### АКАДЕМИЯ НАУК СССР сибирское отделение институт земной коры

## Ф. А. ЛЕТНИКОВ В. Б. САВЕЛЬЕВА С. О. БАЛЫШЕВ

## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ТЕКТОНИТОВ

Ответственный редактор д-р геол.-мин. наук А. И. Киселев





НОВОСИБИРСК ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1986 Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов.— Новосибирск: Наука, 1986.

Впервые на обширном геологическом материале рассмотрены петрология, геохимия и флюндный режим формирования тектонитов по породам различного состава гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Описаны тектониты в магматических и метаморфических породах разного состава. Дана их петрологическая п геохимическая характеристика, оценены флюидный режим и *PT*-условия формирования, определены петрофизические параметры. С помощью методов физико-химического моделирования на ЭВМ проведена типизация тектонитов. На основании большого банка геохимических данных выявлена рудогенерирующая способность тектонитов.

Монография представляет интерес для геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов и специалистов по рудообразованию.

Рецензенты И. К. Карпов, А. С. Ескин

## предисловие

В опубликованных монографиях, посвященных флюидному режиму эндогенных процессов, нами были изложены материалы изучения преимущественно магматических и метаморфических пород. Вместе с тем при проведении полевых работ мы постоянно сталкивались с зонами милонитов и катаклазитов, которые, как правило, ни нами, ни предшествующими исследователями не изучались. Одна из главных причин подобного отношения к этим геологическим объектам — устойчивое мнение о полихронности процессов их формирования, когда в одной зоне совмещены продукты нескольких эндогенных этапов, что существенно затрудняет или делает невозможным распознавание. Детальные исследования показали, что милониты и бластомилониты в основном являются одноактными образованиями и по условиям формирования отвечают вполне определенной конкретной термодинамической обстановке. Были начаты планомерные и целенаправленные исследования этих зон в различных геологических условиях. Следует заметить, что определение, данное Б. Зандером и И. А. Елисеевым для тектонитов как пород, обладающих закономерной ориентировкой зерен минералов, возникшей в результате пластических деформаций, в последнее время утратило свой первоначальный смысл. В более узком понимании — это породы, характеризующие тектонические зоны с проявлением высокой степени перекристаллизации и изменения исходных пород. Данный термин стал более локальным еще и потому, что в тектонических зонах, где формировались милониты и катаклазиты, были широко проявлены и метасоматические процессы. Учитывая условность термина «тектонит», мы под ним подразумеваем породы, слагающие зоны рассланцевания и милонитизации с проявлением бластеза или без него, бластокатаклаза или просто зоны дробления, которые секут вмещающие их породы.

Такое ограничение позволило более четко наметить сферу исследования и полнее осветить поставленную проблему.

В. И. Казанский [1972] первый обратил внимание на специфические черты зон бластомилонитов и катаклазитов, отметив сочетание в них процессов метаморфизма с метасоматизмом и рудообразованием. Его схема вертикальной структурной зональности рудоносных дизъюнктивов в какой-то мере базировалась на схеме М. В. Крейтера [1956], построенной на основе изучения минерального состава деформированных горных пород на разных уровнях глубинности.

Созданная В. И. Казанским схема глубинных уровней дислокационного метаморфизма отражает особенности формирования тектонитов в пределах разломов и тектонических зон. В соответствии с этой схемой объекты нашего исследования могут быть в основном отнесены к III и IV уровням глубинности, хотя, как это будет показано ниже, необходимы некоторые коррективы в плане учета влияния флюидного режима метасоматических процессов в тектонитах.

Одна из специфических черт процессов минералообразования в тектонитах — проявление одновременно нескольких механизмов массопереноса, возникновения и роста фаз. Эти особенности были рассмотрены Г. Т. Остапенко [1975, 1977] в работах, посвященных термодинамическим особенностям систем с негидростатически напряженными твердыми фазами.

Учитывая сложность и многообразие процессов преобразования горных пород в зонах крупных разломов, мы поставили перед собой задачу исследовать менее мощные, локально проявленные зоны милонитов, бластомилонитов и тектонитов, чтобы более полно и однозначно определить основные этапы их формирования и оценить роль различных факторов в образовании минеральных фаций.

Были изучены зоны милонитов, бластомилонитов и катаклазитов в докембрийских комплексах Прибайкалья. По условиям образования эти метаморфические толщи относятся к гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, что дало возможность оценить влияние исходного субстрата и фактора глубинности на характер преобразования в изучаемых тектонитах.

Комплекс исследований включал детальное геологическое изучение зон тектонитов в поле, вещественного состава тектонитов, просмотр шлифов, флюидный анализ, микрозондовое исследование минералов, термический анализ гидратсодержащих фаз, измерение теплопроводности, экспериментальное изучение образцов и физико-химическое моделирование исследуемых систем на ЭВМ. Исходный аналитический материал обрабатывался по программе «Кластер». Комплекс примененных методов позволил, пожалуй, впервые в геологической практике с такой полнотой осветить многие черты образования зон бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Предисловие, глава IX, заключение написаны Ф. А. Летниковым, главы I—VI — Ф. А. Летниковым, В.Б. Савельевой, VII — Ф. А. Летниковым, С. О. Балышевым, VIII — С. О. Балышевым.

Авторы благодарны всем, кто способствовал выполнению этой работы, а именно: в проведении полевых работ — М. И. Грудинину и С. П. Кориковскому, в выполнении анализов — Н. В. Забоевой, Л. В. Барановой, Г. В. Бондаревой, Т. А. Лахно, О. В. Агалаковой, В. М. Новикову, Т. И. Медведевой, Г. В. Богданову и Р. М. Клячиной, в физико-химическом моделировании на ЭВМ — В. В. Лашкевичу и Г. В. Козловой, в оформлении рукописи — М. Н. Бурмакиной, Р. И. Кривошап, Л. А. Зубаренковой и С. А. Ладыгину. Особую признательность авторы выражают ответственному редактору монографии А. И. Киселеву.

## Глава І

## ТЕКТОНИТЫ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Тектониты по породам гранулитовой фации изучались в Шарыжалгайском блоке по берегу оз. Байкал от порта Байкал до 143 км бывшей Кругобайкальской железной дороги. Береговая линия оз. Байкал обнажает вкрест простирания породы шарыжалгайской серии, которые слагают выступ фундамента Сибирской платформы. Этот блок протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км и представлен преимущественно алюмосиликатными породами гранулитовой фации метаморфизма, зачастую регрессивно измененными в условиях амфиболитовой фации. По данным Е. В. Бибиковой [Бибикова и др., 1981], на основании U-Pb изотопных данных по акцессорным цирконам в формировании пород выделяются такие возрастные этапы: 1) накопление осадочно-вулканогенной толщи:  $2900 > T_1 > 2800$  млн. лет назад; 2) региональный метаморфизм гранулитовой фации: 2700  $\ge T_2 > 2600$  млн. лет; 3) образование массивов эндербитов и чарнокитов  $2050 > T_3 > 1950$  млн. лет назад; 4) проявление процессов гранитизации и образование биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов по гранулитовому субстрату 1800-1850 млн. лет назал.

По данным других исследователей (Rb-Sr изотопия), возраст эндербитов является более древним (>2400 млн. лет) и сопоставим по времени с проявлением гранулитового метаморфизма [Петрова, Левицкий, 1984]. Все авторы почти однозначно рассматривают шарыжалгайскую серию как архейское образование, где на породы гранулитовой фации позднее наложились полихронные процессы гранитизации.

Как уже указывалось, в разрезе преобладают породы алюмосиликатного состава при крайне незначительном развитии карбонатных пород. Широкое развитие процессов гранитизации обусловило низкую степень сохранности пород основного и ультраосновного состава, слагающих обычно реликтовые будины среди гнейсов и сланцев. Особенности геологического строения толщи и чередование пород различного состава по вертикали обусловливают определенную трудность в выяснении вопроса источника вещества при процессах метасоматического преобразования тектонитов.

Все изученные зоны тектонитов являются по физико-химическим условиям формирования регрессивными по отношению к исходному субстрату, хотя, вероятно, и проявились в более позднее время, когда весь комплекс вышел из PT-условий гранулитовой фации.

#### ТЕКТОНИТЫ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В гранулитовом комплексе тектониты развивались главным образом по различной степени гранитизированным кристаллическим сланцам и эндербитам.

Кристаллические сланцы представлены роговообманково-двупироксеновыми разностями, мелко-среднезернистыми, с массивной, реже сланцеватой «текстурой. Состав: Пир + Амф + Пл (№ 44-49), гранитизация сланцев выражается в появлении новообразованных Амф и Би. Дальнейшее развитие этого процесса наблюдается в раскислении Пл, увеличении доли лейкократовых минералов и вытеснении Би всех темноцветов.

Эндербиты обычно мелко-среднезернистые, массивные или же с реликтовой гнейсовидно-полосчатой текстурой. Состав: Пл (№ 32-45) — 50-80%, иногда плагиоклаз антипертитовый, Кпш — 0-15%, Кв — до 10-15%, Пир (ромбический и моноклинный) — 5-25, Ро — 0-5, Би — 0-3, Рудн— 1-3%. Кроме того, широко проявлен более поздний процесс развития порфиробластов Кпш. Детальнее эти породы были описаны ранее [Геология гранулитов, 1981; Летников и др., 1981а; Петрова, Левицкий, 1984].

Тектониты Кв-Пл-Би-Ро± Эп состава. Это тела бластомилонитов мощностью от 1 до нескольких десятков метров, обычно они почти согласны с простиранием исходных пород, но имеют более крутое, вплоть до вертикального, падение. Это тонкополосчатые, тонко-мелкозернистые породы, иногда мелкоочковые, с флюидальной, милонитовой структурой и отчетливо проявленной метаморфической дифференциацией минералов. В зонах милонитизации наблюдаются интенсивная складчатость, будинаж, а иногда смещение блоков по тектоническим нарушениям.

Тела бластомилонитов отделены от неизмененных пород сравнительно маломощной промежуточной зоной, выявляющейся как при просмотре шлифов, так и по аналитическим данным. Например, при мощности тектонитов 3-5 м катаклаз вмещающих пород начинает проявляться на расстоянии 1-2 м. При этом становятся неустойчивыми ассоциации Кпш + + Пир, Mr + Кпш, минералы деформируются, появляются двойники, характерны изгибы зерен и их волнистое погасание. В пироксенах и плагиоклазах по трещинкам развивается синевато-зеленый амфибол либо биотит в зависимости от соотношения активностей К и Са. Там, где в разрезе появляются карбонатные породы, в ряде случаев моноклинные пироксены замещаются тонкозернистым агрегатом Би + Карб ± Кв. Лейкократовые минералы разрушаются с образованием тонкозернистого агрегата гранобластовой либо роговиковой структуры, зачастую отмечается мирмекитоподобная структура. Замещение пироксенов амфиболом и биотитом ведет к интенсивному высвобождению рудного вещества, обособляющегося в виде магнетита или титаномагнетита.

Образование тектонитов по кристаллосланцам в общем схоже с таковым по эндербитам. На первой стадии катаклаза сохраняются текстура и структура породы, Амф — Пир с одновременным раскислением плагиоклаза.

На примере конкретных зон рассмотрим особенности формирования тектонитов в гранулитах.

Разрез № 60 находится между 89,7 и 90,45 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь в эндербитах наблюдаются многочисленные зоны бластомилонитов мощностью от нескольких до десятков метров, по минеральному составу соответствующих амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. На бластомилониты в нескольких местах наложены более молодые секущие зоны дробления и катаклаза.

Вдоль обнажения отмечается следующая смена пород: до отметки 89,65 км — массивные среднезернистые эндербиты с многочисленными скиалитами крпсталлосланцев угловатой формы. С отметки 89,65 км они переходят в гнейсовидно-полосчатые эндербиты без следов катаклаза и замещения, зернистость пород уменьшается. Состав: Кв + Пл<sub>37-45</sub> + + Пир + Би + Кпш. Породы смяты в складки. На отметке 89,72 км появляется первая зона бластомилонитизации мощностью около 50 м. Уже начиная с отметки 89,69 км в обнажении наблюдается преобразование эндербитов в породы, аналогичные по минеральному составу биотитовым гранитогнейсам. В шлифах отмечается дробление Пл и замещение его Ка и Сер, обрастание Пир зеленым и светло-коричневым Би. В ряде случаев пироксены нацело замещены мелкочешуйчатым Би, а на контактах лейкократовых минералов наблюдаются мирмекитоподобные структуры. Иногда вместе с Би образуется синевато-зеленая Ро, текстура пород не меняется. Такого рода породы разделяют зоны бластомилонитизации. В бластомилонитах раздроблены все минералы, кварц гранулирован, обособляются лейкократовые и меланократовые «полосы», текстура пород линейная, структура мелко-тонкозернистая, милонитовая, роговиковая, очковая. Минеральный состав бластомилонитов: Кв, Пл, Би, иногда Ка, Скп, Ро. В некоторых бластомилонитах наблюдаются более поздняя мусковитизация и хлоритизация, приуроченные к молодым зонам катаклаза, реже отмечаются прожилки кальцита.

Наряду с эндербитами милонитизации подвержены также пироксенплагиоклазовые кристаллические сланцы и диабазы. Неизмененная проба кристаллосланцев взята из скиалита в эндербитах и представляет собой мелко-равномернозернистую породу с ассоциацией  $\Pi_{44} + M\Pi$ ир + + РПир + Ро (буровато-зеленая). По мере приближения к зоне бластомилонитизации она преобразуется в породу состава  $\Pi_{\pi}$  + Ро (синеватозеленая) + Би, с четкими псевдоморфозами Ро + Би  $\rightarrow$  Пир. Плагиоклазы приобретают волнистое погасание.

Бластомилониты по кристаллосланцам и диабазам имеют линейную нематобластовую структуру, мелкозернистые. Состав: Пл + Ро с примесью Кв, Би и Карб.

Дайки основного состава мощностью до нескольких метров рассланцованы главным образом вдоль контактов. Состав: Пл, МПир, в незначительном количестве Ро, Би и Рудн. Бластомилониты представляют собой мелкозернистые Амф-Пл сланцы, иногда содержащие карбонат и эпидот. По внешнему облику породы неотличимы от бластомилонитов по кристаллосланцам.

Отличительной чертой описанной зоны является близкий уровень *PT*-условий метасоматического преобразования в ней тектонитов, характеризующий одноактность процесса при слабом развитии более поздних низкотемпературных ассоциаций.

Разрез № 49 находится на отметке 102,1 км. Здесь мезократовые гнейсовидно-полосчатые, переходящие в массивные, эндербиты превращаются в бластокатаклазиты и тонко-мелкозернистые бластомилониты общей мощностью до 10 м. Простирание зоны и вмещающих пород одинаково, но падение более крутое, до вертикального. К участкам разгнейсования тяготеют кварц-ильменитовые и пегматитовые жилы мощностью до нескольких десятков сантиметров. Среди бластомилонитов обособляются кварц-карбонатные прожилки мощностью до 2 см.

На расстоянии 1,8-2,5 м от зоны процессы катаклаза в эндербитах проявлены чрезвычайно слабо, в виде редких трещин в плагиоклазах, вдоль которых наблюдается амфиболизация (не более 1%). По мере приближения к зоне в эндербитах вокруг зерен пироксенов появляются очень тонкие каемки голубовато-зеленого амфибола, образуются тонкие жилки Би + Po + Mr, в то время как Пл остается свежим. В бластокатаклазитах пироксены замещены по краям синевато-зеленой Po, а в центре — бесцветным Кум. Плагиоклазы вдоль зонок катаклаза раскисляются, в них наблюдаются многочисленные мирмекитоподобные вростки кварца, и все минералы приобретают волнистое погасание. В бластомилонитах темноцветы представлены Кум, синевато-зеленой Po и Би.

При этом наряду с обычным процессом Би — Ро отмечаются и обратные соотношения.

На отметке 99,2 км катаклазу и милонитизации подвергаются двупироксеновые эндербиты, иногда содержащие Кпш в виде порфиробласт, среднезернистые, размер зерен лейкократовых минералов 0,4—0,5 мм, гнейсовидные, иногда с реликтовыми полосами двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Мощность зоны милонитизации около 5 м, бластотектониты имеют согласное с вмещающими породами простирание, но более крутое падение (см. рис. 4). По мере приближения к зоне милонитизации зернистость пород уменьшается до 0,25—0,3 мм, в бластомилонитах — 0,4—0,1 мм, в афанитовых разностях составляет сотые, иногда тысячные доли миллиметра. Бластомилониты представляют собой тонкополосчатые, иногда мелкоочковые породы с флюидальной структурой, в которых наблюдается метаморфическая дифференциация вещества.

Бластокатаклазиты встречаются среди бластомилонитов, а также отделяют бластомилониты от исходных пород. Бластокатаклазиты, находящиеся среди бластомилонитов, представляют собой массивные среднезернистые породы (размер зерен лейкократовых минералов 0,5 мм). Процесс катаклаза начинается с перекристаллизации зерен лейкократовых минералов, например с распада порфиробласт Кпш на мелкие зерна, при этом очертания порфиробласта сохраняются. В других случаях крупные зерна плагиоклазов или кварца распадаются на блоки, разделенные тонкозернистым агрегатом. Текстура эндербитов при этом сохраняется, новообразованная линейность отсутствует. В этой зоне характерно появление вокруг зерен титаномагнетита оторочек биотита. Усиление катаклаза сопровождается замещением Пир и Би синевато-зеленой Ро, причем по Пир развивается тонкозернистый агрегат Амф + Кв, иногда Амф + Кв + + Карб. В то же время вокруг титаномагнетита появляются оторочки сфена.

Тонкозернистый, почти до афанитового, бластомилонит представляет собой черную очень прочную породу, содержащую тонкие белые прослои лейкократовых минералов, иногда «очки» лейкократовых минералов размером до 0,5 см.

Наряду со структурами течения, с размером минеральных зерен в сотые доли миллиметра, образуются брекчиевидные структуры, когда крупные зерна лейкократовых минералов распадаются на угловатые блоки, разделенные («сцементированные») тонкозернистым веществом. Иногда кварцевая тонкозернистая масса перекристаллизуется с укрупнением зерен. Участки с флюидальной и брекчиевой структурой чередуются друг с другом.

На отметке 90, 82 км в эндербитах изучена зона милонитизации мощностью около 3 м. Бластомилониты представлены тонко-мелкозернистыми полосчатыми породами, с четким обособлением лейко- и меланократовых слоев. Структура милонитовая, роговиковая, мелкоочковая, состав: Кв, Пл<sub>30-35</sub>, Би.

Процесс катаклаза начинает проявляться примерно на расстоянии 1,0 м от зоны милонитизации и выражается в разрушении плагиоклазов и замещении Пир на контактах и по трещинам синевато-зеленым Амф и реже Би. В 0,7 м от зоны в чарноэндербите МПир полностью замещен мелкочешуйчатым коричневым и зеленым Би, иногда в ассоциации с карбонатом. На контактах лейкократовых минералов образуются мирмекитоподобные структуры, полевые шпаты слабо серицитизированы. На расстоянии 0,3 м от зоны пироксены нацело замещены светло-зеленой Ро и в меньшей мере Би. В свою очередь, амфиболы по краям обрастают каймами эпидота.

На контакте бластомплонитов с амфиболизированными эндербитами образуются маломощные (до 10 см), залегающие согласно с бластомилонитами, тела эпидот-роговообманковых метасоматитов. Это неравномернозернистые слабо сланцеватые породы (размер зерен Амф до 1 мм), состав: Po - 60-65,  $\exists n - 25-30$ ,  $C\phi - 5-6\%$ . В небольшом количестве на отдельных участках встречаются  $\Pi_{24-26}$ , Кв и Би. Здесь же среди эндербитов милонитизации подвергся и кристаллосланец. В тонкозернистом бластомилоните с мелкоочковой структурой повсеместно шло замещение Би  $\rightarrow$  $\rightarrow$  Пир, а затем  $Po \rightarrow$  Би. На конечных этапах в незначительных масштабах проявился процесс  $X_{\pi}$  + Карб  $\rightarrow$  Би, Po.

В эндербитах залегает дайка основного состава, у которой рассланцована приконтактовая зона, по направлению к осевой части дайки катаклаз затухает. Структура тектонита катакластическая, брекчиевидная, преобразование исходной породы заключается в замещении  $A M \phi +$  $+ Kap \phi \rightarrow \Pi up$ , Хл не отмечается, изредка присутствует Би. На расстоянии 1 м от контакта к центру дайки катаклаз проявлен локально и развивается в виде отдельных зонок и трещин, вдоль которых наблюдаются сильная хлоритизация и карбонатизация пироксенов, иногда Ски → Пл. В зонах интенсивного брекчирования в тонкозернистой основной массе, состоящей из Карб и Амф, отмечаются реликтовые обломки Пл и Пир. В 1,5 м от тектонического контакта в дайке встречаются многочисленные мелкие зонки дробления, минералы имеют волнистое погасание, Амф + + Би + Хл → Пир, что приводит к увеличению в породе количества Мг.

В трех метрах от контакта наблюдаются единичные трещинки, вдоль которых развиваются Амф, Карб и реже Хл. Центральная часть дайки сложена свежими неизмененными породами (Пл<sub>45</sub>, МПир  $\pm$  РПир, Рудн  $\pm$  Би).

