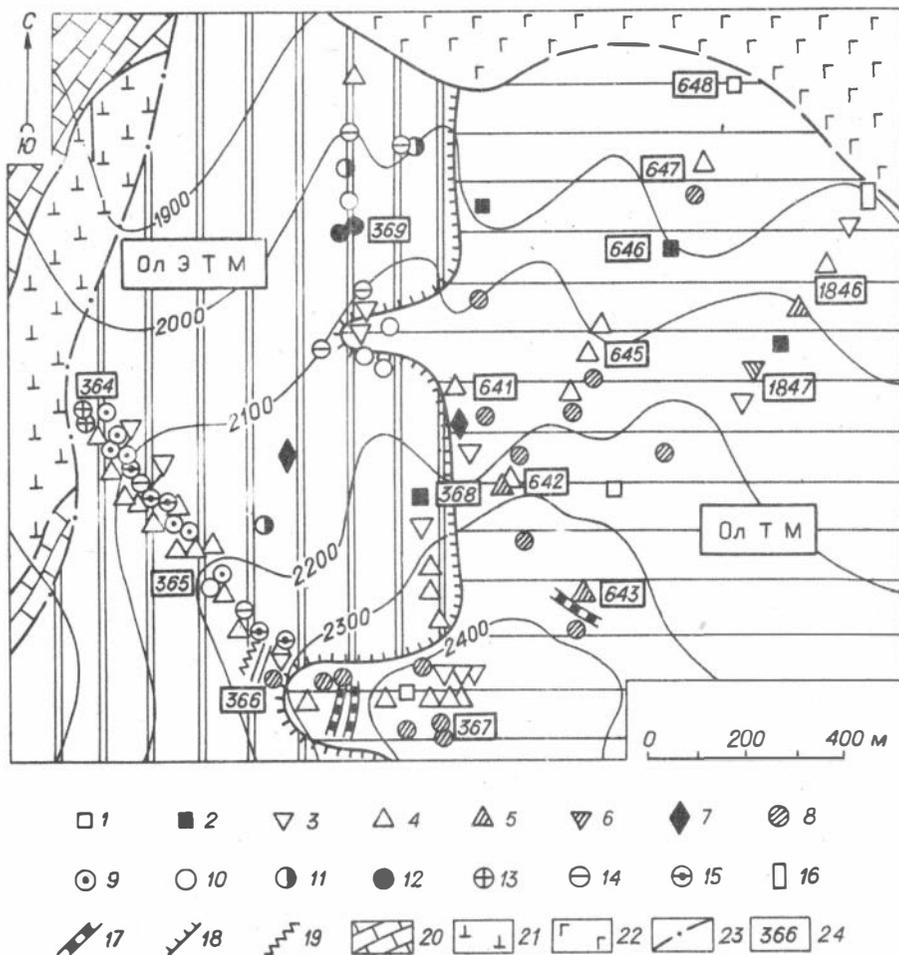


Рис. 18. Северные части зон 1 и 2. Схема размещения метаморфических ассоциаций.

1 - $Ол^1 + A + M$; 2 - $Ол^1 + A + Руд$; 3 - $Ол^1 + A + T + M$; 4 - $Ол^1 + T + M$; 5 - $Ол + T + M$ с идиобластами Ол; 6 - $Ол + A + T + M$ с идиобластами Ол; 7 - $Ол + Аф + T + M$; 8 - $Ол + T$; 9-15 породы с $Ол + Эн + T + M$; 9 - с $Ол^1$ и $Эн^1$, бескарбонатные; 10 - $Ол^1 + Эн + T + M$; 11 - $Ол + Эн + T + M + Руд$; 12 - $Ол + Эн + Руд$; 13 - структурно-равновесные $Ол + Эн + T + M$ породы; 14 - породы с прожилками Эн; 15 - бескарбонатные породы с жилками Эн; 16 - $Кв + M$; 17 - дайки метадиабазов ($Ро + Пл + Кц$); 18 - линия полного разложения энстатита; 19 - жилы аплитов; 20 - мраморы; 21 - габбро, диориты; 22 - метагаббро; 23 - разломы; 24 - номера обнажений.

также в зальбандах метадиабазовых даек в пределах зоны. В западной части зоны полосовидные тела имеют преимущественно субширотное северо-западное простирание. Обычные ассоциации этих пород: $Ол + T + M (+Tr)$, $Ол + T$; $Ол + T + До + Tr$. Идиобласты оливина изометричны, бочонковидные, оливин иногда образует мегакристы, прорастающие редкими пластинками антигорита.

Некоторые ассоциации здесь явно неравновесны; в обр. 632-2, 437 встречено, например, три карбоната: $Ол+Т+М+До+Ка+Тр+А$; магнезит развивается внутри мегакристов $Ол$, $Ка$ и $До$, в их интерстициях; по-видимому, $Ка+До+Тр+А$ накладывается на $Ол+Т+М$. Между породами первого и второго типа часто наблюдаются переходы на расстоянии 2-5 м. При этом происходит увеличение количества талька и карбоната в направлении полосовидного тела пород первого типа, перекристаллизация мелкочешуйчатого апоэнстатитового талька в крупные чешуи, собирательная перекристаллизация $Ол^1$ с образованием идиобластов и мегакристов $Ол^2$.

В западной части зоны наблюдались полосы (ширина от первых сантиметров до 2 м) пропитанных графитом дунитов, сети нитевидных прожилков $Грф$ и жилки травяно-зеленого тремолита.

Среди породы зоны 2, а также описанной ниже зоны 3 обособляются участки апогарцбургитов с $Ол+Т(\pm Тр)$, не содержащих никаких апооливиновых минералов. Тальк образует здесь псевдоморфозы по $Эн^1$ (Приложение, фото 4, 8, 16, 19). Оливин, который уверенно можно было бы считать дополнительным к тальку продуктом гидратации энстатита, удается обнаружить не всюду; иногда псевдоморфозы выполнены только тальком (оливин отлагается на гранях прилегающих оливиновых кристаллов матрицы?); в других, довольно редких случаях внутри псевдоморфоз наблюдались зерна оливина размером порядка 0,1 мм, изометричные или столбчатые параллельно 001 ; последний, по-видимому, вообще довольно характерный для сосуществующего с тальком оливина габитус.

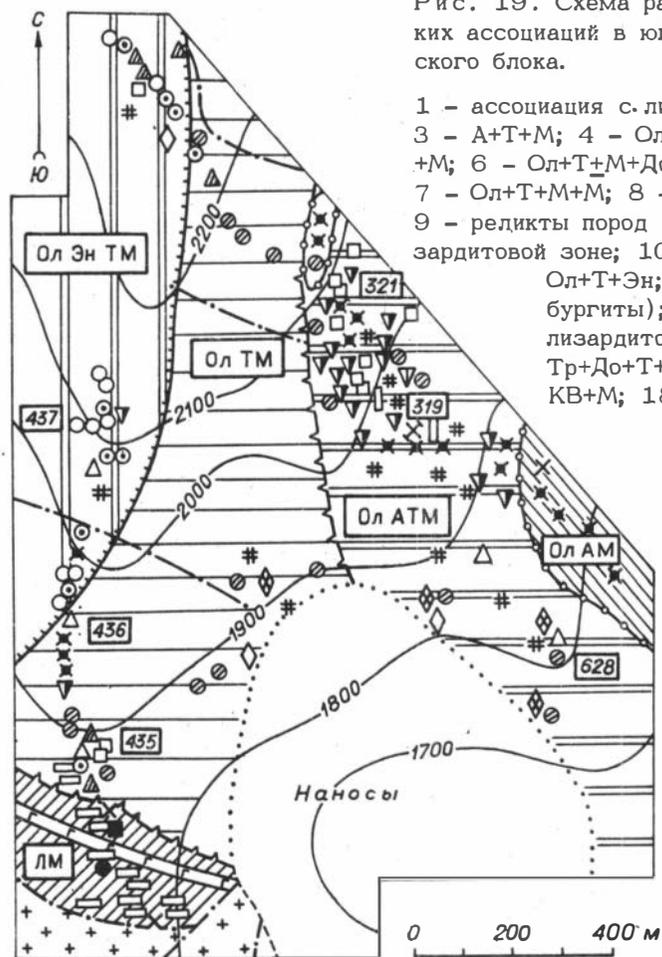
Зона 3 ($Ол+А+Т+М$). Граница между зонами 2 и 3 отвечает началу преимущественного развития апогарцбургитов с ассоциацией $Ол+А+Т+М$. В дунитах и гарцбургитах зоны 3 обычна ассоциация $Ол+Т+А+М$. Она встречается как в породах, сохраняющих первичные структуры и часть $Ол^1$, так и в сильно переработанных, с идиобластами $Ол_{8-10}$ в $А+Т+М$ (Приложение, фото 13). В первых антигорит развивается по $Ол^1$ и частично по тальку псевдоморфоз, возможно, за счет $Ол+Т$, особенно в тех случаях, когда образует игольчатые каймы по периферии тальковых агрегатов. Однако в этих породах по $Ол^1$ часто можно наблюдать развитие $Т+М$. Иногда в них не удается обнаружить карбоната (ассоциация VIII).

Безоливиновые породы с $Т+А+М$, в которых крупные чешуи $Т$ развиваются по антигориту, распространены очень ограниченно, главным образом в густо насыщенных $Тр$ и $Грф$ участках зоны. В этих же участках наблюдались тонкие (3-5 мм) прожилки $Кв+М$ (обр. 319), секущие породы с $Ол+Т+А+М$, отороченные прерывистыми каймами $Т+М$. Лишенные талька ассоциации XIII, XV представлены либо породами с мегакристами $Ол$, структурно равновесными с антигоритом, крупные чешуи которого слагают в них небольшие полигональные участки, либо дунитами, где по контактам зерен $Ол^1$ развиваются поперечно-игольчатые жилки антигорита. Внутри этих жилок остается "просечка" $Ол$, гаснувшего одновременно с зернами $Ол^1$ стенок жилки (Приложение, фото 23). Иногда вместо $Ол$ в просечке появляются $Т$ или $Т+Ол$.

Среди пород зоны обычно присутствуют тела графита, графит-тремолитовых, графит-антигоритовых пород, тремолитов, магнезита, доломита, ореолы частичной графитизации и тремолитизации пород.

Густо пропитанные графитом и существенно графитовые породы слагают желваки и гнезда от 0,5 см до 1,5 м в поперечнике и жилки мощностью 1 мм-5 см, тремолититы и графит-тремолитовые породы - желваки 2-20 см. Тремолит выполняет также жилки 0,5 см, карбонаты встречаются в желваках - 0,3-1 м, жилах и полосах сплошной карбонатизации - до 1-2 м.

Рис. 19. Схема размещения метаморфических ассоциаций в юго-западной части Билинского блока.



- 1 - ассоциация с лизардитом; 2 - А+М+Мт;
- 3 - А+Т+М; 4 - Ол+А+М+Мт; 5 - Ол¹+Т+М;
- 6 - Ол+Т+М+До (с идиобластами Ол);
- 7 - Ол+Т+М+М; 8 - Ол+А+Т+Тр+До+Ка;
- 9 - реликты пород с Ол+А+Т+Тр+До в лизардитовой зоне; 10 - Ол+Т+Эн+М; 11 - Ол+Т+Эн; 12 - Ол+Т (апогортбургиты); 13 - реликты Ол+Т в лизардитовой зоне; 14 - Тр; 15 - Тр+До+Т+А; 16 - графит; 17 - КВ+М; 18 - линия появления аг-

□	1	⊗	12
×	2	●	13
×	3	◇	14
×	4	◊	15
△	5	#	16
△	6	▭	17
▽	7	↗	18
□	8	↖	19
■	9	↘	20
○	10	⊕	21
⊙	11	↗↖	22

регатов Ол₁₋₇+Мт; 19 - линия полного разложения Эн; 20 - условные границы зон; 21 - граниты; 22 - метадиабазы (Ро+Пл+Кц).

Все эти желваки, гнезда и жилы распределены в пределах зоны неравномерно (рис. 19), образуют группы; особенно тесно и постоянно ассоциируются графит и тремолит, иногда слагая пространственно сближенные мономинеральные тела, а иногда, в пределах тех же участков, - желваки, в которых графит присутствует в виде мелких чешуек в зернах тремолита или заполняет интерстиции последних (Приложение, фото 14). С телами графита и тремолита связаны ореолы рассеянной тремолитизации (5-50% объема пород - короткостолбчатый крупный (0,4 см) тремолит, замещающий и оливин, и тальк) и полосы (0,5-3 м) частично пропитанных графитом пород. Карбонатные тела также обычно обнаруживаются поблизости, но, как правило, за пределами ореолов тремолитизации.

Для зон графитизации характерно развитие жилок Ол², как монокристаллических, аналогичных жилкам Ол² в безграфитовых оливин-антигоритовых породах, так и поликристаллических, с оливином столбчатого габитуса (При-

ложение, фото 15). Наряду с Ol^2 , явно более поздним, чем Грф, в зоне 3 наблюдались агрегаты и мегакристы (собираательно рекристаллизованные за счет мелкозернистого Ol^1 мозаичных и порфино-мозаичных пород) Ol^2 , включающие пылевидный графит.

Размеры участков, насыщенных всеми перечисленными образованиями, — десятки — первые сотни метров. Апогарцбургиты соседних с ними участков зоны 3 и реликтовых участков с ассоциацией $Ol + T$ лишены обычно мелко-игльчатого тремолита, почти всегда присутствующего в малых количествах среди продуктов разложения $Эн^1$ в зоне 1.

Ассоциации $Tr \pm Grf$, $Tr + Ol$ встречаются среди пород с ассоциацией $Ol + T$; среди пород с ассоциацией $Ol + T + A + M$ наблюдались породы с ассоциациями $Tr + Do + T \pm A$ ($\pm Grf + Xл + Руд$); $Tr + A$ ($\pm Xл + Grf$) в виде желваков и $Ol + Tr + T + Do + A$ ($\pm Xл + Grf \pm Руд$) $Tr + Do + A + T$, $Tr + A$, $Tr + T + A$ по дунитам и гарцбургитам. Пятиминеральная ассоциация $XXIV$ распространена шире других, оливин и тремолит здесь часто выглядят исходными, частично разложенными минералами, но иногда оливин образует идиобласты, развивающиеся по T или A , а Tr структурно равновесен с T и Do или выглядит развивающимся по A или T . Эти типы взаимоотношений Tr с A , T и Do наблюдались в породах с ассоциацией $Tr + Do + T + A$ и др. В ассоциациях $T + A + M + Grf$ и $Ol + T + A + M + Grf$ в нескольких случаях отмечались реликты относительно железистого (?) карбоната, разлагающегося с образованием Mt , в двух образцах с образованием $Mt + Гм$. Гематит образует здесь характерные красные чешуйки, иногда вкрапленные в мелкозернистый агрегат реликтов карбоната, пылевидного магнетита, антигорита (хлорита?); часто такая порода пропитана тонкорассеянным графитом. Ассоциация гематита с графитом представляется здесь странной. Нигде в массиве гематит больше не встречен. Вообще fO_2 подвержена в зоне 3 колебаниям, значительно большим, чем в других частях массива; помимо чередования графитоносных и безграфитовых участков отметим наличие наряду с магнетитсодержащими ассоциациями безмагнетитовых (лишенных рудного?), а также участков с рассеянным пирротинном ($\pm Mt$) и другими сульфидами.

От других зон массива зона отличается и значительными колебаниями основности флюида. Тремолитовые тела фиксируют участки повышенного потенциала оснований (в некоторых образцах тремолита присутствует до 1,2% щелочей, см. табл. 31, обр. 307–11). Возможно, этой зоне принадлежат описанные в работе /17/ (не привязанные) образцы с зональными флогопитовыми жилками. Указанные особенности зоны 3 аналогичны в общих чертах особенностям режима кислорода и щелочей при метаморфизме графито- и нефритоносных участков Оспинского массива (Восточный Саян), описанных в работе /24/.

Вблизи границы зоны 3 с зоной 4, а местами и во внутренних частях зоны апоэнстатитовый тальк в апогарцбургитах нередко оказывается частично замещенным очень мелкозернистыми коричневатыми (псевдохроирующими) оливиновыми агрегатами (\pm рудная пыль) (Приложение, фото 16). Полное замещение талька мелкозернистым оливинном (обычно в агрегатах присутствует также и Mt) соответствует границе зоны 4.

Зона 4 ($Ol + A + M$) характеризуется не только замещением апоэнстатитовых тальковых псевдоморфоз агрегатами $Ol + Mt$, но и в отличие от зоны 3 отсутствием талька по Ol . Апогарцбургиты с $Ol + Mt$ псевдоморфозами обычно содержат вблизи границы с зоной 3 антигорит (5–10%), переменные (но обычно \leq 2–3%) количества карбоната. В дальнейшем содержание антигорита может возрастать до 80%, однако агрегаты $Ol_{1-7}^2 + Mt$ сохраня-

ются в отличие от Ол¹ и сохраняют, несмотря на многократные замещения (Эн → Ол + Т → Ол + Мт) и перекристаллизацию Ол₁₋₇, форму энстатитовых зерен (Приложение, фото 21). В зоне наблюдалось два морфологических типа антигоритизации: в некоторых породах антигорит развивается по границам зерен Ол¹, слагая поперечно-игольчатые жилки и шетки, в других образует разобщенные пластинки и иглы внутри зерен Ол¹. В первых обычно содержится до 10–20% антигорита, затем в них начинается кажущееся беспорядочным развитие его внутри и по границам зерен. При полном замещении Ол¹ порода оказывается сложной сравнительно однородным пластинчато-игольчатым агрегатом А, включающим агрегаты Ол₁₋₇ + Мт. Иногда антигоритовая масса сечется здесь нитевидными жилками Ол₄₋₅.

В очень редких в Билинском массиве случаях антигоритом частично замещается и оливин жилок и агрегатов с Мт (но всегда после Ол¹). Магнетит в ассоциации XV присутствует в виде жилок и мелких зерен в интерстициях Ол¹ преимущественно в породах с поперечно-игольчатыми жилками А; в породах с антигоритом карбонат встречается в виде мелких округлых включений в зернах Ол¹. Участки с карбонатом во включениях в Ол¹ располагаются, насколько можно судить, между участками с карбонатом в жилках и зернах и бескарбонатными породами; размеры этих участков от десятков до 200 м. Сильно антигоритизированные породы с Ол в жилках и Ол + Мт агрегатах чаще всего лишены карбоната или содержат немного Ка, реже До, внутри Ол-Мт агрегатов. Породы, в которых элимина нет вообще (ассоциация XVI), напротив, часто содержат очень много (до 50% объема) магнетита в виде линзочек, жилок и отдельных крупных зерен.

Внутри зоны 4 отмечается первое появление графита (ассоциация XXII), образующего здесь прожилки (~ 0,5–1 см) с оторочкой из крупных чешуй антигорита; иногда в оторочке присутствует карбонат.

В зоне 4 в одном случае в аподуните, сложенном Ол₅₋₆ с совершенной спайностью (вообще в зоне редким), наблюдались жилки хризотил-асбеста, простые, мощность до 1 см (см. ниже) (Приложение, фото 26).

Зона 5 (А+М и А+Т+М) характеризуется широким распространением безоливиновых пород (ассоциации IX, XUI). Она включает несколько разобщенных эндоконтактовых и приразломных участков. Тальк и большая часть карбонатов в ассоциации IX накладываются на антигорит, который при этом перекристаллизовывался с образованием крупных чешуй и брусков. В пределах зоны сохраняются участки с породами ассоциации XV.

Зона 6 (Л+М) включает породы с оливином, замещенным лизардитом (преимущественно "изотропным"), развитые в виде полосы шириной 200 м на юго-западе массива. Особенно сильная лизардитизация отмечается в средней части зоны – вблизи мощной (до 25 м) дайки метадиабазов. Между полосой нацело замещенных пород вблизи дайки с юго-западным контактом массива и границей зоны 6 с зонами 1 и 2 встречаются участки частично лизардитизированных гарибургитов и апогарибургитов с породами ассоциации VI. К северо-востоку от дайки, в глубь массива, нацело лизардитизированные породы на расстоянии 50–100 м сменяются породами с ассоциациями I, III, UI, сохраняющими еще на протяжении нескольких десятков метров в глубь массива отдельные шнуры, жилки и петли лизардита. Граница зоны проведена по исчезновению заметно лизардитизированных пород, она сечет границу зон 1 и 2. В ассоциации с лизардитом встречается магнетит или, очень часто, кальцит, в двух случаях – доломит.

Ассоциации с лизардитом явно накладываются на ассоциации I, III, UI, а в зальбандах упомянутой дайки – на XXVII и XXVIII (с образованием псев-

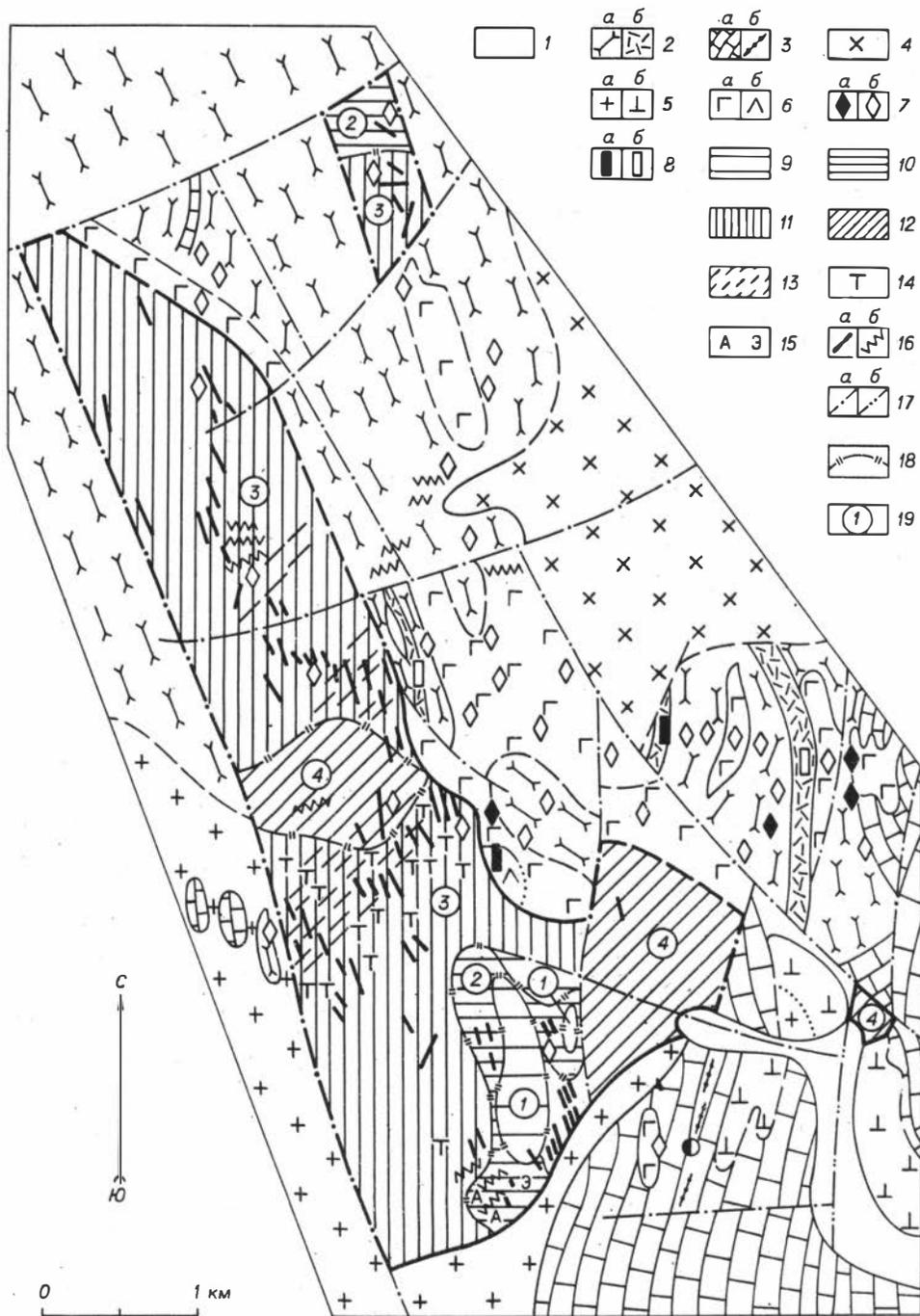


Рис. 20. Петрографическая схема Водораздельного блока.

1 - наносы; 2 - метабазалты (а), метаандезиты, метадациты (б); 3 - мраморы (а), метатерригенные породы (б); 4 - граниты; 5 - апоплагиограниты, тоналиты (а), диориты, габбро-диориты, габбро, монцититоподобные и

доморфоз по крупным столбчатым идиобластам Ол). В то же время вблизи границы зоны 6 отмечено рассеечение шнурков лизардита жилкой Т + М. Вблизи границы зон 1 и 6 по лизардиту развит мелкоигольчатый антигорит. Энстатит в породах с А по Ол¹ замешается, часто не полностью, антигоритовым (?) баститом. Порода с ассоциациями ХУП и ХУИИ слагают также небольшое тело, предшественное только в развалах и свалах, среди мраморов вблизи северной оконечности Билинского блока.

Контакты с гранитоидами и зоны разломов. Контакты Билинского блока с гранитоидами наблюдались (в высыпках, в седловинах) в двух случаях. На юго-западе в контакте аляскитовых гранитов с лизардитовыми серпентинитами зоны 6 развивается перекрешенно-мелкоигольчатый антигорит по лизардиту – в высыпке шириной около 3 м, перекрывающей контакт, и в коренных – в 4 м от вероятного положения контакта. На западе массива, в контакте диоритов и авгит-роговообманковых габбро таннуольского комплекса с породами зоны 1, в высыпке на расстоянии до 30 м от вероятного положения контакта, среди обломков обычных дунитов и гарцбургитов прослежены породы типа 1г (панидиобластические), а также дуниты с признаками "синметаморфической рекристаллизации". Среди пород типа 1г встречаются "такситовые" разности, в которых чередуются полосы крупнозернистого Ол с полосами, сложенными мелкозернистым агрегатом Ол+Эн+Т+М+Тр. Связь этих пород с возможным контактовым метаморфизмом проблематична, но не исключена.

В небольшом блоке гипербазитов, в 500 м к северу от основного тела (см. рис. 16), в свалах наблюдались энстатиты и Эн+Аф+Т породы; некоторые из них секутся магнетитовыми или зональными магнетит-бруситовыми (с магнетитом в центре) жилками. Данный блок контактирует с гранодиоритами, диоритами и габбро. Вполне вероятно, что указанные породы имеют контактово-метаморфическое происхождение. В зоне наиболее крупного в пределах блока Билинского разлома и ряда более мелких отмечается расщепление пород с ассоциациями ХIII–ХVI. В обр. 312–3 с ассоциацией ХIII оливин, как и антигорит, обнаруживает плоскостную ориентировку (по форме зерен).

В нескольких случаях в блоке наблюдались узкие (0,5–3 м) полосы сланцеватых пород с ассоциациями Т+М, А+Т+М, Т+М+Грф, вероятно трассирующие мелкие разрывные нарушения. Массивные породы вблизи этих полос, как правило, тоже содержат соответствующие ассоциации. Возможно, все петрографически фиксирующиеся разломы являются синметаморфическими (для Билинского разлома это устанавливается и при изучении пород рамы).

другие контаминированные породы (б); 6 – метагаббро, метадиабазы (а), метагранодиорит-, метадiorит-порфиры (б); 7 – ассоциации с актинолитом в метабазальтах (а) и с сине-зеленой роговой обманкой (б); 8 – ассоциации с Гр в метаандезитах (а), и безгранатовые (б); 9 – зона 1 (зона гарцбургитов с Ол+Эн+М+Т); 10 – зона 2 (апгарцбургитов с Ол+Т); 11 – зона 3 (Ол+Т+А+М и Ол+Т+М); 12 – зона 4 (Ол+Т+А+М); 13 – участки наложения Ол+А на Ол+Т, Ол+Т+М; 14 – тремолитизация; 15 – антофиллит (А) (ассоциация IV), новообразованный энстатит (Э) (ассоциация III); 16 – дайки и мелкие штоки метадиабазов (а); жилы аплитовидных пород, плагиоклазитов (б); 17 – разрывные нарушения (а) и предполагаемые по косвенным признакам (б); 18 – границы зон; 19 – номера зон.