Таким образом, на расстоянии всего 3-4 м отчетливо проявляется минеральная зональность, когда в тектоните при более высоких T и Pустойчива ассоциация Po + Карб ± Би, которая с удалением от зоны сменяется ассоциацией Xл + Карб ± Амф.

В разрезе № 61 совместной милонитизации подвергаются Ро-2Пир-Пл кристаллосланцы и двупироксеновые эндербиты, мощность зоны ~1,5 м, простирание согласное с вмещающими породами, но более крутое, наблюдаются изгиб слоев у нарушения и смещение пород вдоль него.

В кристаллосланцах наряду с Пл и Пир присутствует буровато-зеленая Ро (Ng = 1,702, Nm = 1,696-1,699, Np = 1,679,-2V = 56-59), которая на контакте с зоной бластомилонитов вместе с Пир замещена синевато-зеленой Ро (Ng = 1,681, Nm = 1,671, -2V = 67-70). Переход от первого типа Ро ко второму по мере приближения к зоне происходит постепенно (промежуточный тип: Ng = 1,690, Np = 1,674, -2V = 58-63). На расстоянии 0,5-1 м от зоны в кристаллосланцах наблюдается интенсивная эпидотизация по краям практически всех минералов, уже в 2,0-2,5 м от зоны количество сине-зеленой Ро резко сокращается, но Пир практически нацело замещается бесцветным Амф актинолитового ряда (-2V = 85, Ng = 1,662, Np = 1,639, cNg = 15).

Таким образом, зона максимального катаклаза фиксируется как зона развития Ро, а периферические части зоны характеризуются образованиями Акт, что указывает на снижение T и P уже на расстоянии 2,0-2,5 м от зоны бластомилонитов. Аналогичные замещения характерны и для эндербитов, где Амф + Би  $\rightarrow$  Пир, а Пл раскисляется до Пл<sub>30-35</sub>. Из сделанного сопоставления очевидна единая направленность процесса преобразования пород разного состава в одной тектонической зоне.

На 83,8 км Кругобайкальской дороги на контакте гнейсовидных двупироксеновых эндербитов и дайки диабазов мощностью ~3 м развиты зоны милонитизации мощностью 2,0 и 0,8 м. Детально изучена зона мощностью 0,8 м. На расстоянии от нее (в 3,4 м) в эндербитах наблюдается слабый катаклаз полевых шпатов и незначительно проявлены процессы Скап + Му + Карб  $\rightarrow$  Пш и Амф + Би  $\rightarrow$  Пир. Уже в 2,8 м от зоны катаклаза почти все Пл в той или иной мере разрушены и скаполитизированы. Катаклаз и замещение антипертитовых Пл приводят к высвобождению К, что обусловливает частичное замещение Би  $\rightarrow$  Пир, Амф.

На расстоянии 1,2 м от зоны пироксены интенсивно замещаются Карб, Кум или Ро. В 0,5 м от зоны Пир полностью исчезает, замещаясь Би и Карб, одновременно Скап + Сер → Пл, на контактах лейкократовых минералов наблюдаются мирмекитоподобные структуры. Бластомилонит по эндербитам сложен Пл, Кв, Би, Карб и Скап, дифференциация вещества проявлена слабо, хотя новообразованная линейность и существует, но Би мелкочешуйчатый, и Кв обособлен не столь четко.

Процесс милонитизации в дайке проявлен довольно интенсивно, бластомилонит сложен Кв + Карб + Мг (Гм) + Би, а в целом для зоны тектонического воздействия характерен процесс Карб + Мг + Кв + Би +  $+ \Pi \pi \rightarrow \Pi$ ир + Пл.

Таким образом, в этом случае по породам разного состава в зоне милонитизации проявлен единый процесс, характеризуемый общим флюидным режимом и направленностью метасоматических изменений, о чем подробнее будет сказано ниже.

## Характеристика тектонитов по породам гранулитовой фации

№ разреза (привяз-	Мощность бла- стомилонитов,	Ис ходные породы	Ширина околозонального ореола м	Парагенезисы и характ	ерные замещения минералов
	М		s postor, m	Тектоническая зсна	Вмещающие породы
60(90)	50	Эндербиты	30	Кв + Пл <sub>35</sub> + Бп ± Ро ± Карб, Скап	Карб + Сер $\rightarrow$ Пл, Би $\rightarrow$ Ппр, Би + + Ро $\rightarrow$ Ппр
	Не установле- на	Пир-Пл кристал- лосланцы	Не установлена	Пл + Ро ± Бп, Кв, Карб	Ро + Бп → Пир
	$\sim 0,2$	Диабазы	Не установлена	Ро $+  \Pi \pi \pm  \mathrm{Кар} \delta +  \Im \pi$	Po → IImp
49(102)	10	Гранитизирован- ные кристалло- сланцы	2	Кум + Ро + Бп + Кв + Пл	Ро → Пир, Би → Пир, Кум → Пир, раскисление Пл
51(99,2)	5	Чарноэпдербиты	1,5	Кв + Пл + Бп + Ро ± Карб	$ \begin{vmatrix} \text{Eu} \rightarrow \Pi \text{mp}, & \text{Po} \rightarrow \Pi \text{mp}, & \text{Eu}; & \text{Po} + \\ + \text{KB} \rightarrow \Pi \text{mp} \end{vmatrix} $
58(90,82)	3	Эндербиты	1	$K_B + \Pi \pi_{30-35} + Би$	Ро $\rightarrow$ Пир, Би $\rightarrow$ Пир, Сер $\rightarrow$ Пш
58(90, 82)	0,1	Дпабаз	1,5	Ро + Карб ± Би	$X\pi + Карб \rightarrow Ппр,$ Скап $\rightarrow Пл,$ Амф + Бп $\rightarrow$ Ппр, Амф + + Карб $\rightarrow$ Ппр
61(85,7)	1,5	Ро-Ппр-Пл кри- сталлосланец	Не установлена	Ро + Пл ± Бп	Ро → Пир, Эп → Ро, Пир
	1,5	Эндербиты	1,5	Пл+Кв + Ро + Бп	Ам $\phi$ + Би → Пир, Пл <sub>30-35</sub> → Пл <sub>45</sub>
63(83,8)	0,8	і Эндербиты	3,4	Кв + Пл + Ро + Бп ± Карб	Скап + Му + Карб $\rightarrow$ Пш, Амф + +Бп $\rightarrow$ Ппр, Карб + Кум + Ро $\rightarrow$ $\rightarrow$ Ппр, Бп + Карб $\rightarrow$ Ппр, Скап + Сер $\rightarrow$ Пл

10

Тектониты Кв-Карб-Му-Хл-Скап состава. Сюда относятся тектониты с минеральными ассоциациями, отвечающими зеленосланцевой фации метаморфизма.

На 84 км в двупироксеновых мезократовых мелко- среднезернистых гнейсовидных эндербитах проходит зона смятия протяженностью по разрезу около 70 м. Состав наиболее зрелого тектонита Хл + Карб + Сер + Скап, породы в зоне интенсивно перемяты, рассланцованы, раздроблены, характерны зеркала скольжения, метаморфическая дифференциация вещества не проявлена. Отмечаются Кв-Гем-Сер и Кв-Карб прожилки мощностью до нескольких сантиметров.

Наиболее характерны замещения Би  $\rightarrow$ — Пир, Би + Карб + Кв  $\rightarrow$  Пир, Скап + + Му + Карб  $\rightarrow$  Пл, Му + Хл  $\rightarrow$  Би. Окружающие породы катаклазированы слабо, что проявляется в дроблении отдельных минералов и образовании вдоль трещинок Карб, Сер и зеленого Би.

На отметке 76,4 км на контакте пироксенроговообманковых эндербитов и дайки основного состава развита зона рассланцевания мощностью ~ 12 м, где породы сложены сланцами зеленого цвета с флюидальной структурой и преобладающей ассоциацией минералов Кв + Карб + Му + Хл ± Скап. Реликтовый Пл раскисляется и представлен альбит-олигоклазом, уже на расстоянии 22 м от зоны рассланцевания в эндербитах Карб + Би и Карб + + Хл → Пир, Пл интенсивно соссюритизирован.

В 5 м от зоны Пир и Ро исчезают, замещаясь мелкозернистым агрегатом Карб + Би, а Пл скаполитизирован и соссюритизирован.

В 2,5 м в породе появляются секущие прожилки карбоната и становатся заметной хлоритизация породы. Близко от зоны на расстоянии 1,1 м отмечаются Му — Би, Хл, а непосредственно на контакте преобладают Хл, Карб, Сер и Скап.

Таким образом, среди тектонитов по породам гранулитовой фации выделяются две группы пород: одна по минеральным ассоциациям отвечает амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой, а вторая — зеленосланцевой фациям метаморфизма.

Особенности вещественного состава и структуры описанных выше зон наиболее очевидны при их сопоставлении друг с другом (табл. 1). Наиболее характерная черта описанных тектонитов — их четко проявленная фациальность, что однозначно указывает на высокую степень преобразования пород в тектонических зонах. С другой стороны, четкое разбиение всех тектонитов по минеральному составу на две группы дает основание для утверждения о том, что значительная часть тектонических зон формировалась в близком *PT*-интервале, отвечающем амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Возможно, что тектониты одного возраста или же отвечают определенной фации глубинности, наиболее широко проявленной на этом уровне эрозионного среза.

В такой же мере эти суждения справедливы и для тектонитов, относимых к фации зеленых сланцев. Иными словами, эти два типа тектонитов полихронны или же являются членами одного ряда в вертикальной зональности.

Судя по данным табл. 1, ширина ореола преобразования пород около тектонических зон варьирует в больших пределах. Следует учесть, что этот ореол устанавливается по наблюдениям в шлифах и отображает уровни деформации пород и степень проявления в них новообразованных минералов. По сути дела, это петрографический ореол, который может не совпадать с геохимическим и флюидным. Различные соотношения между мощностью тектонитов и околозонального петрографического ореола определяются многими факторами, среди которых большое значение имеют тектонические. По этому параметру все изученные зоны подразделяются на две группы: 1) мощность тектонитов больше ширины околозонального ореола — это преимущественно тектониты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, 2) мощность околозонального ореола больше мощности тектонита — такие соотношения характерны главным образом для тектонитов зеленосланцевой фации. Для полновесных статистических оценок выборка не является в достаточной мере представительной. Однако в результате детального изучения этих зон видно, что там, где в тектонитах преобладали пластические деформации и имела место высокая степень дифференциации минерального выполнения, выраженная в полосчатом размещении темно- и светлоокрашенных минералов, как правило, околозональные ореолы имеют ширину меньше, чем мощность тектонита. Подобное обстоятельство указывает на локализацию и последующую разрядку напряжений в сравнительно узкой зоне, где преобладали пластические деформации. Этот же процесс обусловил незначительное проявление в околозональном пространстве хрупких деформаций и, как следствие такого развития процесса, — максимальное проявление массопереноса и преобразования пород в теле тектонита и минимальное в околозональном пространстве.

Обратная картина наблюдается в тектонитах второго типа, где преобладали хрупкие деформации, широко захватившие и околозональное пространство, с широко проявленными процессами преобразования пород не только в зоне, но и вдоль системы трещин во вмещающих породах.

#### ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Наряду с эндербитами в шарыжалгайском комплексе широко распространены также биотитовые плагиогнейсы, гранитогнейсы и граниты PR<sub>1</sub>. Поэтому представляет интерес сопоставление тектонитов из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций.

На отметке 141,1 км Кругобайкальской железной дороги в среднезернистых мезократовых плагиогнейсах (табл. 2) находится несколько зон милонитизации общей мощностью около 10 м. Краевые части зон представлены бластокатаклазитами с многочисленными параллельными плоскостями скольжения и очковой структуры. Ближе к центру рассланцевание пород усиливается, дроблению подвергаются как меланократовые, так и лейкократовые минералы. В центре зоны располагаются тонкозернистые тонкополосчатые бластомилониты.

Судя по шлифам, слабый катаклаз начинает проявляться уже на расстоянии 3,0 м от зоны бластомилонитизации и заключается в дроблении первичных минералов и образовании тонкозернистых агрегатов Кв — — Пл — Би — Карб с роговиковой структурой, широко развиты Эп и Сф, иногда отмечается новообразованный маложелезистый Би.

На расстоянии 0,5 м катаклазирована большая часть минералов, начинается течение кварца. На контакте с зоной раздроблены все темноцветные минералы, которые образуют новую линейную текстуру породы. В целом ассоциация Кв — Пл<sub>35-39</sub> — Би заменяется ассоциацией Кв — — Пл<sub>25-27</sub> — Би. В самих милонитах мелкочешуйчатый Би перекристаллизовывается, образуются порфиробласты нового Би с одновременным обособлением слойков титаномагнетита.

Акцессорные минералы представлены Сф и Ап. В бластомилонитах встречаются прожилки Кв-Пш и кварцевого составов с кристаллами Сф.

На 93,2 км в теневых Би мигматитах и гранитогнейсах изучена зона рассланцевания (разрез № 59) мощностью 6—8 м. Бластомилониты Кв-Пл<sub>10</sub>-Би-Му состава смяты в мелкие складки. Широко развит процесс Скап → Пл и Му → Би, Му → Кпш с появлением в породе новообразованного Пи. Во вмещающих породах мусковитизация проявлена слабо, шире проявлены Хл → Би и соссюритизация Пл с появлением Эп. На конечных стадиях процесса в окружающих зону породах образуются Кв-Му прожилки.

На 120 км изучена зона милонитизации мощностью 2 м, секущая биотитовые гнейсы и кристаллосланцы (разрез № 75). В ходе преобразования породы исходная ассоциация Кв + Пл + Кпш + Би сменяется ассоциацией Кв + Пл + Кпш + Би + Му + Эп + Карб, причем Карб двух генераций (первая образуется в процессе катаклаза, вторая слагает секущие прожилки). В непосредственной близости от зоны тектонита (10-20 см) катаклаз весьма интенсивен, наблюдается карбонатизация Пл.

На отметке 93,75 км (разрез № 66) в биотитовых гнейсах и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах изучена тектоническая зона мощностью около 4 м. Бластомилонит сложен в основном Би + Пл<sub>35</sub> + Кв + + Карб, замещает Пл + Ро.

Катаклаз во вмещающих кристаллосланцах проявляется уже на расстоянии 4,5 м от зоны. Для них характерны замещения Карб + Акт  $\pm$  $\pm$ Эп  $\rightarrow$ Пир + Пл<sub>46</sub>. На расстоянии 0,2 м от зоны Пир в сланце амфиболитизированы нацело, при этом внутри зерен Пир развиты амфиболы Акт-Тр ряда, а по периферии Пир и буровато-зеленые Ро замещены синевато-зеленой Ро, Эп и Карб.

Бластомилонит по плагиогнейсу (Кв +  $\Pi_{30}$  + Би) сложен ассоциацией Кв +  $\Pi_{12}$  + Би + Му с широким проявлением в нем скаполитизации и менее — карбонатизации. Мусковитизация отмечается уже в 1,3 м от зоны, а конечные стадии процесса формирования тектонита характеризуются проявлением окварцевания.

Разрез № 68 находится на отметке 129,15 км. Здесь несколько маломощных зон катаклаза и милонитизации секут биотитовые граниты, лейкократовые пегматитоидные граниты, гранитогнейсы и биотитовые сланцы. В целом зоны рассланцевания захватывают область шириной в несколько метров. Опробованная зона имеет согласное залегание с гнейсовидностью вмещающих пород и мощность 0,7—0,8 м.

Милонитизации подвергаются среднезернистые биотитовые граниты (Кв — 30—35%, Пл<sub>28</sub> — 40—45, Кпш — 10—15, Би — 8—10%). Кпш распределен в породе неравномерно, образуя порфиробласты. Катаклаз в породе начинает появляться на расстоянии ~1 м от тектонического нарушения и выражен в соссюритизации Пл, замещении Эп  $\rightarrow$  Би, что, возможно, указывает на повышение активности Са. На следующей стадии катаклаза в породе появляются многочисленные трещины, выполненные карбонатом, порода приобретает слабо выраженную линейную структуру. На отдельных участках структура брекчиевидная, катакластическая. Би по краям начинает замещаться Хл. Дальнейший катаклаз приводит к образованию тонко-мелкозернистых пород черного цвета, сланцеватых, с милонитовой структурой, состоящих из Кв, Пл<sub>8-10</sub>, Эп и Би, при этом образуются Кв-Эп прослои. Кроме того, отмечаются прожилки Кв мощ-

#### Характеристика тектонитов по породам амфиболитовой фации

№ разреза (при-	Мощность бластоми-	Исходные породы	Ширина околозо-	Парагенезисы и характер	ные замещения минералов
Brind, NMJ	лонитов, м		hanshoro opeoala, M	Тектоническая зона	Вмещающие породы
71(141,1)	12	Плагиогнейсы биотпто- вые	0,5	Кв + Пл + Би	$Би_2 \rightarrow Би_1, Эп + Сф + Рут \rightarrow Би$
66(93,75)	4,5	Гнейсы биотитовые	1,3	Кв + Пл + Му + Скап + Карб, Му → Бп, Хл → Бп	Карб → Пл, Му → Бп
59(93,20)	10-15	Гнейсы биотитовые	Не установлена	$ \begin{array}{c} \mathbf{K}\mathbf{B} + \Pi \pi + \mathbf{B}\mathbf{n},  \mathbf{K}\mathbf{B} + \mathbf{K}\mathbf{n}\mathbf{m} + \mathbf{M}\mathbf{y}, \\ \mathbf{M}\mathbf{y} \rightarrow \mathbf{B}\mathbf{n} \end{array} $	Хл → Бп; Карб, Скап → Пл, Му → → Бп, Эп → Бп
68(129,15)	0,8	Граниты биотитовые	1	Кв + Кпш + Пл + Би + Ән + + Карб	Хл → Би, Му → Би, Эп → Би, соссюрит → Пл, Му → Киш, про- жилки карбоната
74(132)	20	Плагиогнейсы, плагио- мигматиты	Не установлена	Кв + Пл + Хл + Карб	Хл → Би; Эп, Карб → Пл
	1	Диабазы	Не установлена	${f KB}+{f Anb}+{f Xn}+{f Kapb}+{f 3n}++{f +Anb}+{f Cp}+{f Mn}+{f Cp}+{f Mn}+{f M$	Ро, Акт → Пир, Алб + Эп → Пл, Хл + Карб → Ро
72(143,3)	2	Плагио- и гранитогней- сы, плагиомигматиты	0,2	$egin{array}{l} { m KB}+{ m And}+{ m Xn}+{ m Eu}+{ m Po}+{ m Ho}\ { m Kapd}  ightarrow { m KB}+{ m And}+{ m Xn}+\ { m Ho}+{ m Eu}+{ m Po} \end{array}$	Эп → Бп
55(111)	40	Биотитовые гранито- гнейсы	4—5 (по изменению флюнда)	$K_B + \Pi \pi + Kap \delta + X\pi + Aкт, Aкт \rightarrow \Pi \pi + X\pi, \exists n \rightarrow \Pi \pi$	$E_{H_2} \rightarrow E_{H_1}, \exists \pi \rightarrow \Pi \pi, Kap6 \rightarrow \Pi \pi$ $\exists \pi \rightarrow E_H, My \rightarrow E_H, My \rightarrow \Pi \pi$ $X\pi \rightarrow E_H, \Gammae_M + My \pm X\pi \rightarrow E_H$

Хл → Би, гидроокислы Fe, Cep + + Карб → Ил, Эп	Хл → Би, карбонатизация	Карб → Пл, Сер → Би, Эп → Бп
Кв + Пл + Мкр + Би + Хл + + Му + Эп (катаклазированные граниты)	Мкр +, Кв + Пл + Карб (ката- клазит	$ \begin{array}{c} \mathrm{Ka} + \mathrm{Ha} + \mathrm{Bu} + \mathrm{Kap6} + \mathrm{Ho}, \\ \mathrm{Ka} + \mathrm{Ha} + \mathrm{Bu} + \mathrm{Bu} + \mathrm{Po} + \mathrm{Ckau} + \\ + \mathrm{Kap6} \end{array} $
Не установлена	Не установлена	Не установлена
Граниты	Пегматондный гранит	Биотитовые гнейсы
Не установлена	3	30
53(108)	54(108,3)	70(140,9)

ностью 1—8 см. Бн-Пл сланцы, по которым развиваются бластомилониты, представлены мелкозернистыми слабосланцеватыми породами, со структурой, близкой к гранобластовой. Состав: Пл<sub>40-50</sub>, мелкочешуйчатый Би, отмечаются Эп и Карб. Катаклаз проявляется в формировании ориентированной гранолепидобластовой структуры. В бластомилоните Пл раскисляется до 28—30, Эп → Би, а Карб исчезает.

Как видно из описания этих тектонитов, они преимущественно характеризуются проявлением ассоциаций кремнещелочного метасоматоза, что в первую очередь проявляется в раскислении Пл и увеличении доли Кв в новообразованных тектонитах. В разрезе встречаются также тектониты с проявлением и другой тенденции.

На 120 км (разрез № 75) зона милонитизации (~2 м мощности) сечет серые биотитовые гнейсы, чередующиеся с меланократовыми Амф-Пл (с реликтами Пир) кристаллосланцами.

Милониты по сланцам представляют собой мелко-тонкозернистые породы зеленого цвета, состав: Амф + Би + Карб + Кв + Алб, при этом Кв имеет отчетливо выраженную структуру течения, иногда отмечаются реликты зерен зеленой Ро.