Водораздельный блок

Породы блока наблюдались в ~ 200 шлифах, распределенных на его площади очень неравномерно (большая часть – по гребням хребтов в центральной и южной частях блока). В целом изучен он хуже Билинского блока. Здесь выделено четыре зоны (рис. 20), соответствующие зонам 1–4 Билинского блока.

Зоны 1 и 2 (соответствуют зонам 1 и 2 Билинского блока) расположены на юге, т.е. в части массива, обращенной к Билинскому блоку. В зоне 1 преимущественно развита ассоциация III (бескарбонатная) (см. табл. 19), только в одном образце наблюдались мелкие зерна карбоната. В трех случаях отмечены аподуниты с Аф ($\pm T \pm Ol$) также без карбоната. Энстатит в ассоциации III представлен как Эн¹, так и новообразованными мелкими зернами, замещающими Ол¹. Апогарцбургиты с ассоциацией T+Ol в основном аналогичны таковым Билинского блока, однако тремолит и клинохлор здесь более обычны в ассоциации с апоэнстатитовым тальком, чем в апогарцбургитах зоны 2 Билинского блока.

Зона 3, охватывающая большую часть массива, объединяет участки с ассоциациями Ол+T+M и Ол+T+A+M. Петрографический облик этой зоны, а вследствие ее размеров – и почти всего массива в значительной части определяется густой насыщенностью гипербазитов дайками и мелкими штоками метадиабазов и метагаббро. Даже там, где густота этих тел не слишком велика (рис. 21), зона приобретает "пятнистое" строение, обусловленное чередованием "субзон" Ол+T+M, Ол+T+A+M и околодайковых метасоматитов. Метасоматическая колонка имеет обычно следующий вид:

Дайка			
I	II	III	
Ро+Пл ₂₀₋₂₅ +Кц	Ро + Хл	Хл + До ± Пир	
или			
Ро+Пл ₆₀ ±Ка±Кц			
IV	V	VI	VII
Та	Та+Ол+ До±Тр	Ол±Та	Ол ¹ ±Та
или			
Та+Тр			

Гипербазиты

Мощности всех зон колонки составляют от 3 до 70 см. В маломощных (< 1,6 м) дайках зона I, а иногда и II отсутствуют. Зона IV чаще всего сложена плотными мелкочешуйчатыми талькитами, в которых T частично или нацело замещен нефритом или нефритоподобным тремолитом. По фронту этой зоны развивается всегда длиннопризматический или досковидный Ол (Приложение, фото 17), иногда образующий монокристаллы до 15 см в длину. Зона V сложена породами (Приложение, фото 18), в которых пространство между идиобластами Ол занято крупными полигональными монокристаллами талька и карбонатов или, реже, их мелкозернистыми агрегатами. В этой ассоциации может присутствовать и тремолит, развивающийся по оливину, тальку и доломиту. Однако наблюдалось и, напротив, замещение тремолита T + До.

В качестве любопытной особенности зоны V, как, впрочем, и всего блока, отметим частое присутствие кальцита в ассоциациях (очевидно, неравно-



Рис. 21. План участка зоны 3 в средней части Водораздельного блока.

1 – дайки метадиабазов; 2 – экзоконтактовые метагаббро и метадиабазы; 3 – хлорититы, талькиты, тремолититы, тальк-карбонат-оливиновые породы с длиннопризматическим оливином; 4 – тальк-оливиновые породы; 5 – дуниты и апогарцбургиты; 6 – породы с $Ol+T+A+M$; 7 – лизардитизация; 8 – точки наблюдений; 9 – разрывные нарушения.

весных) с $Ol+T$. При переходе к зоне У I идиобласты Ol сменяются крупными ксенобластами Ol и T в интерстициях, а в зоне У II, которая сохраняется не между всеми дайками (см. рис. 21), развит уже Ol^1 .

В некоторых случаях переход от зоны У II к зоне У I фиксируется появлением агрегатов мелких гранобластов Ol^2 , сохраняющих ориентировку зерен Ol^1 с полосами сброса. Ka , Do и Tr отмечались и за пределами зоны У. Оливин в породах зоны У иногда (см. рис. 21) замещается изотропным лизардитом; часто тальк и карбонаты при этом сохраняются, но иногда на месте $Ta+Do+Ol$ пород возникают плотные лизардитовые серпентиниты с ассоциацией $L+Xl+Mt+Ka$.

В табл. 20 приведены составы пород, представляющих различные зоны околодайковых метасоматических колонок; хорошо видны десиликации метадиабазовых даек с повышением отношения Al_2O_3/SiO_2 – от 1/3,5 во внутренних частях даек до 1/1,5 во внешних с одновременным повышением отношения MgO/SiO_2 в дайках и понижением его в гипербазитах по мере приближения к контакту.

В относительно удаленных от даек породах зоны 3 Водораздельного блока наблюдались дуниты и апогарцбургиты с ассоциациями $Ol+T$ и $Ol+T+A+M$. Последняя чаще представлена породами, в которых, насколько можно судить, сначала происходило образование $A+M$ по Ol^1 с одновременным замещением апобэнстатитового талька оливином ($+Mt$), а затем образование талька по антигориту. Для некоторых дунитов участка, изображенного на рис. 21, характерно интенсивное окисление Fe^{+2} в Ol^1 с образованием $Ol_{4-5}(+T)$ вместо Ol_{8-9} и кляксообразных скоплений и жилков магнетита; однако поблизости от таких пород наблюдались и безмагнетитовые $Ta+Ol$ породы с пиритом.

На севере блока и на западе средней части зоны 3 породы с ассоциациями $Ol+T$, $Ol+T+Do$, $Ol+T+M$ замещаются антигоритом ($+Mt+M+Xl$). Иногда в этой ассоциации появляется тремолит, развивающийся по доломиту и тальку. Здесь же в нескольких шлифах наблюдалась отмеченная в Билинском блоке пятиминеральная ассоциация $Ol+Tr+T+A+Do$, в том числе с оливином, синхронным с антигоритом (в $Ol+Mt$ агрегатах и в виде мелких идиобластов), однако более широко, по-видимому, здесь распространены $Ol+A+Tr$, $A+Tr+T+Do$, $A+Tr$ и др.

В северной части массива наблюдались жилы плагиоклазитов с бурыми тонковолокнистыми агрегатами силлиманита-фибrolита (?). Участок их локализации густо насыщен дайками и штоками метадиабазов и метагаббро (см. гл. 1) и связанными с ними $T+Ol$ и $T+Ol+Do$ породами, мало отличающимися от таковых, наблюдавшихся в экзоконтактах плагиоклазитов.

Таблица 20

Химические анализы пород зон контакта метадиабазов с гипербазитами Водораздельного блока, вес. %

Окисел	Амфиболит	Хлоритит	Зона Ро+Пл	Зона Хл	Зона Ол+Т+До	Зона Ол	Зона Ро+Пл+Кц+ +Ка	Зона Хл+ +Тр+Анке- рит	Зона Ол+Т+До+ +М	Зона Ол ¹ +Т+До
	337	337-3	2003-1	2003-3	2003-5	2003-6	331	331-3	331-5	331-8
SiO ₂	52,46	27,18	48,20	35,50	48,72	41,46	52,0	18,10	43,2	42,70
TiO ₂	1,24	2,02	1,48	1,52	0,075	0,08	0,60	1,56	0,20	Не обн.
Al ₂ O ₃	14,66	18,10	15,86	14,87	0,70	0,56	15,84	13,10	0,40	0,70
Fe ₂ O ₃	3,26	3,71	3,33	5,88	3,03	1,36	1,45	2,10	0,86	1,39
FeO	10,48	11,92	10,82	11,53	5,46	6,39	8,14	12,06	5,62	5,99
MnO	0,19	0,17	0,18	0,23	0,081	0,096	0,245	0,32	0,14	0,15
MgO	4,56	23,42	4,89	18,36	36,43	46,71	6,22	13,79	39,61	43,02
CaO	7,21	1,09	9,44	4,58	2,5	-	9,82	16,63	1,04	1,15
Na ₂ O	4,35	0,13	3,10	0,55	0,1	Сл.	3,32	0,02	0,05	Не обн.
K ₂ O	0,16	Не обн.	0,54	0,18	Сл.	-	0,13	0,04	0,028	0,02
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,12	0,14	0,012	0,012	0,11	0,20	0,11	0,58
Cr ₂ O ₃	0,002	0,001	0,050	0,06	0,33	0,45	0,013	0,04	0,388	0,12
NiO	0,002	0,003	0,047	-	0,28	0,32	0,01	0,01	0,19	0,24
H ₂ O ⁻	0,19	0,32	0,11	0,17	0,19	0,19	0,12	0,30	0,24	0,10
П.п.п.	1,33	11,65	1,90	6,77	2,49	2,27	1,48	21,78	7,92	4,77
Σ	100,07	99,57	100,07	100,17	100,26	99,74	99,50	100,09	99,99	100,23
S _{общ}	0,008	0,0014	0,01	0,014	0,048	0,011	Сл.	0,01	Сл.	0,08
CO ₂	Не опр.	Не опр.	0,065	0,055	0,41	0,14	Не обн.	Не опр.	1,58	Не опр.
H ₂ O ⁺	1,36	11,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,23	6,69	5,76	3,04

Зона 4 сложена в основном породами с ассоциацией $Ол+А+М+Мт$. В некоторых породах в средней части массива наблюдалась также ассоциация $Ол+А+Т+М$. Участки данной зоны почти лишены метадиабазовых даек, один из них делит надвое зону 3. Ассоциации с антигоритом, несомненно, накладываются на породы, ранее метаморфизованные в зоне $Ол+Т$, здесь обычны апогарцбургиты с оливин-магнетитовыми агрегатами. Характер развития антигорита по $Ол^1$ местами аналогичен наблюдававшемуся в зоне 4 Билинского блока: поперечно-игольчатые жилки и щетки, реже – беспорядочное развитие игл А внутри зерен. Во многих породах южного участка зоны наблюдалась и антигоритизация с образованием микрогранобластов $Ол$ (?), в тылу замещающих $Ол^1$ с периферии антигоритовых щеточек (аналогичная наблюдавшейся во многих породах зоны 1 Шишхидского массива – см. ниже). На южном участке зоны развиты дуниты с зёрнами $Ол$, насыщенными $Мт$ (окисление Fe^{+2} в $Ол^1$), но содержащими очень мало антигорита.

Контакты массива с гранитоидами проходят по разломам; западный – перекрыт осыпью гипербазитов (обычный набор пород зоны 3), южный (с апофизарным телом) – на гребнях обнажен. Поверхность контакта фиксируется полосой тальк-магнетитовых сланцев мощностью 0,4 м; (такие же полосы встречены и на тектонических контактах с метадиабазами и эффузивами рамы). Далее в глубь массива – обычный набор пород зоны 3. На контакте (тектоническом?) зоны 1 с гранитоидами наблюдалась полоса ($\sim 0,5$ м) эмалевидных сланцеватых хризотиловых серпентинитов. Подобные серпентинитовые сланцы отмечены также в зоне разлома в северной части массива.

Шишхидский массив

В массиве выделено шесть зон (рис. 22). Гарцбургиты с псевдоморфозами Т по $Эн^1$ и с частично замещенным (а в очень редких случаях – совершенно не замещенным) $Эн^1$ включены в зону $Ол+Т+Эн$ (рис. 22, 4). Эта зона откартирована в виде нескольких небольших участков в северной и южной частях массива, кроме того, она наблюдалась на западе центральной части массива и, по-видимому, распространена в неизученной его части.

В отличие от Билинского массива до 3–5% антигорита развивается по $Ол^1$ очень многих, если не большинства, апогарцбургитов данной зоны. Только на южных ее участках преобладают безантигоритовые апогарцбургиты с $Т+Ол$. Другое отличие от Билинского блока состоит в том, что за исключением южной части массива с апоэнстатитовым тальком ассоциируется не тремолит, а клинопироксен – в виде неразложенных пластинок распада в $Эн^1$ и отдельных зерен.

Граница данной зоны с зонами 1 и 2 проводится по появлению по апоэнстатитовому тальку бурых волокнистых агрегатов “псевдокуммингтонита” (Приложение, фото 19, 20) Это происходит при содержании в породе 5–15% антигорита по $Ол^1$. Эти агрегаты изредка развиваются также и по оливину, не образуя в этом случае характерных для апоэнстатитовых псевдоморфоз форм. В породах зоны 1 бурые апоэнстатитовые агрегаты частично замещаются $Ол^2_{4-8}$ (псевдоморфно – по волокнам) и рудной пылью. В зоне 2 происходит их полное замещение $Ол^1_{1-8}+Мт$, причем часто можно наблюдать собирательную перекристаллизацию зерен оливина в этих агрегатах (Приложение, фото 22).

Зоны 1 и 2 характеризуются ассоциацией $Ол+А+Мт+М$; зона 1 выделена по преимущественному развитию антигоритизированных пород, тогда как для зоны 2 типичны оливин ($Ол^2$)– антигоритовые породы.

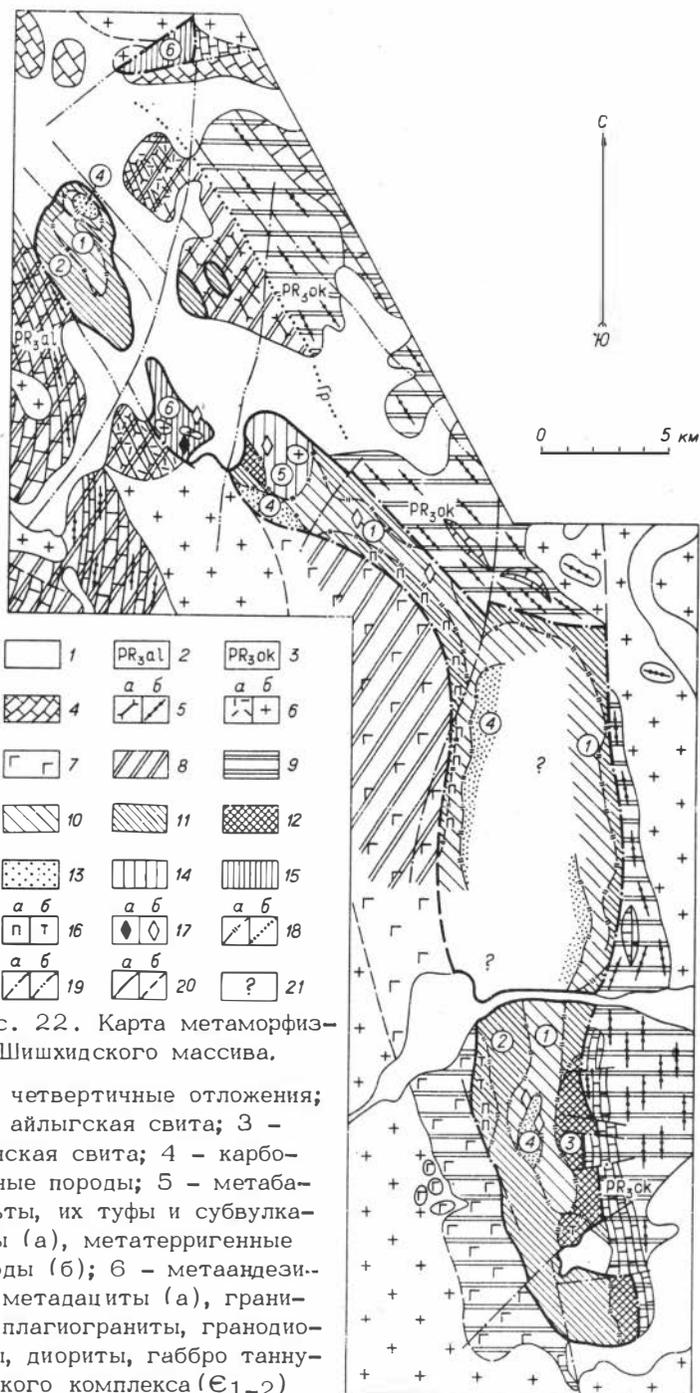


Рис. 22. Карта метаморфизма Шишхидского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - айлыгская свита; 3 - окинская свита; 4 - карбонатные породы; 5 - метабазалты, их туфы и субвулканиды (а), метатерригенные породы (б); 6 - метаандезиты, метадациты (а), граниты, плагииграниты, гранодиориты, диориты, габро таннуольского комплекса (Є₁₋₂) (б); 7 - метагабброиды; 8 -

Зона 1 большей частью непосредственно контактирует с зоной 4. От зоны 2 она отличается отсутствием, как правило, в породах карбоната, лишь изредка магнезит образует здесь прерывистые прожилки по оси симметричных поперечно-игольчатых антигоритовых жилок и включения в зернах оливина. Антигорит присутствует в породах зоны в количестве от $\ll 1\%$ (единичные иглы на шлиф) до 40–50%, реже до 85–95%. Первоначально антигорит появляется в породах зоны 1 в виде игл, пластинок и брусков во внутренних частях зерен Ол¹. Иногда образование антигорита продолжается (пока содержание его не составит 50–60% объема породы) внутри зерен Ол¹ с формированием розеток, мелких пластинок антигорита. Границы зерен Ол¹ при этом остаются свободными от антигорита.

Чаще, однако, после накопления уже 20–25% антигорита, пластинки его располагаются беспорядочно, замешая оливин и с контактов, и во внутренних частях зерен. В породах зоны, кроме того, обычно развитие поперечно-игольчатых жилок и щеточек антигорита, но и в этих случаях антигоритизация начинается очень часто с появления А внутри Ол¹. Когда антигорит с самого начала замешает Ол¹ с границ зерен, в тылу разрастающейся в глубь зерна Ол¹ щетки или группы параллельных пластинок антигорита возникают цепочки очень мелких ($< 0,01$ мм) крупинок Ол (?).

В породах с ≥ 20 –30% антигорита в ассоциации Ол+А+Мт, реже Ол+А+М+Мт обычны жилки Ол₀₋₈². В зоне 1 эти жилки маломощные (0,1 мм), прерывистые, структурно-равновесные по отношению к антигориту и располагаются по оси его прожилков.

В типичных породах зоны 2 оливин с отчетливо выраженными признаками дометаморфического происхождения отсутствует или сохраняется в виде редких реликтов. Ол² (Приложение, фото 24) слагает здесь сети жилок, ксенобласты в антигоритовой массе, присутствует в оливин-магнетитовых апоэнстатитовых агрегатах. В некоторых случаях гранобласты Ол² почти нацело слагают породу, часто такие участки (размерами от первых сантиметров до нескольких метров) и полосы перемежаются с участками и полосами существенно антигоритовых пород. Жилки Ол² в этой зоне иногда структурно-равновесны с антигоритом, иногда секут его, значительно реже наблюдалось замещение Ол² антигоритом. Жилки имеют обычно монокристаллическое строение (в пределах шлифа) или составлены по длине из разноориентированных "члеников", реже встречаются поликристаллические жилки из оливиновых гранобластов.

В южной части массива на некоторых участках зоны 2 отмечалось сгущение агрегатов Ол² с образованием такситовых (шлировых, полосчатых) оливин-антигоритовых пород, наблюдались участки не менее 0,5 м в попе-

мусковит-хлоритовая (актинолит-альбитовая) зона (в раме); 9 – биотит-гранатовая (роговообманково-олигоклазовая) зона (в раме); 10 – зона 1 (Ол+А); 11 – зона 2 (Ол+А+М); 12 – зона 3; 13 – зона 4 (Ол+Т); 14 – зона 5 (Ол+Т+А+М, Ол+Т±М); 15 – зона (Ол+Т+А±М) и др.; 16 – клинопироксен (а), тремолит (б); 17 – ассоциации с актинолитом в метадиабазе (а) и с синезеленой роговой обманкой (б); 18 – границы зон (а), вероятное положение изогряды биотита в метапелитах (б); 19 – разломы (а – интерполированные, б – экстраполированные и предполагаемые по косвенным признакам); 20 – геологические границы (а – интерполированные между точками наблюдений, б – предполагаемые); 21 – неизученные участки массива (предположительно принадлежащие зонам 4 и 1). Жирными линиями выделен контур массива.

речнике, сложенные на 80–90% Ол². Иногда эти породы вторично замешаются антигоритом с образованием структур (Приложение, фото 25), которые могут интерпретироваться как равновесные.

Карбонат в породах зоны встречается значительно реже, чем среди пород зоны 4 Билинского блока. В породах, содержащих более чем ~5–10% карбоната от количества антигорита (по площади шлифа), жилки Ол² отсутствуют. В ряде случаев происходит частичное псевдоморфное замещение оливина жилками магнезитом (в слабо антигоритизированных апогарцбургитах), а в одном случае встречена сеть магнезитовых жилок, морфологически сходных с оливиновыми в безоливиновом серпентините; однако обычно формы выделений карбоната непсевдоморфные.

По-видимому, Ол² и карбонат являются альтернативными в данной ситуации минералами (Ол² образуется при повышении μ MgO в отсутствие CO₂?).

Зона 2 развивается часто практически непосредственно от контакта массива. Обычные для зоны колебания содержания Ол² в породах – от 20–25 до 50–60% (на юге массива местами до 90%) – отмечаются на всей площади зоны. Переход к породам с преобладанием Ол¹ в северной части массива происходит на расстоянии в десятки метров.

Клинопироксен устойчив (по структурным признакам) во всех породах зоны 1 и некоторых – зоны 2. Местами в последнем случае наблюдалась ассоциация Ол+Кп+А+Тр. В породах зоны 2, прилегающих к границе зон 3 и 5, Кп отсутствует, зато обычен тремолит, иногда, по-видимому, псевдоморфный по Кп, но чаще обладающий собственным (игольчатым) габитусом. В зоне 1 вблизи контакта с метагабброидами отмечены породы с изотропным лизардитом в ассоциации с Мт+Хл+А, в которых антигорит образует иглы внутри зерен Ол¹, замещаемых с периферии лизардитом.

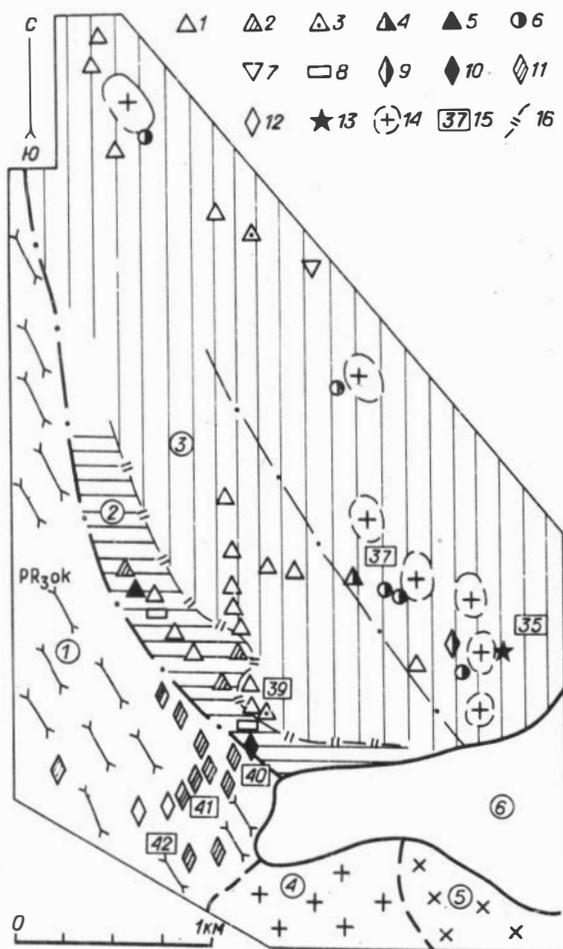
Зона 3 (Т+А+М, А+М) включает безоливиновые породы. Линия полного разложения оливина в масштабе карты (см. рис. 22) практически совпадает с границей ареала развития талька (+М) по антигориту и является, таким образом, границей между зоной 3, с одной стороны, и зонами 1 и 2 – с другой. На небольшом участке зоны 3 в северной части массива преобладают безтальковые или с небольшим количеством Т+А+М (+Мт) породы, на юге, напротив, более обычны породы с Т+А+М, среди которых встречаются безантигоритовые (Т+М, Т+До, Т+Ка+До), часто в виде жил. Здесь же наблюдались узкие жилообразные тела листвениподобных пород (Кв + М ± ± фуксит).

Зоны 5 и 6 представляют собой, скорее “петрографические” (а не собственно метаморфические) зоны, характеризующиеся определенными наборами пород. В каждой из этих зон можно выделить по ассоциациям, отвечающим парагенезисам системы MgO – SiO₂ – H₂O – CO₂, несколько микрозон.

Зона 5 включает тальк–оливиновые, тальк–оливин–карбонатные, тремолит–тальк–оливиновые породы без реликтов первичных структур (см. табл. 15, ассоциации У, VI, XXIII, XXVII, XXVIII и др.), аподуниты и апогарцбургиты с ассоциацией Ол+Т+А+М±Тр и породы с этой ассоциацией без реликтов первичных структур, аподунитовые породы, сложенные оливинами с совершенной спайностью (ассоциации Ол+А+Ка, Ол+А+Т и др.). На севере зоны развиты преимущественно породы с безантигоритовыми ассоциациями (У, XXVIII и др.), южнее, вблизи границы зоны 5 с прилегающими к ней участками зон 3, 2 и 1, развиты породы с антигоритсодержащими ассоциациями VII, VIII, XXIУ и др.

Рис. 23. Размещение метаморфических ассоциаций в зоне 6 Шишидского массива.

1 - Ол+Т+Тр; 2 - Ол+Т+М+Тр+До; 3 - Ол+Т+псевдоморфозы Т по Аф+Тр; 4 - Ол+Тр+пирит; 5 - Ол+Т+Мт+М; 6 - Ол+Эн+Т+Тр; 7 - Ол+Т+А; 8 - Ол+А+Ка+До; 9-12 - метабазиты: 9 - метабазиты, Ро+Пл+Кц, 10 - Ро+Хл, 11 - Акт+Хл+Кц+Аб+Кв+Ка+Би, 12 - Акт+Хл+Хлд+Пл+Кц+Ка; 13 - плеонаст+Амф+Хл+Мт+реликтовый Олг; 14 - штоки (развалы) гранитов; 15 - точки наблюдения; 16 - границы зон. Цифры на рисунке: 1 - метаэффузивы окинской свиты, 2 - зона карбонатсодержащих ассоциаций, 3 - зона бескарбонатных ассоциаций, 4 - серые граниты, гранодиориты, 5 - розовые граниты, 6 - четвертичные отложения.



Зона 6 включает участок в северной части массива и блок на правом берегу р. Бол. Бильдык, в 5 км к северо-северо-востоку массива. В обоих случаях наблюдался весь набор ассоциаций зоны 5 и, кроме того, ассоциации с энстатитом (1, III и др.) и антигоритом (рис. 23).

Большая часть пород здесь лишена реликтов первичных структур. Для пород с Ол+Эн+Та+Тр характерны панидиобластические "равновесные" структуры (Приложение фото 12). Оливин в породах с Ол+Т+М+Тр, Ол+Т+До часто образует длиннопризматические идиобласты. Ол¹ наблюдался в ассоциации с антигоритом вблизи контакта массива с метаэффузивами. В некоторых породах с Ол+Т+А+Тр и Ол+А+Ка оливин представлен разностями с совершенной спайностью, сохраняющими отдельные структурные признаки Ол¹ (см. ниже). В пределах участка встречено несколько развалов и свалов глыб биотитовых гранитов, плагиогранитов, представляющих, по-видимому, мелкие штоки. В осыпи ниже одного из свалов был отмечен обломок своеобразной магнетит-плеонаст-амфибол-клинохлоровой породы с реликтовым Олг.

Ассоциации с Эн наблюдались вблизи штоков (развалов) гранитов как в коренных, так и в развалах, некоторые на расстоянии до 30-50 м от вероятного местоположения контакта штока.