Процесс изменения Амф-Пл±Эп кристаллосланцев (Пл<sub>45-53</sub>, буровато-зеленая Ро — Ng = = 1,702, Nm = 1,694, -2V = 50-52) \_начинается с появления сине-зеленой Ро (Ng = 1,682-- 1,684, -2V = 66-69), которая замещает Би и Эп. Замещение буровато-зеленой Ро более глиноземистой Ро обусловлено раскислением Пл и разложением Эп. Обычно как в милоните, так и в окружающем его пространстве возрастает количество Би. Усиление катаклаза приводит к появлению нематобластовых и лепидобластовых структур с сохранением реликтов крупных деформированных зерен зеленой Ро. Возрастает доля Кв и кислого Пл, образующих вместе с Карб агрегаты с роговиковой структурой. Количество Карб достигает иногда 5%.

При милонитизации гнейсов формируются Кв + Пл<sub>30-32</sub> + Му + Би ± Ка ± Хл тонко-мелкозернистые, тонкополосчатые темно-серые до почти черного цвета породы, в которых Би + Му образуют обособленные полосы, а Кв — хорошо выраженную структуру течения, Карб слагает тонкие, иногда секущие прожилки. Усиление милонитизации приводит к образованию тонкозернистых (размер зерен до 0,008-0,02 мм) плойчатых сланцев, сложенных главным образом хлоритизированным Би, кислым Пл, Кв и Карб, в меньшей мере Хл. При этом Карб также деформируется и участвует в образовании микроскладок, но отмечается и Карб второй генерации — обычно крупнозернистый и слагающий секущие сланцеватость прожилки.

Аналогичная зона рассланцевания мощностью ~2 м с Fe-Mg-Ca метасоматозом находится на от-

метке 143,3 км, где она сечет гнейсовидные биотитовые граниты и гранит-мигматиты. Тектонит представляет собой тонкозернистую (размер зерен 0,015—0,03 мм) серовато-зеленоватого цвета очень прочную породу, слабосланцеватую, с согласными и секущими прожилками карбоната и кварца мощностью в несколько миллиметров, иногда кварц содержит сульфиды. На контакте бластомилонитов и неизмененных пород находятся интенсивно обохренные катаклазированные породы. Слабый катаклаз начинает проявляться уже на расстоянии 2,6 м от зоны: в породе в шлифах наблюдается перекристаллизация минералов с образованием мелкозернистых Кв-Карб-Би агрегатов роговиковой структуры. Катаклаз усиливается при приближении к зоне, на расстоянии 0,7— 0,1 м от нее наблюдаются замещение Эп  $\rightarrow$  Би и соссюритизация Пл. Бластомилонит сложен Кв + Пл<sub>10</sub> + Би  $\pm$  Хл + Амф. Амфибол светло-синеватозеленого цвета замещает Би, реже отмечается Цо.

Характерной особенностью этого тектонического нарушения является интенсивная карбонатизация всех темноцветных минералов.

На 111 км зона рассланцевания мощностью ~40 м (разрез № 55) сечет биотитовые гранитогнейсы и сложена сланцами зеленого цвета, состоящими из Хл + Акт + Кв + Алб + Карб (Карб до 50, Хл + Акт ~ ~ 30%). Характерно замещение Акт  $\rightarrow$  Хл, редко встречается зеленый Би, вероятно реликтовый. Карбонатизация породы проявляется после хлоритизации и амфиболитизации, т. е. так же, как и в нарушении на разрезе № 72. Во вмещающих породах часто отмечаются катаклаз и соссюритизация Пл, но лишь в 3—5 м от зоны проявляются интенсивное замещение Эп + Му + Карб  $\rightarrow$  Пл и слабый процесс Хл  $\rightarrow$  Би с проявлением прожилков Карб. Непосредственно на контакте с зоной порода приобретает катакластическую, брекчиевидную структуру, Хл нацело замещает Би, образуется густая сеть карбонатных прожилков. Одновременно с Хл  $\rightarrow$  Би и Эп  $\rightarrow$  Би происходит образование прожилков Эп мощностью до 1 мм.

На заключительных стадиях процесса в зоне рассланцевания образуются Кв-Карб жилы мощностью до 0,5 м с хлоритовыми оторочками вдоль зальбандов, в кварце иногда отмечаются вкрапленники лимонитизированного Пи.

В зоне рассланцевания встречаются тела массивных, плотных, зачастую без явной сланцеватой текстуры мелкосреднезернистых пород зеленого цвета, состоящих главным образом из Пл + Акт ± Карб, Эп, Хл с многочисленными скоплениями Сф. По сравнению с тектонитами в этих породах широко проявлен процесс перекристаллизации Пл с возрастанием его основности до  $\Pi_{25-32}$ . Детальные петрографические исследования дают основание для утверждения о метасоматической стадии, т. е. зона играла роль активного флюидопроводника и после снятия тектонических напряжений, сформировавших ее как геологическое тело.

Определенный интерес представляет случай одновременной милотитизации пород кислого и основного состава. Одна из таких зон рассланцевания изучена на 132 км (разрез № 74), где биотитовые и гранат-биотитовые сланцы секутся несколькими дайками диабазов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 4-6 м.

Все эти породы подвергаются катаклазу и рассланцеванию; мощность зоны  $\sim 30$  м. Плагиогранитогнейсы (Пл № 30—35) превращены в плойчатые мелкозернистые зеленого цвета сланцы, состоящие из Кв, Алб (№ 5—10), Хл и Карб, реже Му. В дайках наблюдается интенсивная амфиболитизация пироксенов с одновременным выделением Илм, а на контакте с гранитами в катаклазированных диабазах образуются мелкозернистые скопления чешуек Би, что свидетельствует о перераспределении вещества в зоне дробления между разными по составу породами. Среди сланцев обособляются кварцевые жилы мощностью в несколько сантиметров. В боковых породах катаклаз проявляется в виде интенсивной соссюритизации Пл,  $\Im п \rightarrow Би$ . По мере приближения к зоне рассландевания Би полностью замещается Хл, а зерна Пл приобретают своеобразную структуру, подобную

микрографической, образуются клиновидные и червеобразные сростки кварца и альбита, причем внутри обособлений Алб присутствуют скопления Эп.

На контакте катаклазированных плагиогнейсов и диабазов образуются тела эпидозитов (мощностью до 10-15 см), представленных плотными тонкозернистыми массивными породами светло-зеленого цвета. Эта порода практически нацело сложена Эп, с подчиненным развитием Кв, Би, Хл, Карб. Иногда в эпидозитах отмечаются щелевидные полости шириной ~1 мм, выполненные Кв и Хл, растущим преимущественно перпендикулярно к стенкам полостей. Данные факты указывают на активный обмен веществом между этими контрастными породами в ходе их преобразования, а также на активные метасоматические процессы после снятия тектонических напряжений.

Во многом аналогичная картина выявляется при изучении тектонической зоны в р-не пос. Листвянка (разрез № 91), где субвертикальная зона рассланцевания мощностью около 3,5 м развивается на контакте дайки диабазов и вмещающих ее гранитогнейсов. По гранитогнейсам образовывались мелко-среднезернистые Кв-Пш и Кв-Хл сланцы, содержащие исевдоморфозы лимонита по Пи. В них отмечаются согласные прожилки Кв и Карб.

По диабазу образуются хлоритовые сланцы, содержащие Алб и Карб, в меньших количествах Кв, Би, Эп. Уже на расстоянии 0,8 м от контакта со сланцами в габбро Амф нацело замещает Пир, а Амф и Пл затем замещаются Хл, Эп, Карб, Алб. При сопоставлении химических анализов пород отмечается обмен компонентами между породами различного состава.

<sup>\*</sup> Тектониты наиболее молодых зон дробления изучались на отрезке 108—110 км Кругобайкальской железной дороги, где они представлены катаклазированными эндербитами, биотитовыми гранитами и диабазами. Для них характерны многочисленные зеркала скольжения (полизеркальный тектонит, по Даниловичу [1950]) и в целом слабые и низкотемпературные минеральные преобразования, выраженные в рассеянной серицитизации, карбонатизации и развитии гидроокислов железа. Окружающие зоны алюмосиликатные породы характеризуются соссюритизацией Пл, которая в 10 м от зоны уменьшается. Зерна Би сильно разрушаются и превращаются в мелкочешуйчатый агрегат, полностью замещаясь гидроокислами Fe в тектонической зоне, где породы имеют типичную брекчиевидную структуру.

Большой интерес представляют гетерогенные по составу и свойствам пород разрезы.

В качестве объекта для исследований было выбрано обнажение на 140,9 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь переслаиваются амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы, биотит-плагиоклазовые сланцы и гнейсы. Эти породы секутся тремя маломощными дайками диабазов (мощность 2—3 м) и вместе с ними подвергаются деформациям. Сланцеватость в дайках параллельна слацеватости в милонитизированных кристаллосланцах и динамометаморфической полосчатости в бластомилонитах по гнейсам и сечет первоначально рвущие контакты даек и гнейсов.

Милонитизация гнейсов (ассоциация Кв +  $\Pi_{32-35}$  + Би) приводит к образованию мелкозернистых тонкополосчатых бластомилонитов с ассоциацией Кв +  $\Pi_{28-36}$  + Би + Карб + Цо + Сф, причем Цо и Сф замещают Би. В Амф-Пл кристаллосланцах ( $\Pi_{40-41}$  + Ро буровато-зеленая) и Би-Пл сланцах ( $\Pi_{36-38}$  + Би) при катаклазе образуется сине-зеленая Ро, замещающая как первичный Амф, так и Би и составляющая в Би-Пл сланцах 5—35% площади шлифа. В дайках наблюдается интенсивная амфиболизация пироксенов.

Дайки выступают как компетентные породы, в результате на контактах с ними возникают зоны пластического течения амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, которые здесь превращаются в Хл-Амф-Пл бластомилониты. Бластомилониты смяты в складки, с субвертикальными осевыми поверхностями, с птигматитовыми обособлениями Кв, с будинированными Кв-Карб жилами. Дайки при рассланцевании также превращаются в Хл-Амф-Пл сланцы. Более или менее явными отличительными чертами милонитизированных кристаллосланцев от милонитизированных диабазов является полосчатая текстура сланцев и равномерная однородная диабазов.

Совместная милонитизация пород основного и кислого состава приводит к образованию вдоль плоскостей катаклаза в диабазах чешуек Би, а в милонитизированных гнейсах Би замещается сине-зеленой Ро. Кроме того, наблюдаются миграция кварца в боковые породы и образование там секущих и согласных с полосчатостью метаморфических пород кварцевых и кварц-карбонатных жилок мощностью 5—7 см, которые встречаются на расстоянии до 1 м от зоны рассланцевания. Милонитизация гнейсов на удалении от даек почти не сопровождается изменением состава.

В бластомилонитах вблизи рассланцованных даек диабазов Би, наряду с Цо, замещается сине-зеленой Ро, что свидетельствует о повышении активности Са и Fe в поровом флюиде. При милонитизации гнейсов на контакте с диабазами образуются Би-Ро-Хл сланцы (пр. 90-8), причем Амф → → Би. Темноцветы слагают ~80-85% породы, промежутки между ними выполнены Скп, менее Кв, кислым Пл, Карб.

При катаклазе Би-Пл кристаллосланцев (Пл<sub>з6-38</sub>) сине-зеленая Ро → → Би; содержание Ро колеблется от 5 до 25%, вдоль дислокационных зонок Пл раскисляется до олигоклаза (№ 28).

Таким образом, приведенный здесь геологический материал однозначно указывает на активные процессы массообмена между породами разного состава в одной тектонической зоне.

Сопоставление тектонитов по породам амфиболитовой фации (см. табл. 2) дает общее представление о направленности процессов преобразования пород в самих зонах и окружающих их породах. Отмечается связь между характером процесса в БТМ и окружающих БТК, выраженная в том, что компоненты, вытесняемые из центральной зоны, зачастую выносятся к ее периферической части, и здесь метасоматические преобразования протекают при их активном участии. Например, если в БТМ развивается Si-K-Na метасоматоз, идущий с выносом оснований, то в окружающих породах проявляются хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация. Если учесть, что фронт преобразования из центральной зоны перемещается отчасти и в ее окружение, то в БТК происходит одновременное развитие метасоматических процессов, идущих на базе Ca, Mg, Fe и за счет привноса К (например, мусковитизация, сопряженная в пространстве и времени с хлоритизацией и карбонатизацией).

Для всех зон характерна сопряженность процессов метасоматического преобразования пород со степенью тектонической деформации. Так, зрелым тектонитам свойственна высокая степень метасоматического преобразования, а в случае только катаклаза (разрез № 53) или развития БТК новообразованный тектонит мало отличается по составу от исходной породы (разрез № 54). Из этого следует, что способность тектонита к массопереносу флюидных, петрогенных и рудных компонентов определяется степенью его зрелости, когда в БТМ массоперенос вдоль протяженных узких полос разного состава намного эффективней, чем массоперенос в менее организованной системе трещин, рассекающих породу в разных направлениях.

### Глава II

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

По всем изученным разрезам были отобраны пробы, охарактеризованные шлифами, что позволило после выполнения анализов получить геохимическую и петрохимическую характеристику изучаемых явлений.

Тектониты по породам гранулитовой фации охарактеризованы нами выше, и изложение материалов этого раздела дается в соответствии со сделанным ранее описанием. Среди тектонитов, относимых по парагенетическим ассоциациям к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, следует выделить в первую очередь те, которые образовывались по породам близкого состава.

Исходные силикатные анализы, нормативный и модальный составы даны в табл. З.

Ниже приведены равнообъемные формулы эндербита, бластокатаклазита и бластомилонита в расчете на 10000 Å [Рудник, 1978] для разрезэ на 99,2 км (рис. 1).



Рис. 1. Флюндно-геохимический профиль (разрез № 51). 1—5 — эндербиты (1 — гнейсовидные, 2 — гнейсовидные с порфиробластами Кпш, 3 — массивные, 4 — массивные с Амф → Пир, 5 — гнейсовидные с Амф → Пир, Би → Пир); 6 — Кв-Пш-Би бластомилониты; 7 — диабазы мелко- (а) и среднезернистые (б); 8 — катаклаз,

Эндербит, проба № 51-16,  $\sigma = 2,90$  г/см<sup>3</sup>.

$$Si_{157,2}Ti_{1,85}Al_{62,6}Fe_{3,7}^{3+}Fe_{15,2}^{2+}Mn_{0,3}Mg_{16,2} \times Ca_{22,5}Na_{25,4}K_{5,5}P_{0,8}[O_{482}(OH)_{17}(CO_{2})_{2}]_{503}$$

19

Химический	состав	эндер	)

Компонент	Paspes (102,1	з № 49 км)	Разрез	№ 51 (99,2	км)	Разрез 🔊	58 (90,8	82 км)
	49-34	49-18	51-16	51-21	51-2	58-11	58-7	58-7-1
SiO <sub>2</sub>	51,30	50,65	54,40	52,57	64,48	68,69	73,78	52,96
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,07	0,85	0,89	1,15	0,55	0,40	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	16,70	18,38	17,85	14,22	14,40	11,75	13,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	2,19	1,63	2,92	3,64	Не обн.	1,46	2,99
FeO	11,43	8,41	6,27	5,57	3,20	4,47	0,99	5,15
MnO	0,15	0,13	0,12	0,15	0,05	0,05	0,04	0,19
MgO	8,45	7,41	3,77	4,43	1,38	2,01	1,43	6,81
CaO	7.14	6,66	7,26	7,72	3,49	4,27	4,40	11,79
Na <sub>2</sub> O	2,89	2,71	4,53	4,21	3,18	3,46	3,30	1,64
K <sub>2</sub> Õ	0,81	1,59	1,48	1,24	2,81	1,58	0,77	0,71
P.05	0,28	0,22	0,35	0,23	0,40	0,07	0,11	0,27
H.0+	0,81	2,34	0,82	2,10	0,94	0,49	0,87	1,65
CO <sub>2</sub>	0,44	0,17	0,60	0,33	0,55	0,28	0,06	0,22
H.O-	0,18	0,20	0,07	0,07	0,30	0,07	0,12	0,05
Σ	100,44	100,45	100,58	100,37	99,79	100,39	99,51	99,94
F, %	0,130	0,052	0,052	0,145	0,011	0,012	0,017	0,095
Au, Mr/T	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,40	Не обн.	2.40	0,80
f	58,30	58,86	67,83	65,70	83,21	68,98	63,14	54,45
$\rm FeO/Fe_2O_3$	29,30	3,84	3,73	1,91	0,88		0,68	1,12

Примечание. 49-34 — пироксен-плагиоклазовый кристаллосланец гранитизированный 30—35, Би — 20%); 51-16 — эндербит (Пл — 60—65, Пир — 10, Ро — 10, Кв + Кпш — 10%, Би); (Пл + Кв — 75—80, Би — 20%, Эп); 58-11 — эндербит (Пл<sub>36-49</sub> — 70, Пир — 10, Кв — 5—10, (Ро — 60—65, Эп — 25—30, Сф — 5%, Пл); 60-9 — эндербит (Пл<sub>40</sub> — 70, Кв — 15—20, Пир — 60 — 65, Эп — 25—30, Сф — 5%, Пл); 61-9 — андербит (Пл<sub>40</sub> — 70, Кв — 15—20, Пир — 60 — 6ластомилонит (Кв + Пл — 85—90, Би — 10%); 61-8 — катаклазированный эндербит 99, Би — 3—7, Эп + Карб — 5—10%); 64-9 — катаклазированный эндербит (Пл — 80, Кв — 40%, Карб, Скап); 64-13 — бластомилонит (Му — 40, Хл — 10, Пл + Кв — 40, Карб — 10%);

Бластокатаклазит, проба № 51-21,  $\sigma = 2,84$  г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{149}Ti_{1,9}Al_{59,7}Fe_{6,2}^{3+}Fe_{13,2}^{2+}Mn_{0,4}Mg_{18,7}Ca_{23,5}Na_{23,2}K_{4,5}P_{0,6}[O_{452}(OH)_{42}CO_{2}]_{496}$ 

Бластомилонит, проба № 51-2,  $\sigma = 2,69$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{174}\mathrm{Ti}_{2,3}\mathrm{Al}_{45,3}\mathrm{Fe}_{7,4}^{3+}\mathrm{Fe}_{7,2}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,1}\mathrm{Mg}_{5,6}\mathrm{Ca}_{10,1}\mathrm{Na}_{16,7}\mathrm{K}_{9,7}\mathrm{P}_{0,9}[\mathrm{O}_{462}\,(\mathrm{OH})_{22}\,(\mathrm{CO}_{2})_{2}]_{488}.$ 

Если сопоставить исходный эндербит и развитые по нему тектониты, то очевидно, что проявленный в более зрелом бластомилоните K-Si метасоматоз приводит к выносу из него Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na и незначительному накоплению Ti (см. табл. 3).

Если рассмотреть более широкую выборку для сопоставления распределения щелочей, редких и рассеянных элементов (табл. 4), то в бластокатаклазитах и бластомилонитах в зависимости от степени проявления окварцевания отмечается иногда значительная дисперсия в распределении изучаемых компонентов. В первую очередь это касается К и Na, что приводит к некоторому занижению содержаний К в бластомилонитах и не отражает в общем стиля процесса, относимого к К--Si метасоматозу. При сравнении средних однозначно можно указать на вынос из породы Ni, Co, Pb, Fe, Sn, Sc, Cr, V, Sr и незначительный привнос Li. При сопоставлении соотношений информативных пар элементов в исходных породах и БТМ видно, что уменьшаются отношения Rb/Sr и K/Na, подчеркивающие щелочной характер процесса, а снижение доли окисного Fe по отношению к закисному с 3,35 до 1,83 указывает на возрастание окислительного потенциала в системе (см. табл. 4). Окварцевание породы, идущее на фоне К-Si метасоматоза и возрастании Ро,, приводит к своеобразной «стерилизации» системы от всех рудных компонентов — переводу их в подвижбитов и тектонитов, вес. %

Pa	aspes Nº 60 (90	) км)	Paspes N K	61 (85,7 M)	Pas	рез № 64 (7	6,4 км)
60-9	60-3	60	61-8	61-5	64-9	64-5	64-13
65,80	70,04	68,03	71,53	66,54	57,90	64,45	58,64
0,46	0,37	0,46	0,34	0,38	1,82	0,80	0,68
16,60	14,70	15,15	14,60	12,80	16,18	15,10	12,40
0,34	0,30	0,16	1,35	1,80	3,38	1,97	2,00
4,00	2,67	3,25	1,30	2,09	2,90	2,58	3,92
0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,10	0,04	0,09
2,31	1,13	1,55	0,88	0,78	2,03	1,89	2,94
5,02	2,77	3,41	3,67	8,81	4,79	2,62	6,63
3,70	2,85	4,18	3,31	2,67	4,58	3,83	1,65
0,98	4,05	1,48	1,95	0,59	1,95	2,21	2,07
0,11	0,11	0,12	0,03	0,10	0,88	0,54	0,17
0,63	1,09	1,91	0,72	0,73	2,03	2,40	3,71
0,39	0,11	0,33	0,39	2,75	0,94	1,16	4,90
0,07	0,08	0,13	0,10	0,07	0,13	0,27	Не обн.
100,47	100,33	100,20	100,20	100,16	99,61	99,86	99,80
0,016	0,012	0,011	0,008	0,013	0,051	0,05	0,037
2,80	Не обн.	Не обн.	0,90	1,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.
65,25	72,44	68,75	75,07	83,30	75,57	70,65	66,82
11,76	8,90	20,30	0,96	1,16	0,86	1,31	1,96

(Пл — 60, Пир — 30, Кпш — 5, Би — 3%, Кв, Ро); 49-18 — бластомилонит (Ро — 45—50, Пл — 51-21 — бластокатаклазит (Кв + Пл — 60, Ро — 20—25, Би — 15—20%); 51-2 — бластомилонит Кпш — 5%, Би); 58-7 — бластомилонит (Кв + Пл — 85, Би — 10—15%); 58-7-1 — метасоматит 5—7%, Би, Кпш); 60-3 — катаклазированный эндербит (Кв — 20, Пл — 50, Кпш — 10, Би — 10%); (Пл<sub>40-50</sub> — 55, Кв — 20—25, Кпш — 10—15, Би — 10%); 61-5 — бластомилонит (Кв + Пл — 80, Кв — 10, му + Хл — 10-15, Кв — 10%, Карб); 64-5 — катаклазированный эндербит (Пл — 80, Кв — 10, Му + Хл — Аналитики А. И. Курбатова, Г. А. Кравченко, ИЗК СО АН СССР.