Для блока к северу от основного тела характерен тот же набор ассоциаций, что и для описанного участка, кроме того, встречены породы с Ол+Аф+Т+Тр+М (в большинстве случаев антофиллит псевдоморфно замещен таль-

ком) и обломки жилы (?) крупноигльчатого антофиллита в контакте с тальк-тремолит-оливиновой породой. Наряду со структурно-равновесными породами с ассоциациями I, III, Y, YI, здесь встречаются породы (Y, YI и др.) с Ол¹, а также "переходные разности". В последних можно наблюдать как агрегаты гранобластов Ол, сохраняющие ориентировку зерен Ол¹, так что в них "просвечивают" полосы сброса, присутствовавшие в зернах Ол¹, так и собирательную перекристаллизацию этих гранобластов с образованием призматических идиобластов Ол. Данный блок контактирует с гранитоидами и включает их мелкие тела.

В большинстве случаев антигорит явно накладывается на ассоциации зон 5 и 6, реже встречается породы с Ол+Т+А+Карб, в которых А, возможно, не является наложенным. В породах (на южном склоне г. Хоромнэгой-Ула), отнесенных к зоне 2, наблюдались столбчатые зерна Ол² (характерный для многих пород зон 5 и 6 габитус) и другие реликтовые признаки, позволяющие думать, что зона 2 здесь развивается не по первичным породам, как в других случаях, а по породам зоны 5 (или 6).

Минералы

Оливин (табл. 21, 22) Ол² длиннопризматического и досковидного габитуса обычен в зонах околодайковых метасоматитов (Водораздельный блок). В зонах Ол+Т околодайковой колонки такие кристаллы Ол достигают в длину 2-15 см при ширине 0,3-2 см, грани их здесь корродируются тальком (Приложение, фото 17). В следующей зоне Ол+Т+До (зона Y) кристаллы имеют размеры порядка 0,5-3 см по [001] или [010]. Здесь для них характерны прямые (особенно в контакте с карбонатами) закономерные грани (Приложение, фото 18), в срезе зерна \perp [001], в обр. 1163 наблюдались правильные грани (010), {120} и плохо развитая грань {110}. В срезах \parallel [001] и [010] часто видны хорошо образованные головки. Позиция описанных кристаллов Ол, в частности появление на фронте тальковой зоны, позволяет связывать их образование с относительным повышением μ SiO₂ и понижением μ MgO* (по сравнению с равновесными с Ол обычного габитуса). Изредка мелкие длиннопризматические кристаллы Ол наблюдались также в псевдоморфозах Т по Эн (ассоциация Ол+Т) и в жилах Ол, секущих А+Грф породы.

Короткопризматические идиобласты Ол, часто с хорошо образованными гранями, наблюдались преимущественно вблизи даек в Билинском блоке; породы, их содержащие, обычно не несут признаков метасоматоза, реже повышенные содержания Т (до 40% объема породы) позволяют предполагать вынос SiO₂ близрасположенной дайки.

Мегакристы Ол, изометричные или вытянутые, достигающие (по любой из осей) 1-5 см, скорее всего, образованы при собирательной перекристаллизации зерен Ол¹. Очень характерно их присутствие для зоны 3 Водораздельного блока между породами с Ол¹ и с идиобластами Ол, а также вблизи зон графитизации в Билинском блоке, где они часто содержат пылевидные включения Грф (?).

Агрегаты полигональных гранобластов Ол, во многих случаях напоминающие рекристаллизованные и, возможно, образованные в результате син-метаморфической рекристаллизации в присутствии воды, описаны выше. Кроме того, округлые микрогранобласты оливина, образующие целочки и отдельные зерна, весьма типичны для ассоциаций с антигоритом (в зоне 4 Билинского массива и в Шишхидском массиве).

* По-видимому, в случае длиннопризматических оливинов имеет место соответствие гипотезе В.С. Соболева о зависимости формы кристаллов от подвижности компонентов /48, с. 120/.

Микросанализы оливина из ассоциации А+Ол+Мт, вес. %

Компонент	120a	1206	412	580-2	154-1	1828-2
SiO ₂	40,04	41,45	39,46	41,40	40,13	40,40
TiO ₂	0,02	0,02	He обн.	He обн.	He обн.	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,04	0,02	"	0,01
FeO	4,04	3,28	5,83	8,27	5,41	7,35
MnO	0,61	0,27	0,10	0,23	0,10	0,10
MgO	54,44	53,74	53,43	49,72	54,58	51,23
CaO	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	He обн.
NiO	0,20	0,11	He обн.	0,24	0,36	0,38
Σ	99,42	98,90	98,88	99,91	100,59	99,48
Количество катионов на 4 (O)						
Si	0,969	0,999	0,965	1,009	0,966	0,989
Fe	0,082	0,066	0,119	0,169	0,109	0,150
Mn	0,013	0,005	0,002	0,005	0,002	0,002
Mg	1,965	1,930	1,948	1,807	1,958	1,869
Ni	0,005	0,003	-	0,005	0,008	0,008
Σ	3,035	3,004	3,035	2,966	3,042	3,017
f	4,01	3,31	5,76	8,55	5,27	7,43
1-X _{Fe}	0,960	0,967	0,942	0,914	0,947	0,926
X _{Fe} /1 ⁻	0,042	0,034	0,062	0,094	0,056	0,081
-X _{Fe}						

Изометрично-ксенобластические зерна оливина свойственны породам зон 5 и 6 Шишхидского массива и некоторым породам зоны 3 Водораздельного блока. Весьма возможно, что эти зерна представляют собой зерна Ол¹, в которых повернутые блоки (полосы сброса) возвращены в исходное положение (иногда в них наблюдаются реликтовые неоднородности, соответствующие полосам сброса, но развернутые на очень малые (< 2°) углы). Размеры зерен данного типа (0,3-1 мм) и, насколько можно судить, ориентировка осей индикатрисы примерно такие, как и у зерен из протогранулярных дунитов.

Трещины совершенной спайности очень часто присутствуют в изометрично-ксенобластических зернах Ол. Иногда проявлена только одна система спайности по плоскостям, близким (010), чаще - две: по плоскостям, субпараллельным (100) и (010). Совершенная спайность субпараллельно (010) присутствует также в некоторых зернах Ол¹ протогранулярных пород Билинского блока.

Для очень многих зерен Ол¹ здесь характерны трещины ясной и хорошей спайности, субпараллельной (010). При наличии полос сброса устанавливается перпендикулярность их границ трещинами спайности. Полюса трещин спайности в таких зернах часто очень близко совпадают с полюсами плоскостей скольжения, но обычно не совпадают с (010), иногда расхождение сос-

Таблица 22

Микроанализы оливина из ассоциаций с тальком и карбонатами (1,2,4) и с тальком (3), вес. %

Окисел	1			2		3		4
	437а	437б	437в	39-2а	39-2б	322а	322б	714-А
SiO ₂	40,11	39,62	41,34	40,71	40,61	40,51	41,00	40,33
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	-	-	0,03	0,03	0,02
FeO	8,30	8,61	7,94	5,97	7,07	8,27	8,52	6,65
MnO	0,14	0,14	0,14	0,32	0,32	не обн.	0,01	0,06
MgO	50,43	50,48	50,18	52,45	51,41	50,62	49,03	52,35
NiO	0,08	0,09	0,06	0,05	0,05	0,07	0,33	0,14
Σ	99,18	98,96	99,67	99,50	99,45	99,54	98,82	99,43
f	8,49	8,74	8,11	6,06	7,20	8,39	8,86	6,67

Примечание, 1 - Билин, зона 2, ассоциация Ол + Т + М (а - контакт с Т, б - 40-50 μ в глубь зерна, в - центр зерна Ол); 2 - Шишхид, зона 6, ассоциация Ол + Т + М, (а - центр, б - контакт с Т); 3 - Билин, зона Ол + А + Т + М, реликтовая ассоциация Ол + Т (а - контакт, б - центр зерна); 4 - Водораздельный блок, ассоциация Ол + Т + До (+ Ка).

твляет до 20-25°. Для трещин спайности в изометрично-ксенобластических зернах расхождение между плоскостями спайности и плоскостями (010), в случае двух систем спайности и (100), меньше (до 5-10°), но также имеется. Судя по позиции и особенностям ассоциации, происхождение спайности в оливинах - вторичное (синметаморфическое) /6/.

К оливинам с "несобственным" габитусом отнесены произвольно удлиненные и амебовидные зерна. Они свойственны псевдоморфозам Ол + Мт по энстатиту в Шишхидском массиве (Приложение, фото 22; табл. 21, обр. 120), в Билинском массиве такой Ол встречен в жилке хризотил-асбеста в обр. 1831-1. Основной их особенностью является несовпадение кристаллографических осей (или осей индикатрисы) с реальным направлением вытянутости зерен. Последнее составляет с осями произвольные углы, из-за чего эти зерна поначалу производят впечатление "косогагнувших". Возможно, данная особенность связана с характером замещения оливином волокнистых "псевдокуммингтонита", диоксида и асбеста и имеет, таким образом, топтотаксическую природу.

Упомянувшиеся выше монокристаллические жилки оливина также вытянуты под произвольным углом к осям оливина. Обычно жилка ориентирована так же, как и ближайшие к ней зерна Ол¹. Возможно, имеет место наследование ими ориентировки зерен Ол¹ через ориентировку агрегата А (т.е. происходит двойная топтоаксия: сперва А ориентированно замещает Ол¹, затем оливин жилку, замещая А, ориентируется так же, как Ол¹ (?)).

В ассоциациях Ол + Т и Ол + Т + До встречены зональные по железу оливины, внешняя (в контакте с Т) зона которых содержит на 0,7-2 вес. % больше FeO, чем внутренняя. Возможно, что различаются по железистости и зерна оливина в Ол + Мт агрегатах (см. табл. 22).

Таблица 23

Микроанализы (1,3 - 8) и химические анализы (2) энстатита
из метаморфических ассоциаций, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	35-3	174	368-2А	369-2	362 ¹	362-1 ¹	364-II (2)	364-II
SiO ₂	57,56	56,00	57,80	57,25	57,15	55,30	56,77	56,77
Al ₂ O ₃	0,83	1,02	0,48	0,90	0,40	2,44	3,36	0,91
Cr ₂ O ₃	0,04	0,07	He обн.	He обн.	0,04	He обн.	0,42	0,14
FeO*	5,49	6,55	4,02	4,97	7,12	11,29	5,85	5,81
MnO	0,11	0,15	0,15	0,11	0,10	0,06	0,12	0,13
MgO	35,81	34,63	37,17	36,45	34,74	30,86	34,57	35,36
CaO	0,10	He обн.	0,07	0,09	0,06	0,08	0,17	0,14
Na ₂ O	0,02	"	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04
Σ	99,97	100,58	99,74	99,83	99,67	100,09	101,34	99,35
Количество катионов на 6 (O)								
Si	1,975	1,964	1,977	1,983	1,983	1,945	1,932	1,966
Al ^{IV}	0,025	0,036	0,019	0,035	0,017	0,055	0,068	0,034
Al ^V	0,009	0,006	-	0,002	-	0,047	0,067	0,004
Cr	-	0,001	-	-	-	-	0,004	0,001
Fe ⁺²	0,159	0,192	0,115	0,142	0,206	0,332	0,167	0,169
Mn	0,002	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004
Mg	1,831	1,808	1,895	1,864	1,797	1,617	1,752	1,825
Ca	0,004	-	0,002	0,004	0,002	0,004	0,006	0,006
Na	0,002	-	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004
K	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
Σ	4,009	4,013	4,015	4,017	4,008	4,007	4,002	4,011

Примечание. 1,2-Шишхидский, 3-8-Билинский массивы, № 7 и 8-Эн¹ и Эн² из одного образца.

Энстатит образует длиннопризматические || [100] идиобласты и их скопления в породах с ассоциациями I, II, III в Билинском блоке и Шишхидском массиве (табл. 23, ан. 1,2,4). В блоке к северу от Шишхидского массива наблюдались идиобластические мегакристы (до 2-4 см) Эн в ассоциациях I и III. В породах с ассоциациями 1б, в, II, III Билинского и Водораздельного блоков наблюдался также Эн в виде цепочек, жилородных выделений и очень мелких пластинок, замещающих Ол¹ (Приложение, фото 11, табл. 23, ан. 3,8). Иногда цепочки присутствуют вместе с зернами Эн¹ (см. табл. 23, 7,8), иногда сочленяются с крупными идиобластами Эн.

В отличие от Эн¹ (ср. с табл. 12) все метаморфические энстатиты содержат очень мало Са, Сг, Al^V и пониженные количества Al₂O₃; исключение составляет обр. 362-1¹ (см. табл. 23) из контактовых пород с Эн + Аф + Т - возможно, реликтовый Эн¹(?).

В породах зоны 1 Билинского блока Эн¹, как упоминалось, обедняется Са с образованием Тр обычно по трещинкам и с периферии зерен; иногда по-видимому, удаляется и часть Al (судя по образованию вблизи зерен Эн¹ хлорита). Железистость метаморфического Эн примерно та же, что и Эн¹ - 5,7-8,5% (за исключением энстатитов из контактовых ассоциаций). K_D^{Fe} Ол-Эн из ассоциаций I, II, III, как и K_D^{Fe} Ол¹-Эн¹, близок к 1.

Часто в метаморфическом Эн устанавливается тонкопластинчатая структура $\parallel (100)$ и $\parallel (001)$; ширина пластинок в первом случае 0,001 мм, во втором - порядка 0,01-0,02 мм, иногда меньше. Очень низкие содержания Са, обычное присутствие Тр в метаморфических ассоциациях, а также его наличие в одних и тех же образцах зерен, как содержащих указанные пластинки, так и не содержащих, позволяет предполагать, что пластинки образованы клиноэнстатитом, а не кальциевым клинопироксеном. Присутствие клиноэнстатитовых пластинок, параллельных (100) энстатита, хорошо известно /59/, экспериментально получен и Кэн в пластинках $\parallel (001) \perp /108/$.

На дифрактограмме Эн из обр. 174 (табл. 24), содержащего около 10-15% пластинок $\parallel (001)$ и не содержащего Са (см. табл. 23), не установлено характерных рефлексов клиноэнстатита (которые, впрочем, очень близки к соответствующим ортоэнстатитовым /114/; кальциевый Кп при таком содержании должен был проявиться).

Антофиллит образует в породах с ассоциацией IV крупные призмы обычного габитуса. В блоке к северу от Шишхидского массива в некоторых зернах наблюдалась очень тонкопластинчатая структура (табл. 25, обр. 1049) (ориентировка не замерялась). В этом же блоке встречены и обломки жилы поперечно-игольчатого антофиллита; местами жила сложена крупными иглами, а местами включает макроскопически асбестовидные участки. В табл. 24 приведены дифрактограмма антофиллита, а также результаты анализа антофиллита из контактовой ассоциации (Аф+Эн+Т) в маленьком блоке к северу от Билинского блока (обр. 362-1).

Тальк (табл. 26, 27) образует мелкочешуйчатые агрегаты по Эн¹, отдельные мелкие чешуйки и сростки чешуек по А в ассоциации А+Т+М, в интерстициях Ол¹ в ассоциации Ол+Эн+Т+М, Ол+Т+М и др. и крупные чешуи, пластинки, короткие призмы в структурно-равновесных породах (ассоциации У, VII и др.). Распределение Fe - Mg между Т и Ол в шести образцах показано на рис. 25, б.

Антигорит (анализы представлены в табл. 28, 29; дериватограмма из существенно антигоритовых пород, содержащих также небольшие количества Ол+Хл+Мт, - на рис. 24). Низкая железистость характерна для проанализированных образцов из ассоциации с Мт. В безмагнетитовых породах Билинского блока редко наблюдался (обычно в малых количествах) брусковидный, пластинчатый и короткопризматический А с повышенной железистостью.

Г. Кунце /87/ (см. также /72, 116/) показал, что формула антигорита должна иметь вид $Mg_{2,823} Si_2 O_5 (OH)_{3,647}$, или в целочисленных коэффициентах $Mg_{48} Si_{34} O_{85} (OH)_{62}$. Обычно все серпентиниты пересчитываются на формулу $Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_4$. Составы лизардитов и хризотилов в общем ей хорошо соответствуют. Для природных антигоритов многие авторы /45, 93, 53/ указывают пониженное содержание гидроксила, катионов из шестерной координации, и повышенное - кремния по сравнению с лизардитами и хризотилами, что находится в соответствии с формулой Кунце.

При пересчетах на теоретическую формулу обычно получается некоторый избыток катионов из шестерной координации и дефицит - из четверной, по-видимому указывающий на вхождение части железа в виде Fe^{+3} в пос-

Таблица 24

Результаты рентгеноструктурного анализа антофиллита и метаморфического энстатита с тонкопластинчатой структурой

Антофиллит 1049		Энстатит 174			
\mathcal{J}	d_{α}	\mathcal{J}	d_{α}	\mathcal{J}	d_{α}
25	9,00	7	4,43	20	1,738
40	8,30	15	3,32	10	1,706
10	4,65	100	3,18	10	1,599
25	4,52	15	3,13	15	1,593
10	4,13	20	2,95	15	1,530
35	3,56	100	2,88	20	1,523
7	3,35	17	2,84		
37	3,24	15	2,72		
100	3,06	30	2,54		
15	2,75	12	2,51		
7	2,59	22	2,48		
7	2,54	5	2,286		
5	2,44	5	2,255		
5	2,32	17	2,119		
7	2,139	20	2,102		
7	2,031	7	2,065		
18	1,848	10	2,032		
5	1,734	17	1,993		
10	1,619	25	1,962		
15	1,548	5	1,930		
10	1,514	5	1,892		
15	1,505	20	1,790		

Примечание. Анализы выполнены Э.П. Солотчиной (ИГиГ) на дифрактометре УРС-50 ИМ.

Таблица 25

Химические анализы и формульные коэффициенты антофиллитов

Окисел	41-3А	362-1	1049
SiO ₂	59,67	58,29	55,80
TiO ₂	-	0,02	0,11
Al ₂ O ₃	0,06	0,94	2,42
Cr ₂ O ₃	-	0,00	0,10
Fe ₂ O ₃	-	-	He обн.
FeO	4,82	8,97	6,95
MnO	-	0,03	0,15
MgO	31,87	28,79	28,82
CaO	0,01	0,30	0,93
NiO	-	-	-
Na ₂ O	He опр.	0,07	0,04
K ₂ O	"	0,04	0,02
H ₂ O ⁺	"	He опр.	3,22
Σ	96,44	97,45	100,16
Si	8,025	7,926	7,565
Al ^{IV}	-	0,074	0,391
Al ^V	0,010	0,077	-
Ti	-	0,002	0,008
Cr	-	-	0,010
Fe ⁺³	-	-	-
Fe ⁺²	0,542	1,020	0,790
Mn	-	0,004	0,016
Mg	6,391	5,836	5,814
Ca	0,001	0,044	0,130
Ni	-	-	0,016
Na	-	0,017	0,006
K	-	0,008	0,003
OH	-	-	2,916
Σ	14,970	15,008	17,670
f, %	7,8	14,87	11,96

Примечание. 41-3А - ассоциация Аф+Та+М+Ол (Билинский блок); 362-1 - ассоциация Аф+Эн+Та (малое тело к востоку от Билинского блока); 1049 - существенно антофиллитовая порода (Аф+Мт+Та) из тела на правобережье р. Бол. Бильдык (севернее Шишхидского массива). 41-3А, 362-1 - микроанализы, рассчитаны на 23 (O); 1049 - "мокрый" анализ (Г.А. Абакумова, ИГиГ), рассчитан на 24 (O).

Таблица 26

Химические анализы талька, вес. %

Окисел	178-4	632-1	Катион	178-4	632-1
SiO ₂	60,70	61,70	Количество катионов на 24(O,OH)		
TiO ₂	He обн.	He обн.	Si	7,745	7,995
Al ₂ O ₃	0,77	0,30	Al ^{IV}	0,124	0,005
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	Al ^V	-	0,042
Fe ₂ O ₃	"	"	Fe ⁺²	0,147	0,187
FeO	1,36	1,74	Mn	0,001	-
MgO	0,03	He обн.	Mg	5,834	5,939
MnO	30,39	30,75	Ca	0,062	-
CaO	0,46	He обн.	Ni	0,023	0,023
NiO	0,17	0,22	(OH)	4,502	3,644
Na ₂ O	He обн.	He обн.	<hr/>		
K ₂ O	0,02	"	Σ	18,438	17,835
P ₂ O ₅	0,04	"	f	2,46	3,05
H ₂ O ⁺	5,26	4,22	<hr/>		
H ₂ O ⁻	0,10	0,50			
S _{общ}	0,08	0,03			
П.п.п.	5,85	4,29			
Σ	99,89	99,50			

Примечание. 178-4 - ассоциация Т+М+Ол+Мт, Шишхидский массив; 632-1 - ассоциация Т+М+Ол+Ка+Тр, Билинский блок. Аналитик Г.А. Абакумова.

Таблица 27

Частные микроанализы талька, вес. %

Окисел	1	2	3	4
	437	322	39-2	714-A
Al ₂ O ₃	0,12	0,13	0,59	0,28
Cr ₂ O ₃	0,62	0,57	0,52	0,14
FeO*	1,24	1,22	2,70	0,94
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	32,33	31,48	34,44	31,48
NiO	0,04	0,06	0,07	0,08
X _{Fe}	2,08	2,13	4,26	1,63

Примечание. 1,3 - ассоциация Т+М+Ол; 2 - Т+Ол; 4 - Т+Ол+Ка+Дол. 1,2 - Билинский блок; 3 - Шишхидский массив; 4 - Водораздельный блок.

Таблица 28

Микроанализы антигоритов из ассоциации А+Ол+Мт, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	1246	120а	120б	412	580-2	154-1	580-1	1828-2
SiO ₂	42,95	42,15	41,97	43,35	42,43	43,61	41,24	41,83
TiO ₂	0,01	He обн.	He обн.	He обн.	0,02	0,03	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	0,69	0,62	"	0,43	0,56	0,06	1,27	0,63
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,13	0,06	0,02	0,02	0,13	0,26
FeO*	2,25	1,10	1,11	1,81	1,83	1,47	1,21	2,37
MnO	He обн.	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
MgO	40,79	41,22	42,72	41,35	41,18	41,88	41,25	40,46
NiO	0,08	He обн.	He обн.	0,15	0,12	He обн.	0,05	0,14
Σ	86,83	85,16	85,95	87,16	86,05	87,10	85,14	85,75
Количество катионов на 7 (O)								
Si	2,006	1,996	1,976	2,014	1,995	2,021	1,858	1,986
Al ^{IV}	-	0,004	-	-	0,005	-	0,042	0,014
Al ^{VI}	0,038	0,031	-	0,024	0,026	0,003	0,029	0,021
Ti	-	-	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe ⁺³	-	-	0,024	-	-	-	-	-
Cr	0,002	0,002	0,005	0,002	0,001	0,001	0,001	0,010
Fe ⁺²	0,088	0,044	0,020	0,070	0,072	0,057	0,048	0,094
Mn	-	0,001	0,001	-	-	0,001	0,001	0,002
Mg	2,839	2,910	2,996	2,864	2,887	2,893	2,920	2,863
Ni	0,003	-	-	0,006	0,005	-	0,002	0,006
Σ	4,977	5,022	4,979	5,003	4,976	5,005	-	4,997
f	3,00	1,49	0,66	2,38	2,43	1,93	1,62	3,18

Примечание. 4,8 - Билинский блок; остальные - Шишхидский массив.

ледню. В целом же составы проанализированных антигоритов выглядят как бы промежуточными между традиционной "общесерпентиновой" формулой и формулой Кунце. Неполное соответствие последней, в частности, систематический избыток в группе магния, вероятно, результат неточности и недостаточности для данных целей самого метода. Для расчетов формула Кунце предпочтительнее /116/, и ниже мы исходим из нее.

В обр. 120 были проанализированы два зерна антигорита, обнаружившие различие по Al₂O₃ и Cr₂O₃. Судя по резкой разнице содержаний Al и Cr в антигоритах, это достаточно обычное явление.

На рис. 25,а показано распределение Fe-Mg между А и Ол в ассоциации А+Ол+Мт. За исключением обр. 1246 и 120-1 все проанализированные антигориты находились в контакте с Ол+Мт агрегатами, псевдоморфными по апоэнстатитовому тальку.

Формульные коэффициенты антигорита
в пересчете на 116(O)/17 (на 6,8235(O))

Катион	1246	120-1	120-2	412	580-2	154-1	580-1	1828-2
Si	1,953	1,946	1,928	1,961	1,944	1,970	1,908	1,935
Al ^{IV}	0,038	0,033	-	0,023	0,030	0,003	0,071	0,035
Fe ⁺³	0,009	0,021	0,041	0,016	0,026	0,027	0,021	0,030
$\Sigma_{\text{кат}}^{\text{IV}}$	2,000	2,000	1,969	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Cr	0,003	0,003	0,007	0,003	0,001	0,001	0,007	0,011
Fe ⁺²	0,077	0,021	0,000	0,052	0,043	0,027	0,026	0,062
Mg	2,764	2,835	2,920	2,787	2,814	2,820	2,843	2,790
Ni	0,003	-	-	0,005	0,003	0,001	-	0,005
Σ	2,847	2,859	2,927	2,844	2,861	2,849	2,876	2,868
$\Delta(+)$	0,024	0,036	-	0,021	0,038	0,026	0,053	0,045
f	2,71	0,73	0,00	1,83	1,50	0,94	0,90	2,17

Примечание. Fe⁺³ рассчитано как $2 - (\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}})$; $\Delta = \Sigma - 2,823$.

Лизардит. К лизардиту отнесен низкодвупреломляющий (от Ng-Np ~ 0,005 до почти изотропного) серпентин, слагающий существенно и целло серпентинизированные породы зоны 6 Билинского блока и некоторые околодайковые породы Водораздельного блока (дериватограммы его приведены на рис. 24, в,г). Кроме того, в этих породах, а также по трещинкам зерен Ол в породах близ границы зоны 6 с зоной 1 наблюдались нитевидные прожилки однородного, реже волокнистого (псевдоволокнистого?) серпентина с двупреломлением $\approx 0,008 - 0,010$. "Волокна" в жилках имеют удлинение (-). По классификации /35/, этот серпентин должен быть отнесен с "лизардитом 1 генерации", по классификации /53/, - к "α-хризотилу" (пестельчатый серпентин).

Ломкий хризотил-асбест встречается в Билинском массиве в зоне Ол+А+М, в куруме в глыбе антигоритизированных дунитов (Ол+А+М+Мт) в виде жилки мощностью до 1 см (обр. 1831-1). Вмещающая порода сложена крупными зернами Ол¹ со спайностью в двух направлениях и реликтовыми полосами сброса. Антигорит развивается в количестве 4-6% в виде пластинчатых агрегатов и отдельных пластинок, в том числе по трещинам спайности. Оливин содержит до 5% выделений Мт, последний образует прерывистые каймы в зальбандах асбестовой жилки. Магнетит слагает единичные мелкие обособления внутри Ол и среди антигоритовых пластинок.

В жилке наряду с асбестом присутствует Ол², образующий удлиненные параллельные волокнам асбеста зерна "несобственного габитуса", вероятно замещающие асбест (Приложение, фото 26). Анализы минералов жилки и породы приведены в табл. 30. Интересной особенностью асбеста является необычно высокое для него (и для природных серпентинов вообще) содержание глинозема (5,3%). Одиночные жилки ломкого хризотил-асбеста наблюдались также в оливин-антигоритовых породах Шишхидского массива.

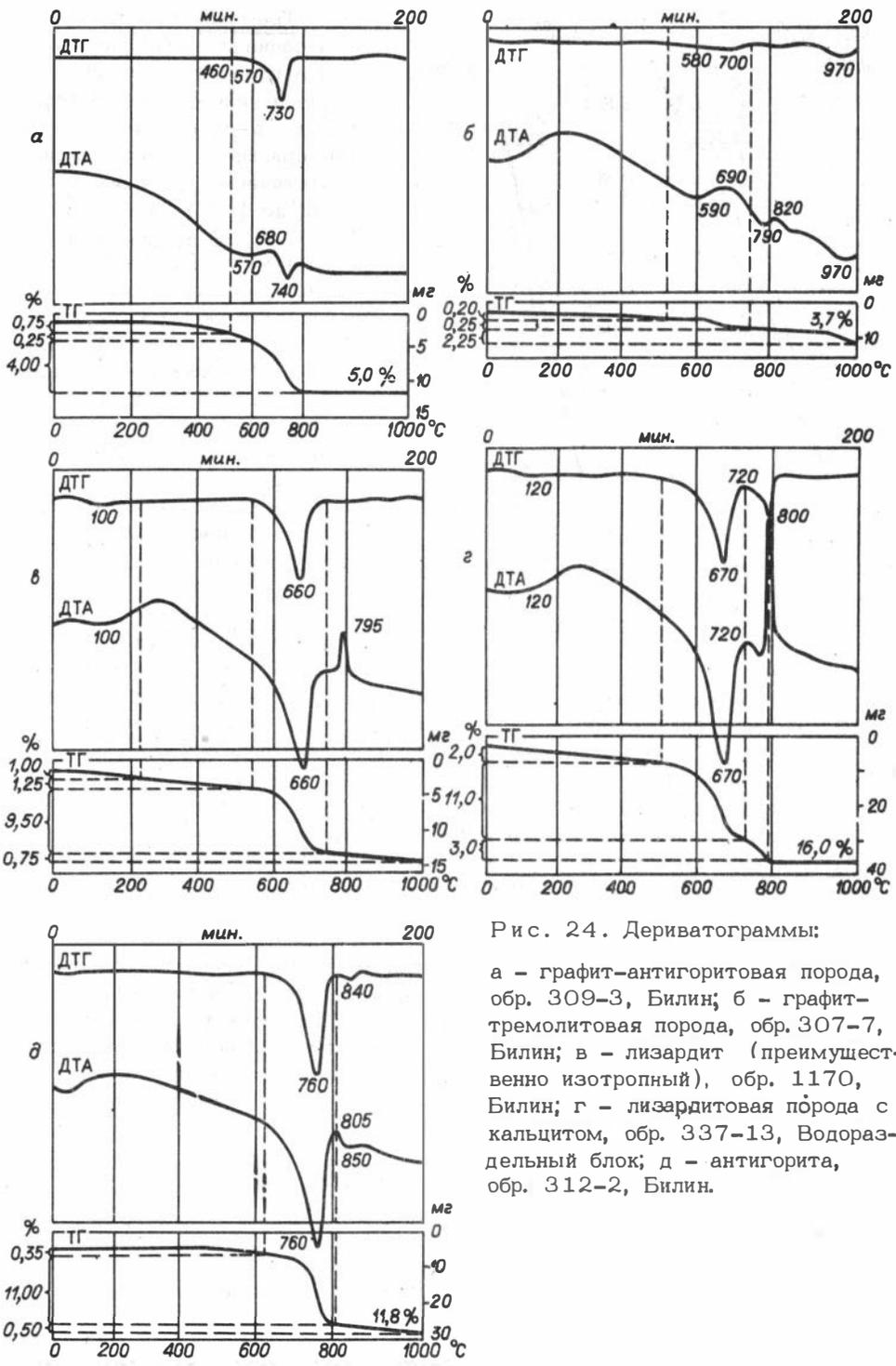


Рис. 24. Дериватограммы:

а - графит-антигоритовая порода, обр. 309-3, Билин; б - графит-тремолитовая порода, обр. 307-7, Билин; в - лизардит (преимущественно изотропный), обр. 1170, Билин; г - лизардитовая порода с кальцитом, обр. 337-13, Водораздельный блок; д - антигорита, обр. 312-2, Билин.

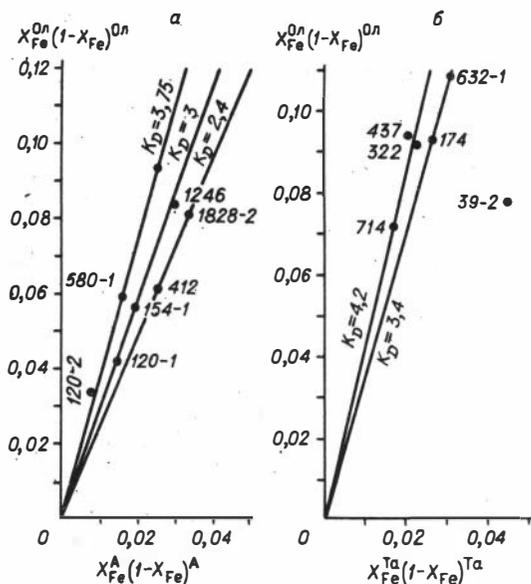


Рис. 25. Распределение Fe и Mg между: а) оливином и антигоритом в ассоциации Ол+А+Мт, б) оливином и тальком.

заметно отличается по габитусу от Кп в близрасположенных свежих верлитах, образуя в первых крупные короткопризматические зерна, часто идиобласты, в отличие от более мелких, ксеноморфных по отношению к Ол¹, неправильных зерен – во вторых. По-видимому, можно говорить о перекристаллизации Кп при метаморфизме, сопровождающейся уменьшением отношения Ca/Ca+Mg и содержаний Al₂O₃ и Cr₂O₃ (см. табл. 13).

"Псевдокуммингтонитовые" агрегаты. В Шишхидском массиве присутствуют бурые псевдохроичные тонковолокнистые агрегаты, псевдоморфные по энстатиту (точнее, по апоэнстатитовому тальку). Подобные агрегаты в ряде работ, посвященных как данному /38/, так и другим массивам различных регионов /41, 54/, описывались как куммингтонитовые на основании оптических определений. Однако, по предварительным данным проведенного нами профилирования на микроскопе подобных агрегатов из Шишхидского и Бурсульского (Западный Саян) массивов, сложены они в основном кальциевыми фазами, прорастающими оливином и антигоритом. В одних случаях – это диопсид, в других – явно тремолит, иногда, вероятно, как в следующем анализе обр. 104-2, – смесь этих двух минералов: SiO₂ – 49,97%; Al₂O₃ – 3,22; FeO* – 1,24; MgO – 22,71; CaO – 16,58; Σ 95,72. Во всяком случае, куммингтонита нигде в изученных образцах не обнаружено. Аналогичные данные были получены Л.В. Агафоновым (устное сообщение).

Хлорит. (табл. 32) присутствует в виде кайм вокруг метаморфизованных зерен хромшпинелида и среди продуктов разложения Эн¹, иногда образуя серпентиноподобные прожилки в трещинах зерен Ол¹, прилегающих к замещаемому тальком зерну энстатита. Реже образует отдельные чешуи в Ол+Та+Карб, Ол+А, Л+Мт+Карб и других породах.

Карбонаты. В массивах наблюдались магнезит, доломит и кальцит (табл. 33) иногда железистость повышена, так что "доломиты" и "магнезиты" в

Тремолит (табл. 31).

В ассоциации ХХШ рассеянный в породах тремолит представлен ярко-зелеными (оттенка Cz–диопсида) короткими призмами, часто полисинтетическими сдвойникованными по {110} (табл. 31, №307-7). В тремолитовых (±Грф) желваках Тр более длиннопризматический, с простыми двойниками (см. табл. 31, обр. 307-9), в ассоциациях ХХ1У–ХХУП – обычного игольчатого облика; в тремолитах, замещающих тальк в залебандах метадиабазовых даек (Водораздельный блок), – очень мелкоигольчатый, местами спутанно-волоконистый, нефритоподобный (табл. 31, № 332-2).

Клинопироксен в клинопироксен–антигоритовых породах Шишхидского массива

Таблица 30

Микроанализы и формульные коэффициенты минералов
оливин-асбестовой жилки и вмещающего аподунита
(Ол+А) (обр. 1831-1), Билинский блок, вес. %

Компонент	Асбест	Антигорит	Оливин жилки	Оливин аподунита
SiO ₂	39,38	43,21	41,16	41,27
TiO ₂	Не обн.	Не опр.	-	-
Al ₂ O ₃	6,13	"	-	-
Cr ₂ O ₃	0,01	"	0,05	0,05
FeO	1,87	2,34	7,19	7,00
MnO	0,03	0,05	0,06	0,08
MgO	37,80	39,11	51,02	50,57
CaO	Не обн.	Не опр.	-	-
NiO	Не опр.	0,10	0,24	0,17
Σ	85,22	84,72	99,72	99,15
Si	1,868	2,061	1,001	1,007
Al ^{IV}	0,132	-	-	-
Al ^{VI}	0,211	-	-	-
Cr	-	-	0,001	0,001
Fe	0,074	0,093	0,146	0,143
Mn	0,001	0,002	0,001	0,002
Mg	2,673	2,781	1,850	1,840
Ni	-	-	0,005	0,003
Σ_{кат}	4,960	4,939	3,004	2,995

Таблица 31

Химические анализы и формульные коэффициенты тремолитов

Окисел	307-9	307-7	307-11	332-2	225-8
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,40	56,50	55,82	54,5	57,59
TiO ₂	0,04	0,02	0,02	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	2,50	2,13	2,78	1,80	0,04
Cr ₂ O ₃	0,44	0,27	0,96	0,25	0,04
Fe ₂ O ₃	Не обн.	-	-	0,30	Не обн.
FeO	2,03	1,34	1,64	3,77	1,07
MnO	0,05	Не обн.	0,04	0,28	-
MgO	24,50	23,11	23,17	23,33	23,45
CaO	11,20	12,78	12,46	11,20	13,28
NiO	0,01	-	-	0,15	Не обн.

1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	0,65	0,10	1,05	0,10	Не обн.
K ₂ O	0,05	0,07	0,09	0,04	"
H ₂ O ⁺	2,81	-	-	2,64	"
Σ	99,81	96,31	98,03	99,79	95,43
Si	7,525	7,804	7,638	7,434	8,012
Al ^{IV}	0,456	0,196	0,362	0,295	-
Al ^{VI}	-	0,151	0,086	-	0,007
Ti	0,004	0,002	0,002	-	-
Cr	0,046	0,029	0,104	0,025	-
Fe ⁺³	-	-	-	0,064	-
Fe ⁺²	0,228	0,154	0,187	0,434	0,124
Mn	0,004	0,000	0,005	0,032	-
Mg	4,963	4,758	4,726	4,746	4,863
Ca	1,639	1,891	1,827	1,639	1,980
Na	0,170	0,026	0,278	0,032	-
K	0,008	0,012	0,016	0,008	-
OH	2,521	-	-	-	-
Σ	17,574	15,025	15,231	17,1871	14,985
f, %	4,39	3,13	3,81	9,05	2,49

Примечание. 307-9 - травяно-зеленый тремолит из антигоритизированного дунита; 307-7 - тремолит из графит-тремолитового желвака; 307-11 - тремолит из травяно-зеленого тремолита; 225-8 - тремолит из апогарцбургита с ассоциацией Тр+Антиг+Та+Ол - П+Мэт+Мт (все - Билинский блок); 332-2 - Тр из нефритоподобного тремолита (Тр+Хл+Мт) (контакт метадиабазов с Та - Ол породой, Водораздельный блок). Анализы 3,4,6 - рентгеноспектральные, рассчитаны на 23 (O); анализы 2 и 5 - "мокрые" (аналитик Г.А. Абакумова, ИГиГ), рассчитаны на 24 (O, OH).

действительности являются скорее анкеритами и брейнеритами. В обр.320-4 с ассоциацией М+А+Грф+Мт+Гм+Т+Хл агрегат мелкозернистого карбоната, покрытого окисными пленками и большей частью разложенного на Гм+Мт, сложен, по термическим данным, почти чистым сидеритом (?). Однако по оптике подобных карбонатов не отмечено. Формы выделений описывались выше. Положение мелких кальцитовых зерен внутри крупных доломитовых в некоторых породах Водораздельного блока позволяет считать кальцит экссолювационным; в ряде случаев имеет место и последовательное выделение разных карбонатов с образованием неравновесных ассоциаций.

Графит. В нескольких образцах определялся термически (см. рис. 24, а,б). Богатые Грф образцы мажутся.

Магнетит. Содержания малых компонентов магнетита, образующего мелкие зерна в магнетит-оливиновых агрегатах, варьируют в довольно широких пределах (табл. 34); уловить какую-то связь с вариациями этих компонен-

Таблица 32

Микроанализы хлоритов из метаморфизованных хромитов (410б, 641-1) и дунитов (410а) Билинского блока, вес. %

Окисел	410 а	410 б	641-1
SiO ₂	31,76	32,96	31,50
Al ₂ O ₃	10,88	10,62	13,76
Cr ₂ O ₃	2,98	3,42	3,26
FeO*	2,16	2,16	1,34
MnO	Не обн.	0,02	Не обн.
MgO	36,59	35,32	35,44
Na ₂ O	0,05	0,03	0,07
Σ	84,42	84,52	85,36
Число катионов на 14 (O)			
Катион			
Si	3,116	3,221	3,037
Al ^{IV}	0,884	0,779	0,963
Al ^V	0,374	0,444	0,600
Cr	0,231	0,264	0,248
Fe	0,177	0,176	0,108
Mn	-	0,002	-
Mg	5,352	5,145	5,094
Na	0,009	0,006	0,013
Σ	10,143	10,038	10,063
f	3,20	3,30	2,07

тов (Al, Cr, Mn, Ni, Ti) в ассоциирующихся антигоритах и оливинах (см. табл. 28, 21) для малых выборок нельзя. Интенсивная собирательная перекристаллизация Ол² и Мт в апоэнстатитовых агрегатах, очищение зерен оливина от рудной пыли, постоянно наблюдаемые в шлифах, позволяли предполагать выравнивание составов и достижение соответствия между составами Ол и Мт.

Непрозрачные каймы на зернах хромшпинелида представлены, судя по имеющимся анализам (табл. 35), шпинелидами, промежуточными между хромитом и магнетитом. Интересно отметить, что наряду с обычными при метаморфизме гипербазитов признаками окисления части Fe⁺² в хромшпинелиде, выражающегося в образовании непрозрачных кайм, наблюдалось (в дунитах зоны 3 Билинского блока) в нескольких случаях заметное изменение окраски свежего хромшпинелида (каймы осветления), которое, возможно, фиксирует, напротив, частичное восстановление Fe⁺³ (в ранее успевших подвергнуться частичному окислению зерна?).

Таблица 33

Микроанализы и формульные коэффициенты
карбонатов Билинского блока

Окисел	Магнезит		Доломит	Магнезит	Кальцит
	320(I)	320(II)	437(I)	437(II)	437(III)
FeO	4,12	5,40	0,92	4,95	0,21
MnO	0,13	0,13	-	-	-
MgO	44,31	42,99	21,85	42,97	1,445
CaO	0,12	0,12	31,34	0,74	53,22
/CO ₂ /	52,00	52,00	46,00	52,00	44,50
Σ	100,68	100,64	100,11	100,66	99,38
Количество катионов на 3(O)					
Fe	0,148	0,197	0,035	0,182	0,008
Mn	0,005	0,005	1,450	-	-
Mg	2,842	2,793	1,505	2,816	0,088
Ca	0,006	0,006	-	0,002	2,905
Σ	3,000	3,001	2,990	3,000	3,001

Примечание. Обр. 320 - ассоциация Ол+А+Т+М; обр. 437 - Ол+Т+Тр+М+До+К.

Таблица 34

Частные микроанализы магнетита из ассоциации Антиг+Ол+Мт, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
	120	412	580-2	154-1	1828	580-1	580-1
SiO ₂	0,39	Не обн.	0,16	0,05	0,02	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	Не обн.	"	Не обн.	0,05	0,07	0,03	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,05	0,01	0,05	0,03	0,04	0,03	"
Cr ₂ O ₃	2,73	3,79	0,88	0,81	13,83	0,75	0,30
MnO	0,25	0,01	0,80	0,11	0,17	0,20	Не опр.
MgO	0,47	0,51	0,26	0,36	0,25	0,67	"
CaO	0,16	0,12	0,14	0,01	0,02	Не обн.	"
NiO	0,54	0,74	0,44	0,86	0,26	0,43	0,44

Примечание. 6,7 - два зерна из одного агрегата; 2,5 - Билинский блок; остальные - Шишидский массив.

Таблица 35

Микроанализы непрозрачных кайм на зернах хромшпинелида (Шишхидский массив)

Оксид	674-1	13-2	648-1
TiO ₂	Не опр.	0,05	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,06	0,13	1,42
Cr ₂ O ₃	2,90	10,46	25,91
FeO*	90,09	80,53	55,41
MnO	0,19	Не опр.	0,71
MgO	2,52	2,87	9,86
NiO	Не опр.	0,62	Не опр.
Σ	95,76	94,66	93,31

Примечание. 1) FeO* = Σ Fe в виде FeO.
 2) Обр. 1,3 – внешние каймы обр. 674, 648 из табл. 14; Обр. 13-2 – полностью замещенное зерно хромшпинелида из хлорит-магнезит-талк-оливиновой породы.

Некоторые особенности структур и модалного состава пород

Реверсионные структуры. Исходными, дометаморфическими, породами во всех случаях являются оливиновые и оливин-энстатитовые, однако среди продуктов метаморфических реакций оливин и энстатит также часто присутствуют. Структуры пород, содержащих Ол² и Эн² (независимо от того, присутствуют ли в них Ол¹ и Эн¹), можно назвать реверсионными. Генезис структуры при ее выделении не учитывается, т.е. безразлично, сформировалась ли она в результате одного непрерывного акта метаморфизма или двух и более, разобренных во времени, важен сам факт реверсии, "обращенности".

Одним из частных случаев реверсионных структур, представляющим, вероятно, первую из указанных возможностей, являются "равновесные структуры", в понимании /113/. В описываемых массивах структурно-равновесные породы развиты очень широко – это Ол+Т+Карб, Ол+А+Т+Карб, Ол+Эн+Т+Карб и подобные породы с идиобластами оливина и энстатита. В других случаях реверсионные структуры представлены прежде всего оливин-антигоритовыми породами с жилками и необластами Ол².

В работах /41,70/ они интерпретируются как результат частичной прогрессивно-метаморфической дегидратации серпентинитов. Аналогичным образом объясняется в /70/ образование форстерит-асбестовых жилков, а в /27/-идиобластических оливин-антигоритовых пород. Ниже показано, что применительно к рассмотренным массивам имеет смысл говорить лишь об одноактном образовании подобных структур. В этом случае реверсионные структуры должны рассматриваться как признак протекания метаморфических реакций вблизи кривой равновесия безводный+гидрат, независимо от того, с чем связаны изменения направления реакций.

Взаимоотношения между породами с разными типами структур. Наряду с реверсионными (и часто даже шире, чем они) в массивах распространены породы с обычными структурами замещения безводных минералов гидратами и карбонатами. Как правило, вторые отличаются от первых меньшей степенью гидратации (карбонатизации) первичных минералов. Возможны три типа пространственных взаимоотношений между ревертированными (содержащими реверсионные структуры) и замещенными породами с одними и теми же ассоциациями: 1) структурные разновидности пород более или менее четко обособлены, и каждая занимает ареал, который в силу постоянной повторяемости в пределах массива представляется закономерным; так обстоит дело с породами зон 1 и 2 Шишидского массива; 2) обе разновидности пород перемежаются в пределах ареала распространения данной ассоциации без видимой закономерности; 3) обе разновидности пород перемежаются в пределах зоны; породы со структурами замещения образуют ореолы вокруг тел пород с реверсионными структурами, при этом отчетливо проявлены переходы от первых ко вторым. Эта ситуация характерна для Ол+Т+Карб пород зоны 2 Билинского блока. Она не исключает и независимого от локальных тел ревертированных пород образования замещенных пород, т.е. возможны комбинации второго и третьего случая, что, по-видимому, имеет место в северной части зоны 2 Билинского блока.

Особенности модалного состава пород. Подчеркнем следующую общую особенность модалного состава подавляющего большинства пород (табл. 36): несоответствие наблюдаемых количественных отношений между минералами стехиометрии вероятных реакций образования ассоциаций. Например, породы с ассоциацией Ол+А+М, для которых весьма вероятно образование А+М в результате реакции $\text{Ол} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{А} + \text{М}$, в случае полного соответствия стехиометрии должны были бы содержать магнезита в 6,4 раза меньше (в об. %), чем антигорита (грамм-формульные веса А и М соответственно 277,13 и 84,32 г/моль, удельные веса – 2,56 и 3,0 г/см³ /109/). Для большинства пород зоны 4 Билинского блока соотношение количеств А и М колеблется в пределах 5:1 – 10:1 (в об.%), причем последнее отношение является наиболее обычным. Иногда оно понижается до 15–20:1, а иногда в ассоциации с А вообще не устанавливается, как уже упоминалось, карбоната. В зоне 5 Билинского массива количество карбоната, напротив, часто превышает ожидаемое из стехиометрии возможных здесь реакций $\text{Ол} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{А} + \text{М}$ и даже $2\text{А} + 3\text{CO}_2 = \text{Т} + 3\text{М} + 3\text{H}_2\text{O}$. Иногда в этой зоне магнезит слагает до 80–90% объема пород с ассоциацией А+М+Т.

Распределение продуктов реакций. В связи с отмеченными особенностями модалного состава пород возникает вопрос о пространственном распределении продуктов реакций. Практически отсутствуют случаи, когда фазы-продукты замещали бы исходную фазу, располагаясь на ее месте (с учетом изменения объема) и находясь в нормальных стехиометрических отношениях между собой.

Антигорит и магнезит, замещающие оливин в дунитах, могут располагаться, например, в следующих позициях: 1) А – внутри зерен, М – в интерстициях; 2) М – внутри зерен, А – с периферии и в интерстициях; 3) А образует агрегаты, среди которых неравномерно распределены выделения М; 4) то же, что и 3, но М частично замещает А; 5) А образует поперечно-игольчатые жилки, по оси которых местами (иногда непрерывно) выделяется М в виде червеобразных продолговатых зерен и т.п.

Заметим, что в связи с указанным обстоятельством говорить об изохимичности или неизохимичности метаморфизма имеет смысл только тогда, ког-

Характеристика модальных составов главных типов пород Билинского блока, об.%

Ассоциация-зона	Ол	Эн	Т	А	М
I-1	$\frac{60-95}{80-85}$	$\frac{3-35}{10-15}$	$\frac{1-20}{5-10}$		$\frac{1-10}{1-3}$
III-1	80-90	$\frac{5-20}{12-15}$	5-10		
V-1,2	98-99		1-2		
V-2	$\frac{60-90}{80-90}$		$\frac{1-30}{5-10}$		$\frac{1-25}{3-8}$
V1-2	80-95		$\frac{5-20}{12-15}$		
VII-1,2*	99-99		1	1	1
VII-3	10-90		5-30	10-60	1-20
XIII-1,2*	99			1	
XIII-4	20-99			80-1	
XV-1,2*	99			1	1
XV-4	$\frac{20-99}{80-85}$			$\frac{80-1}{10-20}$	$\frac{10-1}{1-3}$
XVI-4				$\frac{90-50}{80-90}$	$\frac{5-50}{5-10}$

Примечание. Звездочкой обозначены дуниты зон 1 и 2. В числителе – предельные значения; в знаменателе – наиболее часто встречающиеся. Ол и Эн включают Ол¹ и Эн¹ во всех случаях.

да конкретно указан объем породы, для которого рассматривается данный вопрос. Всегда существует достаточно малый объем породы, в пределах которого метаморфизм оказывается неизохимичным. В Билинском и Шишхидском массивах наблюдаются многочисленные признаки перераспределения компонентов и в пределах значительных объемов. К их числу относятся отмеченные особенности размещения карбонатсодержащих ассоциаций, характер пространственного распределения кальцийсодержащих фаз (тремолитовых тел и ореолов в Билинском блоке, "псевдокуммингтонитовых" агрегатов в Шишхидском массиве) и т.п.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ
О МЕТАМОРФИЗМЕ ГИПЕРБАЗИТОВПоследовательность событий
и отношения между зонами

Билинский блок. Самое раннее метаморфическое событие здесь – замещение талька энстатитом; ему подвергаются, по-видимому, совершенно сухие породы. Апоэнстатитовый тальк замешается в зоне 4 и частично в зоне 3 агрегатами $Ол^2$ и $Ол^2+Мт$, присутствующими на всей площади зоны 4, начиная с контакта массива с породами рамы на востоке. Ассоциации зоны 4, таким образом, вполне отчетливо замешают породы с $Ол+Т$; то же относится и к ассоциациям зоны 3, однако здесь появлению типоморфной ассоциации $Ол+A+T+M$ часто предшествует развитие $A+M+Ол$, т.е. зона 3 развивается не только по реликтовой зоне $Ол+Т$, но и по зоне 4. Ассоциации зоны 2 явно накладываются на $Ол+Т$; зоны 1 – на $Ол+Т$ и на свежие (?) породы. Безоливиновые ассоциации зоны 5 накладываются на породы зоны 4, а в одном случае – во внутренней части Правобережного блока – и зоны 3. Границы всех перечисленных зон, несмотря на некоторую расплывчатость, можно считать конформными, во всяком случае, взаимоотношений, которые можно было бы интерпретировать как пересечение изоград, не наблюдалось. Напротив, граница зоны 6 занимает секущее положение по отношению к границе между зонами 1 и 2. Это заставляет связывать образование зоны 6 с причиной, отличной от той, которая обусловила возникновение всей остальной зональности. Лизардитовые породы зоны 6, несомненно, являются более поздними, чем породы зон 1 и 2, однако не ясно, отвечает ли их образование отдельному акту гидратации или происходит в ходе того же акта, с которым связано образование остальных зон (на регрессивном этапе (?)).

Неясным остается также отношение времени образования жильных кварц-карбонатных пород в зонах 2 и 3, а также малых количеств антигорита ($+T+M$), отмечавшихся в дунитах зоны 1 и 2, к основному акту метаморфизма.

Из описания зональности видно, что различия между зонами не исчерпываются разницей между ассоциациями системы $Mg\ O - Si\ O_2 - H_2O - CO_2$. Распределение ассоциаций с кальцийсодержащими фазами по зонам показано в табл. 19 и на рис. 19; ареал распространения $Ол+A+T+Tr+До$ совпадает с ареалом $Ол+A+T+M$; $Ол+T+До+Tr$ с $Ол+T+M$ и т.д. Такое совпадение представляется закономерным (рис. 28).

Графит впервые появляется в зоне 4 вблизи границы с зоной 3. Здесь он встречается редко, образует обычно жилки с поперечно-игольчатой антигоритовой оторочкой в слабо антигоритизированных дунитах. Наиболее широко он распространен в зоне 3, формы его выделения здесь очень разнообразны и размах графитизации значителен. Исчезает графит в зоне 2, на небольшом расстоянии от зоны 3, здесь он снова встречается лишь в виде редких прожилков и полос рассеянной графитизации дунитов. В целом можно утверждать, что типоморфные ассоциации зон 5, 4, 3, 2, 1 закономерно сменяют друг друга на площади Билинского блока и смена их происходит в течение одного метаморфического акта.

Водораздельный блок. Ассоциации околодайковых метасоматитов, содержащие кальциевые минералы, здесь, как и в Билинском блоке, ТХ-изофациальны с бескальциевыми ассоциациями. Связанный с метабазитовыми дайками метасоматоз всюду, где это можно наблюдать, накладывается на сухие свежие дуниты и апогарцбургиты с Т по Эн. Оталькование энстатита гарцбургитов и здесь является самым ранним событием, за которым следует образование пород, аналогичных породам зон 2 и 3 и в некоторых случаях зоны 4 Билинского блока. Иногда антигорит, как правило, без карбоната, замещает Ол+Т+К породы, не образуя по структурным признакам равновесных ассоциаций с этими минералами. Возможно, он представляет здесь более позднюю гидратацию, как и лизардит, замещающий оливин в околодайковых идиобластических Ол+Т+К породах (регрессивный этап?). Признаков же полиметаморфического образования основной зональности в этом блоке не обнаружено, околодайковые метасоматиты здесь явно синхронны с остальными метаморфическими породами.