ное состояние и выносу из породы. Если разброс в содержаниях урана в исходных эндербитах не очень велик, то он резко возрастает в бластокатаклазитах и особенно в бластомилонитах. Однако, судя по средним содержаниям, существенного выноса или привноса урана во вновь образованную породу не происходит. Торий в эндербитах также распределен более или менее равномерно, но полностью выносится из бластокатаклазитов и достигает высоких содержаний во внешней зоне на контакте их с диабазом (табл. 5). В еще большей мере тенденция к выносу проявлена в бластомилонитах. Таким образом, зоны с Si-K метасоматозом характеризуются незначительным перераспределением U, почти полным выносом Th, отчасти в периферические части таких зон.

К проявлениям тектонитов по эндербитам с отчетливым стилем Na-Si (?) метасоматоза можно отнести разрез № 60. Формулы исходных пород и бластомилонитов по ним вычислены на основании анализов (см. табл. 3).

Эндербит, проба № 60-9,  $\sigma = 2,77$  г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{182}Ti_{0,96}Al_{54}Fe_{0,7}^{3+}Fe_{9,2}^{2+}Mn_{0,1}Mg_{9,5}Ca_{14,9}Na_{19,8}K_{3,5}P_{0,3}[O_{490}(OH)_{13}CO_{2}]_{505}$ 

Эндербит с биотитизированными пироксенами, проба № 60-3,  $\sigma = 2.68 \text{ г/см}^3$ .

$$\begin{array}{l} {\rm Si}_{187,5}{\rm Ti}_{0,75}{\rm Al}_{46,4}{\rm Fe}_{0,6}^{3+}{\rm Fe}_{6,0}^{2+}{\rm Mn}_{0,14}{\rm Mg}_{4,5}\times\\ \times {\rm Ca}_{8}{\rm Na}_{14,8}{\rm K}_{13,8}{\rm P}_{0,3}\left[{\rm O}_{471}\left({\rm OH}\right)_{21}\left({\rm CO}_{2}\right)_{0,4}\right]_{503}. \end{array}$$

Бластомилонит, проба № 60,  $\sigma = 2,71$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{184}\mathrm{Ti}_{0,94}\mathrm{Al}_{48,4}\mathrm{Fe}_{0,3}^{3+}\mathrm{Fe}_{7,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,1}\mathrm{Mg}_{6,3}\mathrm{Ca}_{9,9}\mathrm{Na}_{22}\mathrm{K}_{5}\mathrm{P}_{0,28}\left[\mathrm{O}_{464}\left(\mathrm{OH}\right)_{37}\mathrm{CO}_{2}\right]_{503}.$ 

Если рассматривать катаклазированные эндербиты как внешнюю зону бластомилонитов (см. табл. 3, пр. 60-3), то видно, что по сравнению с ис-

Геохимическая характеристика

№ про- бы	Название и ссстав породы	L	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li	Rb	Sr	v	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Разр	ез №	60 (90	км)				
	Эндербиты		L 1			1		1	1
60-9	Пл + Кв + Кпш +								
	+ MIInp $+$ PIInp $+$		0.54	0.00	10	10	510	100	=0
	+ $BH$ $+$ $Mr$	140	3,51	0,96	18	10	540	100	18
60-8	То же	110	3,04	3,30	15	90	240	14	18
60-7	»	80	3,30	1,75	18	00	420	140	140
60-6	»	60	3,12	2,06	10	34	550	130	240
60-5	»	30	3,02	3,40	0	10	540	10	00
50-4	»	10	3,88	1,10	8,8	10	530	91	19
	Бластокатаклазиты	05	0.50	2.04		00	200		
50-3	$\Pi \pi + KB + K\Pi \Pi + B\Pi$	35	2,59	3,81	14	99	390	44	
50-2	$\Pi \pi + KB + K\Pi\Pi + HB\Pi + B\Pi + My + CKan$	20	2,49	4,32	7,2	81	360	33	20
60-1	Пл + Кв + Кпш + Би Бластомилониты	10	3,80	1,32	10	23	670	89	35
30 -	$\begin{array}{c} \mathrm{K}_{B} + \mathrm{\Pi}\pi + \mathrm{K}\mathrm{n}\mathrm{m} + \\ + \mathrm{E}\mathrm{u} + \mathrm{M}\mathrm{r} \end{array}$	-	4,18	1,57	14	32	340	42	20
60-11	Кв + Пл + Кпш +						1000	1.00	1.0
_	+ Би $+$ Му $+$ Карб		4,53	1,23	9,4	38	450	44	-
<u>X</u>	Эндербиты		3,31	2,11	13,7	43,2	517	102	116
X	Бластокатаклазнты		2,96	3,15	10,4	67,7	473	55	18
X	Бластомилониты		4,36	1,40	15,3	43,2	396	43	10
	Р Эндербиты	aзpe	a № 5	8 (90,8	2 км)				
56-15	$H_{J} + K_{B} + K_{H} + H_{H} + M_{H} + P_{H} + P_{H$								
-	+ Po + Mr	3,7	3,18	1,05	18	12	290	440	320
58-11	То же	2,1	3,53	1,62	7,2	25	470	100	100
58-10	»	1,0	3,50	2,41	7,5	42	480	110	120
-	Бластокатаклазиты								
58-9	Пл + Кв + Киш +		1	in the					
	+ Ро + Би	0,7	3,57	2,30	15	43	480	50	68
58-8	$\Pi \pi + KB + KUM +$	0.0	0.00	0.01	~ (	10	100	100	-
1 million 1	+ Po $+$ 5u $+$ 3u $+$	0,3	3,26	0,84	8,1	10	490	160	50
	Fuerown JOHUTH						Collector 1		
0 7	$B_n \perp \Pi_n \perp E_n$	1	3 24	0.80	77	12	430	72	22
59 45	$R_{B} + \Pi_{\pi} + E_{H}$	.00	4.94	0.78	10	14	470	30	
58 16		0.000	2.68	1.04	24	30	370	83	59
v	Энторбиты		3.40	1.69	10.9	26	413	217	180
$\frac{\Lambda}{\overline{V}}$	Бластокатакизанты		3 42	1.57	11.6	26	485	105	59
A	Diaciokatakiashibi	174.91	9.64	0.07	12.0	10	100	69	97
XI	Бластомилониты		3,01	0,87	13,9	[ 19	423	1 02	1 21
	Р	азре	3 Nº 5	1 (99,20	) KM)				
	Калишпатизированные эндербиты			er.,			-		
51-16	$\Pi \pi + K \pi m + K B + M \Pi m + P \Pi m + $		0.04	1.11		116			
	$+ P_0 + B_H + Mr$	3,3	4,57	1,44	15	12	770	170	91
51-15	То же	2,8	3,55	1,88	14	28	700	200	81
51-14	»	2,1	3,18	3,68	8,6	62	860	140	-
51-9	»	1,5	2,80	3,55	5,8	59	770	220	37
51-8	>	1.0	4.31	1.45	6.1	12	790	110	100
		-10	-1	-1.40	-1-	2022	100		

эндербитов и тектонитов

Таблица 4

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	K/Rb	$  \substack{\operatorname{Na_2O} + \\ + \operatorname{K_2O}}  $	$\frac{K_{\gamma}O}{N_{2}O}$	Cr V	Ni Co	$\left  \frac{FeO}{Fe_2O_3} \right $	$\frac{Rb}{Sr}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
				F	aape	3 № (	30 (90 p	EM)				
	1			1	1	1		1	1	1	1	1
49	10											
12	$1,6 \\ 0.9$	14	121	46	4,91	800	4,47 6,40	0,27	0,78	2,19	2,46	0,019
11	1,6	22	25	49	6,33	440	5,05	0,53	1,00	1,96	2,30	0,107
12	3,5	26	26	89	6,10	503	5,18	0,66	1,85	3,42	2,24	0,064
10	1,4	28	13	35	3,99	377	5,47	1,14	1,09	2,69	1,66	0,141
10	2,0	22	10	40	4,95	209	4,98	0,28	0,87	2,50	1,72	0,030
-	2,1	22	7,2	23	3,33	319	6,40	1,47	-	3,19	1,28	0,254
	1,9	38	8	12	3,16	443	6,81	1,73	0,61	1,50	2,59	0,225
-	0,9	20	12	25	3,73	476	5,12	0,35	0,39	2,08	0,99	0,034
_	_	93	10	14	3.86	407	5.75	0.20	0.19	1.0	0.04	0.004
		0,0	10	14	5,00	407	5,75	0,38	0,40	1,40	0,81	0,094
8	1,5	18	8,5	0,9	3,00	269	5,76	0,27	-	0,11	2,90	0,084
_	1,6	27	9.1	20	3,41	413	6.11	1 18	0.5	2,50	2,07	0,083
-	0,7	14	9,3	7,5	3,43	338	5,75	0,33	0,48	0,76	0,86	0,089
		1 .	I	l P	12003	N 58	(00.82	(TAT)		1	l	1
		1	1			12 00	(50,62	KM)	1	1	1	$    \approx$
	6.0	e - 10					51.4		10			
36	1,4	5,0	58	130	13,62	725	4,23	0,33	0,73	2,24	2,57	0,041
9	2,1 2,0	16 26	14	56	4,82	538	5,12	0,46	1,00	4,00	2,11	0,053
	2,0	20	10	14	0,07	410	5,90	0,08	1,09	4,95	2,55	0,088
14		15	11	35	4,04	444	5,56	0,71	1.36	3.18	1.35	0.089
_	14	44	49	4.9	1.02	700	2.00	0.07	0.04	0.50	1.00	0.000
	1,4	11	12	44	4,40	700	3,99	0,27	0,31	3,50	1,08	0,020
48	- '	8,1	-	14	2,63	553	4,01	0.25	0.31	_	1.16	0.028
_	-	15	сл	14	1,46	462	5,72	0,16			2,24	0,030
15	1,5	6,8	14	43	6,43	492	3,72	0,39	0,71	3,07	1,40	0,081
15	1,8	10	29	30	8,0	580	5,11	0,49	0,94	3,72	2,41	0,061
21	0.5	10	5	24	3.51	502	4,10	0,49	0,04	3.07	1,22	0,055
	1 0,0	1	1 0	Pa	3 p e 3	N≥ 51	(99,20	км)	[ 0,51	1 5,07	[ 1,00	[ 0,029
	1			l l	-						-	1
					e î.c.,							
26	2,3	19	24	32	8,89	996	6.01	0.32	0.54	1.33	2.60	0.016
34	3,8	24	22	27	9,42	557	5,43	0,53	0,41	1,23	2,69	0,040
32	2,8	32	18	26	9,18	492	6,83	1,16	-	1,44	2,97	0,072
30	3,1	23	21	20	8,31	499	6,35	1,27	0,17	0,95	4,04	0,077
21	1,6	18	23	20	7,91	1000	5,76	0,34	0,91	0,87	4,42	0,015

23

51-10 51-7 51-4 51 51-1 51-21 51-22	Пл + Кпп + Кв + МПпр + РПпр + Ро + + Би + Мг Ф Бластокатаклазиты Пл + Кв + Кпп + + Амф + Бп + Мг То же Пл + Кв + Кпп + + Ппр + Бп + + Амф + Мг То же	4 <sup>#</sup> 1,0 0,5 0,5	3,00 3,98 4,26	3,46	4,8	60	180	170	36
51-10 51-7 51-4 51 51-1 51-21 51-22		0,5 0,5	3,98 4,26	4.97	_		-		
51-7 51-4 51 51-1 51-21 51-22	Пл + Кв + Кпш + + Амф + Бп + Мг То же Пл + Кв + Кпш + + Ппр + Бп + + Амф + Мг То же	0,5 0,5	3,98 4,26	1.97					1 C C C C C C C C C C C C C C C C C C C
51-4 51 51-1 51-21 51-22	+ Амф + Би + Мг То же Пл + Кв + Кпш + + Ппр + Би + + Амф + Мг То же	0,5	3,98 4.26		12	12	760	240	200
51-4 51 51-1 51-21 51-22	10 же Пл + Кв + Кпш + + Ппр + Бп + + Амф + Мг То же	0,5	4.20	1,21	10	16	720	210	100
51-1 51-21 51-22	$ \begin{array}{r} \Pi\Pi + \PiB + \Pi\Pi\Pi + \\ + \Pi\Pip + \Pin + \\ + \Lambda\mu\phi + Mr \\ \text{To we} \end{array} $	0.5	1.1.2	1,44	14	10			
51-1 51-21 51-22	+ Амф + Мг То же	0 -					1950.92		
51-1 51-21 51-22	То же	0,5	3,07	3,38	7	61	620	140	29
51-21 51-22		_	2,63	3,16	9,9	46	630	120	42
51-22	$\Pi \pi + R_B + R_{\Pi} m +$					07	770	200	140
51-22	$+$ $\mathrm{Eu} + \mathrm{Am}\phi + \mathrm{Mr}$		3,76	1,24	10	37	210	400	36
	То же	-	2,66	3,18	11	50	040	100	00
	Бластомилониты							1	
51-2	$K_B + \Pi_{\pi} + K_{\Pi} $	1.1.24		0.00		19	560	110	_
-10	$+ \operatorname{Bu} + \operatorname{Am} \phi$	-	3,16	2,69	12	42	560	76	30
51-5	То же		3,09	1,85	10	40	340	63	33
51.6	»		4,51	1,17	11	15	010	00	
51-0	KB + HII + KHIII + HIII + HIIII + HIII + HIIII + HIIIII + HIIIIII + HIIIII + HIIIII + HIIIII + HIIIIII + HIIIII + HIIIII + HIIIII + HIIIIII + HIIIIIII + HIIIIIII + HIIIIIIII		3 95	1.94	15	35	590	130	38
51-11	Тоже		2.98	2.89	4,8	41	740	120	-
$\frac{\overline{V}}{\overline{V}}$	Калиннатизипованные		2,00	-,					
~	эндербиты		3,57	2,58	9,1	39	678	168	58
$\overline{X}$	Бластокатаклазиты		3,39	2,28	10,5	37	690	168	91
$\overline{X}$	Бластомилониты		3,54	2,10	11,6	36	558	100	20
1	Р	aspe	3 Nº 4	9 (102,4	КМ)	5).			
Ĩ	Гранитизированные			1	1				
	кристаллосланцы								
49-27	$\Pi_{\pi} + M\Pi_{\mu}p + P\Pi_{\mu}p +$								
	+ KB $+$ KIIII $++$ Eu $+$ Mr $+$ Po	3.4	3.09	0.84	11	7,8	480	210	230
49-34	Тоже	2.5	2.74	0,62	17	5,3	510	220	280
49-30	»	2.1	2,79	0.81	12	5,2	460	160	200
49-33	»	1.8	3,12	0,72	15	8,8	570	240	270
49-32	>	1,2	3,77	0,62	13	6,1	540	190	200
49-31	>	0,7	2,79	0,56	10	5,2	470	270	300
	Бластокатаклазиты								
49-16	Пл + Кв + Киш +								
	$+\Pi np + Am\phi +$					16	ECO	210	200
	+ Bu $+$ Mr		2,72	1,00	22	20	260	220	240
49-15	То же	-	2,77	1,27	26	20	400		
	Бластомилониты	1.1.1		10.00					
49-11	$\Pi \pi + K_B + A_M \Phi +$		1.1		00	29	110	220	210
	+ Bn $+$ Mr	-	2,0	1,28	23	36	410	250	190
49-18	То же	-	2,51	1,38	27	50	490	200	100
X	Гранитизированный	(a. ()	3.05	0.70	13	6.4	505	215	247
$\overline{\mathbf{x}}$	Бластокатаклазиты		2 75	1 13	24	23	510	215	220
$\frac{\pi}{X}$	Бластомилониты		2.26	1.33	25	34	450	235	200
~	Diacioninia		-,	1,00				in the second second	1
	P	aзp	ез №	61 (85,	7 км)		ê	r.	1
	Эндербиты					1 1 4			
01-9	HII + KB + MIIIIP + PIIIIP + FII + MIIIIP + FIIIIP + FII + MIIIIP + FII + MIIIIP + FIIIIP +	2.0	3 70	0.97	16	7.0	420	72	40
	F I IIIP T DI T MI	2,0	0,10	0,01	10	.,.	1.1.1.1.1.1.1		
61-8	$\Pi \pi + KB + KIIII +$						STREE.		
	$+$ $E_{H} + P_{O} + M_{\Gamma}$	1,5	3,30	1,85	17	30	390	35	15
61-7	То же	1,0	3,63	1,86	20	35	430	39	18
61-6	» -	0,5	3,77	0,95	18	6,2	400	64	44

Продолжение табл. 4

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
16	2,9	20	21	18	8,77	479	6,46	1,15	0,21	0,86	3,36	0,33 3
- 46 35	$^{2,8}_{2,2}$	21 17	30 30	34 35	10,02 10,02	878 747	5,25 5,70	$0,32 \\ 0,34$	0,83 0,48	1,13 1,17	1,46 1,18	0,016 0,022
19 24	$^{2,3}_{2,2}$	16 22	14 19	17 14	9,44 10,71	460 570	6,45 5,79	1,10 1,20	0,21 0,35	1,21 0,74	1,20 1,00	0,098 0,073
33 24	1,3 —	19 10,6	50 13	38 22	8,40 8,17	278 528	$5,00 \\ 5,84$	0,33 1,20	0,70 0,36	0,76 1,69	2,09 1,02	0,048 0,078
21 13	2,2 1,4 1,7	16 9 10	16 14 9,3	12 18 25	7,47 5,38 4,06	532 353 511	5,85 4,92 5,68	$0,85 \\ 0,59 \\ 0,26$		0,75 1,29 2,69	1,20 1,34 2,17	0,075 0,077 0,056
26 22	$^{2,3}_{2,4}$	13 13	18 14	12 10	7,31 9,40	460 585	5,89 5,87	0,49 0,97	0,29	0,67 0,71	1,76 2,70	0,059 0,055
27 30 16	2,8 1,8 2	23 18 12	$22 \\ 26 \\ 14$	24 27 15	8,75 9,46 6,72	671 577 488	$6,14 \\ 5,67 \\ 5,64$	0,80 0,75 0,63	$0,45 \\ 0,49 \\ 0,40$	1,11 1,12 1,22	3,35 1,33 1,83	0,092 0,056 0,064
3				P	a'spes 	N 49	(102,1	км)				
32 28 20 33 19 42	2,2 3,6 2,2 2,1 1,9 2,0	8,9 8,3 6,0 7,6 11 8,4	59 56 41 59 44 66	160 150 100 150 100 190	11,27 13,23 12,53 12,26 10,98 13,68	894 971 1293 679 844 894	3,93 3,36 3,60 3,84 4,39 3,35	$\begin{array}{c} 0,27\\ 0,23\\ 0,29\\ 0,23\\ 0,16\\ 0,20\\ \end{array}$	1,10 1,27 1,25 1,13 1,05 1,11	2,71 2,68 2,44 2,54 2,27 2,88	2,25 2,53 2,30 2,10 1,89 2,23	0,016 0,010 0,011 0,015 0,011 0,011
39 34	$^{2,9}_{2,0}$	12 12	55 64	119 140	11,95 11,42	519 363	3,72 4,04	0,37 0,46	0,95 1,09	2,00 2,19	2,10 2,01	0,029 0,063
35 34	$^{2,6}_{2,4}$	8,3 11	62 66	170 160	15,14 11,49	332 318	3,28 3,89	0,64 0,55	0,95 0,76	2,74 2,42	1,96 1,89	0,078 0,088
29 37 35	2,3 2,5 2,5	8,4 12 9,7	54 60 64	142 125 165	12,33 11,69 13,32	929 441 325	3,75 3,88 3,59	$0,23 \\ 0,42 \\ 0,60$	$1,15 \\ 1,02 \\ 0,86$	2,59 2,10 2,58	2,22 2,05 1,93	$0,012 \\ 0,046 \\ 0,083$
шí				P	aspe: 	3 № 61	(85,7	км)	1			
16	2,6	22	20	47	5,38	1150	4,67	0,26	0,56	2,35	3,52	0,017
	2,4 1,7 1,5	32 21 17	10 7,2 18	22 16 42	2,85 3,99 5,06	512 441 1272	5,15 5,49 4,72	0,56 0,51 0,25	0,43 0,46 0,69	2,20 2,22 2,33	3,91 2,27 2,14	0,077 0,081 0,016