Шишхидский массив. Как и в предыдущих двух массивах, первым метаморфическим событием здесь оказывается оталькование энстатита. Затем на породы с Та+Ол накладывается антигоритизация, которая сопровождается замещением апоэнстатитового талька бурими агрегатами (Кп?, Тр?, Кп+Тр?), замещающимися, в свою очередь, Ол²+Мт. Ареалы оталькования энстатита и антигоритизации здесь почти совпадают; отсутствуют признаки развития антигорита в гарцбургитах, не подвергшихся до этого оталькованию. Это может служить указанием на сопряженность обоих процессов.

Как и в Билинском блоке, здесь наблюдается сопряженная смена ассоциаций с кальцийсодержащими минералами и бескальциевых; с безоливиновыми и бескарбонатными антигоритовыми серпентинитами в экзоконтакте габброидов пространственно ассоциируется А+Ди, с антигорит-оливиновыми, бескарбонатными или бедными карбонатом – в северной части массива обычно Ди, но иногда появляется и Тр, с Ол+А+К породами в южной части массива всегда – тремолит. Эта смена отчасти связана с повышением X_{CO_2} , отчасти – с повышением температуры метаморфизма в южной части массива.

Важно отметить, что относительно высокотемпературные ассоциации зон 5 и 6 накладываются на свежие сухие дуниты и гарцбургиты. Антигоритизация (\pm Ол²), представляющая основной акт метаморфизма массива, накладывается, как отмечалось, на породы этих зон, в основном – вблизи их контакта с зонами 1 и 2, и быстро убывает на удалении от него. Энстатит гарцбургитов, образующих участки среди пород зон 5 и 6, практически не захвачен оталькованием, антигорит по оливину в них также отсутствует.

Возможно, образование высокотемпературных ассоциаций зон 5 и 6 происходило одновременно с образованием зон 1-3, но закончилось несколько раньше.

Типы зональности. В массивах выделяются два основных типа зональности: первый, "шишхидский", выражен в смене антигоритовых (\pm Ол, \pm М) пород безантигоритовыми с Та по Эн¹ в направлении от контактов в глубь массива; второй, "билинский", – полизональный тип, выражен в смене в этом же направлении ряда зон от А+М до Ол+Эн+Т+М. В Билинском блоке можно предполагать совмещение этих двух типов зональности, в Водораздельном – осложнение второго локальными факторами. Возможно, зоны 5 и 6 Шишхидского массива также представляют билинский тип.

Можно думать, что зональность Билинского блока является результатом одного непрерывного метаморфического акта. В принципе это можно предпо-

лагать и для зональности шишхидского типа в Шишхидском массиве, поскольку прямых признаков полиметаморфизма здесь не обнаружено. Необходимо выяснить, являются ли типичные ассоциации зон равновесными (вообще синхронными), особенно это важно для Билинского блока. Только на этой основе возможна интерпретация зональности и метаморфизма массивов в целом.

Пока заметим, что зональность "шишхидского" типа представляет собой в принципе сравнительно распространенное явление. Совершенно аналогичная зональность была откартирована нами в Бурасском массиве в Западном Саяне. Кроме того, для ряда крупных массивов лизардитизированных гипербазитов, например, для Иджимского (Западный Саян), имеются данные о наличии в их внутренних частях не затронутых или слабо затронутых пельчатой серпентинизацией гарцбургитов с Та по Эн /47/ и др.

Прямых аналогий зональности билинского типа нам не известно. Сходный до некоторой степени набор пород отмечен в Рай-Изском массиве на Полярном Урале /41/, однако пространственное распределение их в этом случае иное, а степень изученности метаморфизма массива недостаточна для отыскания аналогий в других аспектах. Эванс и Троммсдорф /71/ описали в метаперидотитах Валь д'Эффра (Лепонтинские Альпы) развитие магнетит-энстатит-форстерит-тальковых пород (а также антофиллитовых жил) среди тальк-форстеритовых сланцев, однако здесь аналогия ограничивается наличием в обоих случаях пород с ТХ-новариантной ассоциацией.

Равновесность ассоциаций

Необходимо выяснить, являются ли первичные оливин и энстатит, пространственно ассоциирующиеся с гидратами и карбонатами, равновесными с ними или представляют собой метастабильные реликты, по какой-то причине уцелевшие от разложения? Необходимо установить также, являются ли парагенетичными с гидратами и карбонатами метаморфические оливин и энстатит, или это продукты наложенного на гидратированные породы прогрессивного метаморфизма?

Данные о составах минералов, которые можно использовать для указанных целей, очень ограничены. При условии равенства T , f_{O_2} (в меньшей степени P) постоянство величин коэффициентов распределения K_D^{Fe+Mg} между оливином и гидратами могло бы свидетельствовать о равновесности ассоциации Ол+А и др.; к сожалению, в нашем случае значительные колебания K_D^{Fe-Mg} Ол-А зависят от очень малых изменений железистости А.

Об устойчивости Эн и Ол в ассоциации с гидратами и карбонатами свидетельствуют признаки реэквилибрации Эн¹ и Ол¹ (выделение Са из Эн¹ в зоне 1, выделение Fe⁺² (в Мт) из Ол¹). Малые содержания Al, Cr в реэквилиброванных энстатитах по сравнению с первичными и сходство их составов с составами Эн² в целом также говорят против предположения о метастабильной природе энстатита в зоне 1 Билинского блока. Аналогичное заключение возможно и в отношении оливина в тех случаях, когда устанавливается близость составов достоверно метаморфогенного по онтогенетическим признакам Ол² и Ол¹ (также с достаточно явными онтогенетическими признаками), совмещенных в одном образце (см. табл. 30).

В основном ответ на указанные выше вопросы приходится получать из рассмотрения данных о взаимоотношениях минералов непосредственно и из основанных на них данных об ареалах метаморфических реакций.

Реакции в Билинском блоке. Выделенные здесь парагенезисы (если они в действительности являются таковыми) в совокупности фиксируют изменение состава бинарного (H_2O+CO_2) флюида в очень широком диапазоне. Таким образом, одной из координат пространства, в котором может быть описан метаморфизм, должна быть X_{CO_2} (или μ_{CO_2} , f_{CO_2}). На диаграммах, включающих эту координату, последовательность зон от 5 до 1 представляет собой непрерывный, не имеющий самопересечений, "путь метаморфизма" (практическое отсутствие антофиллитсодержащих ассоциаций этому не противоречит – см. ниже).

Метагипербазиты вообще, а восточнотувинских массивов в особенности благодаря простоте и постоянству составов исходных пород и неполноте замещений позволяют сделать некоторые заключения не только о возможных, но и о действительных реакционных взаимоотношениях между твердыми фазами и о направлении реакций. Эти данные для главных реакций, протекавших в породах блока, приведены в табл. 37. Полные уравнения большинства интересующих нас реакций, возможных в породах блока, а также других, описанных выше массивов, даны в табл. 38.

Таблица 37

Основные реакции, устанавливаемые по структурным признакам в Билинском блоке, их распределение по зонам (1–5) и направлениям

Номер п/п	Реакция	1			2			3			4			5			
		→	←	↔	→	←	↔	→	←	↔	→	←	↔	→	←	↔	
1	$\Phi \rightleftharpoons A+M$	+			+			+	+	+	-	+	+			x	
2	$A \rightleftharpoons \Phi+T$							+	+	+		+					
3	$A \rightleftharpoons T+M$							-	+	+					-	+	+
4	$\Phi \rightleftharpoons T+M$	+	+	+		+	+	+	+	+							
5	$Эн \rightleftharpoons \Phi+T$	+	+	+	x			x				x				x	
6	$\Phi \rightleftharpoons Эн+M$	+	+	+													
7	$Эн \rightleftharpoons M+T$	+	+														

Примечание. → – реакция идет слева направо; ← – реакция идет справа налево; ↔ – структурно-равновесные отношения минералов; x – реакция, как правило, проходит до конца; – иногда проходит до конца; + никогда не проходит до конца.

Последовательность минералообразования во времени по зонам рассмотрена выше. Анализы и зональности, и реакционных взаимоотношений подтверждают предположение о непрерывности "пути метаморфизма" от зоны 5 к зоне 1. Поскольку случайное совпадение результатов двух или более метаморфических актов в этом случае маловероятно, можно утверждать, что и во времени процесс был непрерывным. В этом случае реверсионные структуры оказываются критерием равновесности. Другим таким критерием, по сути статистическим, является совмещение ареалов реакций 1–4 (см. табл.37)

в зоне Ол+А+Т+М и реакций 4-7 в зоне Ол+Эн+Т+М. Во многих шлифах из этих зон устанавливаются прямые признаки пространственного совмещения реакций, сопряженных в соответствующих ТХ-нонвариантных точках. Отметим также постоянно наблюдающееся совмещение ареалов прямых, представленных структурами замещения, и обратных, представленных реверсионными структурами, реакций.

В любых двумерных (например, ТХ) координатах для используемой четырехкомпонентной системы четырехфазные ассоциации должны отвечать нонвариантным точкам, трехфазные – моновариантным линиям (заметим, что само по себе присутствие подобных ассоциаций уже представляет большой интерес; возможно, однако, что в метагипербазитовых массивах они распространены шире, чем это принято считать).

Таким образом, можно заключить, что типоморфные ассоциации зон 1-5 Билинского блока равновесны (неясность сохраняется в отношении ассоциаций с энстатитом в южной части зоны 1 (ОлЭТМ^а), однако это не влияет на основной вывод), т.е. метаморфизм здесь протекал в условиях равновесия безводных минералов с гидратами и карбонатами "на" моновариантных кривых и "в" нонвариантных точках.

Шишхидский массив. Для массива характерно широкое развитие ревертированных оливин-антигоритовых пород, ареал которых совмещается, как отмечалось, с ареалом структур замещения, поэтому заключение о равновесности ассоциаций зон 1, 2 и 3 Шишхидского массива также является оправданным.

Из описания зональности можно заключить, что и для зон 5 и 6 Шишхидского массива, как и для большинства пород Водораздельного блока, можно допустить широкое распространение равновесных ассоциаций.

Оснований предполагать равновесность энстатита с замещающим его тальком и оливином в общем случае нет.

Отношение метаморфизма гипербазитов к метаморфизму рамы и связь с гранитоидами

Породы даек, прорывающих гипербазиты Билинского и Водораздельного блоков, метаморфизованы РТ-изофациально с метабазами рамы и одновременно с ними. Как отмечалось выше, наблюдается даже непосредственное сочленение даек с экзоконтактовыми субвулканитами. Метабазиты даек не несут признаков диафтореза в связи с метаморфизмом вмещающих гипербазитов и не метаморфизуют их сами: напротив, метасоматиты, образующиеся на контактах даек с гипербазитами, всегда ТХ-изофациальны с метагипербазитами удаленных от даек участков, связаны с ними постепенными переходами и не обнаруживают никаких признаков асинхронности.

Таким образом, можно считать гипербазиты Билинского массива метаморфизованными совместно с породами рамы при региональном метаморфизме.

Билинский и Водораздельный блоки являются, как отмечалось, фрагментами одной пластины. Для понимания зональности в Билинском блоке важно иметь в виду, что фрагментирование этой пластины было постметаморфическим и, возможно, как и деформация Шишхидской пластины, соскладчатым.

Для Шишхидского массива устанавливается (за исключением зон 5 и 6) хорошее соответствие между РТХ условиями метаморфизма рамы и гипербазитов. Различие между северной частью массива, расположенной в мусковит-

хлоритовой зоне, и южной, расположенной в биотит-гранатовой, выражающееся, в частности, в расширении зоны 4, в смене клинопироксена тремолитом и т.п., лишней раз подтверждает это соответствие. Немногочисленные встреченные здесь дайки метабазитов вполне изофациальны метабазитам рамы, с одной стороны, и вмещающим метагипербазитам — с другой.

Необходимо отметить, что, несмотря на широкое развитие в раме массивов гранитоидов, в том числе в непосредственном контакте с гипербазиитами, прямые признаки их термального воздействия устанавливаются редко и масштаб его незначителен. Предполагать такое воздействие оказывается возможным лишь в немногих случаях (зоны 5 и 6 Шишхидского массива —?), поскольку здесь должен был быть локальный источник тепла. Породы зон 5 и 6 Шишхидского массива не подвергались антигоритизации до образования высокотемпературных ассоциаций. Напротив, они частично замещаются антигоритом.

Гранитоиды плутона, расположенного к западу от зон 5 и 6, метаморфизируют породы окинской свиты (ранее метаморфизованные в мусковит-хлоритовой субфации) с образованием роговиков (Ро+Пл; Ди+Пл+Ро; и др.).

Заметим, что сходные отношения гранитоидов с метаморфитами описаны в расположенных в 100–150 км к западу от описанного района бассейнах рек Харал, О-Хем и Баш-Хем /20/. Гранитоиды таннуольского комплекса (к которому относят и гранитоиды натрового ряда в бассейне р. Билин) здесь явно метаморфизируют (с образованием роговиков, скарноидов, контактовых ореолов мигматизации) ранее подвергшиеся региональному метаморфизму породы харальской и охемской свит, по-видимому одновозрастных с окинской свитой, развитой в раме гипербазитовых массивов. В то же время регионально-метаморфическая зональность здесь конформна по отношению к контактам Бийхемского плутона гранитоидов /42/, а весь комплекс может рассматриваться как крыло термальной антиклинали, в "ядре", прорванной этим плутоном. Зональность здесь местами осложнена малыми термальными аномалиями ("купол" в среднем течении р. Демиржи и др.), сравнимыми по размерам с участками повышенных температур в гипербазитовых массивах (зоны 5 и 6 Шишхидского массива, северная часть Билинского блока). Как в Харальском районе, так и в Билинском можно констатировать кажущуюся противоречивой ситуацию: гранитоиды прорывают регионально-метаморфизованные породы, в которых устанавливаются признаки возмущения теплового поля, пространственно связанного с этими же гранитоидами. Возможно, эти возмущения обусловлены тепловыми полями, поднимающихся масс син-метаморфических гранитов, а признаки непосредственного воздействия отвечают уже моменту их окончательного становления (?).

РТХ — условия метаморфизма

Диапазон возможных при метаморфизме Билинского блока РТХСО₂ условий весьма широк (рис. 26, 27). Из рис. 26 видно, что разница между равновесными температурами метаморфизма для зон 1 и 4 при низких-умеренных давлениях составляет не более 120–150°. Породы рамы массива на левобережье р. Билин метаморфизованы в верхах зеленсланцевой фации; судя по ассоциации сравнительно богатого Мп граната и хлорита в метапелитах и переходу от Акт+Аб к Ро+Аб в метабазитах, температура метаморфизма этих пород и контактирующих с ними частей Билинского блока около 450–500°C. Породы рамы к северу от блока представляют уже эпидот-ам-

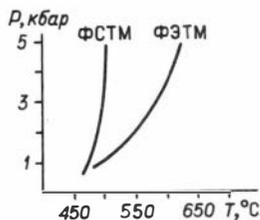
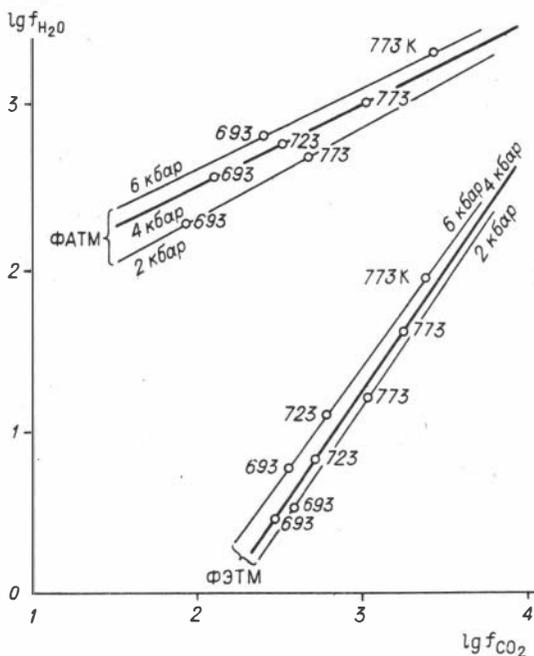


Рис. 26. РТ-кривые, соответствующие ТХ-нонвариантным точкам ФСТМ и ФЭТМ (по /80/, с изменениями).

Рис. 27. Положение точек ФАТМ и ФЭТМ на диаграмме $\lg f_{H_2O} - \lg f_{CO_2}$ при разных Т, К и Р, кбар.



фиболитовую фацию (Ро+Пл₂₀₋₂₅ и т.п.). Оценочная величина температуры 500–550°C здесь, по-видимому, не будет завышенной.

X_{CO_2} флюиде, равновесном с ассоциацией А+М+Ол, развитой вблизи контактов массива с породами окинской свиты, при любых РТ условиях находится между $\sim 0,5$ и $\sim 20-25$ мол.%, что укладывается в интервал колебаний X_{CO_2} в породах рамы. По геологическим данным, гипербазиты метаморфизованы совместно с породами рамы. В качестве нижнего температурного предела для ассоциации зон 4 можно принять $T=450^\circ C$.

Диаграмма на рис. 28 рассчитана для $T=450^\circ C$, $P_{фл}=4$ кбар. Положение нонвариантных точек этой диаграммы ФАТМ и ФЭТМ при других возможных РТ условиях дано на рис. 27. При указанной температуре ассоциации зон 4 и 5 равновесны с водно-углекислотным флюидом, а ассоциации зоны 2 и особенно зоны 1 с флюидом, состоящим в основном из балластных компонентов, в котором парциальные давления CO_2 и H_2O в сумме составляют лишь десятки – первые сотни бар (при $P_{фл}=4$ кбар).

Расчетная формула имеет вид

$$\lg (f_{CO_2})^m (f_{H_2O})^n = \lg K = \frac{A}{T} + B + \frac{C(P - P_0)}{T},$$

где m и n – стехиометрические коэффициенты; K – константы равновесия; T – температура, °C; P – давление, бар. Коэффициенты А, В, и С взяты из работ, указанных в табл. 38. Для реакций, коэффициенты А, В, С которых взяты из /116/ $P_0=1$ бар; для остальных – $P_0=2000$ бар. Реакции, принадлежащие пучкам У и У₁, не рассчитывались, положение точек У и У₁ определено по аналогии с положением соответствующих точек на диаграммах в работе Троммсдорфа и Эванса /116/.

Аналогичные диаграммы для систем $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ и $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ рассчитывались также Ю.П. Мельником с соавторами /33/. Диаграмма на рис. 28 отличается от диаграмм в

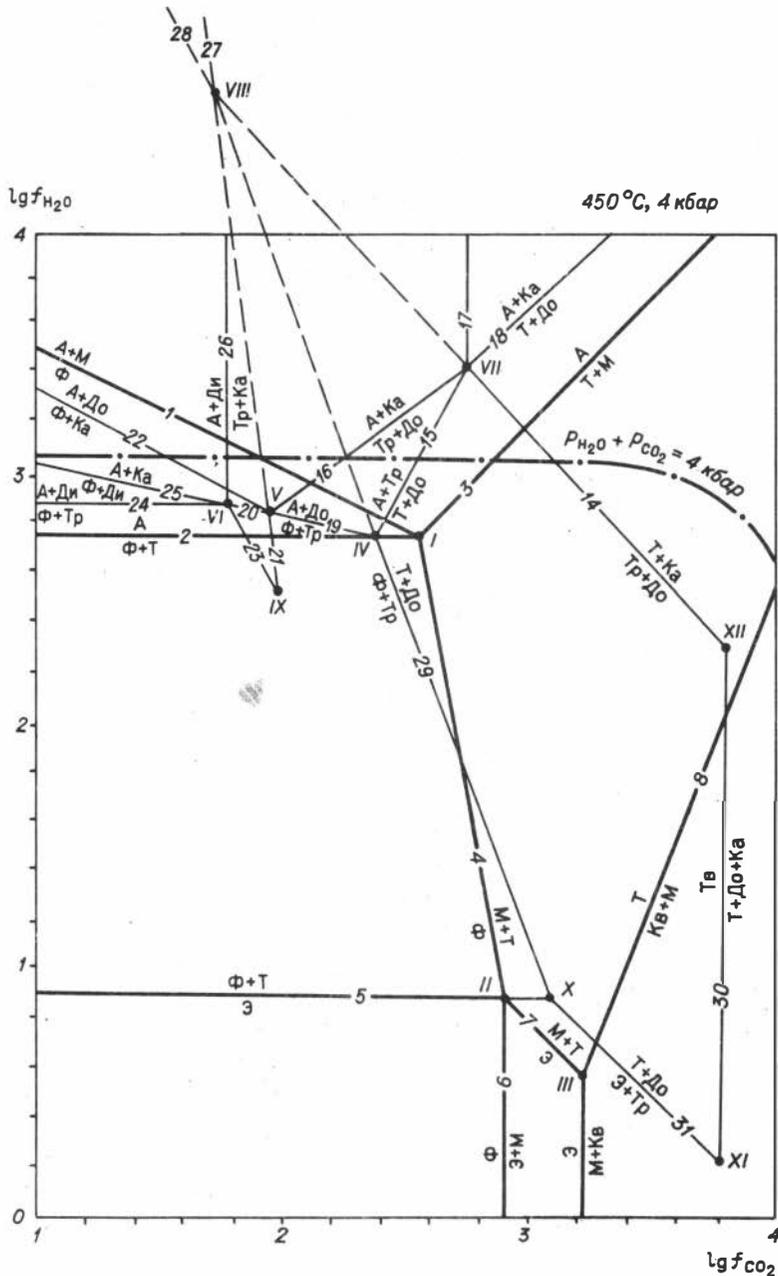


Рис. 28. Диаграмма $lg f_{H_2O} - lg f_{CO_2}$ при $T=450^{\circ}C$, $P=4$ кбар. Номера реакций соответствуют номерам в табл. 38.

указанных работах наличием ряда реакций и РТ условиями. На диаграмме отсутствуют равновесия с антофиллитом. Вопрос об устойчивости Аф обсуждался, как известно, в течение почти 30 лет. Устойчивость Аф относитель-

Уравнение реакций и коэффициенты для расчета диаграммы $CaF_2CO_2 - CaF_2H_2O$

Номер реак- ции	Реакция	Коэффициенты			Источник
		A	B	C	
1	$34\phi + 31H_2O + 20CO_2 = A + 20M$	-255713	466,664	4,2863	/71/
2	$18\phi + 4T + 27H_2O = A$	-91345	188,44	2,1723	Там же
3	$17T + 45M + 45H_2O = 2A + 45CO_2$	-187138	249,124	0,4119	"
4	$4\phi + 5CO_2 + H_2O = T + 5M$	-41092	69,556	0,5285	"
5	$\phi + T = 2,5Эн + H_2O$	-7376	10,75	0,121	"
6	$2M + Эн = 2\phi + 2CO_2$	-4447	8,82	0,081	"
7	$M + T = Эн + H_2O + CO_2$	-11823	19,57	0,202	"
8	$3M + 4Кв + H_2O = T + 3CO_2$	-11532	24,634	0,2014	"
9	$Эн + 2CO_2 = 2Кв + 3M$				
10	$4\phi + 9T = 5Аф + 4H_2O$	-32100	46,1	0,413	"
11	$\phi + Аф = 9Эн + H_2O$	-6857	10,13	0,135	"
12	$M + 2T = Аф + H_2O + CO_2$	-12342	20,19	0,188	"
13	$M + Аф = 8Эн + H_2O + CO_2$	-11304	18,95	0,216	"
14 _{мс}	$2T + 3Ка = Тр + До + CO_2 + H_2O$	-4289	12,09	0,245	"
15	$47T + 30До + 30H_2O = 15Тр + 2A + 60CO_2$	-272578	435,724	3,9714	/116/
16	$107До + 17Тр + 107H_2O = 68Ка + 4A + 73CO_2$				
17	$107T + 90Ка = 45Тр + 2A + 90CO_2$				
18	$17T + 45До + 45H_2O = 2A + 45Ка + 45CO_2$				
19	$40До + 13A = 20Тр + 282\phi + 383H_2O + 80CO_2$	-1794509	3523,192	39,3279	/110/
20	$40Ка + 11A = 20Тр + 214\phi + 321H_2O + 40CO_2$				
21	$Тр + 11До = 8\phi + 13Ка + 9CO_2 + H_2O$	-83431	129,9	0,785	Там же
21 _{мс}	Метастабильная часть луча 21				
22	$20До + A = 34\phi + 20Ка + 31H_2O + 20CO_2$				
23	$3Тр + 5Ка = Ди + 2\phi + 5CO_2 + 3H_2O$				
24	$A + 8Ди = 4Тр + 18\phi + 27H_2O$				
25	$3A + 20Ка = 62\phi + 20Ди + 93H_2O + 20CO_2$				
26	$31Тр + 45Ка = 107Ди + A + 30CO_2$				
27	$T + 5До = 4\phi + 5Ка + 5CO_2 + H_2O$	-43860	71,0	0,515	/110/
28	$11T + 10Ка = 5Тр + 4\phi + 10CO_2 + 6H_2O$	-65305	131,4	1,741	Там же
29	$6,5T + 5До = 2,5Тр + 6\phi + 10CO_2 + H_2O$	76,513	136,7	1,385	"
30	$5T + 2До = Тр + 12Эн + 4CO_2 + H_2O$	-48,307	79,93	0,849	"
31	$T + 2До + 4Кв = Тр + 4CO_2$	-18,619	37,77	0,435	"
32	$9M + Аф = 8\phi + H_2O + 9CO_2$	-46878	89,53	0,868	"

Примечание. $A = Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62}$; мс - метастабильные части лучей.

но Т+Эн зависит от Т и Р /71/. При постоянных Т и Р поле Аф сокращается с понижением железистости /95/, и в ассоциации с форстеритом в отличие от Т+Эн чистый антофиллит, вероятно, неустойчив. Повышение железистости Аф до наблюдаемой делает, насколько можно судить, устойчивой ассоциацию Аф+Ол /28, 79/. Возможно, в этом случае будет иметь место выклинивание ассоциаций с Аф при повышении давления балластных газов /28/. Таким образом, в нашем случае мы можем ставить появление и исчезновение антофиллита в зависимости от $P_{фл}$ от распределения Mg и Fe между Ол, Аф, М и Т и от состава флюида. Конструкция диаграммы, не включающая равновесия с Аф, не является некорректной.

Из диаграммы видно, что ассоциации с кальцийсодержащими минералами, пространственно совмещенные с ассоциациями бескальциевых, занимают очень близкое положение к последним и в координатах $lg fCO_2 - lg fH_2O$. На диаграмме показан также ряд равновесий с диопсидом, тремолитом, доломитом и кальцитом, важных для понимания зональности в Шишхидском и Водораздельном массивах.

Можно предполагать, что различие в температурах метаморфизма между северной и южной частями Билинского блока достаточное, чтобы обусловить наблюдаемую смену ассоциаций. Однако надо иметь в виду, что такое различие надежно не установлено. Формально образование зональности можно связывать с градиентом давления флюида (или парциальных давлений воды и углекислоты во флюиде), с градиентом Т и с градиентом $P_{фл}$. Ниже показано, что есть основания предполагать градиент $P_{фл}$ при метаморфизме Билинского блока.

Температуры метаморфизма рамы Шишхидского массива ниже, чем Билинского (см. рис. 4, табл. 3). Данные по метаморфизму гипербазитов не противоречат утверждению о более низких температурах метаморфизма первого массива по сравнению со вторым.

Если образование зон 5 и 6 Шишхидского массива синхронно с метаморфизмом всего массива, то можно предполагать наличие градиента температуры повышение Т в направлении этих зон. Несомненно также, что температура должна была меняться, хотя, возможно, в пределах лишь первых десятков градусов от западного контакта массива к восточному. Однако позиция зоны 4 по отношению к зонам 1 и 2 не позволяет относить смену ассоциации Ол+Т ассоциацией Ол+А+М за счет возможного изменения температуры. Очевидно, что "региональное" (не связанное с образованием зон 5 и 6) изменение температуры целиком происходило в поле устойчивости ассоциации Ол+А+М.

Судя по отсутствию биотита в метапелитах в западном экзоконтакте северной части массива, присутствию здесь ассоциации До+Кв, широкому развитию Ди + А в метагипербазитах, температуры здесь не превосходили, по-видимому, 400-500°C. В породах рамы на юге массива и восточном экзоконтакте в северной его части (за исключением крайней северной) развита уже гранатовая (рогообманковая в метабазитах) зона, для которой можно предполагать уже ~ 450-500°C /50/. Давление оценивается в /39/ величиной $\leq 4-5$ кбар.

Оценка диапазона возможных РТХ условий для каждой отдельной зоны (ассоциации) (приближенная, какая дана здесь, или более точная) не вызывает принципиальных затруднений. Труднее понять, во-первых, каким образом при метаморфизме всех описанных массивов неизменно достигалось равновесие между оливином и образованными за его счет гидратами и карбонатами и, во-вторых, что представляет собой механизм образования зональности, отвечающий этому условию.

Буферирование давления флюида и образование зональности

Признаки буферного режима флюида. Обычное в описанных массивах развитие ассоциаций оливина с образованными за счет его гидратами и карбонатами означает, что состав флюида каким-то образом фиксировался на соответствующих равновесных фазовых элементах (ТХ-кривых, РТХ-поверхностях и т.п.). Режим флюида, при котором такая фиксация состава имеет место, может быть назван буферным в широком смысле.

На рис. 29 представлена диаграмма для системы $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$ (по /84/, с изменениями); по оси ординат отложены температура и в противоположном направлении давление флюида. Путь метаморфизма показан стрелками. Его проекция на ось X — это путь изменения состава флюида, который необходим, если зональность в Билинском блоке образовалась в течение одного непрерывного акта метаморфизма. Не обязательно, чтобы флюид, реагировавший с породами в зоне 1, попадал туда непрерывно через зоны 2–4 из рамы массива, двигаясь в том направлении, в котором наблюдается смена зон в сохранившемся фрагменте массива, но, поскольку смежным на диаграмме полям должны соответствовать топографически смежные зоны, а наблюдаемая зональность отвечает этому условию, то она пригодна для рассмотрения эволюции состава флюида.

Изменение состава флюида от зоны к зоне (как и развитие трех- и четырехминеральных ассоциаций) является признаком инертного, по Д.С. Коржинскому /26/, поведения компонентов флюида. В некоторых случаях наблюдается явная зависимость смены ассоциаций от стехиометрии реакций. Примером может служить смена карбонатсодержащих ассоциаций в телах с идиобластическим Ol^2 бескарбонатными в их "ореолах", что вполне соответствует поведению компонентов флюида, определяемому стехиометрией реакции разложения форстерита на тальк и магнезит, при которой на каждый моль H_2O приходится 5 молей CO_2 , потребляемых в ходе реакции. Появление Ol^2 как признак протекания этой реакции в обратном направлении соответствует достижению величины $R_{фл}$, равновесной с $Ol+T+M$, т.е. понижению $R_{фл}$ в результате не полностью компенсируемого притоком расхода компонентов. В целом, однако, по данной зоне ($Ol+T+M$) обогащение состава флюида CO_2 в направлении от зоны $Ol+A+T+M$ к зоне $Ol+Эн+T+M$ противоположно тому, которое должно было бы определяться реакцией $Ol \rightarrow T+M$. Очевидно, считать, что состав флюида всецело определяется неравномерным потреблением компонентов в реакциях, нельзя.

Особый интерес для понимания механизма буферирования представляют переходы от зоны к зоне. Если бы движение состава флюида вдоль ТХ-кривых и прохождение им нонвариантных точек определялось только неравномерным поглощением компонентов (как это было предложено Гринвудом /80/), то переход к последующей зоне осуществлялся бы после полного расходования буферной емкости в предыдущей зоне. Например, приведение состава флюида в равновесие с ассоциацией $Ol+T+M$ было бы возможно только после расходования всей емкости пород в отношении CO_2 , т.е. полного протекания реакций $Ol \leftarrow A+M$ и $A \rightarrow T+M$, в которых CO_2 потребляется больше, чем воды. Однако этого не наблюдается; напротив, в зоне 3, в том числе вблизи ее границы с зоной 2, обычны признаки реакций, идущих с преимущественным поглощением H_2O .

Таким образом, с одной стороны, мы наблюдаем ряд общих признаков буферного режима флюида, с другой, можем заключить, что минеральные ас-

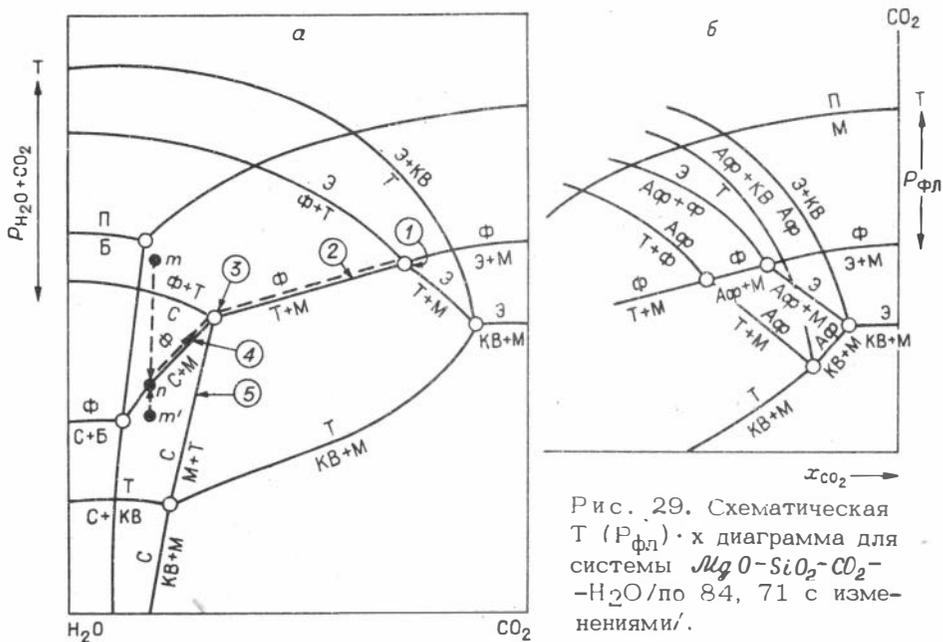


Рис. 29. Схематическая $T (P_{фл}) \cdot x$ диаграмма для системы $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ по 84, 71 с изменениями/.

а-вариант без равновесий с антофиллитом. Цифры в кружках – номера зон Билинского блока. Штриховой линией показан путь метаморфизма от зоны 4 до зоны 1; отрезок пути ml отвечает образованию реликтовой зоны $Ol+T$ и зоны 4; отрезок $m'n$ соответствует формально возможному независимо от предшествовавшего образования зоны $Ol+T$ началу метаморфизма; б – богатая CO_2 часть диаграммы для случая, включающего равновесия с антофиллитом.

социации, которые могли бы рассматриваться в качестве буферующих состав флюида, в действительности ими не являются, как не являются буферными и слагаемые ими зоны. Разрешить это противоречие можно, предположив, что буферуется давление флюида в целом – тогда при наличии градиента температуры окажется возможным изменение состава флюида, в принципе согласующееся с наблюдаемыми особенностями поведения компонентов флюида. Для обоснования возможности буферирования $P_{фл}$ рассмотрим вопросы о том, как достигается $P_{фл}$, фиксируемое при метаморфизме гипербазитовых массивов и как оно зависит от объемных эффектов реакций гидратации-карбонатизации.

Знак и роль объемных эффектов реакций гидратации-карбонатизации.

Объемный эффект метаморфических реакций гидратации оценивают обычно по твердым фазам; и в этом случае он, естественно, оказывается положительным. Такой подход оправдан, а результат – справедлив, если иметь в виду только начальное (безводные минералы) и конечное (гидраты) состояние породы. Этот подход также закономерен, если считать давление при минералообразовании не зависящим от давления флюида /28/. В условиях регионального метаморфизма этот случай, по-видимому, не может иметь места /50, 51/.

В случае, когда давление при минералообразовании – это давление флюида (такое предположение обосновывается, в частности, в работах /50, 51/), необходимо рассматривать объемный эффект реакций гидратации с учетом объема флюида. Какая-то часть объема породы занята при метаморфизме флюидом; создавая давление в системе, он вместе с тем является одной из фаз системы. Образование гидратов за счет безводных и флюида сопровож-

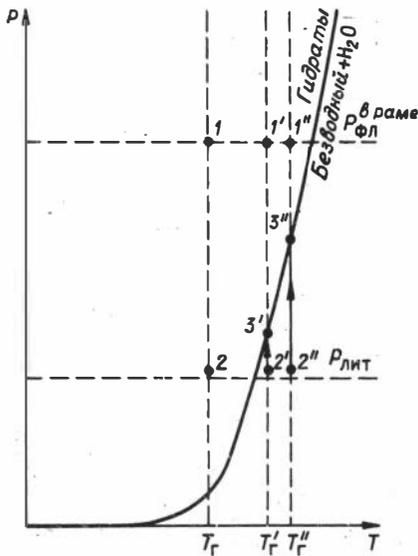


Рис. 30. Схема изменения $P_{\text{фл}}$ при фильтрации флюида из пород рамы в гипербазитовый массив.

дается в этих условиях уменьшением объема. Увеличение давления в этом случае благоприятствует реакциям гидратации (карбонатизации). В процессе гидратации породы реакции в каждый момент ведут к уменьшению объема, общее результирующее увеличение объема породы достигается за счет внедрения в породу все новых порций флюида.

Если образование гидратов оказывается процессом, способным противодействовать увеличению давления, то существует возможность фиксации давления флюида в той точке $P\text{--}T$ -кривой "безводный+гидраты", где эта

кривая была достигнута при подъеме давления (при постоянной T) или движения вдоль этой кривой (при изменении T).

Заметим, что уменьшение объема и делает возможным протекание реакции "на равновесной кривой".

На рис. 30 показано постепенное возрастание $P_{\text{фл}}$ при постоянных температурах до достижения $P\text{--}T$ -моновариантной кривой, "безводный+флюид+гидраты (\pm карбонаты)". В качестве начального давления принимается $P_{\text{фл}} = P_{\text{лит}}$, тем самым предполагается, что флюидное давление в породах рамы, откуда флюид фильтруется в гипербазиты, больше, чем литостатическое. Условие $P_{\text{фл}} = P_{\text{лит}}$ является необходимым для фильтрации флюида из рамы в массив.

При температуре гидратации $T_{\text{Г}}$ (рис. 30) реакция начинается в $P\text{--}T$ -дивариантном поле и протекает в точке 2 до исчерпания буферной емкости. При более высоких температурах $T_{\text{Г}}'$ и $T_{\text{Г}}''$ давление флюида постепенно поднимается от уровня $P_{\text{фл}} = P_{\text{лит}}$ (точки 2' и 2'') пока не достигнет кривой "безводный + гидраты + H_2O " (точки 3' и 3''). Если справа от кривой также возможна какая-то реакция гидратации, то давление будет повышаться по мере расходования емкости пород в отношении этой реакции.

Образование зональности Шишхидского типа. Возможно, показанный на рис. 30 путь метаморфизма от точки 2' (2'') к точке 3' (3'') реализуется при образовании зональности шишхидского типа.

Флюид начинает реагировать с породами в поле $\Phi + T$ при давлениях более низких, чем необходимых для образования антигорита. Из-за малого содержания в породах энстатита буферная емкость их (в данном случае способность поддерживать давление на определенном уровне) мала, и давление в поле $\Phi + T$ может повышаться, пока не будет достигнута кривая $\Phi + A + M + \text{флюид}$. Судя по приведенным выше (гл. Ш) данным, реакция разложения оливина, по-видимому, не является здесь непременно реакцией $\text{Ol} \rightarrow A + M$. Возможно, избыточный магний в общем случае переходит в раствор (во флюид), и лишь в некоторых случаях связывается CO_2 (?) и отлагается в виде магнетита. Вероятно, реальный вид реакции гидратации оливина не влияет в дан-

ном случае на способность ее служить буфером $P_{фл}$. Возможно, расширение зоны 4 в направлении с севера на юг (в Шишхидском массиве) и увеличение расстояния между фронтом оталькования энстатита и фронтом антигоритизации в ряду северная часть Шишхидского массива — южная часть его же — Билинский блок, отвечающем повышению температуры, соответствует различию между путями 2' — 3' и 2'' — 3'' (см. рис. 30).

Зональность "билинского" типа. Начальные стадии образования зональности, как и в Шишхидском массиве, связаны с постепенным возрастанием $P_{фл}$ и представлены теми же зонами (Ол+А+М и реликтовая Ол+Т). Все последующее во времени минералообразование (т.е. — образование зон 3,2,1) связано с повышением температуры в направлении от зоны 4 к зоне 1 и (или) с понижением $P_{фл}$ ($PH_2O + PCO_2$ в случае $PH_2O + PCO_2 < P_{фл}$).

Для реакции с участием и воды, и углекислоты фиксация давления должна происходить на TRX -поверхностях. Изменение X_{CO_2} вдоль равновесных поверхностей (или $TRXCO_2$ -кривых при постоянном P) должно достигаться за счет такого механизма, который не исключал бы движение компонентов в направлении от участков с меньшими концентрациями этих компонентов к участкам с большими. Вместе с тем, если буферирование $P_{фл}$ происходит, то градиент $P_{фл}$ отсутствует, и движение компонентов осуществляется лишь за счет диффузии во флюиде (градиенты концентрации определяются в реакциях). Но диффузия, например, CO_2 в направлении зоны 2 со стороны зоны 3, т.е. в направлении повышения X_{CO_2} во флюиде невозможна. Это и заставляет предполагать наряду с вероятным повышением температуры от зоны 4 к зоне 1 и понижением давления.

Действительно, если происходит буферирование $P_{фл}$, то при повышении температуры равновесное давление $P_{фл}$ на $TRXCO_2$ поверхностях должно понижаться (см. рис. 29).

В работе /36/ обсуждалась возможность изменения $PH_2O + PCO_2$ при наличии во флюиде балластных (восстановленных и др.) газов при ($P_{фл} = const$). Предполагалось, что в результате реакции с минералами непрерывно происходит изменение состава флюида в соответствии со стехиометрией реакций.

Фактический материал обнаруживает ряд несоответствий этой модели. В частности если балластные компоненты представлены, как предполагалось в /36/, восстановленными газами, то при их содержаниях, равновесных с породами зон 2 и 1, должна была бы иметь место графитизация этих пород /74/, однако графит исчезает вблизи границы зоны 3 с зоной 2.

Условия, необходимые для реализации модели /36/, весьма маловероятны. По-видимому, единственный правдоподобный механизм образования зональности в Билинском блоке — изменение состава флюида при движении вдоль буферных кривых при повышении температуры и понижении $P_{фл}$ (в целом).

Метаморфизм восточнотувинских массивов
в связи с некоторыми общими вопросами
метаморфизма офиолитов

Гипербазитовые массивы офиолитовых комплексов обычно подвергаются низкотемпературной гидратации, для них наиболее характерны ассоциации с лизардитом ($\pm Br \pm Mt$), хризотилом ($\pm Br \pm Mt$) /53/. Образование антигорит- и тальк-оливиновых метагипербазитов, тем более антофиллит- и энстатитсо-

державших пород, обычно связывают с наложенным прогрессивным метаморфизмом, региональным или контактовым. Прогрессивно-метаморфическое происхождение средне- и высокотемпературных ассоциаций, за исключением оливин-антигоритовых, действительно в большинстве случаев не вызывает сомнений.

Особенностью описанных в этой работе массивов является регрессивно-метаморфическое происхождение развитых в них ассоциаций с антигоритом (+Ол), тальком, энстатитом. Самый ранний наблюдаемый в массивах метаморфизм с участием флюида – гидратация энстатита. Энстатит гарбургитов имеет, несомненно, "первичное", не связанное ни с каким более ранним прогрессивным метаморфизмом происхождение. Следующая во времени метаморфическая реакция – гидратация оливина, также "первичного". Повсеместно наблюдаются признаки того, что, во-первых, антигорит (+карб) замещает именно оливин, а не ранее развившийся по оливину более низкотемпературный серпентин, во-вторых, оливин дунитов и гарбургитов именно замещается, а не образуется совместно с антигоритом по более раннему серпентину. Образование метаморфического оливина происходит, несомненно, в процессе гидратации. Закономерности размещения его в массивах позволяют это утверждать независимо от того, насколько общее значение имеют наши наблюдения, касающиеся приуроченности его к определенным ассоциациям, и насколько справедливы представления о буферном режиме гидратации. Образование ассоциаций Ол+Т+К, Ол+ЭН+Т+К, возможно, связано, по крайней мере в некоторых случаях, с контактовым воздействием гранитоидов. Однако и эти ассоциации образуются по гипербазитам, не затронутым более ранней гидратацией.

Лизардит и петельчатый серпентин в тех немногих случаях, когда они наблюдались в массивах, либо синхронные с антигоритом (метастабильные?), либо более поздние, но определенно не более ранние, чем антигорит. Таким образом, описанный в массивах сравнительно высокотемпературный метаморфизм, одновременный и в большинстве случаев явно РТ-изофациальный с региональным метаморфизмом пород рамы, представляет собой гидратацию (+ карбонатизация), и притом первую, которая в них проявлена.

Массивы метаморфизованных гипербазитов, для которых характерно развитие ассоциации $Ол^2 + А + Карб$, распространены в Алтае-Саянской области и, насколько можно судить, в других регионах довольно широко. Температурный уровень их метаморфизма обычно хорошо коррелируется с таковыми для регионального метаморфизма пород их рамы (верхи мусковитовой зоны, биотитовая и гранатовая зоны /16/). Массивы лизардитовых и лизардит-хризолитовых серпентинитов располагаются обычно в пренит-пумпеллитовой и мусковитовой зонах, т.е. для них также устанавливается хорошее соответствие с региональным метаморфизмом рамы /16/. (Признаки метаморфизма, более раннего, чем региональный, "внутреннего", по терминологии /66/, в этих массивах в отличие от ассоциирующихся габброидов всегда сомнительны. Выделение актов метаморфизма в предположительно полиметаморфических низкотемпературных с близкими для каждого акта РТ условиями образования, какими являются эти массивы, в принципе почти невозможно).

Возможно, массивы с "оливин-антигоритовым" метаморфизмом представляют собой остатки офиолитовых аллохтонов, перемещенных внутрь континента или островной дуги дальше, чем массивы с "низкотемпературным" метаморфизмом. Если и "низкотемпературный", и "оливин-антигоритовый" метаморфизм являются "внешними", по /66/, послеобдукционными (а более ранний – океанический и синобдукционный – проявлен незначительно), то на ос-

нове этого предположения можно объяснить и отсутствие в описанных массивах признаков ранней гидратации, и специфику теплового режима их метаморфизма. Заметим, что данные о формационном наборе пород рамы восточнотувинских массивов (автохтона?) /36, 39/ не противоречат такому предположению. Нам не известно аналогий столь далеко "обдуктированным внутрь континента" офиолитовым аллохтонам в молодых комплексах, но приведенные данные по метаморфизму массивов заставляют считать наиболее правдоподобным именно такое объяснение.

Метагипербазиты как объект для решения общих вопросов метаморфической петрологии

Результаты настоящей работы позволяют, если не объяснить, то по крайней мере наметить некоторые новые возможности объяснения ряда таких особенностей метаморфизма гипербазитов, для которых это невозможно сделать сколько-нибудь удовлетворительно, используя только существовавшие ранее представления. Прежде всего, это относится к факту равновесного сосуществования оливина и энстатита с продуктами их разложения.

Кроме того, результаты изучения метаморфизма гипербазитовых массивов, по-видимому, могут быть приложены и к более общим проблемам метаморфической петрологии, таким как режим флюида при метаморфизме и т.п.

Как известно, есть две основные точки зрения на режим летучих при метаморфизме. Д.С. Коржинский /25, 26/ предположил, что H_2O и CO_2 ведут себя при региональном метаморфизме как вполне подвижные, по его терминологии, компоненты. Позднее, начиная, по-видимому, с работы Е-ан Зена /121/, получила распространение другая точка зрения, в соответствии с которой состав флюида определяется реакциями с минералами. В этом случае поведение его компонентов должно считаться, по терминологии Д.С. Коржинского, инертным. В работе /50/ показана зависимость состава флюида от состава метаморфизируемых толщ; это статистический - "макроскопический" - признак инертности H_2O и CO_2 при метаморфизме. Непосредственные признаки буферирования состава бинарного ($H_2O + CO_2$) флюида вдоль моновариантных кривых при прогрессивно-региональном метаморфизме кремнистых доломитов и локального контрольного состава флюида, определяемого таким буферированием, были описаны Троммсдорфом, Чаттерджи /64/, а затем рядом других исследователей (см. обзор /86/, с. 752-753, а также /110, 115/ и др.). Если допустить, что буферирование $P_{фл}$ при метаморфизме представляет собой достаточно общее явление, то станет возможным согласование таких кажущихся взаимоисключающими фактов, как, с одной стороны, признаки зависимости состава флюида от состава метаморфизируемых толщ, и с другой - отсутствие признаков каких-либо изменений парциальных характеристик компонентов флюида, зависимости их от потребления в реакциях (что служит основанием для того, чтобы считать эти характеристики "извне заданными"). Представление о буферировании $P_{фл}$, основанное, правда, на механизме, отличном от предложенного, впервые было высказано Н.Л. Добрецовым и В.В. Хлестовым /8, 41/ применительно к реакциям дегидратации при прогрессивном барофильном метаморфизме. Буферирование в изотермических условиях (а равным образом - и при наличии градиента температуры), реализующееся за счет объемных эффектов реакций гидратации - дегидратации, распространено, возможно, шире. По-видимому, в протекании таких

буферных процессов надо искать причину того, что $P_{\text{фл}}$ выдерживается постоянным на огромных расстояниях, достаточных, чтобы фильтрующийся в породах флюид потерял напор при любых возможных начальных давлениях и любых градиентах. В этой связи возникает вопрос о причинах движения флюида в условиях, когда его давление поддерживается на всем пути фильтрации постоянным.

Если единственной причиной движения флюида в буферном режиме является поглощение его в реакциях с минералами, то возникает градиент концентрации каждого компонента в многокомпонентном флюиде, определяемый его участием в реакции, и, следовательно, движение компонентов флюида имеет диффузионную природу. Однако диффузия здесь происходит во флюиде, образующем отдельную фазу и присутствующем в количестве, достаточном для поддержания $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$. На этой основе может быть реализовано такое их поведение, которое феноменологически описывается как вполне подвижное.

Серьезное обоснование этих предположений требует специальных исследований. Здесь они приводятся главным образом с целью показать возможности метагипербазитовых массивов как объектов для решения вопросов, связанных с общими проблемами метаморфической петрологии.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

А	- антигорит	Пир	- пирит
Аб	- альбит	Пр	- пирротин
Амф	- амфибол	Ро	- роговая обманка
Акт	- актинолит	Руд	- рудный минерал
Ан	- анортит	С	- серпентин
Асб	- хризотил-асбест	Ставр	- ставролит
Аф	- антофиллит	Стильпн	- стильпноделан
Би	- биотит	Т, Та	- тальк
Бр	- брусит	Тр	- тремолит
Гр	- гранат	Ф	- форстерит
Грф	- графит	Фа	- фаялит
Гм	- гематит	Хл	- хлорит
Ди	- диопсид	Хлд	- хлоритоид
До, Дол	- доломит	Хр	- хромшпинелид
Ка	- кальцит	Цо	- цоизит
Карб	- карбонат	Шп	- шпинель, шпинелид
Кп	- клинопироксен	Эн, Э	- энстатит
Кпш	- калиевый полевой шпат	Эп	- эпидот
Кв	- кварц	f	- фугитивность
Кэн	- клиноэнстатит	F, f	- железистость - Fe/Fe-Mg.
Кц	- клиноцоизит	Х	- мольная доля
Л	- лизардит	К	- константа равновесия
М	- Mg-Fe - карбонат	Кд	- коэффициент распределения
Мт	- магнетит	FeO*	- Fe ₂ O ₃ +FeO в виде FeO
Му, Мус	- мусковит		
Ол	- оливин		
Пл	- плагиоклаз		

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты изучения Билинского и Шишхидского массивов сводятся к следующему.

1. Гипербазиты метаморфизованы совместно с породами рамы в зелено-сланцевой фации и низах эпидот-амфиболитовой. Признаки дорегионально-метаморфической гидратации нигде в породах массивов не обнаружены; в большинстве случаев наблюдаемый метаморфизм накладывается на "первичные" ассоциации дунитов и перидотитов.

2. Гипербазиты подвергались динамометаморфизму более раннему, чем регионально-метаморфическая гидратация-карбонатизация. Динамометаморфизм Билинского массива зональный и, по-видимому, двухэтапный. Первый этап, возможно, представляет собой общее для всех гарибургитов всех офиолитовых комплексов сравнительно однородное и с небольшими напряжениями течение. Второй этап характеризуется резкой неоднородностью девиаторных напряжений и в целом значительной их величиной (в среднем порядка 1-1,5 кбар), указывающей на литосферную среду течения. Вероятные скорости деформации при динамометаморфизме 10^{-9} - 10^{-10} с⁻¹, температуры 550-650°C. Хотя гидратации подвергаются уже деформированные зерна оливина и энстатита, отношение второго этапа динамометаморфизма к прогреву, с которым был связан региональный метаморфизм, неясно. Возникновение динамометаморфической зональности в Билинском блоке, возможно, связано с изгибом пластины, фрагментом которой является этот блок.

3. В массивах отфрагментирована метаморфическая зональность двух типов. Первый тип - шишхидский - выражен в смене оливин-антигоритовых пород и антигритизированных дунитов и перидотитов безантигоритовыми породами с тальком по энстатиту - в направлении от контактов в глубь массивов; этот тип зональности наблюдался и в Шишхидском, и в Билинском массивах и, по-видимому, достаточно широко распространен в метагипербазитах биотитовой и гранатовой зон вообще. Второй тип - билинский - представлен набором зон $A+M\pm T$, $A+Ol+M$, $A+Ol+T+M$, $Ol+T+M$, $Ol+Эн+T+M$, сменяющих друг друга в указанной последовательности в направлении от контакта в глубь массива. Аналогий этому типу в других массивах неизвестно. В Билинском блоке совмещены первый и второй типы зональности.

4. Показано, что зональность в обоих случаях образуется в ходе одного метаморфического акта. Для большинства минеральных ассоциаций всех зон устанавливается их равновесность, первичные оливин и пироксены оказываются не метастабильными реликтами, а членами метаморфических ассоциаций, часто (но не всегда) изменяя при этом состав (удаление Al и Cr из энстатита, окисление Fe⁺² в оливине). В массивах широко развиты породы с новообразованными оливином (реже пироксеном), тесно ассоциирующиеся, иногда в пределах шлифа, с первичным ("реверсионные" структуры).

5. Особенности развития реверсионных структур, как и вообще равновесность ассоциаций и характер метаморфической зональности в массивах,

наименее противоречиво объясняются, если допустить возможность буферирования давления флюида при метаморфизме массивов, происходящего за счет объемных эффектов реакций гидратации – карбонатизации, определяемых по отношению к безводным минералам и флюиду. Понижение $P_{фл}$ вдоль буферных кривых (ТРХ–поверхностей) при повышении температуры обуславливает образование зональности Билинского типа. При постоянном $P_{фл}$ (в отсутствие достаточного градиента температуры) образуется зональность шишхидского типа.

Выводы, касающиеся происхождения зональности, являются предварительными, само же картирование метаморфической зональности в крупных гипербазитовых массивах, позволяющее получить целостное представление о процессе метаморфической гидратации, как метод, и результаты этого картирования дают новые возможности как для решения вопросов, связанных непосредственно с метаморфизмом гипербазитов (в том числе минерагенических), так и более общих вопросов метаморфической петрологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Чепуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова О.С. Закономерно ориентированные включения в оливине из гипербазитов Корякии. — Геол. и геофиз., 1974, № 6, с. 49–60.
2. Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск: Наука, 1977, с. 64–74.
3. Алиева О.З., Смирнов Ю.В. Метаморфизм и минерогения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации в связи с эволюцией структурных элементов геосинклинали. — В кн.: Асбесты СССР. Вып. 1. М., 1974, с. 54–71.
4. Аренс Т. Состояние минералов мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 81–103.
5. Артемов В.Р., Ковалев Г.А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинитов. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста. М.: Недра, 1967. 453 с.
6. Велинский В.В., Пинус Г.В. Оливины с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки. — Геол. и геофиз., 1969, № 5, с. 73–82.
7. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 459 с.
8. Горелик С.С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Metallургия, 1967. 403 с.
9. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 178 с.
10. Ден Текс Е. Структурная петрология. — В кн.: Е.Ш. Хиллс. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967, с. 375–412.
11. Добрецов Н.Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбитов хр. Борус. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1964, с. 242–316.
12. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
13. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1383–1386.
14. Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности раннегеосинклинальных базальтов. — Геол. и геофиз. 1975, № 2, с. 11–25.
15. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1975. 286 с.
16. Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Кузнецова Л.Г., Зайков В.В., Складоров Е.В. Метаморфические формации Тувы и Западного Саяна. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 6–24.