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
61-5	Бластомилониты Кв $+$ Пл $+$ Би $+$		9.69	0.59	70	0.7	080	110	99
	+ Kapo + 30	_	2,03	0,58	1,0	6,7	960	110	00
	Р	азре	з № 6	3 (83,8	25 км)				
	Эндербиты	Ĩ I		I			Í.	Ĩ.	1
63-10	$\Pi \pi + K_B + \Pi np + H_P + F_P + F_P + M_P$	3.4	3 68	2.36	7.6	28	690	74	14
63-9		2.8	3 32	2,50	16	54	450	40	44
63-8	10 Me	2.0	3 63	1 42	70	19	430	74	52
63-7		12	3,63	1 16	5.5	11	430	140	210
03-1		1,2	0,00	1,10	0,0	**	400	1.10	210
00.0	Бластокатаклазиты	0.5	9.00	0.00	EAE	FEO	500	60	400
63-6	$\Pi \pi + KB + D\Pi + AM\phi$	0,5	2,98	2,89	515	2.20	500	63	160
	Бластомилониты								
63-5	$\operatorname{Ka} + \operatorname{II}\pi + \operatorname{En} +$			- 69		1			1.1.1.1
	+ Ckan + Kapo + - My	-	3.56	1.75	13	30	530	58	28
V	Deserver		9 57	1.00	95	90	500	00	07
A	Эндероиты	-	5,57	1,09	20	40	500	04	01
	Р	азре	з № 6	4 (76,4	00 км)				
	1 Еконтонотониковити						1	r	1
010									
04-9	$+ 3\pi + Kap6$	3.1	4.75	2.23	12	42	580	190	16
64-8	Тоже	2.1	2.52	2.47	16	58	640	130	90
64-7		-,-	2,02	2,17	10	00	010	100	00
04-1	$+$ MV $+$ X $\pi$ $+$								
	+ Карб + Скап	1,1	3,09	2,55	11	64	540	110	50
64-6	То же	0,5	2,83	2,44	13	73	540	300	72
64-5	$K_B + \Pi_{\pi} + My +$	A	0.000		: · · · ·				1.
	+ Xл + Карб +		1.1.1	- D.					
	+ Скап	0	3,77	2,35	8,7	48	340	110	89
	Бластомплониты	1.1.1.							
64-13	Кв + Алб + Хл +		1.1.1			100			
A PROCESSION OF THE	+ Карб + Пп	$\rightarrow$	2,56	2,16	12	39	180	96	200
$\overline{X}$	Бластокатаклазиты	-	3,39	2,41	12	57	528	17	63
	D								3
	P	азре	3 .12 7.	3 (84,0	KM)				
	] Эндербиты	1.0				i h		1	1
73-8	Пл + Кв + Ппр + Мг Бластокатаклазиты	16	3,20	1,07	4,9	19	400	200	130
73-7	$\Pi \pi + K_B + E_H +$	1.0					1.1		
	+ Карб + Скап +	10							
	+ Mr	8	2,87	2,12	14	39	370	28	34
73-5	Пл + Кв + Бп +	A 1 23							
	+ Карб + Скап + + Mr	30	3,34	2,41	11	40	620	100	40
73-4	Пл + Кв + Бп +		10000				1.0		
	+ Карб + Скап +	10			1.5	0.5	0.00		1.50
	$+ My + X\pi$	18	3,63	1,81	15	37	340	140	150
73-3	То же	10	3,44	1,77	12	31	370	160	160
73-6	»	1	3,04	1,63	7,2	54	340	110	180
73-2	»	0	2,76	2,37	11	38	400	55	52
73-1	Кв + Алб + Хл +			a second				Contractor of	-
	— Нарб	-	3,86	1,42	30	21	380	1 170	89

Примечание. Здесь и далее в табл. L — расстояние от зоны бластомилонизации, м; т. А. Лахно, т. П. Волынец, ИЗК СО АН СССР, 26

Окончание табл. 4

1-	11	-12	13	-14	15	16	17	+18	19	20	21	22	23
	14	2,1	18	7	23	4,32	719	3,21	0,22	0,30	3,29	1,75	0,007
					Pa	зрез	№ 63	' (83,825	км)			,	
		[	1		Ĩ	1 1	- Die						de d
The state of the s	10 	2,6 2,2 2,5 3,1	25 31 28 20	17 20 20 25	32 38 35 59	$6,12 \\ 5,0 \\ 6,01 \\ 7,30$	699 404 620 875	$6,04 \\ 5,95 \\ 5,05 \\ 4,79$	0,64 0,79 0,39 0,32	$0,59 \\ 1,08 \\ 0,70 \\ 1,50$	1,88 1,90 1,75 2,36	$1,56 \\ 1,08 \\ 1,82 \\ 2,09$	$0,041 \\ 0,120 \\ 0,044 \\ 0,026$
and the state of t	12	2,4	32	22	81	4,62	480	5,87	0,97	2,54	3,68	1,38	0,100
and a state of the	-	1,7	20	13	29	4,40	484	5,31	0,49	0,48	2,23	1,53	0,057
	12	2,6	26	21	41	6,11	650	5,46	0,54	0,97	1,97	1,64	0,058
					P a	зрез	№ 64	(76,400	км)				
	33 20	$^{2,0}_{2,2}$	14 11	15 26	35 46	6,80 8,38	441 354	$6,98 \\ 4,99$	$0,47 \\ 0,98$	$0,08 \\ 0,69$	2,33 1,77	$0,78 \\ 1,17$	0,072 0,091
A THE R A PARTY OF A P	23 25	2,0 2,1	12 12	32 30	36 33	6,49 7,08	331 277	$5,64 \\ 5,27$	0,83 0,86	$0,45 \\ 0,24$	$^{1,13}_{1,10}$	1,32 1,13	0,119 0,135
	18	1,8	8	17	42	5,10	406	6,12	0,62	0,81	2,47	1,20	0,141
	18 24	2,0	2,6 11	$\frac{20}{24}$	44 38	5,87 6,77	460 362	4;,71 5,80	0,84 0,75	2,08 0,45	2,20 1,76	$1,54 \\ 1,12$	0,217 0,112
Contraction of the local distribution of the					Р	азрез	№ 73	8 (84,0	км)				
	45	-	4,0	40	58	7,16	467	4,27	0,33	0,65	1,45	1,93	0,048
	-	-	3,0	9	30	3,83	451	4,99	0,74	1,21	3,33	1,99	0,105
	18	-	8,7	18	49	4,08	500	5,75	0,72	0,40	2,72	3,29	0,065
	18	-	_	24	60	5,21	406	5.44	0.50	1.07	2.5	1.58	0.109
	18	-	-	24	64	4,35	474	5,21	0.52	1.00	2,7	1,98	0,084
	16	1 <u>-</u>	7,9	24	54	4,23	251	4,67	0.54	1.64	2,25	2,95	0,159
	-		2,2	14	23	3,57	518	5,13	0,86	0,95	1,64	0,96	0,095
100	35	-	_	32	42	4,28	562	5,28	0,37	0,52	1,31	3,27	0,055

27

#### Таблица 5

		U	111	
1	2	3	4	
	Разрез № 60 (90 км)			
	Эндербиты		I	
60-80	$\Pi_{\pi} + K_{B} + K_{\Pi} + M\Pi_{\mu} + P\Pi_{\mu} + +$		1.1	
	$+$ $\mathbf{E}\mathbf{u}$ $+$ $\mathbf{M}\mathbf{r}$	2,3	4,5	
60-7	То же	1,4	12,0	
60-6	»	6,2	0,5	
60-5	»	2,9	3,2	
60-4	>	3,4	2,9	
	Бластокатаклазиты			
60-3	I Пл + Кв + Кпт + Би	2.8	0.5	
60-2	Пл + Кв + Кпш + Би + Му + Скап	2,0	0.6	
60-1	Пл + Кв + Кпш + Би	3,4	2,0	
	Бластомилониты	100.000	Construction of the second	
60	$K_B + \Pi_A + K_{\Pi\Pi} + E_H + M_F$	1.6	0.2	
60-11	Кв + Пл + Кпш + Бп + Му + Карб	2,3	2.0	
$\overline{X}$	Эндербиты	3.2	4.6	
$\overline{X}$	Бластокатаклазпты	2,7	1.0	
$\overline{X}$	Бластомилониты	2,0	1,1	
	in the second second second second			
	Разрез № 58 (90,82 км	)		
	Эндербиты			
58-12	Пл + Кв + Кпш + МПир + РПир +	2		
EO 11	+Po + Mr	0	0,3	
58 10	Тоже	2,2	0	
36-10	» E rearron and a second	0,6	0	
58-9	Пл - Fr - Frm - Po - Fr	3 7	1.4	
58-8	$\Pi_{\pi} + \Pi_{R} + \Pi_{m} + P_{0} + F_{m} + 2\pi$	3,1	1,4	
00-0	+ Mr	2,5	3,3	
	Бластомилониты			
58-15	Кв + Пл + Би	2,5	2,5	
58-16	То же	2,1	9,5	
$\overline{X}$	Эндербиты	0,9	0,1	
$\overline{X}$	Бластокатаклазиты	3,1	2,4	
$\overline{X}$	Бластомилониты	2,3	6,0	
	Разрез № 49 (102,1 км)	)		
	Гранитизированные кристаллосланцы			
49-34	Пл + МПир + РПир + Кв + Кпш +			
	$+$ $\mathbf{E}\mathbf{n}$ $+$ $\mathbf{M}\mathbf{r}$ $+$ $\mathbf{P}\mathbf{o}$	1,6	0	
49-30	То же	0,5	0,1	
49-33	»	3,1	0	
49-32	»	1,6	4,3	
49-31	»	2,7	1,9	
10.10	Бластокатаклазиты			
49-16	$\Pi_{\Pi} + K_{B} + K_{\Pi\Pi} + \Pi_{H}p + A_{M}\phi + K_{H}p + K_{$	2,0	3,2	
	and the second sec			

Содержание U и Th в эндербитах и тектонитах, 10-4%

Продолжение табл. 5

1	2	3	4
	Бластомилониям		
10.11		0	4.5
49-11	$\Pi \Pi + \Pi B + AM \phi + D\Pi + M\Gamma$	0	1,5
49-18	То же	1,7	1,9
X	Эндербиты	1,9	1,3
X	Бластокатаклазиты	1,2	3,7
$\overline{X}$	Бластомилонпты	0,8	1,7
	Разрез № 51 (99,2 км	t)	
	I Энлербиты I	-,	1
54 46	$\Pi_{\pi} \perp F_{\pi\pi} \perp F_{\pi} \perp M\Pi_{\pi\pi} \perp P\Pi_{\pi\pi} \perp$		
-51-10	+ Po + Eu + Mr	1.1	2.5
54-14	Тоже	1,1	1.0
51-14	IO RG	1,0	1,0
51-6	*	2,1	2,5
-51-10	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1,8	2,4
	Бластокатаклазиты		100 AN 10
51-21	$\Pi \pi + KB + K\Pi \Pi + B\Pi + AM\phi + Mr$	2,4	12,6
51-22	То же	1,7	3,2
.51	Пл + Кв + Кпш + Пир + Бп +		
	$+ AM\phi + Mr$	0	3,2
-51-1	То же	3,8	0
	Бластомилониты		
51.3	$E_{P} \perp \Pi_{T} \perp E_{\Pi} \perp A_{M} \phi$	2.0	0
54 5		9.4	0
51-5	10 Же	2,1	0
51-6	»	1,1	2,1
51-11	»	0,1	0
$\underline{X}$	Эндербиты	1,8	2,1
X	Бластокатаклазиты	2,0	4,0
$\overline{X}$	Бластомилониты	1,8	0,5
	Разрез № 63 (83.825 км)		
	l Duronformer		
.02.40	Trad Parl Hand Dad Frad Ma	0.7	0.5
05-10	$m_{+}$ $m_{+}$ $m_{+}$ $m_{+}$ $m_{+}$ $m_{+}$ $m_{+}$	2,1	3,5
63-9	10 жe	3,3	18,8
63-8	* 111 * 111 * 111 * 111 * 111 * 111	2,8	6,5
63-7	-properties and a second of the second of th	$^{3,6}$	2,0
	Бластокатаклазиты		and the second sec
63-6	$\Pi \pi + K_B + E_{\Pi} + A_M \phi$	5,0	1.9
	Бластомилониты		
:63-5	$K_B + \Pi_{\pi} + E_{\mu} + C_{\kappa a \pi} + K_{a p \delta} + M_{v}$	2.8	4.8
		2,0	1,0
	Paspes № 64 (76,40 k	MI)	
.01.0	Бластокатаклазиты		
64-9	Кв + Ил + Бп + Эп + Карб	4,9	7,7
64-8	То же	0	2,1
64-7	$K_B + \Pi_{\Pi} + E_{\Pi} + My + X_{\Pi} + Kap6 +$	T	1.00
	+ Скап	1,0	2,0
64-6	То же	3,4	4,6
64-5	Кв + Пл + Му + Хл + Карб + Скап	0	8,7
	Бластомилониты		
64-13	Кв + Алб + Хл + Карб + Пи	2.0	5.4
	and the transfer the transfer the	2,0	0,1
	Passas No 72 /0/ 0	-)	2010
	i a spes ive /o (84,0 RM	L)	
	Эндербиты		
73-8	Пл + Кв + Пир + Би + Мг	2,1	2,5
		2.92	

Окончание табл. 5.

1	2	3	4
	Бластокатаклазнты		
73-7	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + Мг	1,4	1,0
73-2	Пл + Кв + Би + Карб + Скап +		
	$+ My + X\pi$	0	3,3
73-1	Кв + Алб + Хл + Карб	0	0.8

ходной породой здесь возрастают содержания К (более чем в 4 раза), Si и снижаются Al, Fe, Mg, Ca (более чем в 2 раза), Na. Иными словами, это внешняя вона, где проявлен K-Si метасоматоз с вытеснением этими элементами оснований, Na и Al.

Центральная часть зоны сложена бластомилонитами, в которых накапливаются (по сравнению с исходным эндербитом; см. табл. 3) Na и Si. в отдельных прослоях, обогащенных Би и Му, также К. Однако, судя по геохимическим пробам (см. табл. 4), привнос Na довольно существен с одновременным снижением содержания К. Из породы выносятся Al. Fe. Мд, Са, которые переносятся растворами вверх по зоне, или же рассеиваются во вмещающих породах, фиксируясь в прожилках Би, Хл, Эп, Карб и т. д. При определенных геолого-структурных условиях эти элементы могут осаждаться в более локальных зонах, образуя метасоматические тела базификатов, как это имеет место на разрезе № 60. Здесь среди Кв-Пш-Би бластомилонитов отмечаются тела массивных или слабо сланцеватых пород темно-зеленого цвета, обычно приуроченных к контакту с бластокатаклазитами. Состав: Ро, Би (Би  $\rightarrow$  Ро), реже  $\Pi_{30-32}$  и Кв (3-5%), Пир (Амф  $\rightarrow$  Пир), акцессорные представлены Ап и Сф. По составу они весьма близки базификатам, описанным З. И. Петровой и В. И. Левицким [1984].

При формировании бластомилонитов выносятся в значительных количествах Ni (более 80%), Co, Sn, Sc, Cr (почти 90%), V (более 60%) и в меньшей мере Sr, незначительно увеличивается содержание Li. Ситуация аналогична той, которая была описана и для K-Si метасоматоза выше, т. е. преобладает тенденция выноса всех рудных элементов. В промежуточной зоне, сложенной бластокатаклазитами, частично накапливаются Pb и Rb, все остальные рудные и рассеянные элементы выносятся (см. табл. 4), но в меньших количествах по сравнению с центральной зоной.

В ряду эндербит — бластокатаклазит — бластомилонит снижаются соотношения K/Rb, Cr/V, Ni/Co, FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, подчеркивающие специфику процесза мобилизации типоморфных рудных компонентов на фоне нарастания P<sub>O2</sub> с усилением степени преобразования породы в тектоните. В силу проявления К метасоматоза и выноса оснований, в промежуточной зоне отношение Rb/Sr увеличивается более чем в 2 раза (см. табл. 4).

Как и в предыдущем случае, однозначно устанавливается незначительный вынос урана из тектонитов, более 70% тория извлекается уже на ранних стадиях преобразования пород (см. табл. 5).

Таким образом, на основании петрографических и геохимических данных мы приходим к выводу о том, что наряду с отчетливой тенденцией переноса большого числа компонентов по восстанию тектонической зоны частично проявляется процесс осаждения некоторых компонентов на контакте бластомилонитов и бластокатаклазитов и в меньшей мере — в окружающих породах.

Процесс Са—Fe метасоматоза по эндербитам выявлен в разрезе № 61 (см. табл. 3, рис. 2).

Формульный состав эндербита и бластомилонита по нему таков: Эндербит, проба № 61-8, σ = 2,68 г/см<sup>3</sup>.

 $\begin{array}{l} {\rm Si}_{191,7}{\rm Ti}_{0,69}{\rm Al}_{46,2}{\rm Fe}_{2,7}^{3+}{\rm Fe}_{2,6}^{2+}{\rm Mn}_{0,07}{\rm Mg}_{3,5}{\rm Ca}_{10,5}{\rm Na}_{17,2}{\rm K}_{6,7}{\rm P}_{0,'7}\left[{\rm O}_{482}\left({\rm OH}\right)_{14}{\rm CO}_{2}\right]_{497}.\\ {\rm 30}\end{array}$ 



Рис. 2. Флюндно-петрохимический профиль (разрез № 61). 1 — эндербиты; 2 — эндербиты с Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Би бластомилониты; 4 — Амф-Пир-Пл кристаллосланцы; 5 — кристаллосланцы с Амф → Пир; 6 — кристаллосланцы милонитизированные; 7 — амфиболизация.

Бластомилонит, проба № 61-5,  $\sigma = 2,73$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{181,7}\mathrm{Ti}_{0,78}\mathrm{Al}_{41,2}\mathrm{Fe}_{3,7}^{3+}\mathrm{Fe}_{1,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,1}\mathrm{M}_{\mathbb{F}3,2}\mathrm{Ca}_{25,8}\mathrm{Na}_{14,2}\times\\ \times \mathrm{K}_{2,1}\mathrm{P}_{0,23}\left[\mathrm{O}_{\leq 62}\left(\mathrm{OH}\right)_{14}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{10}\right]_{\mathbb{F}03}. \end{split}$$

В бластомилоните более чем в 2 раза возрастает количество Са и в 1,5 раза Fe, выносятся Si, Al, Na, K, содержания остальных элементов колеблются в небольших пределах и по сути не меняются. Процесс проявляется главным образом в развитии ассоциации Кар + Эп и увеличении количества An. Хотя количество геохимических проб по этой зоне невелико, но общие тенденции преобразования пород просматриваются достаточно однозначно. Вынос из бластомилонитов Na, K, Li, Rb и менее Pb обусловливает их частичное накопление в промежуточной зоне бластокатаклазитов; Ni и Co выносятся из обеих зон в значительных количествах (более 50%), для Cr, Sc, V содержания остаются практически неизмененными или изменяются крайне незначительно. В тектониты в существенных количествах привносятся Sr (рост более чем в 2 раза), V (в 1,5 раза) при воз-



Рис. 3. Геохимический профиль (разрез № 61). Усл. обозн. см. на рис. 2.

растании отношения Ni/Co и резком снижении Rb/Sr. Общая обстановка, судя по степени окисления Fe, характеризуется возрастанием P<sub>0</sub>.

Для этого разреза характерно накопление некоторых элементов в зоне, примыкающей к тектониту (рис. 3). Так, в эндербитах вблизи контакта (пр. № 61-6) возрастает содержание Ni, Co, в меньшей мере V и Sc, в то же время количество Sn здесь уменьшается, но растет в зоне милонитизации. Аналогичная картина наблюдается и на контакте с кристаллосланцами, где увеличивается содержание Ni, Sc, Co, V и особенно Sn. Для приконтактовых эндербитов, где зафиксировано повышение содержания вышеуказанных элементов, характерно замещение Би  $\rightarrow$  Пир, а затем Амф  $\rightarrow$  $\rightarrow$  Би. Таким образом, однозначно устанавливается накопление ряда компонентов в приконтактовой зоне тектонита, где протекали процессы Ca-Fe метасоматоза, идущие с вытеснением щелочей основаниями.

Если сравнить данные о массопереносе по этой зоне с описанными выше, то мы приходим к однозначному выводу о том, что кремний-щелочной метасоматоз по мобилизующей способности к выносу рудных компонентов по сравнению с Ca-Fe(Mg) является более эффективным.

Тектоническая зона на 90, 82 км по характеру преобразования может быть отнесена к типу, где проявлен привнос SiO<sub>2</sub> (рис. 4).