17. Еремеев В.П. Дуниты Восточной Тувы и связанное с ними минералообразование. – В кн.: Тр. ИГЕМ. Вып. 17. М.: Наука, 1962, с.127–139.
18. Зайков В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 127 с.
19. Зайков В.В., Зайкова Е.В. О возрасте актовраковского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы. – Геол. и геофиз., 1976, № 7, с. 121–126.
20. Зайков В.В., Королук В.Н., Лепезин Г.Г., Меляховецкий А.А. О метаморфической зональности Харальской структурно-формационной зоны. – В кн.: Материалы по петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1977, с. 197–205.
21. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
22. Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов Юга Сибири – севера Монголии. – Бюлл. МОИП, отдел геол., 1973, т. 48(5), с. 83–96.
23. Классен-Неклюдова М.В. Механическое двойникование кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
24. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
25. Коржинский Д.С. Минеральные парагенезисы системы $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ и режим воды и углекислоты при метаморфизме. – Минералог. сборник Львов. геол. о-ва, 1960, № 14, с. 34–49.
26. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
27. Леснов Ф.П. К петрологии и минералогии регенерированных оливиновых пород. – В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 173–187.
28. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 199 с.
29. Маракушев А.А. Серпентинизация гарцбургитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5–20.
30. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М. 1974, с. 102.
31. Махин Г.В. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы. – В кн.: Сборник материалов по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 103–115.
32. Мелсон У., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30–49.
33. Мельник Ю.П., Оноприенко В.Л., Ярошук М.А. Термодинамика метаморфизма ультраосновных пород Украинского щита. – В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972, с. 201–211.
34. Меляховецкий А.А. О пластической деформации оливина и энстатита Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий. – В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 84–111.
35. Меляховецкий А.А. О динамометаморфической зональности в Билинском массиве. – Геол. и геофиз., 1977, № 3, с. 150–152.
36. Меляховецкий А.А. Петрология гипербазитов Восточной Тувы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 24 с.

37. Меляховецкий А.А., Никитчин В.А. Новые данные по геологии и петрологии гипербазитовых массивов бассейна р. Билин. – В кн.: Материалы по геологии Тувы. Кызыл, 1974, с. 42–52.
38. Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. Шишидский гипербазитовый массив (МНР). – Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 78.
39. Меляховецкий А.А., Усова Л.В. О метаморфизме верхнепротерозойских отложений района Билинского и Шишидского гипербазитовых массивов. – В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 32–42.
40. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 300 с.
41. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 220 с.
42. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1961. 125 с.
43. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 275 с.
44. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
45. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
46. Породообразующие пироксены / Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.И., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. М.: Наука, 1971. 454 с.
47. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов. Новосибирск: Наука, 1980. 211 с.
48. Соболев В.С. Введение в минералогия силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 395 с.
49. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
50. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
51. Хлестов В.В. Флюидный режим земной коры и мантии. – В кн.: Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975, с. 87–121.
52. Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. Докл. МГК, XXI сессия. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
53. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 311 с.
54. Юдин М.И. Гипербазиты хр. Борус (Зап. Саян) и особенности серпентинизации их. – В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 197–231.
55. Arculus R.J., Osborn E.E. Phase relations in the system MgO-Iron oxide - Cr₂O₃ - SiO₂ in: Annual Rep. of the Director geophys. Lab. Carnegie Inst. 1974–1975, p. 507–512.
56. Ave'Lallemant H.G., Carter N.L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. – Geol. Soc. Am. Bull., 1970, v. 81, p. 2203–2220.
57. Blacic J.D., Christie J.M. Dislocation substructure in experimentally deformed olivine. – Contrib. Min. Petr., 1973, p. 141–146.
58. Blacic J.D. Effect of water on the experimental deformation of olivine. – In: Flow and Fracture of Rocks. Griggs volume, Washington, 1972, p. 109–116.

59. Boland J.D. Lammelar structures in low-calcium orthopyroxenes. - *Contrib. Min. Petr.*, 1974, v. 47, p. 215-222.
60. Boullier A.M., Cueguen Y. SP-mylonites.- *Contrib. Min. Petr.*, 1975, v. 50, p. 93-104.
61. Carter N.L. Steady State Flow of Rocks.- *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1976, v. 14, N 3, p. 301-360.
62. Carter N.L., J. Mercier. Stress Dependence of olivine neoblast grain size.- *Trans. AGU*, 1976, v. 57, p. 322.
63. Carter N.L., Ave'Lallemant H.G. High-temperature flow of dunite and peridotite.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1970, v. 81, p. 2181-2202.
64. Chatterjee N.D. Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks.- *N.Jahrb. Min. Abh.*, 1971, v. 114, p. 181-145.
65. Coombs D.S. e. a. The Dun Mount ophiolitic belt, N.Z. - *Am. J. Sci.*, 1976, v. 276, N 5, p. 561-603.
66. Coleman R.G. Ophiolites. Berlin-Heidelberg-New York, Springer Verlag, 1977. 230 p.
67. Davis B.T.C., Boyd F.R. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbar. - *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71.
68. Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history.- *Tectonophys.*, 1969, v. 7, p. 457-488.
69. Dick H.J.B. Partial melting in the Josephine peridotite I. - *Am. J. Sci.*, 1977, v. 277, p. 801-832.
70. Dungan M.A. Metastability in serpentine - olivine equilibria.- *Am. Min.*, 1977, v. 62, p. 1018.
71. Evans B.W., Trommsdorff V. Stability of enstatite + talc, CO_2 -metasomatism of metaperidotite, Val D'Effra.- *Am. J. Sci.*, 1974, v. 274, p.
72. Evans B.W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorff V. - Stability of chrysolite and antigorite in the serpentinite mylonite system.- *Schweiz. MPM*, 1976, v. 56.
73. Edwards A.C. A comparison of the methods for calculations of Fe^{+3} contents in Cpx.- *N. Jahrb. Min. Monat*, 1976, H. 11, S. 508-512.
74. Frost R. Mineral equilibria involving mixed volatiles in a C-O-H fluid phase: the stabilities of graphite and siderite. *Am. J. Sci.*, 1979, v. 279, N 9, p. 1033-1059.
75. Goetze C., Kohlschtedt D.L. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine.- *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 5961-5971.
76. Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite in Lizard area, Cornwall.- *J. Petr.*, 1964, v. 5, p. 137-188.
77. Green H.W. Plasticity of olivine in peridotites.- In: Reprint from "Electron Microscopy in Mineralogy". Springer-Verlag, 1976, p. 447-464.
78. Green H.W., Radcliffe W. Dislocation mechanism of olivine and flow in the upper mantle.- *Earth Plan. Sci. Let.*, 1972, v. 15, p. 239-240.
79. Greenwood H.J. Anthophyllite, Corrections and comments on its stability. - *Am. J. Sci.*, 1971, v. 270, p. 151-154.

80. Greenwood H.J. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions.- *Am. J. Sci.*, 1975, v. 275, p. 573-593.
81. Griggs D.T. H_2O - weakening of quartz and other silicates. - *Geophys. Jour.*, 1967, v. 14, p. 19-31.
82. Heard H.C. Effects of large changes in the strain-rates.- *J. Geol.*, 1963, v. 71, p. 162-195.
83. Hess H.H. Seismic anisotropy of the upper most mantle under the oceans.- *Nature*, 1964, v. 203, p. 629.
84. Johannes W. An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$.- *Am. J. Sci.*, 1969, v. 267, p. 1083-1104.
85. Kirby S.H., Raleigh C.B. High-temperature flow mechanisms in the mantle.- *Tectonophys.*, 1973, v. 19, p. 163-194.
86. Kerrick D.M. Review of Metamorphic mixed-volatile equilibria.- *Am. Min.*, 1974, v. 59, p. 729-762.
87. Kunze G. Antigorit, Strukturtheoretische Grundlagen, etc.- *Fortschr. Min.*, 1961, v. 39, S. 206-324.
88. Loomis T.P. Diapiric emplacement of the Ronda intrusion.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1972, v. 83, p. 1475-2496.
89. MacGregor J., Basu A.R. Geological problems in estimating mantle geothermal gradients.- *Am. Min.*, 1976, v. 61, p. 715-724.
90. Medaris L.G. High-pressure peridotites in SW Oregon. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1972, v. 83, p. 41-58.
91. Menzies M. Spinel composition variation in the Othris ophiolite.- *Contrib. Min. Petr.*, 1975, v. 51, p. 303-309.
92. Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts.- *J. Petr.*, 1975, v. 16, p. 454-487.
93. Moody J.B. Serpentinization: a review.- *Lithos*, 1976, v. 9, p. 125-138.
94. Mori T. Geothermometry of spinel Chertolites.- *Contrib. Min. Petr.*, 1977, v. 59, p. 261.
95. Mueller R.F. System $CaO-MgO-FeO-SiO_2-C-H_2O_2$. Some correlations from nature and experiment.- *Am. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 152-170.
96. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, Structures and Fabrics due to Solid-State Flom in Some European Iherzolites.- *Tectonophys.*, 1971, v. 12, p. 55-86.
97. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de iherzolute de Lanzo.- *Tectonophys.*, 1973, v. 14, p. 143-171.
98. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flom in natically and experimentally deformed peridotites.- *Am. J. Sci.*, 1973, v. 262, p. 853-876.
99. Nicolas A., Jackson E.D. Repartition du deux provinces des peridotites des chaiues alpines logeant la Mediferraunce: implications geotectoniques. *Bull. Suiss. MP.* v. 52/3, 1972, p. 481-495.
100. Nicolas A., Boudier A. Folds in alpine-type peridotites. - *Tectonophys.*, 1975, v. 25, p. 233-260.

101. Paterson M.S., Weiss L.E. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 1961, p. 72, p. 841-882.
102. Post R.L., Griggs D.T. Rhe Earth mantle: Evidence of Non-Newtonian flow.- *Science*, 1973, v. 181, p. 1242-1244.
103. Poirie J.P. Slip systems in olivine.- *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 4059-4061.
104. Poirie J.P., Nicolas A. Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites.- *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 707-720.
105. Price H.J. Rates of deformation.- *J. Geol. Soc. Lond.*, 1975, v. 131, p. 553-575.
106. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine.- *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p.5396-5408.
107. Raleigh C.B., Kirby S.H. Creep in the upper mantle.- *Min. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3, 1970, p. 113-121.
108. Raleigh C.B., Kirby S.H., Carter N.L., Ave'Lallemant H.C. Slip and clinohastite transformation as competing rate processes in enstatite. - *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 4011-4022.
109. Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of Minerals and Rel. Substances.- *Geol. Survey Bull.*, 1259, 1968.
110. Skippen G. Experimental data for reactions in siliceous marbles.- *J. Geol.*, 1971, v. 79, p. 457-581.
111. Skippen G. An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble.- *Am. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 487-509.
112. Stocker R.F., Ashby M.F. On the rheology of the upper mantle.- *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1973, v. 391-426.
113. Spry A. Metamorphic textures. L. 1971. 320 p.
114. Trommsdorff V., Wenk H.R. Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of hornblende crystals.- *Contrib. Min. Petr.* 1968, v. 19, p. 158.
115. Trommsdorff V., Evans B.W. The stable association En-Fo-Chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. *Schweiz. MPM*, 1969, Bd. 49, H. 2, S. 325-332.
116. Trommsdorff V., Evans B.W. Antigorite-Ophicarbonates.- *Contrib. Min. Petr.*, 1977, v. 60, p. 39-56.
117. Trommsdorff V., Evans B.W. Antigorite-ophicarbonates: contact metamorphism in Valmalenco, Italy.- *Contrib. Min. Petr.*, 1977, v. 62, p. 301-312.
118. Twiss R.J. Structural superplastic creep and linear viscosity in the Earth's mantle.- *Earth Plan. Sci. Let.*, 1976, v. 33, p. 86-100.
119. Twiss R.J. Theory of sub- and recrystallized grain size variation with stress for use as a paleopiezometer.- *Trans. AGU*, 1976, v. 57, N 12, p. 1007.
120. Weertman J. The creep strength of the Earth mantle.- *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1970, v. 8, p. 145-168.
121. Zen E. An Components phases and criteria of chemical equilibrium in rocks. - *Amer. J. of science.* 1963, v. 261, p. 929-942.

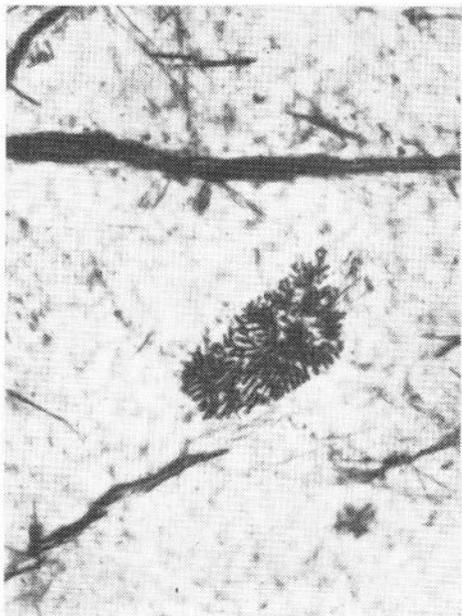


Фото 1. Дендритовидное включение ("жучок") магнетита (?) в зерне оливина из обр. 239-1. Билинский блок. Николи +, $\times 500$.



Фото 2. Пластинки Са-клинопи-роксена в энстатите (экссольва-ционные) из Кп-гарцбургита. Шиш-хидский массив, обр. 78; Са-К $_{\alpha}$ $\times 930$.

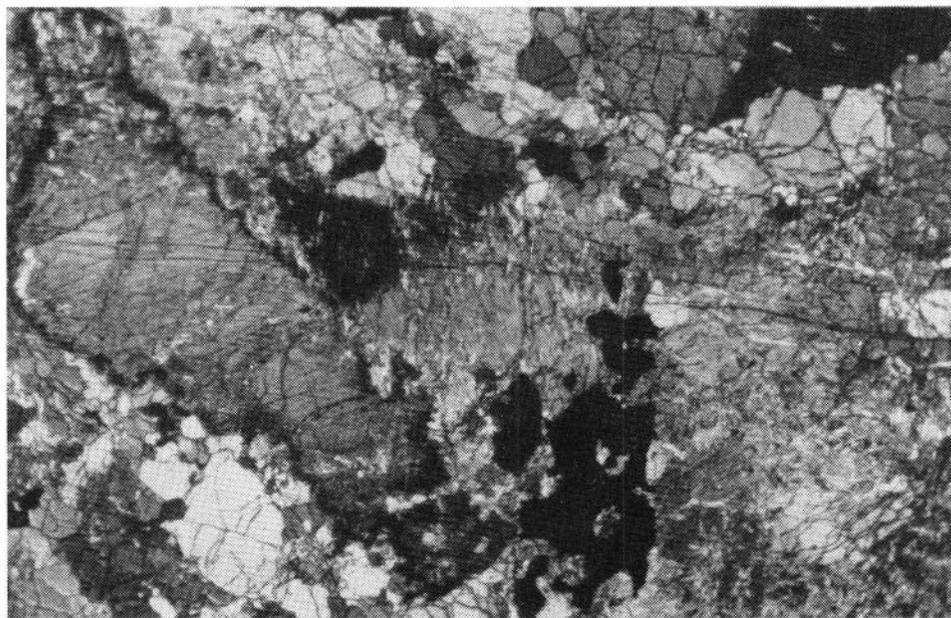


Фото 3. Ксеноморфные зерна хромшпинелида (черное) в энстатите из протогранулярного гарцбургита. Билинский блок. обр. 367-6. Николи +, $\times 70$.

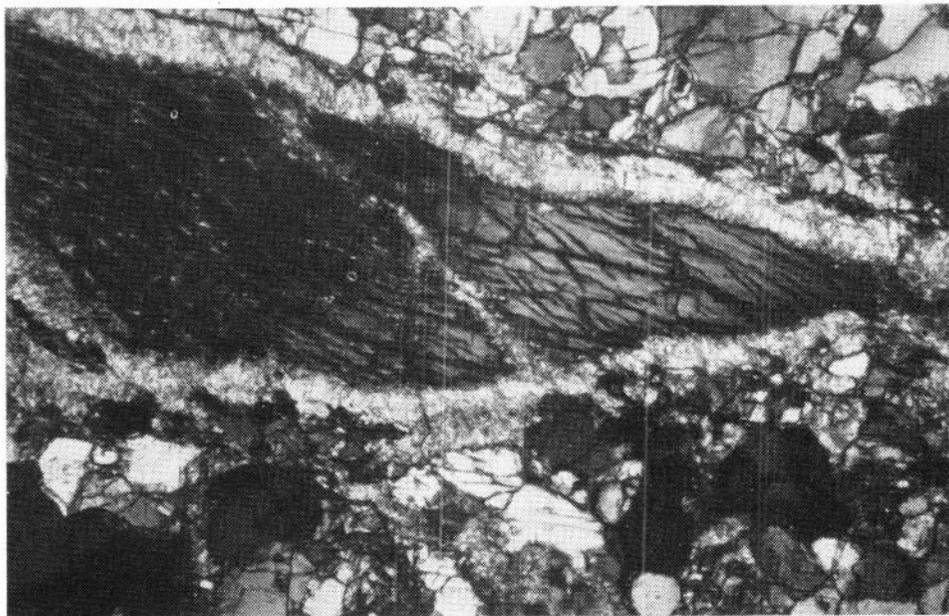


Фото 4. Деформированное зерно энстатита с "шейкой отрыва" (правая часть снимка) в порфиро-мозаичном гарнбургите. Оливин слагает агрегаты рекристаллизованных *in situ* зерен. По периферии энстатита - кайма талька. Билинский блок, обр. 437-6. Николи +, $\times 40$.



Фото 5. Граница полосы сброса в зерне энстатита. Хорошо видны пластинчатые вроски Са-клинопироксена, исчезающие при появлении игл тремолита (правая часть снимка). Билинский блок, обр. 364-16, Николи +, $\times 150$.

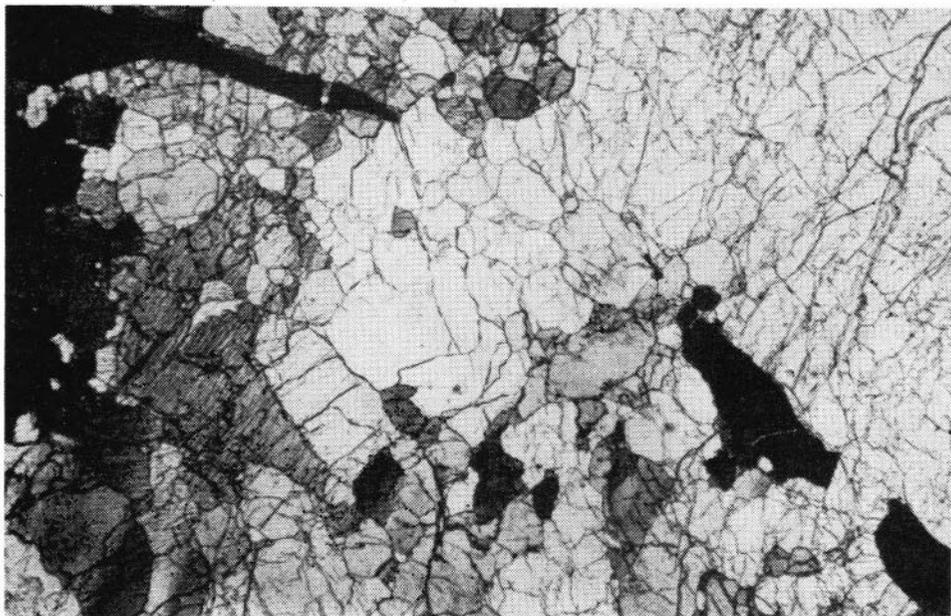


Фото 6. Разрушенное зерно хромшпинелида с признаками вязкого отрыва и скручивания в протогранулярном дуните. Билинский блок, обр. 368-5. Николи полускрещены, х 70.

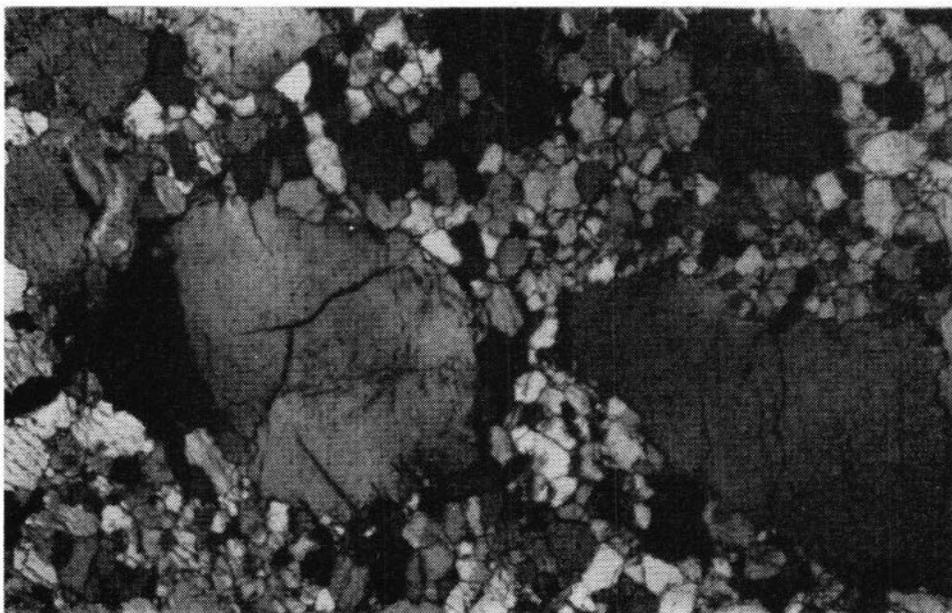


Фото 7. Порфирокластический дунит. Видны порфировые (P₁) зерна оливина, окруженные рекристаллизованными (P₁ и P₂) зернами. Билинский блок, обр. 410. Николи +, х 70.

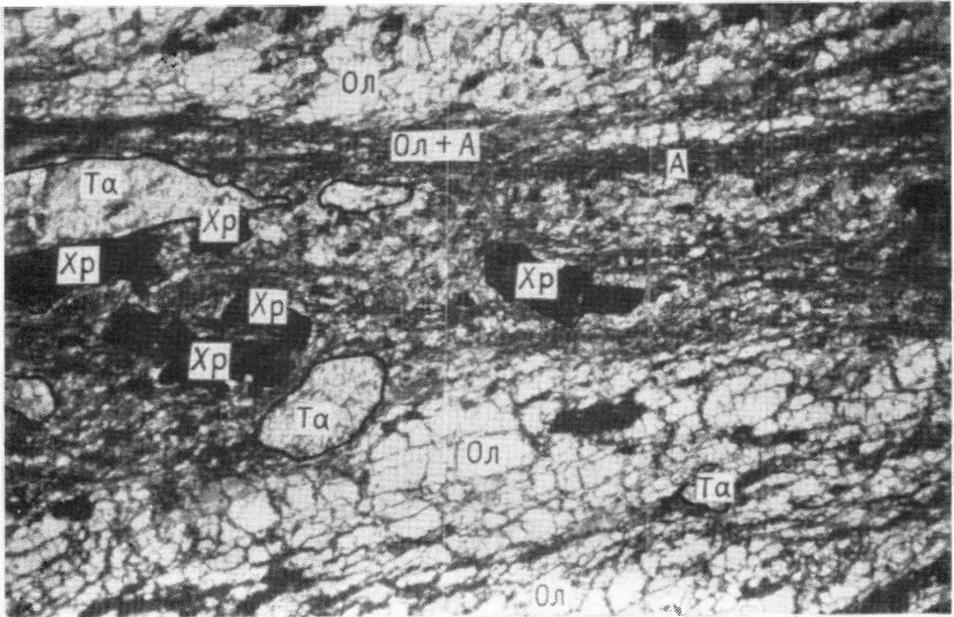


Фото 8. Лейстовый гарцбургит. Сильно удлиненные зерна оливина вытянуты под углом $20-25^\circ$ к их осям $Ng [100]$. Хорошо видны разрушенные зерна энстатита (замещены тальком) и хромшпинелида. Билинский блок, обр. 322. Никели полускрещены, $\times 70$.

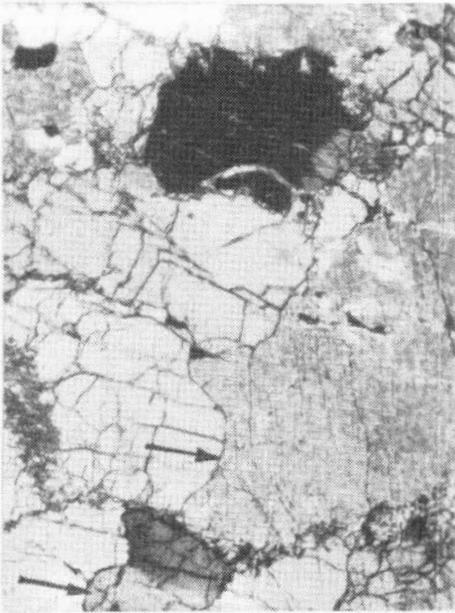


Фото 9. Заливообразные контакты зерен оливина (признаки миграции границ) в протогранулярном дуните. Билинский блок, обр. 364-10. Никели полускрещены, $\times 30$.

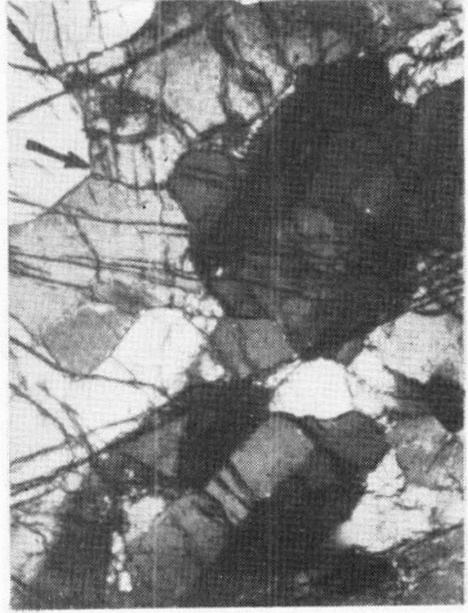


Фото 10. Тройные соединения P_1 -зерен оливина в протогранулярном дуните. В зернах оливина в левой части снимка видны полосы сброса. Билинский блок, обр. 367-5. Никели +, $\times 50$.

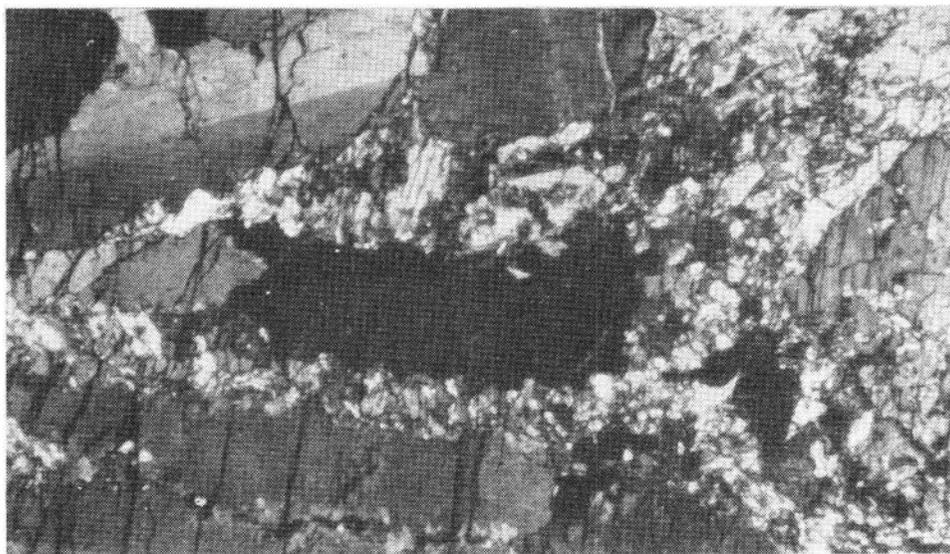


Фото 11. Жилки энстатита, развивающиеся по контактам зерен Ол¹, Билинский блок, зона 1, обр. 367-6. Николи +, х 70.