Формула эндербита в расчете на 10000 A, проба № 58-11,  $\sigma = 2,75$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{188,5}\mathrm{Ti}_{1,14}\mathrm{Al}_{46,6}\mathrm{Fe}_{10,3}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,12}\mathrm{Mg}_{8,2}\mathrm{Ca}_{12,6}\mathrm{Na}_{18,4}\mathrm{K}_{5,5}\mathrm{P}_{0,2}\left[\mathrm{O}_{488}\;(\mathrm{OH})_{10}\mathrm{CO}_{2}\right]_{500}.$ 

Формула кварц-полевошпатово-биотитового бластомилонита, проба № 58-7,  $\sigma = 2,66$  г/см<sup>3</sup>.

$$\mathrm{Si}_{197}\mathrm{Ti}_{0,8}\mathrm{Al}_{37,1}\mathrm{Fe}_{2,9}^{3+}\mathrm{Fe}_{2,2}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,1}\mathrm{Mg}_{5,7}\mathrm{Ca}_{12,6}\mathrm{Na}_{17,3}\times\mathrm{K}_{2,6}\mathrm{P}_{0,3}\left[\mathrm{O}_{480}\ (\mathrm{OH})_{18}\mathrm{CO}_{2}\right]_{500}.$$

Формула амфиболового метасоматита, проба № 58-7-1, σ = 3,0 г/см<sup>3</sup> (плотность амфиболита взята из работы [Физические свойства..., 1976]). 32

# $$\begin{split} \mathrm{Si}_{159,3}\mathrm{Ti}_{3,64}\mathrm{Al}_{49,3}\mathrm{Fe}_{6,76}^{3+}\mathrm{Fe}_{13,0}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,48}\mathrm{Mg}_{30,5}\mathrm{Ca}_{38,03}\times\\ \times \mathrm{Na}_{9,56}\mathrm{K}_{2,72}\mathrm{P}_{0,69}\,[\mathrm{O}_{415}\,(\mathrm{OH})_{102}\,(\mathrm{CO}_{2})_{0,9}]_{518,8}. \end{split}$$

Развитие бластомилонита по эндербиту в этих условиях сопровождается существенным выносом из породы Al, Fe, K и в меньшей мере Mg. Как указывалось при геологическом описании этой зоны, в ней отмечаются тела Эп-Ро метасоматитов, относимых к базификатам. По сравнению с бластомилонитами и бластокатаклазитами, по которым они развиваются, в них резко понижены содержания Si и Na и возрастают количества Ti, Al, Fe (в 4 раза), Mg (примерно в 5 раз), Ca (в 2,5 раза), P, F и практически без изменения количество K. Таким образом, в базификатах, с одной стороны, накапливаются элементы, выносимые из тектонитов при их преобразовании, а с другой, вероятно, и из более глубинного источника.

Рудные и рассеянные элементы с развитием бластомилонитов испытывают тенденцию к выносу из породы Rb, V, Cr, Sn, Pb, Co и Ni, во вновь образованной породе накапливаются Sc, Li, Sr (рис. 5). Иными словами, наблюдается тенденция, свойственная кремниевому метасоматозу. Однако она осложняется частичным поступлением Ca и связанным с этим образованием Карб, Эп, Ро, что в геохимическом плане выражается в снижении отношения Rb/Sr. Весьма информативным показателем направленности процесса является поведение U и Th. В отличие от кремний-щелочного метасоматоза в данном случае значительного выноса U, а тем более Th, не наблюдается (см. табл. 5).

Тектониты переходного типа со Скап, Карб и Му по эндербитам изучены на разрезе № 63 (см. табл. 4, рис. 6). Особенности их формирования и углекисло-хлоридный (?) тип флюидов повлияли на перераспределение



Рис. 4. Флюндно-петрохимический профиль (разрез № 58). 1 — эндербиты; 2 — эндербиты с Амф → Пир, Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Библастомилониты; 4 — кристаллосланцы милонитизированные; 5 — метасоматиты Эп-Амф; 6 — диабазы мелко-(а) и среднезернистые (б); 7 — катаклаз.

3 Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. О. Балышев



Усл. обозн. см. на рис. 4.

петрогенных и рудных компонентов. В первую очередь это частичный вынос К из бластомилонитов в зону катаклазитов, развитие процессов биотитизации и за счет этого незначительный вынос Na. В целом же в бластомилонитах в незначительных количествах накапливается Sr, а выносятся Li, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Co, Ni. В промежуточной зоне, представленной бластокатаклазитами, возрастает содержание Rb, Cr, Ni, снижается Li и V, практически не изменяется Sc, Sn, Co. Таким образом, и в данном случае мы фиксируем частичное концентрирование рудных элементов, выносимых из центральной зоны, в ее бластокатакластическом окружении (см. рис. 6).

Катаклаз контактов дайки диабаза приводит к повышению содержания во вновь образованном тектоните K, Li, Rb и снижению Sc, Co, Ni, Fe, V. Количество Cr, Sn, Pb практически не меняется. Таким образом, развитие тектонитов по двум породам разного состава (эндербиту и диабазу) приводит к качественно иным изменениям их состава. Это, в частности, выражается в различном поведении K, выносе его из эндербитов и привносе в диабазы, хотя в обоих случаях в тектонитах снижается содержание Sc, Ni, Fe, V, Co.



Рис. 6. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 63). 1 — эндербиты; 2 — эндербиты с Амф → Пир, Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Би-Карб-Скан бластомилониты; 4 — диабазы; 5 — катаклаз.

Тектоническая зона № 64 с зеленосланцевым типом вновь образованных по эндербитам пород характеризуется целым рядом особенностей (рис. 7).

Судя по анализам (см. табл. 3), в тектониты в значительных количествах поступают лишь Са и CO<sub>2</sub>, в меньшей мере Mg и K, при этом выносятся Na, Al, Ti, P, Fe (?), практически без изменения остается содержание K.

Формула амфиболизированного эндербита, проба 64-9,  $\sigma = 2,73$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{159}\mathrm{Ti}_{3,8}\mathrm{Al}_{52,4}\mathrm{Fe}_{7}^{3+}\mathrm{Fe}_{6,7}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,2}\mathrm{Mg}_{8,3}\mathrm{Ca}_{14,1}\mathrm{Na}_{24,4}\mathrm{K}_{6,8}\mathrm{P}_{2,1}\left[\mathrm{O}_{447}\left(\mathrm{OH}\right)_{39}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)\right]_{492}.$ 

Формула мусковитизированного эндербита на контакте со сланцами, проба № 64-5, σ = 2,68 г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{173,3}\mathrm{Ti}_{1,6}\mathrm{Al}_{47,9}\mathrm{Fe}_{4,0}^{3+}\mathrm{Fe}_{5,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,1}\mathrm{Mg}_{7,6}\mathrm{Ca}_{7,6}\mathrm{Na}_{20,0}\mathrm{K}_{7,6}\mathrm{P}_{1,2}\,[\mathrm{O}_{445}\,(\mathrm{OH})_{48}(\mathrm{CO}_2)_4]_{501}.$ 

Формулы кварц-альбит-хлорит-мусковит-карбонатного сланца, проба № 64-13,  $\sigma = 2,68$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{158}\mathrm{Ti}_{1,4}\mathrm{Al}_{39,4}\mathrm{Fe}_{4,1}^{3+}\mathrm{Fe}_{8,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,2}\mathrm{Mg}_{11,8}\mathrm{Ca}_{19,4}\mathrm{Na}_{8,6}\mathrm{K}_{7,1}\mathrm{P}_{0,4}\left[\mathrm{O}_{399}\left(\mathrm{OH}\right)_{67}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{18}\right]_{502}.$ 

Как и в других случаях, отмечается частичный вынос петрогенных компонентов из бластомилонитов в окружающие катаклазированные и мус-3\* 35



Рис. 7. Петрохимический профиль (разрез № 64). 1 — эндербиты с Амф → Пир, Би → Пир; 2 — диабазы; 3 — Хл сланцы, 4 — Му-Хл сланцы; 5 — Кв-Карб жилы; 6 — катаклаз; А — амфиболизация, Би — биотитизация, Му — мусковитизация; Ск — скаполитизация, Хл — хлоритизация.

ковитизированные эндербиты (Si, K). Здесь же снижаются содержания Ti, Al, Fe, Mg, Na, Ca.

Проявление Ca-Mg углекислого метасоматоза приводит к перераспределению рудных компонентов, но отсутствие данных по исходным неизмененным эндербитам (см. табл. 3) делает такое сопоставление некорректным (рис. 8).

В какой-то мере этот пробел может быть восполнен за счет данных по разрезу № 73, где бластокатаклазиты Кв + Алб + Хл + Карб - состава развиты по эндербитам (см. табл. 4, 5). В наиболее зрелых тектонитах, слагающих центральную зону, происходили накопление Na, K, Li, Rb и вынос Sr, V, Cr, Sc, Pb, Co и Ni, что характерно и для более высокотемпературных зон со щелочным типом метасоматических преобразований. В промежуточных бластокалаклазитах накапливаются Na, K, Li, Rb, но выносятся Sr, V, Cr, Sc, Co, что во многом сближает их с бластомилонитами и говорит о достаточно высокой степени преобразования пород в окружающем центральную часть зоны пространстве.

Тектониты по породам основного состава (кристаллосланцы, циабазы), относимым к гранулитовой фации метаморфизма, имеют общие черты с тектонитами по эндербитам, но иногда и существенные различия.

Би-Амф бластомилониты (БТМ) по слабо гранитизированным кристаллосланцам описаны в разрезе № 49 (см. табл. 3, рис. 9, 10).

Гранитизированный кристаллосланец, проба № 49-34,  $\sigma = 2,93$  г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{150}Ti_{1,9}Al_{52,8}Fe_{0,86}^{3+}Fe_{28}^{2+}Mn_{0,4}Mg_{36,8}Ca_{22,4}Na_{16,4}K_3P_{0,7}[O_{474}(OH)_{19}(CO_2)_2]_{497}.$ Биотит-амфиболовый бластомилонит, проба + 49-18,  $\sigma = 2,82$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{142,5}\mathrm{Ti}_{2,3}\mathrm{Al}_{55,4}\mathrm{Fe}_{4,6}^{3+}\mathrm{Fe}_{19,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,3}\mathrm{Mg}_{31,1}\mathrm{Ca}_{20,1}\mathrm{Na}_{14,8}\mathrm{K}_{5,71}\mathrm{P}_{0,5}[\mathrm{O}_{441}(\mathrm{OH})_{48}\mathrm{CO}_2]_{491}.$ 

В данном случае проявлен K-Al метасоматоз с выносом из вновь образованного тектонита Si, Fe, Mg, Ca, Na и незначительным повышением степени окисления Fe в минералах (см. табл. 3).


Рис. 8. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 64). Усл. обозн. ем. на рис. 7.

В БТМ возрастают содержания Li, Rb, Ni, Со и незначительно V, Sc, Pb, снижаются — Sr и Cr.

В промежуточную зону БТК, по отношению к исходному кристаллосланцу, происходят привнос K, Li, Rb, Sc, Pb и вынос Cr и Ni при неизменности содержаний Sr, V, Co. Таким образом, в зоне БТК происходит одновременно несколько процессов: вынос компонентов при бластокатаклазе породы, привнос транзитных компонентов и компонентов, выносимых из зоны БТМ, что создает в зависимости от степени проявления одного из этих трех процессов сложную картину массопереноса, не столь однозначно трактуемую, как для зоны БТМ.

Для этой зоны характерно, что процесс Амф + Би → Пир сопровождается выносом Cr, в то время как содержания V, Co, Ni, Sc меняются мало. Это указывает на эквивалентную изоморфную емкость в отношении данных элементов у Пир, Амф и Би. В БТМ по сравнению с эндерби-







тами уменьшается отношение Cr/V, отображая ту же тенденцию снижения изоморфной емкости Амф и Би в отношении Cr по сравнению с Пир.

В направлении кристаллосланец  $\rightarrow$  БТК  $\rightarrow$  БТМ происходит снижение содержания U (соответственно 1,9; 1,2 и 0,8×10<sup>-4</sup>%), что однозначно указывает на его вынос по мере развития процесса. Обратная зависимость характерна для Th, когда в эндербитах его количества минимальны, а в БТК — максимальны (см. табл. 5). Таким образом, при K-Al типе метасоматоза поведение U и Th диаметрально противоположно, а почти троекратное накопление Th в промежуточной зоне указывает на привнос его в тектонит извне, возможно и из эндербитов.

Судя по аналитическим данным (табл. 6), на разрезе № 60 БТМ по кристаллосланцам образовались при участии Si-Na-K-Fe (?)-CO<sub>2</sub> метасоматоза.

and a state to be taken as in the

Таблица б

Химический состав кристаллосланцев и тектонитов, вес. %

Компонент	Разрез 🕅	66 (93,75 KM)		Разрез № 6	1 (85,7 км)		Paspes N	60 (90 км)	Pa	зрез № 75 (120	км)
1	66-7	66-11	61-11	61-4	61	61-10	60-13	60-16	75-2	75-8	75-9
SiO <sub>2</sub>	45,84	45,10	50,22	48,23	47,60	60,18	48,48	50,00	43,10	42,12	46,17
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,90	1,88	1,68	1,86	0,87	1,00	0,83	4,44	3,35	0,47
A <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	12,40	13,40	14,22	14,60	15,20	16,60	13,75	12,50	12,05	12,05
$Fe_2O_3$	5,81	5,57	3,86	3,58	5,49	3,23	1,16	2,75	4,58	5,78	1,95
FeO	9,85	6,88	12,21	10,73	10,45	4,95	9,63	9,03	- 16,01	12,54	7,43
MnO	0,21	0,25	0,25	0,20	0,22	0,15	0,19	0,24	0,30	0,29	0,18
MgO	8,19	6,45	5,02	5,64	5,57	3,52	8,05	6,82	4,32	4,45	9,66
CaO	9,89	6,78	9,27	10,45	9,69	4,50	11,07	10,58	8,72	9,31	10,31
Na <sub>2</sub> O	1,93	0,77	2,17	2,65	1,89	3,23	1,94	2,44	1,61	0,93 -	2,81
K <sub>2</sub> O	0,53	4,75	0,86	0,72	0,61	1,50	0,33	0,33	1,30	2,69 :	$0,\!43$
$P_{2}O_{5}$	0,08	0,10	0,19	0,21	0,23	0,06	0,07	0,08	. 0,19	0,11	0,05
$H_2O$ +	1,58	4,49	0,28	1,32	1,86	2,23	1,00	1,41	2,42	3,38 .	4,19
CO <sub>2</sub>	0,99	5,01	0,66	0,39	0,17	0,22	0,66	2,04	0,55	3,19	3,96
H <sub>2</sub> O -	0,20	0,67	0,05	0,05	0,13	0,22	0,08	.0,17	0,13	0,30	0,35
Σ	100,12	100,19	100,32	100,07	100,37	100,10	100,26	100,47	100,35	- 100,49	100,01
F, %	0,135	0,044	0,032	0,040	0,023	0,035	0,014	0,008	0,090	0,090	0,055
Ац, мг/т	2,4	1,9	2,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,2	3,2	3,6	Не обн.	2,0
f	65,66	65,87	76,20	71,72	74,11	69,90	57,12	53,33	82,66	80,46	49,26
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	- 1,24	3,16	3,00	1,90	1,53	8,30	3,28	-3,50	2;17	3,81

Примечание. 66-7 — роговообманково-двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (Пл<sub>50-54</sub> — 50, Пир — 25, Ро – 10 – 15, Рудн – 3 %); 61-11 — бластомилонит (Ви — 40—45, Пл + Кв — 40—45, Карб — 10%); 61-11 — роговообманково-двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (Пл<sub>50-53</sub> — 60, Пир — 35, Ро — 3%, Рудн); 61-4 и 61 — бластокатаклазиты (Ро — 60—65, Пл — 35—40%, Рудн, Эп, Кв); 61-10 — бластомилонит (Кв + Пл — .50, Ви — 40—45, Ро — 5%, Карб, Эп, Рудн); 60-13 — роговообманково-двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (Пл<sub>50-57</sub> — 60, Пир — 30, Ро — 10%, Рудн); 60-16 — бластомилонит (Ро — 60, Пл — 40%, Кв, Карб, Еп, Рудн); 75-2 — пироксен-амфибол-плагиоклазовый кристаллосланец (Пл — 20, Пир — 30, Ро — 40%, Би, Рудн); 75-8 — бластокатаклазит (Кв + Пл — 15, Ро — 65, Би — 8—10, Карб — 7—10%, Рудн); 75-9 — бластомилонит (Ро — 80—85, Карб — 5, Кв + Пл — 10% (Хл,Би, Рудн), Аналитики А, И, Курбатова, Г. А. Кравченко, ИЗК СО АН СССР

Геохимическая характеристика

-

№ пробы	Название и состав породы	L	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li	Rb	Sr	v	Cr
		Разр	es Ne	60 (90	км)				
	Кристаллосланец нека-			1		1 1		1	1
00.10	таклазированный								
60-13	$H_{\pi} + M_{\mu} + P_{\mu} + P_{\mu$	-	2,16	0,33	4,1	7,3	200	180	140
	Бластокатаклазит							1	
60-14	Пл + Ро + Би + + Карб + Эп	_	2,31	0,94	5,1	15	240	420	150
	Бластомилониты								
60-15	$\Pi_{a} + Po + Kap6 + Kap6 + Mr$		1.63	0.94	87	43	430	450	110
60-16	$\Pi_{\pi} + P_0 + Kap6$	_	1,05	0.36	97	2.3	300	340	110
00-10	I mi   I O   Rupo I	азр	e з № 6	61 (85.7	КМ)	1 -,0	000	1 010	1
ş	Катаклазированные	1	L	1	I	î i		1	1
	кристаллосланцы	-							
61-4	$\Pi_{II} + \Pi_{III} + \Lambda_{M} \phi_{II} + $	20	9.55	0.84	0.1	47	170	550	100
61-3	$+ A_M \phi_{II}$ $A_M \phi_{} + E_H + Mr$	1.5	2,53	-0.62	8.1	14	200	710	190
61-2	$\Pi_{\pi} + A_{M}\tilde{\Phi}_{T} + A_{M}\tilde{\Phi}_{TT} +$	-,0	2,00	0,02	0,1		-00		100
	$+ \mathbf{E}\mathbf{R} + \mathbf{\partial}\mathbf{n} + \mathbf{M}\mathbf{r}$	1,0	2,32	0,59	10	7,1	200	430	170
61-1	То же	0,4	2,28	0,56	12	9,4	210	720	180
61	>	0	2,37	0,57	11	12	220	720	140
61-10	Бластомилонит Пл + Би + Кв	-	3,29	1,48	23	31	370	130	190
	I P		I Do NG A	1 (03.7	) 5 mm)	1 1	e :		
		a o p v	1 1	10 (30,7	0 KM/	1		1	r -
66-6	$+ AM\tilde{\Phi}_{111} + Knm +$								in the second
	+ Карб	$^{4,5}$	2,45	0,82	$^{3,5}$	15	160	330	320
66-7	То же	3,1	2,38	0,80	6,4	7,4	120	410	390
66-8	$\Pi_{J} + \Pi_{M}p + Po + + + + + + + + + + + + + + + + + $								
	$+ \operatorname{Kap6} + \operatorname{Mr}$	2,3	3,80	0,54	7,3	5,4	320	440	320
66-9	$\Pi_{\pi} + \Pi_{\mu} + Po + Hapf$	4.5	2.20	0.50	47	8.0	150	460	460
66.40	$\Pi_{\pi} + Po + AN\check{\Phi}_{\pi} +$	1,0	2,00	0,00	4,1	0,0	100	400	100
00-10	$+ AM \phi_{III} + BH +$								
	$+ \Im n + Kap6 + Mr$	0,2	2,42	0,63	8,3	11	200	580	300
	Бластомилонит				2000	1000000			
66-11	Пл + Бп + Карб	-	0,84	4,62	66	200	370	240	180
		Paan	0.2 16	75 (19)	) 1011)				
75.0		rasp	63 02	15 (120	J RM/	a – 1		1	r.
75-2	$\Pi_{II} + AM\phi_{II} + AM\phi_{II} + \Pi_{III} + \Pi_{IIII} + \Pi_{IIII} + \Pi_{IIIII} + \Pi_{IIIIII} + \Pi_{IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII$	0.8	1.81	1.31	10	19	92	550	
75-1	$\Pi_{II} + A_M \dot{\phi}_I + A_M \dot{\phi}_{II} + A_M \dot{\phi}_{II} + A_M \dot{\phi}_{II}$	-,-			10.05	1.000			
		0.0	1.00	1.00	10	20	00	500	
<b>7</b> 5	$+$ Mr $+$ $\exists$ u	0,6	1,68	1,36	12	20	90	510	
15	Го же Бластокатаклазит	0,2	1,20	1,02	11	- 52	0.4	510	
75-8	$K_B + A_M \phi_T + A_M \phi_{TT} +$					6			
.0.0	+ Карб + Би + Мг	0	1,09	2,6	15	88	130	440	23
	Бластомилонит								
75-9	Кв + Би + Акт + + Карб	-	3,0	0,56	17	16	200	140	510
1	Примечание. Амф. —	, роговая	обманк	а буров	ато-зел	еная, —	2V = 5	6—58 пр	n Ng =
манка (	синевато-зеленая, -2V от 65-	-66 до	70, Ng	= 1,681	Nm =	= 1,671,	Амфіні -	— актино	олитово-
лынец,	ИЗК CO AH CCCP.								

Таблица 7

кристаллосланцев и тектонитов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	K Rb	$\mathbf{Ma}_{2}\mathbf{O} + \mathbf{K}_{2}\mathbf{O}$	<u>K<sub>2</sub>0</u> Na <sub>2</sub> 0	Cr V	Co	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Rb Sr
				F	разре	з № 6	i0 (90 I	(м)				
											1.126.	-
49	00	0160	49	150	10,56	375	2,49	0,15	0,78	3,06	3,06	0,03
22		5.5	69	100	14 75	520	2.95	0.44	0.26	1.47	2.67	0.08
02		0,0	00	100	14,70	020	0,20	0,41	0,50	1,41	2,01	0,00
85 68	1,4	- 1,9 2,8	70 48	100 88	14,52 11,67	581 1299	2,54 2,90	0,59 0,14	0,24 0,32	1,43 1,83	3,16 3,09	0,10
					Разре	ез 61	(85,7 к	м)	at l' est	Entry		(bab
				18		-	in the	le sou	116.30	1.500	uu se	lin u
69 79	4,4 3,5	15 17	66 69	98 98	14,84 15,13	1483 368	3,39 3,15	$0,33 \\ 0,25$	0,35 0,27	$1,49 \\ 1,42$	2,67 2,92	0,028
68 83	$^{1,9}_{2,6}$	10 14	59 72	83 89	13,96 13,98	690 494	$2,91 \\ 2,84$	$^{0,25}_{0,25}$	$0,40 \\ 0,25$	$^{1,41}_{1,24}$	$2,23 \\ 2,69$	0,03 0,04
63 26	4,6	16 6,9	59 23	63 74	16,91 8,12	394 396	2,94	0,24	0,19	1,07 3,22	2,0	0,05
ļ		]		P	 	N 66	(93.75	2241)	- n.;	ing a	1 Danos	]
	4.0		1						1.1.1	de la	(and	1
59 76		-	76 65	200 160	15,25 15,80	454 897	3,27 3,18	$0,33 \\ 0,34$	0,97 0,95	$^{2,63}_{2,46}$	$1,69 \\ 1,49$	0,04 0,06
68	1,6	1,9	72	180	11,10	830	4,34	0,14	0,76	2,50	2,26	0,01
96	uninda Uninda	- <u>1_0</u> 04	110	290	14,48	612	2,97	0,25	1,15	2,64	1,63	0,05
74	1,7	4,0	72	140	17,94	475	3,05	0,26	0,52	1,94	1,03	0,05
50		2,9	45	100	12,36	192	5,46	5,5	0,75	2,22	1,33	0,54
1991				Р	азре	з № 7	5 (120	км)				
81	8,3	10	64		25,0	572	3,12	0,72	-	-	1,99	0,20
69 91	6,6 6,3	10 7,6	63 68	-	25,55 25,96	564 472	3,04 3,10	0,81 1,42	11	-	1,51 1,71	0,22 0,50
55	2,7	7,4	52	14	18,79	245	3,69	2,39	0,052	0,27	2,14	0,67
33	41	2,0	36	100	9,31	288	3,56	0,19	3,64	2,78	3,27	0,080

Формула роговообманково-двупироксен-плагиоклазового кристаллосланца в расчете на 10000 Å, проба N 60-13, σ = 3,03 г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{array}{l} \mathrm{Si}_{147}\mathrm{Ti}_{2,3}\mathrm{Al}_{59,3}\mathrm{Fe}_{2,6}^{3+}\mathrm{Fe}_{24,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,5}\mathrm{Mg}_{36,4}\mathrm{Ca}_{35,9}\times\\ \times \mathrm{Na}_{11,4}\mathrm{K}_{1,3}\mathrm{P}_{0,18}\,[\mathrm{O}_{485}\,(\mathrm{OH})_{21}\,(\mathrm{CO}_{2})_{3}]_{512}. \end{array}$$

Формула амфибол-плагиоклазового бластомилонита, проба № 60-16, σ = 3,03 г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{151}\mathrm{Ti}_{1,9}\mathrm{Al}_{49}\mathrm{Fe}_{6,3}^{3+}\mathrm{Fe}_{22,2}^{2+}\ \mathrm{Mn}_{0,6}\mathrm{Mg}_{30,7}\mathrm{Ca}_{34,3}\mathrm{Na}_{14,3}\mathrm{K}_{1,3}\mathrm{P}_{0,29}\,[\mathrm{O}_{470}\,(\mathrm{OH})_{31}\,(\mathrm{CO}_{2})_{\delta}]_{517}.$ 

Сопоставление двух типов пород однозначно указывает на привнос в тектонит Si, Na, K, CO<sub>2</sub>, проблематично Fe и вынос из него Al, Mg, Ca. Это находит выражение в раскислении Пл, появлении Кв, Би, Карб на фоне резкого снижения уровня окисленности Fe в минералах (в 2,5 раза). При этом по данным анализов выделяются два типа БТМ: для одних характерно более высокое содержание K, Rb, V, Sc, Sn, Co, а для вторых — Li, Sr, Pb при одинаковом количестве Na и Cr и одинаковой степени окисления железа в минералах (табл. 7).

Формирование Si-Al-K-Na метасоматитов в тектонической зоне по основным кристаллосланцам установлено в зоне № 61 (см. рис. 2, табл. 6).

Смена Ро + Пл + 2Пир парагенезиса Кв - Пл - Би обусловлена существенным привносом в тектоническую зону Si, Al, K, Na, H<sub>2</sub>O и выносом Ti, Fe, Mg, Ca, P, CO<sub>2</sub>.

Формула неизмененного кристаллосланца, проба № 61-11,  $\sigma = 3.09$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{155}\mathrm{Ti}_{4,36}\mathrm{Al}_{48,8}\mathrm{Fe}_{9}^{3+}\mathrm{Fe}_{31,5}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,66}\mathrm{Mg}_{23,1}\mathrm{Ca}_{30,7}\mathrm{Na}_{13}\mathrm{K}_{3,4}\mathrm{P}_{0,5}\left[\mathrm{O}_{497}\left(\mathrm{OH}\right)_{7}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{3}\right]_{510}.$ 

Формула катаклазированного амфиболизированного кристаллосланца, проба № 61, σ = 3,03 г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{144}\mathrm{Ti}_{4,23}\mathrm{Al}_{52,1}\mathrm{Fe}_{12,5}^{3+}\mathrm{Fe}_{26,5}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,56}\mathrm{Mg}_{25,1}\mathrm{Ca}_{31,4}\mathrm{Na}_{11,1}\mathrm{K}_{2,4}\mathrm{P}_{0,59}[\mathrm{O}_{465}(\mathrm{OH})_{40}\mathrm{CO}_2]_{507}.$ 

Формула биотитового бластомилонита, проба № 61-10,  $\sigma = 2,90$  г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{175}Ti_{1,9}Al_{52,1}Fe_{7,1}^{3+}Fe_{12}^{2+}Mn_{0,37}Mg_{15,3}Ca_{14}Na_{18,4}K_{5,6}P_{0,15}[O_{474}(OH)_{47}CO_{2}]_{523}.$ 

В БТК (Ро, Пл  $\pm$  Кв) в силу неравномерности проявления метасоматических процессов, в основном вдоль прожилков и зонах трещиноватости, направленность изменения химического состава породы иногда выражена не столь однозначно, хотя тенденция возрастания содержаний Al, Mg и Ca (иногда Na), H<sub>2</sub>O устанавливается достаточно полно (см. табл. 6). Иными словами, как это подчеркивалось выше, в БТК происходят накопление части компонентов, вынесенных из БТМ (Mg, Ca), и привнос тех, которые определяют стиль метасоматоза в стержневой зоне (Al, Na). Формирование БТМ (Пл + Би + Кв) характеризуется накоплением Li, Rb, Sr и значительным снижением содержаний Fe, V, Sc, Pb, Co и в меньшей мере Ni, количество Cr в породе практически не меняется. Растут отношения K/Na, Cr/V, Ni/Co, Rb/Sr, подчеркивающие преимущественно накопление Cr, Ni и Rb в Би на фоне значительного снижения степени окисленности Fe, что указывает на уменьшение Po, в ходе метасоматического преобразования тектонитов.

Характерным примером чисто Са метасоматоза по диабазам с формированием в тектонитах хлоритовых сланцев с высоким содержанием Карб (до 10%) является разрез № 64 (76,4 км) (табл. 8).

Формула амфиболизированного диабаза, проба № 64-3,  $\sigma = 3,05$  г/см<sup>3</sup>.

 $\frac{\mathrm{Si}_{142,4}\mathrm{Ti}_{6,9}\mathrm{Al}_{45,3}\mathrm{Fe}_{14,3}^{3+}\mathrm{Fe}_{26}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,8}\mathrm{Mg}_{26,6}\mathrm{Ca}_{29,8}\mathrm{Na}_{13,1}\mathrm{K}_{2,6}\mathrm{P}_{0,7}[\mathrm{O}_{455}(\mathrm{OH})_{54}(\mathrm{CO}_{2})_{2}]_{513}}{42}$ 

Компонент	Разрез 🔊 6	54 (76,4 км)	Разрез № 91 (г	юс. Листвянка)
	64-3	64	91	91-1
$SiO_2$	46,56	38,90	46,34	45,18
TiO <sub>2</sub>	3,01	2,31	2,81	1,36
$Al_2O_3$	12,55	10,08	13,40	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	6,73	5,87	4,23
FeO	10,16	6,49	9,85	9,93
MnO	0,29	0,23	0,24	0,21
MgO	5,74	4,90	5,93	7,58
CaO	9,10	14,06	9,11	4,85
Na <sub>2</sub> O	2,20	1,67	2,21	1,93 - :
K <sub>2</sub> O	0,67	0,53	0,40	0,70
$P_{2}O_{5}$	0,25	0,16	0,20	0,11
$H_2O$ +	2,55	3,23	3,33	6,21
$CO_2$	0,50	10,84	0,44	2,97
$H_2O$ –	0,12	0,18	0,25	0,42
Σ	99,91	100,31	100,38	100,48
F, %	0,06	0,037	0,037	0,042
Аи, мг/т	Не опр.	Не опр.	5,0	Не обн.
f	74,04	72,96	72,61	65,13
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	0,96	1,68	2,35

Химический состав дайковых базитов Юго-Западного Прибайкалья, вес. %

Примечание. 64-3 — бластокатаклазит (Ро — 60—65, Алб + Кв — 25, Эп — 5, Рудн — 3%, Хл, Карб); 64 — бластомилонит (Хл — 50, Алб + Кв — 45, Рудн — 3—5%, Эп, Карб, Би); 91 — бластокатаклазит (Ро — 60, Пл + Кв — 35, Хл — 3—5, Эп — 3—5%); 91-4 бластомилонит (Хл — 50, Алб — 40, Карб — 10%, Кв, Эп, Би, Рудн). Аналитики А. И. Курбатова, Г. А. Кравченко,

Формула хлоритового сланца, проба № 64,  $\sigma = 2.78$  г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{108}Ti_{4.8}Al_{33}Fe_{14,1}^{3+}Fe_{15,1}^{2+}Mn_{0.5}Mg_{20,3}Ca_{42}Na_9K_{1,9}P_{0,4}[O_{351}(OH)_{63}(CO_2)_{41}]_{496}$ 

Процесс сопровождается выносом из БТМ почти всех петрогенных компонентов: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, K, P и существенным снижением плотности породы (на 0,27 г/см<sup>3</sup>). Поскольку количество геохимических проб по этой зоне невелико, то определенно можно говорить об увеличении в БТМ Li и Rb и снижении Sr, в то время как различия в содержаниях других элементов нельзя уверенно признать значимыми.

Для этого разреза характерен Mg-Ca метасоматоз в эндербитах и Ca в диабазах. В обоих случаях метаморфическая дифференциация приводит к обособлению кварцевых жил в БТМ, определяя тем самым высокие уровни зрелости тектонитов.

На разрезе № 58 зона милонитизации развивается по диабазам. Судя по геохимическим пробам (табл. 9), образование Пл + Амф + Карб ассоциаций по Пл + МПир + Би сопровождается отчетливым увеличением содержаний Li, Sr, Sn, Pb и незначительным снижением Na, V, Sc, Cr, Co, практически не изменяясь у K, Rb, Ni. Вообще, для этого БТМ характерен близкий к изохимическому тип метасоматического преобразования породы, когда масштабы перемещения компонентов не столь значимы.

Судя по приведенным аналитическим данным, формирование тектонитов по исходным породам близкого состава сопровождается различными типами вновь образованных синтектонических метасоматитов, характеризуемых типоморфными наборами минералов и элементов.

Тектониты по породам амфиболитовой фации охарактеризованы силикатными и геохимическими анализами (см. табл. 10, 11), что дает воз-

i		mul	Γ	еохими	ческая	характ	серисти	ка дай	ковых
№ про- бы	Названке и состав породы	L	Na <sub>2</sub> O	K <sup>5</sup> 0	Li	Rb	Sr	v	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	n a f	разр	ез № (	50 (90 <b>1</b>	(м)				
60-17	Пл + МПнр + Ро +		1	í 1	124	1 1		12.11	Ĩ.
	+ Би $+$ Мг	$^{0,5}$	2,06	0,68	2,9	13	130	490	250
60-80	То же	1,8	2,23	0,83	2,9	17	120	350	180
60-19	»	1,2	2,23	0,72	2,3	15	100	350	140
	Бластомилониты				10000	Tal 10		Contra	
60.90	$\Pi_{\pi} \rightarrow P_{0} \rightarrow \Im_{\Pi}$	-	2 43	0.65	2.2	79	130	300	140
60-20	To we	1.000	2,10	0.63	3.0	6.8	120	340	160
00-21	10 / KC		2,40	0,00	0,0	0,0	120	010	100
	Разрез	№ 91	(пос	Лис	твян	ика)			
even neg	I Днабаз I		1	1	1	1	i i	1	Î.
	катаклазированный		10		1.1			1.00	
91	Пл + Ро + Хл +		1 see	1.1		2.8	1		1
	$+ \exists n + Bn + Mr$	0,8	2,34	0,33	11	5,9	340	520	78
(m	Бластомилонит		162		1000				
91-1	Пл + Би + Хл + Карб	-	2,12	0,72	28	25	170	280	110
			1			1			1
	Р	азре	з № 6	4 (76,4	км)				
	Диабаз		1	1	1	1			1
16 12	катаклазированный			1.2	Sec.	1.0			10.0
64-4	$\Pi \pi + Po + \exists n + Mr$	$^{4,0}$	2,66	0,56	7,0	3,8	380	620	59
64-3	То же	2,9	2,21	0,76	6,1	11	520	500	60
64-2	20	$^{2,2}$	2,14	0,93	5,6	15	600	660	81
64-1	Алб + Хл + Эп + Карб	1,5	2,28	0,89	8,0	15	730	850	62
	Бластомилониты							Surgion .	
- 461	A-GIV-IV-I		Section 2	. m Ma	an Maj	, other		here i l	ani2
64	$+ 3\pi + Kan6 + 5\pi$		1.83	0.70		14	420	680	60
a dirina	To see		2 33	0,61	13	18	240	540	48
64-12	10 Ke	1.1.1.1	2,00	0,01	23	10	240	040	40
1.10.1014	AND DESCRIPTION OF A DE		Tanti -	30% A 11	1.00				0.000
	P P	aspe	a .№ 7	4 (132	KM)				
		F -		- 1-9-					
	Дмабаз			a norto	1 1 1 1	1.011	1011	1.00	1111
8-7 B.	катаклазпрованный	961 IL	110.1	) dia cri	equiza (	nghiteg	10.30	ST 1115	
74-2	$\Pi \pi + Po + \Im \pi + Mr$	$^{2,0}$	2,28	0,79	8,8	16	440	410	63
71-1	$\Pi \pi + Po + \Im \pi + Mr$	0,1	1,68	1,59	12	49	360	690	72
	Рассланцованный диабаз				1	Contracting and	121411-0	2.001	
74-8	Пл + Ро + Хл +		i vinua	1 June	cus. 1	in the second		e Unal I	
and 1	+ Карб + Эп	00 <sup>117</sup> 0	1,68	0,65	11	25	240	420	510
-0.0 h h	Эпидозит		diama a		end 157	1.1	1.1.1	NH	minan
74-9	Кв + Эп + Хл + Бп	1000	1,10	0,64	5,2	22	220	360	140
	P :	азре	3 № 58	(90,82	KM)				
59.6		7.0	1 9 54	0.97	1 5 4	1 40	110	500	140
50-0 50 5	IIII MIIND DH	1,0	2,04	0,07	0,1	10	140	000	140
50-5	10 же	5,8	2,68	0,64	4,1	8,7	150	620	160
58-3	»	2,9	2,56	0,54	4,2	8,8	130	500	130
58-2	IIл + MIIпр + Амф	1,8	2,38	0,81	5,5	7,1	150	600	100
58-1	Пл + МПир + Амф	0,8	2,31	0,55	2,8	6,0	130	550	150
Jan.	Бластомялонит					1.00		11111	CONTRACTOR OF
58	Пл + Амф + Карб	5 TO 010	2,10	0,72	16	7.3	180	350	120
58-6 58-5 58-3 58-2 58-1 58	Р а Пл + МПнр + Бн То же » Пл + МПнр + Амф Пл + МПнр + Амф Бластомялонит Пл + Амф + Карб		$\begin{vmatrix} 1,10\\3 & \mathbb{N} & 58\\2,54\\2,68\\2,56\\2,38\\2,31\\2,10\\2,10\\\end{vmatrix}$	$\begin{array}{c c} 0,64\\ 0,0,82\\ 0,87\\ 0,64\\ 0,54\\ 0,54\\ 0,55\\ 0,55\\ 0,72\\ \end{array}$	I     5,2       RM)     5,1       4,1     4,2       5,5     2,8       16	$ \begin{array}{c c} 10 \\ 8,7 \\ 8,8 \\ 7,1 \\ 6,0 \\ 7,3 \end{array} $	440   150   130   130   130   180	50 62 50 60 55 35	10 10 10 10 10 10

Таблица 9

базитов Юго-Западного Прибайкалья

_	Monto 2010 Sundhoro reprovincing												
	Sc	Sn	Pb	Co	Ni	Fe	$\frac{K}{Rb}$	Na <sub>2</sub> O+ K <sub>2</sub> O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{\rm FeO}{\rm Fe_2O_3}$	$\frac{\mathbf{R}\mathbf{b}}{\mathbf{S}\mathbf{r}}$
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
		-	8		Р	a 3 p e	з № 6	30 (90 1	км) I				
	91 60 58	1,9 1,5 2,0	$4,3 \\ 4,0 \\ 5,6$	64 52 48	120 91 81	12,45 12,57 12,37	434 405 398	$2,74 \\ 3,06 \\ 2,95$	0,33 0,37 0,32	0,510 0,514 0,400	1,86 1,75 1,69	2,68 2,19 2,12	0,100 0,142 0,150
and the second se	51 60	1,4 1,4	3,1 5,5	50 44	83 72	12,45 12,09	663 252	3,08 3,08	$^{0,27}_{0,26}$	0,467 0,471	$1,66 \\ 1,64$	1,77 1,72	0,061 0,057
			8	Раз	spe 3	.№ 91	(пос.	Лпс	твяв	ка)			
	72	-	2,6	71	110	15,73	464	2,67	0,141	0,150	1,55	1,80	0,017
	63		1,2	72	91	14,25	239	2,85	0,338	0,390	1,26	2,32	0,147
			[		P	aзpe 	з № 6	4 (76,4 	км)	ſ		1	
the second se	52 56 47 60	2,1 2,0 4,6 4,1	8,0 9,5 13 10	63 66 65 58	89 78 68 74	17,69 16,77 18,41 18,74	1223 573 515 492	3,22 2,97 3,07 3,17	$0,21 \\ 0,34 \\ 0,43 \\ 0,39$	$0,10 \\ 0,12 \\ 0,12 \\ 0,07$	1,41 1,18 1,05 1,28	1,39 1,65 1,17 0,96	0,010 0,021 0,025 0,021
Contraction of the local distance of the loc	50 58	2,8	10 6,9	62 56	69 87	13,64 18,67	415 281	2,53 2,94	0,38 0,26	0,09 0,09	1,11 1,55	1,08 1,87	0,033 0,075
					P	азре I	з № 7	4 (132 	км) 	1	i i	1	1
	44 49	1,8 1,5	5,8 10	44 60	54 76	17,20 15,32	410 269	3,07 3,27	0,35 0,95	0,15 0,10	1,23 1,27	1,25 0,94	0,036 0,136
	110	-	5,7	100	240	11,34	216	2,33	0,39	1,21	2,40	1,37	0,104
	26	4,0	17	10	27	12,23	241	1,74	0,58	0,39	2,70	0,44	0,100
					P a	зрез	№ 58	(90,82	км)				
	59 55 44 45 55	1,2 1,4 — —	3,3 3,5 — — —	44 59 55 44 55	71 87 69 63 79	13,12 13,76 14,33 12,99 13,51	7,20 611 505 947 761	3,41 3,32 3,10 3,19 2,86	$\begin{array}{c} 0,34\\ 0,24\\ 0,21\\ 0,34\\ 0,24 \end{array}$	0,28 0,26 0,26 0,17 0,27	1,61 1,47 1,25 1,43 1,44	4,29 1,68 2,21 2,15 2,59	0,071 0,058 0,068 0,047 0,046
	46	2,7	20	48	74	12,97	819	2,82	0,34	0,34	1,54	1,35	0,041

1	2	3	4	5	6	7	* 8	9	10
		Разр	ез №	63 (83,	825 км	r)		in an	
е а	Габбро катаклазирован- ное		1			1			
63-4	$\Pi$ л + Ам $\phi$ + Карб + + Мг	0,1	2,03	0,85	9,1	14	400	480	32
63-3	Пл + Карб + Би + + Скап + Мг	1,4	2,31	0,75	3,7	13	410	550	30
63-2	$\Pi \pi + A_M \phi + Kap \delta + Hr$	2,4	2,31	0,79	13	13	360	540	35
63-1	То же	3,4	2,41	0,90	7,4	13	390	500	24
63	$\Pi \pi + 5\pi + Rapo + $ $+ R_B + Mr$	4,2	2,28	1,03	22	16	390	340	44
	Р	і азрез	ı ₃ № 90	(140,9 :	і км)				
	Бластокатаклазиты								
90-11	$  \Pi \pi + A \mathfrak{M} \phi + B \pi + \Pi \phi$	-	2,11	0,94	15	31	200	250	540
90-10	$ + X\pi + Iq $	-	2,03	$0,\!62$	14	19	170	200	730
	Бластомилониты						·	÷	
90-9	$\Pi$ л + Ам $\phi$ + Хл + + Бп + Цо	_	2,19	0,48	14	14	200	200	760
70-1	То же		2,91	0,52	16	2,9	250	250	690
70-15	$\Pi$ л + Амф + Бп + + Хл + Цо	_	2,59	0,79	18	14	200	260	720
I	1 римечание. Аналитики	т. и.	Елиза	рьева.	т. А.	Лахно.	т. п.	Волы	teu.