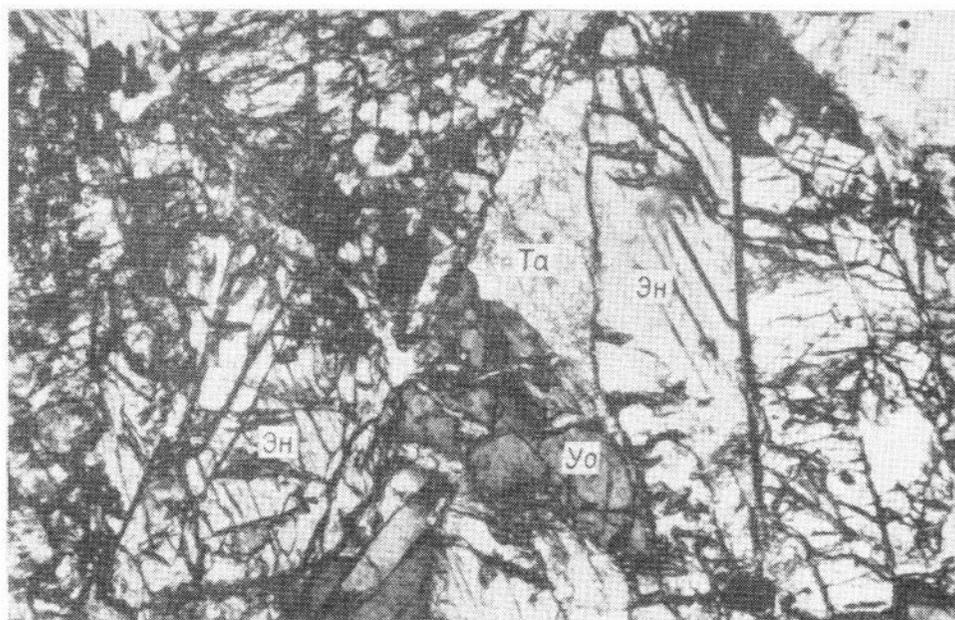


Фото 12. Идиобласты Эн и Ол в тальк-энстатит-оливиновой породе. Шишхидский массив, зона 5, обр. 145-4. Николи +, х 60.

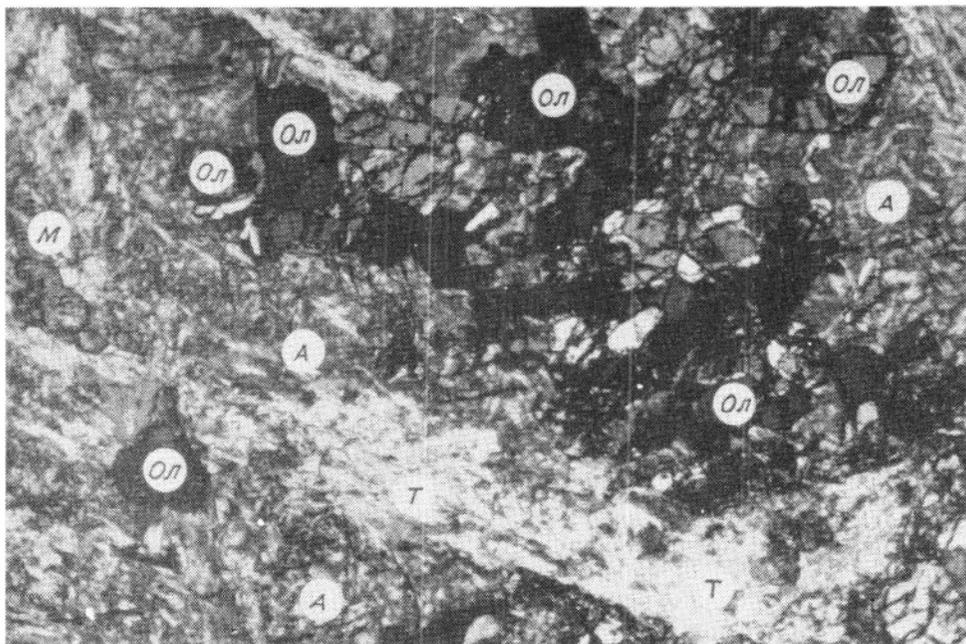


Фото 13. Идиобласты оливина в Ол+Т+А+М-породе. Билинский блок, зона 3, обр. 322-4. Николи полускрещены, х 30.

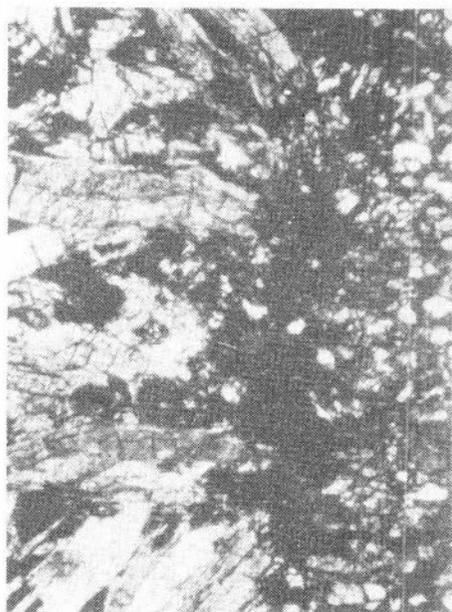


Фото 14. Контакт графит-тремолитового желвака с оливиновой породой (лейстовый дунит). Черное - графит. Билинский блок, зона 3, обр. 628. Николи +, х 40.



Фото 15. Жилка оливина в графит-антигоритовой породе. Билинский блок, зона 3, обр. 307-6. Николи +, х 40.

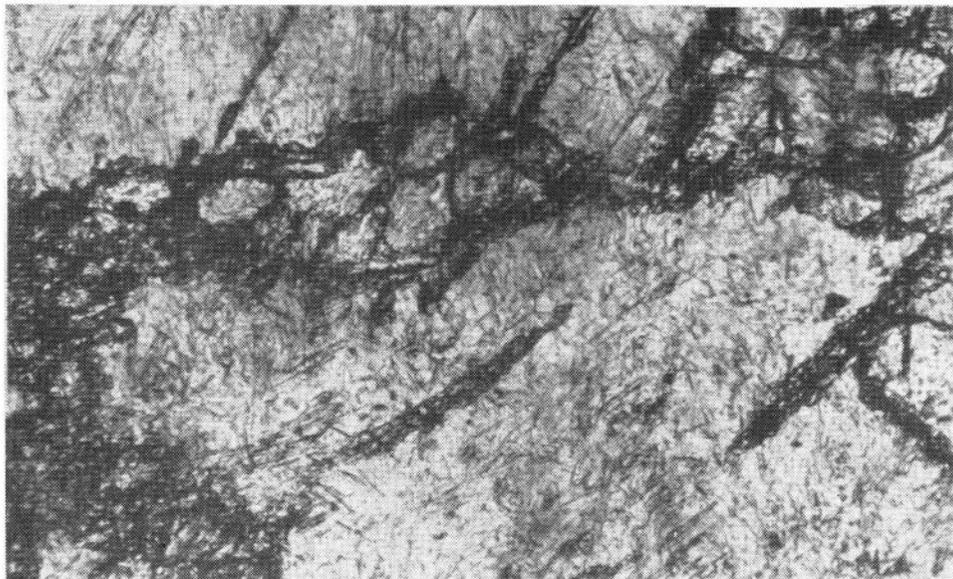


Фото 16. Развитие мелкозернистых агрегатов $Oл^2$ (темные) по апоэнстатитовому тальку. Билинский блок, зона 4, обр. 232. Николи +, $\times 70$. Видно нарастание (эпитаксическое) $Oл^2$ на грани $Oл^1_8$.

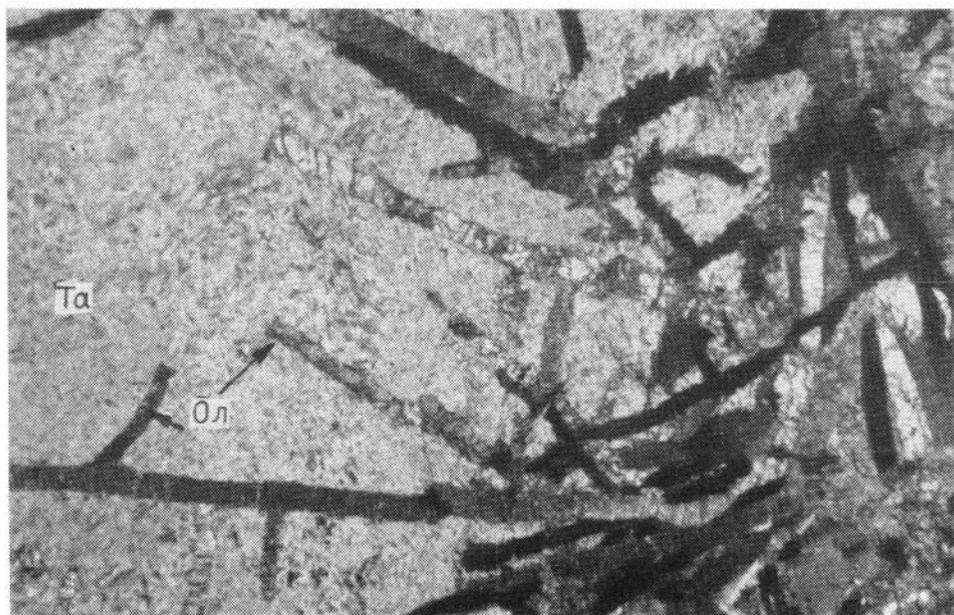


Фото 17. Длиннопризматические идиобласты $Oл$ в тальковой массе. Водораздельный блок. Обр. 1163. Николи +, $\times 12$.

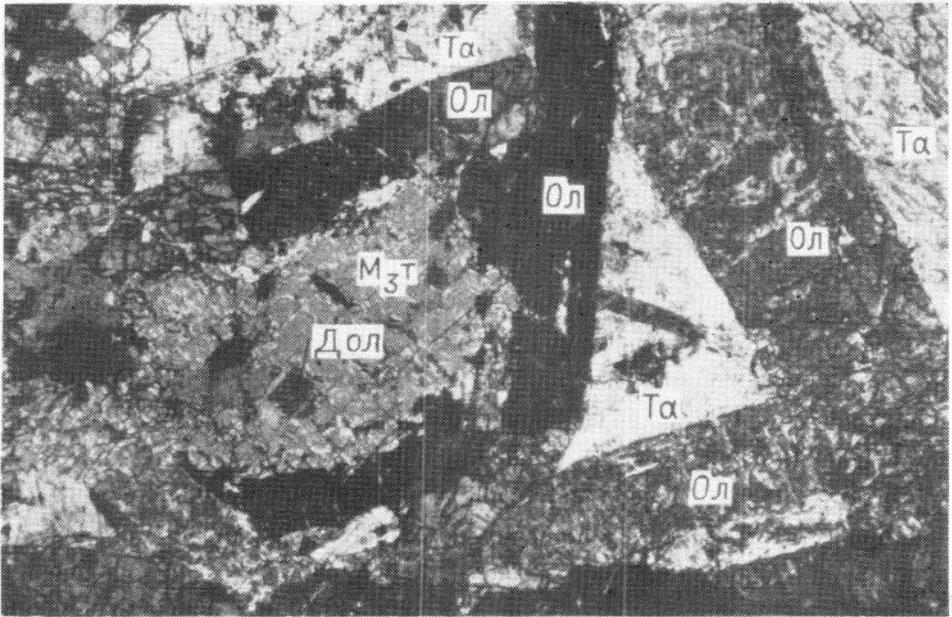


Фото 18. Т+До+Ка+Ол-порода с длиннопризматическим Ол. Водораздельный блок, обр. 712. Николи +, х 27.

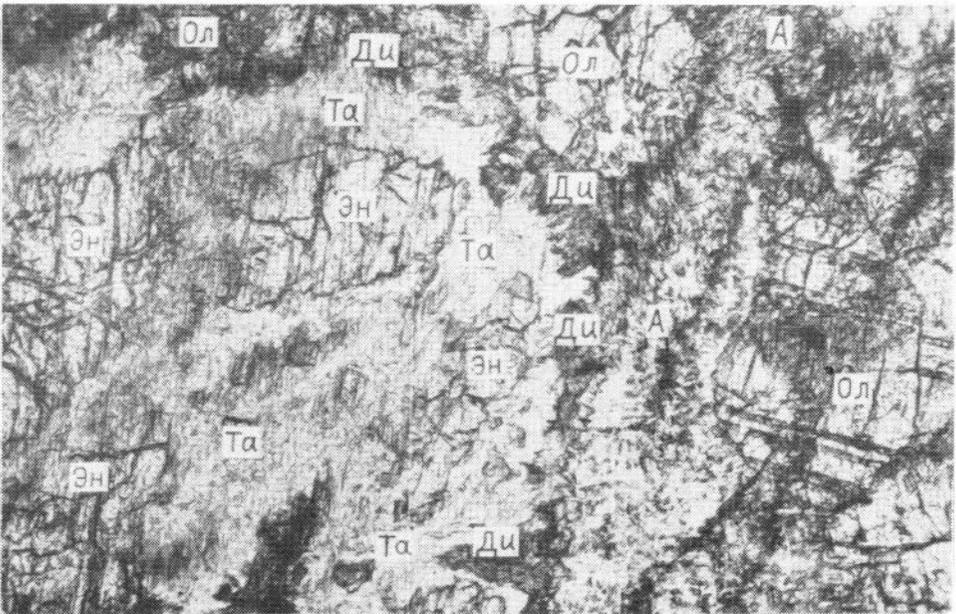


Фото 19. Развитие "псевдокуммингтонитового" агрегата (Ди-?) по апозенстатитовому тальку, среди которого сохраняются реликты энстатита. Шишхидский массив, обр. 78. Николи +, х 70.

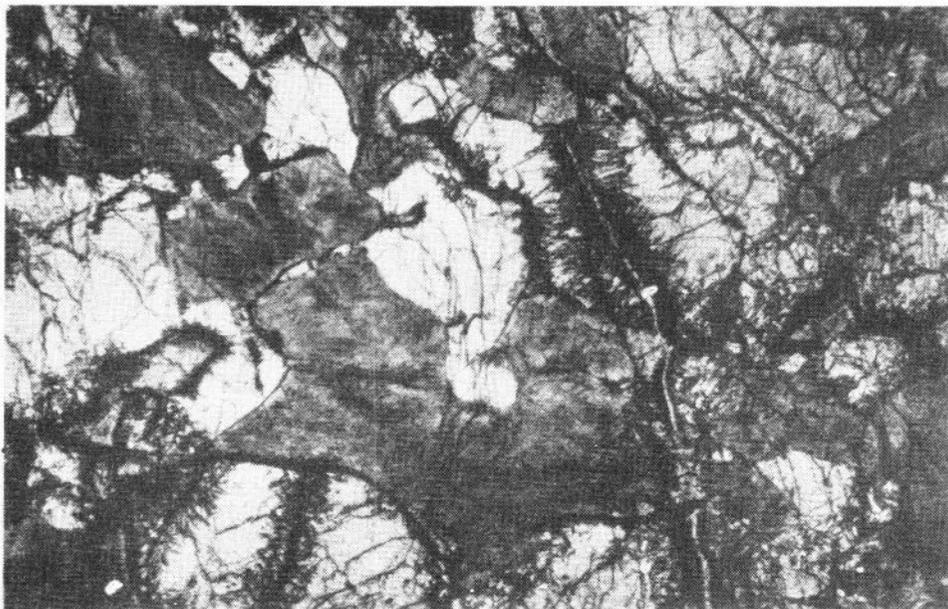


Фото 20. "Псевдокуммингтонитовые" агрегаты в частично антигоритизированном апогарцбургите. Видны жилки $Ол^2$ по оси поперечно-игольчатых антигоритовых жилок. Шишхидский массив, обр. 604. Николи +, х 30.

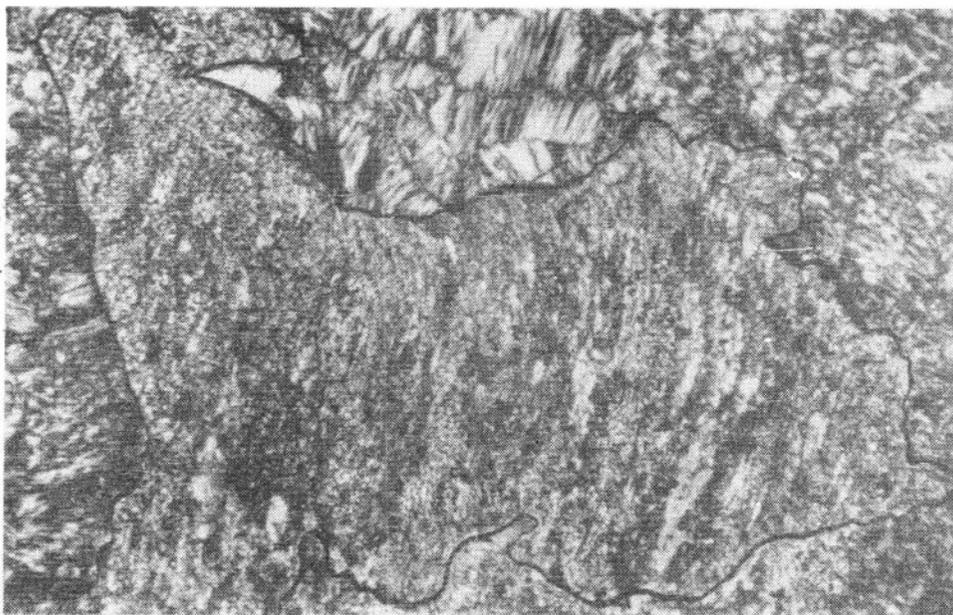


Фото 21. Агрегат $Ол_4+Мт (+Кa)$ в существенно антигоритовой породе. Билинский блок, зона 4, обр. 225-2. Николи +, х 50. Агрегат наследует форму энстатитового зерна.

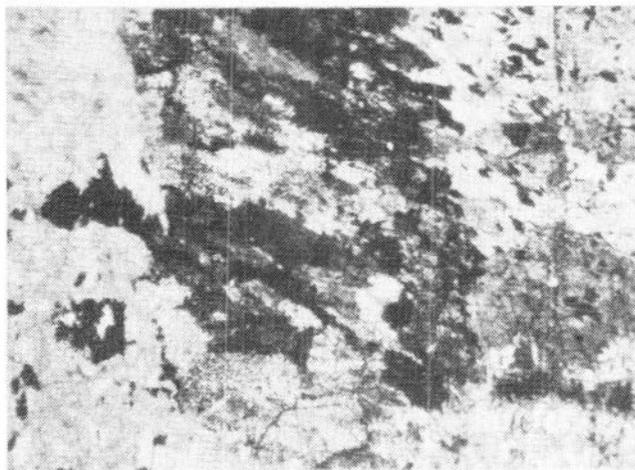


Фото 22. Агрегат Ол₅+Мт среди антигорита. Шишхидский массив, обр. 120. Никולי полускрещены, х 20.



Фото 23. Цепочки оливиновых зерен по оси гребенчатых антигоритовых жилок, замещающих Ол. Билинский блок, зона 3, обр. 442-6. Никולי +, х 70.

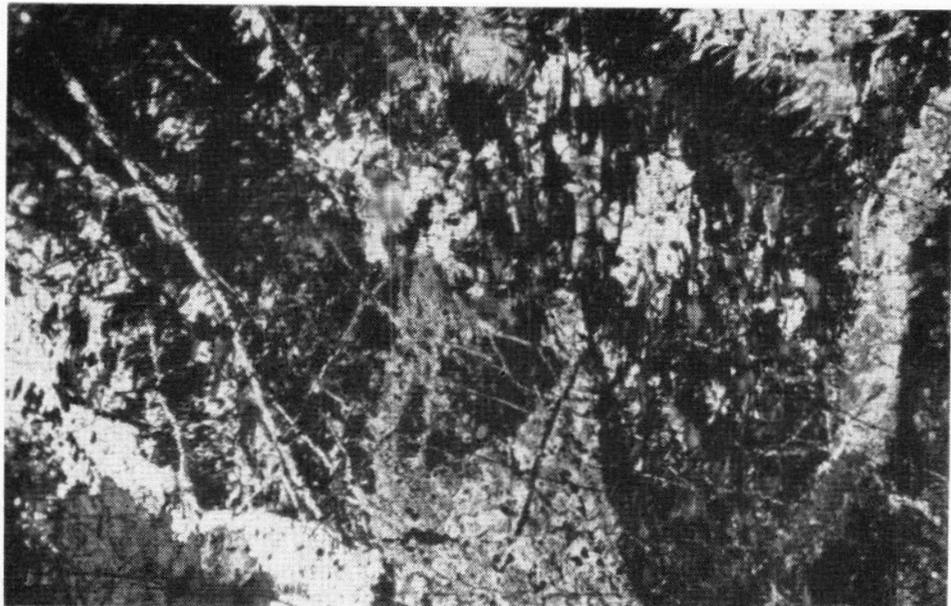


Фото 24. Жилки Olv_8^2 и Olv_0^2 в оливин-антгоритовой породе. Шишхидский массив, обр. 1246. Николи +, х 50. Светлое - Ол, темное - антигорит.

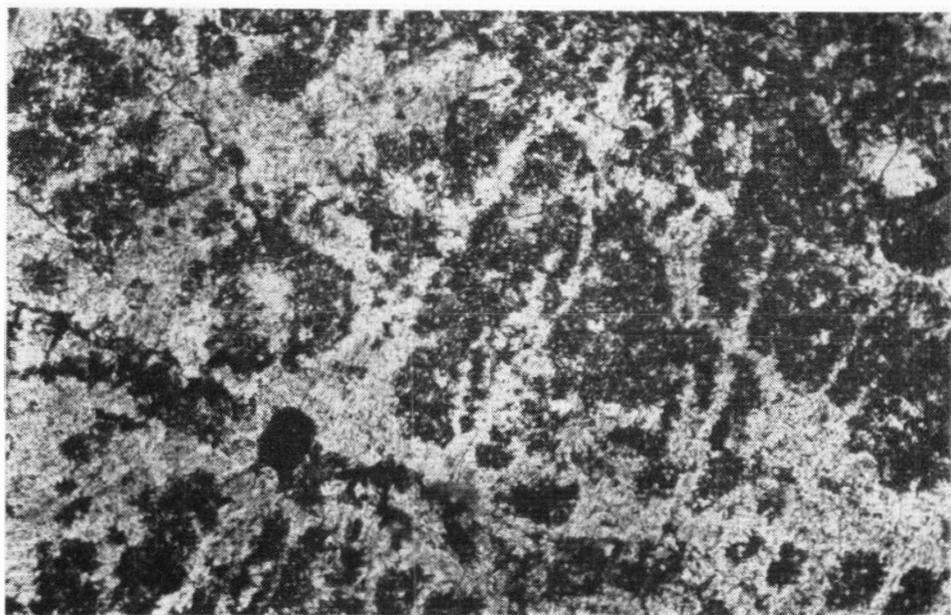


Фото 25. Характер замещения антигоритом (темное) оливина (Olv^2 - ?) (светлое). Шишхидский массив. Обр. 583. Николи +, х 30.

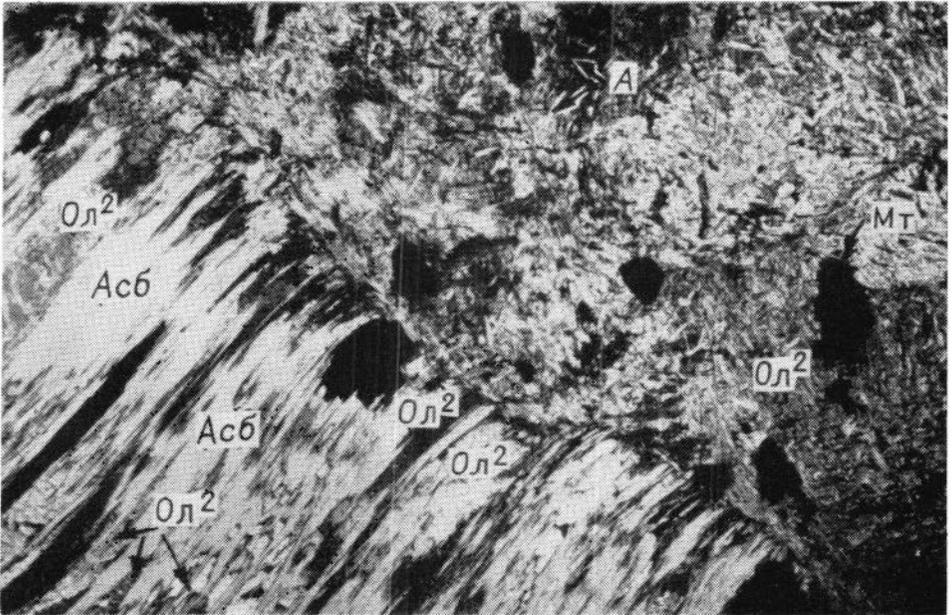


Фото 26. Оливин-асбестовая жилка в антигоритизированном (Ол+А+
+М+Мт) дуните. Билинский блок, зона 4, обр. 1831-1Б, Николи +,
х 20.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Общая характеристика гипербазитовых массивов	5
Билинский блок	7
Водораздельный блок	—
Шишхидский массив	8
Метаэффузивы и субвулканиты	10
Метаморфизм пород рамы	12
Глава II. Петрография первичных пород	15
Первичная структура массивов	16
Характеристика пород	20
Составы минералов	21
Условия формирования первичных пород	33
Глава III. Динамометаморфизм гипербазитов	35
Экспериментальные данные	—
Признаки течения	40
Характеристика динамометаморфизма	43
Условия течения минералов	50
Глава IV. Метаморфизм массивов	57
Метаморфическая зональность в Билинском блоке	—
Водораздельный блок	70
Шишхидский массив	73
Минералы	78
Некоторые особенности структур и модального состава пород	93
Глава V. Интерпретация и обсуждение данных о метаморфизме гипербазитов	96
Последовательность событий и отношения между зонами	—
Равновесность ассоциаций	98
Отношение метаморфизма гипербазитов к метаморфизму рамы и связь с гранитоидами	100
РТХ — условия метаморфизма	101
Буферирование давления флюида и образование зональности	106
Метаморфизм восточнотувинских массивов в связи с некоторыми общими вопросами метаморфизма офиолитов	109
Метагипербазиты как объект для решения общих вопросов метаморфической петрологии	111
Список сокращений	113
Заключение	114
Литература	116
Приложение	122

Александр Абрамович Меляховецкий

МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ
ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Ответственные редакторы

Николай Леонтьевич Добрецов

Георгий Владимирович Пинус

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Е.Г. Макеенко

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Савельева

Технический редактор Ф.Ф. Орлова

Корректоры Р.К. Червова, И.А. Литвинова

ИБ № 23089

Сдано в набор 03.10.81.

Подписано к печати 07.05.82.

МН 05011. Формат 70x100 1/16. Бумага тип № 2. Офсетная печать.

Усл. печ. л. 9,75 + 1,3 на мел. бум. Усл. кр.-отт 11,4.

Уч.-изд. л. 10,2. Тираж 600 экз. Заказ № 160. Цена 1р. 50 к.

Издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск, 77, Станис-
лавского, 25.