можность проследить основные этапы изменения состава пород при их деформации и воздействии синтектонических флюидов. В преобладающей массе тектониты развиты по породам кислого состава — гранитогнейсам и гранитоидам.

Разрез № 71 характеризует зону БТМ по плагиогнейсам Пл-Кв-Би состава.

Ниже приводятся формулы плагиогнейса и биотитового бластомилонита в расчете на 10000 Å<sup>3</sup> (табл. 10).

Формула плагиогнейса, проба № 71-8,  $\sigma = 2,90$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} &\mathrm{Si}_{172,8}\mathrm{Ti}_{2,10}\mathrm{Al}_{59}\mathrm{Fe}_{6,6}^{3+}\mathrm{Fe}_{9,6}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,15}\mathrm{Mg}_{9,5}\mathrm{Ca}_{14,3}\times\\ &\times\mathrm{Na}_{19,9}\mathrm{K}_{10,1}\mathrm{P}_{1,1}\left[\mathrm{O}_{482}\left(\mathrm{OH}\right)_{36}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{0,5}\right]_{519}. \end{split}$$

Формула бластомилонита, проба № 71,  $\sigma = 2,80$  г/см<sup>3</sup>.

 ${
m Si}_{158,2}{
m Ti}_{1,95}{
m Al}_{63,1}{
m Fe}_{5,9}^{3+}{
m Fe}_{9,6}^{2+}{
m Mn}_{0,12}{
m Mg}_{12,8} imes \ imes {
m Ca}_{10,9}{
m Na}_{23,5}{
m K}_{10,1}{
m P}_{1,1} \left[{
m O}_{458} \left({
m OH}\right)_{38} \left({
m CO}_{2}\right)_{0,5}\right]_{497}$ 

В БТМ наряду с уменьшением плотности происходит привнос Al, Mg, Na, P (?) и вынос Si и Ca.

Сопоставление геохимических проб гранитогнейсов и Кв-Пл-Би тектонитов указывает на преобладающий вынос ряда редких и рассеянных элементов (табл. 11), который наиболее характерен для V, Cr, Co и Ni, при незначительной разнице в содержаниях или их равенстве у Li, Rb, Sr, Sc, Sn, Pb, Fe. При удалении от БТМ на 3 м вкрест простирания зоны видно (см. табл. 11), что содержания многих элементов меняются незначительно, но непосредственно в зоне контакта (в интервале 0—0,5 м) снижаются содержания Na, K, Li, Rb, V, Sc, Co и Ni. У некоторых элементов вынос из приконтактовой зоны даже превышает таковой из БТМ, например у V, Pb, Sn, Cr, Rb, K. Из приведенных данных следует, что наряду с основной зоной тектонита, представленной БТМ, интенсивный вынос 46

Окончание табл. 9

11	12	13 /	14	15	16	17	'18	19	20	21	22	23
Tet				P a	зрез	№ 63	(83,82	5 км)			-4	
41	4,2	12	62	56	18,53	504	2,88	0,42	0,07	0,90	1,26	0,035
47	4,6	10	62	50	16,65	479	3,06	0,32	0,05	0,81	2,09	0,031
56	2,7	7	69	55	16,15	504	3,10	0,34	0,06	0,80	1,77	0,036
50	4,4	11	55	46	16,86	575	3,31	0,37	0,05	0,84	1,78	0,033
32	$^{4,2}$	11	45	46	14,63	534	3,31	0,45	0,13	1,02	1,31	0,041
				Р	азрез	.N⊵ 90	(140,9	і км)				
70	÷	1 - 1	63	220	9,31	252	3,05	0,45	2,16	3,49	2,55	0,155
54	_	1,4	56	200	9,45	271	2,65	0,31	3,65	3,57	2,71	0,112
54		3,0	54	180	9,62	285	2,67	0,22	3,8	3,33	2,99	0,07
60	1,3	9,5	63	300	10,99	1483	3,43	0,24	2,76	4,76	1,69	0,012
59	1,5	4,2	63	260	11,27	468	3,38	0,31	2,77	4,13	2,02	0,07

элементов происходит и из его ближайшего окружения, т. е. уже на стадии бластокатаклаза из породы начинают выноситься значительные количества редких и рассеянных элементов.

Процесс формирования БТМ по гранитогнейсам сопровождался 3кратным привносом U и незначительным выносом Th (табл. 12), что еще раз подчеркивает существенные различия в геохимии этих элементов.

Разрез № 75 интересен в том отношении, что в нем тектоническая зона одновременно пересекает биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (см. табл. 6, 10). На смену Пл+Пир+Ро±Би парагенезису в сланцах приходит Акт+Карб+Кв+Пл±Би в БТМ с формированием в промежуточной БКТ Ро (до 65%)+Кв+Пл+Би породы.

Образование БТМ сопровождается привносом Mg, Ca, Na, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и выносом Ti, Fe, K, Mn, P. В данном случае Mg-Ca-Na метасоматоз протекает в породе с высокими первоначальными содержаниями оснований (~13%). Это указывает на глубинный источник для петрогенных компонентов, мигрирующих по тектонической зоне и переносимых существенно углекислыми флюидами (7-кратное увеличение CO<sub>2</sub> по сравнению с исходной породой).

Непосредственно на контакте с БТМ в зоне БКТ происходит возрастание содержаний Са, К, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> (см. табл. 6, 7), т. е. к элементам, привносимым в тектонит извне, присоединяется К, переотлагаемый из центральной зоны в ее периферические части. Это явление устанавливается и при геохимическом профилировании данной зоны. Так, на профиле длиной 0,8 м от контакта БТМ в сторону вмещающей породы, непосредственно у контакта отмечается снижение содержаний по отношению к исходной породе Na, V, Sc, Sn, Pb, Co, а по отношению к БТМ — Na, Sr, Cr, Ni и увеличение в первом случае K, Li, Rb, Sr и K, Rb, V, Sc, Pb, Co — во втором.

Следовательно, зона БТК несет на себе черты вновь образованной и исходной породы с хорошо выраженной тенденцией к накоплению компонентов, привносимых по основной зоне и извлекаемых из БТМ при метасоматической переработке субстрата (например, K, Rb). Весьма характерно для этой зоны увеличение степени восстановленности Fe в БТМ по

Химический	состав	биотитовых

Компонент	Разре (141,	з № 71 1 км)	Разре	es No 70 (14	10,9 км)	Разрез № 75 (120 км)		
	71-5	71	70-18	70-20	70-9	75-10	75-11	
$SiO_2$	59,62	56,20	61,49	72,24	64,36	68,45	43,51	
${ m TiO}_2$	0,94	0,92	0,76	0,42	0,72	0,66	0,56	
$Al_2O_3$	17,30	19,00	15,15	13,60	16,70	12,80	12,40	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	2,76	1,34	1,22	0,73	3,16	3,16	
FeO	3,94	4,09	3,33	1,82	2,75	2,94	7,01	
MnO	0,06	0,05	0,06	0,08	0,03	0,11	0,17	
MgO	2,20	3,06	2,41	1,01	2,06	1,18	8,69	
CaO	4,60	3,62	6,12	2,74	4,58	2,01	9,49	
Na <sub>2</sub> O	3,54	4,31	3,71	4,20	3,93	3,33	1,60	
$K_{2}O$	2,74	2,81	1,83	1,03	1,58	2,31	1,15	
$P_2O_5$	0,33	0,44	0,31	0,09	0,25	0,16	0,06	
$H_2O^+$	1,71	2,01	1,63	0,78	1,06	2,02	5,44	
$CO_2$	0,11	0,17	1,49	0,44	0,55	0,44	6,27	
$H_2O^-$	0,17	0,25	0,13	0,20	0,15	0,28	0,52	
Σ	100,27	99,69	99.76	99.87	99.45	99,85	100,03	
F, %	0,06	0.064	0,016	0.016	0,017	0,045	0,046	
Ац, мг/т	Не обн.	4.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
f	75,96	69,19	65,96	75,05	62,83	83,79	53,94	
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	1,48	2,49	1,49	3,77	0,93	2,22	

Примечание, 71-5 — плагиогранитогнейс (Пл  $_{33-39}$  — 65—70, Кв — 15, Би — 15%, Кпш, Рудн, Цо); 71 — бластомилонит (Кв + Пл — 85, Би — 15%, Рудн, Ап); 70-18 и 70-20 — плагиогранитогнейсы катаклазированные (Пл — 60—70, Кв — 10—20, Би — 10, Карб — 5%, Кпш, Эп); 70-9 — бластомилонит (Кв + Пл — 90, Би — 10%, Кпш, Рудн, Карб, Эи); 75-10 — бластомилонит (Кв + Пл — 90, Би — 10%, Кпш, Рудн, Карб, Эи); 75-10 — бластомилонит (Кв + Пл — 90, Би — 10%, Кпш, Рудн, Карб, Эи); 75-10 — бластомилонит (Кв + Мл — 90, Би — 10%, Кпш, Рудн, Карб, Эи); 75-10 — бластомилонит (Кв + 40, Пл  $_{32-34}$  = 40, Би — 10—15%, Му, Рудн, Цо); 74-6 — плагиогранитогнейс (Кв — 50, Пл  $_{32-36}$  — 40, Би — 10%, Карб, Му, Цо); 74-3 — катаклазированный плагиогранитогнейс; Кв — 50—60, Пл — 40, Би + Хл — 5—7%, Карб, Цо, Му); 74 — катаклазированный плагиогранитогра

сравнению с исходной породой, что находит выражение в резком снижении Cr/V и возрастании Ni/Co отношений.

Сопоставим равнообъемные формулы Пир-Амф-Пл кристаллосланца и развитых по нему БТК и БТМ (см. табл. 6). Пироксен-амфибол-плагиоклазовый кристаллосланец, проба № 75-2,  $\sigma = 3.02$  г/см<sup>3</sup>.

$$Si_{130}Ti_{10}Al_{44,5}Fe_{11}^{3+}Fe_{40,4}^{2+}Mn_{0,77}Mg_{19,4}Ca_{28,2} \times Na_{9,4}K_{5,0}P_{0,49}|O_{136}(OH)_{52}(CO_{2})_{2}|_{49^{24}}$$

Биотит-амфибол-плагиоклазовый бластокатаклазит, проба № 75-8, σ = 3,06 г/см<sup>3</sup>.

$$Si_{128,5}Ti_8Al_{43,4}Fe_{13,3}^{3+}Fe_{32}^{2+}Mn_{0,75}Mg_{20,2}Ca_{30,5} \times Na_{5,5}K_{10,5}P_{0,28}[O_{416}(OH)_{75}(CO_2)_{13}]_{517}.$$

Бластомилонит, проба № 75-9,  $\sigma = 2,76$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{127,7}\mathrm{Ti}_{1,0}\mathrm{Al}_{39,3}\mathrm{Fe}_{4}^{3+}\mathrm{Fe}_{17,2}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,42}\mathrm{Mg}_{39,8}\mathrm{Ca}_{30,6}\times\\ \times \mathrm{Na}_{15,1}\mathrm{K}_{1,5}\mathrm{P}_{0,12}\left[\mathrm{O}_{384}\left(\mathrm{OH}\right)_{84}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{15}\right]_{498}. \end{split}$$

Из формул видно, что милонитизация сопровождается уменьшением плотности на 8,6% и возрастанием магнезиальности БТМ в 2 раза и значительным выносом F, хотя содержание Са в нем возрастает. Учитывая высокое  $P_{\rm CO_2}$  во флюиде, можно полагать, что в этих условиях образуются фторкарбонатные комплексы [Гинзбург, 1960], способствующие выносу F из породы. транитогнейсов и тектонитов, вес.%

	Разрез № 7	4 (132 км)	1. 1.20	Paspes (143,	№ 72 3 км)	Разрез № 55 (111 км)			
74-6	74-3	74	74-10	72-1	72	55-16	55	55-8	
71,69	73,30	61,80	53,88	69,78	45,59	70,00	62,20	45,96	
0,45	0,64	0,61	1,15	0,53	0,60	0,37	0,68	0,70	
10,35	11,07	12,20	13,40	14,40	13,30	14,30	13,75	11,65	
1,02	1,86	1,84	2,93	2,07	3,13	0,28	3,96	5,61	
3,94	2,75	10,16	4,55	1,94	5,65	3,30	1,94	3,81	
0,06	0,05	0,11	0,12	0,02	0,14	0,04	0,07	0,19	
2,44	1,76	3,73	3,18	1,08	7,11	1,10	3,47	6,33	
2,77	2,67	2,76	7,47	3,54	8,21	2,82	2,63	14,12	
1,84	2,35	2,55	2,81	3,59	2,28	3,42	3,85	2,02	
2,42	1,23	0,56	1,10	1,57	1,77	3,18	2,16	0,38	
0,12	0,01	0,06	0,20	0,16	0,06	0,12	0,14	0,06	
1,82	1,65	2,65	3,52	1,16	3,53	1,20	3,44	2,79	
0,50	0,11	0,33	5,67	0,33	8,53	0,28	1,60	6,05	
0,32	0,18	0,37	0,27	0,13	0,38	0,12	0,58	0,48	
99,74	99,63	99,73	100,25	100,30	100,28	100,56	100,47	100,15	
0.042	0,010	0,010	0,010	0,033	0,008	0.017	0,018	0.010	
Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	2,8	Не обн.	14,8	
67,03	72,37	76,29	70,17	78,79	55,25	76,50	62,98	59,81	
3.86	1.48	5,52	1,55	0,94	1,81	11.79	0,49	0,68	

гнейс на контакте с катаклазированной дайкой габбро-диабазов (Кв+ Алб — 75—80, Хл — 10, Цо — 10%, Му, Карб); 74-10 — бластомилонит (Кв + Цл<sub>5-10</sub> — 70—80, Карб — 5-25, Хл + + Му — 5%); 72-1 — плагиогранитогнейс (Цл — 60, Кв — 25, Би — 5-7, Кпш — 3-5%); 72 — бластомилонит (Бв + Алб — 25, Би — 5-7, Кпш — 35-5%); 72 — бластомилонит (Бв + Алб — 25, Би — 52-30%, Цо); 55-16 — гранитогнейс (Цл<sub>32</sub> — 50—60, Кв — 15—20, Кпш — 10—15, Би — 5—10%, Карб, Цо); 55-6 – бластокатаклазит (Кв + Цл — 80—90, Хл — 5-7, Карб — 5—10%); 55-8 — бластомилонит с наложенным Fe-Mg-Ca мегасоматозом (Эп — 25, Карб — 20—25, Хл + Акт — 25, Кв + Алб — 25%). Аналитики Г, А. Кравченко, А. И. Курбатова.

Если учесть, то для этого разреза характерна перемежаемость в зоне лейко- и меланократовых пород и тектонитов, то это создаст пеструю картину чередования в зоне БТМ зрелых тектонитов, отличающихся по составу и по геохимической специализации. Так, здесь наряду с Би-Му бластомилонитами по гнейсам (см. табл. 10, 11, пр. 75-12, 75-10) отмечаются бластомилониты Хл + Би + Кв + Пл + Карб состава, в которых не осталось никаких реликтовых минералов. Судя по данным анализов, это, по всей вероятности, зрелый тектонит, образовавшийся по породе ультраосновного состава, в пользу чего говорят аномально высокие содержания таких типоморфных элементов, как V, Cr, Sc, Co, Ni. Но не исключена возможность образования хлорит-биотитового сланца по биотитовому гнейсу.

Формула кварц-альбит-хлорит-биотитового сланца, проба № 75-11, σ = 2,73 г/см<sup>3</sup>.

Si<sub>119</sub>Ti<sub>1,2</sub>Al<sub>40</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>6,5</sub>Fe<sup>+</sup><sub>16</sub>Mn<sub>0,5</sub>Mg<sub>35,5</sub>Ca<sub>27,8</sub>Na<sub>8,5</sub>K<sub>4</sub>P<sub>0,14</sub>[O<sub>348</sub> (OH)<sub>109</sub> (CO<sub>2</sub>)<sub>114</sub>]<sub>685</sub>.

Сопоставление биотитовых гнейсов и Би-Му бластомилонитов по ним показывает, что в БТМ отмечаются незначительное повышение плотности, привнос Ti, Al, Fe, Ca, Na и вынос Mg, в меньшей мере Si, при постоянстве содержаний ОН и CO<sub>2</sub>.

Формула биотитового гнейса, проба № 75-5,  $\sigma = 2,66$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{196}\mathrm{Ti}_{0,34}\mathrm{Al}_{31,7}\mathrm{Fe}_{1,1}^{3+}\mathrm{Fe}_{5}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,14}\mathrm{Mg}_{8,4}\mathrm{Ca}_{2,5}\mathrm{Na}_{9,7}\mathrm{K}_{18,6}\mathrm{P}_{0,05}\left[\mathrm{O}_{457}\left(\mathrm{OH}\right)_{42}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{2}\right]_{503}.$ 

Геохимическая характеристика гранитои

№ пробы	Название и состав породы	L	Na <sub>2</sub> O	K20	Li	Rb	Sr	v	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
-	Pa	aspes	s № 71	(141,1	км)				
	Гранитогнейсы		1	1		P	ĺ -		
74 5	$\Pi_{T} \perp B_{P} \perp B_{T}$	3.0	3.51	2,54	24	100	580	110	48
71-5		2.5	3.62	2.22	20	94	540	100	100
71-5	10 / 10	2.2	3.56	2,92	27	130	570	110	38
71-4	*	2.0	3,39	3,44	32	140	570	110	52
71-0	2	1.0	3,55	2,72	26	110	510	95	34
71-5		1.0	3,57	2,74	25	110	610	100	34
71.9	»	0.5	3,39	2,42	20	110	540	63	44
71-2	»	0	3,22	2,24	21	88	530	39	15
/1-0	Блостомилониты								
	Blactosinhonnin	0	3.64	2.81	23	100	540	81	26
71-1	Кв + Пл + Би + Руди	0	1,04	2,01	20	100	530	74	28
71	То же		4,00	2,70	20	144	500	104	54
$\overline{X}$	Гранитогнейсы (n = 6)		3,53	2,76	20	114	505	104	51
$\overline{X}$	Катаклазированные гра- нитогнейсы (n = 2)		3,31	2,33	20	99	535	51	30
$\overline{X}$	Бластомилониты (n = 2	0.15	3,99	2,79	25	100	535	78	27
	Pa	aspes	s № 66	(93,75	км)				
	The Later La	1 2 0	1 3 50	1 1 79 1	19	37	1 360	1 120	1 230
66-5	$RB + H\pi + Du$	1 3	3.64	1 74	23	44	440	150	200
66-4	KB + HI + BH + Kapo	0.5	4 44	1 12	11	21	380	72	30
66-3	$K_B + \Pi_{\pi} + B_{\Pi} + M_y$	0,5	4,11	1.31	12	32	380	100	76
66-2		0	1,22	1,01	1			1.1	1.1
	Бластомилониты								L Galt
66-12	$K_B + \Pi \pi + My + Bu +$	1 acres	3.62	1.93	84	35	370	55	32
$\overline{X}$	Гранитогнейсы		3,89	1,49	16	34	390	111	134
	P a	зрез	№ 68	(129,1	5 км)				
	Граниты		1.1.1	ê Cin		1.11	1.1.1	1.11	1.1.1
00 E	Part Hard Mund- Fu	2 10	3.09	3.72	22	87	300	46	20
68-5	RB + Ha + Mkp + Dh	2,10	0,00	0,12					423.6
08-4	$+$ $Ha + Mx + X\pi$ $+$ $Ha + My + X\pi$	1,0	3,47	2,76	14	58	330	36	-
68-3	Кв + Пл + Мкр +					1.1			
	$+$ My $+$ X $\pi$ $+$	0.5	2.97	2.35	26	81	300	72	64
	+ Kabo $+$ Su	0,0	2,01	2,00					
	Р	азре	3 № 74	(132 H	(м)				8
1	Плагногранитогнейсы	dia a	1.00				- 6-	1.1.1	
74-6	Пл+Кв+Бп+Му+Карб	10,8	1,91	2,25	16	86	230	48	44
74-5	То же	9	1,85	2,62	19	99	240	52	52
74-4	»	6,7	2,01	2,00	13	70	260	93	48
74-3	$\Pi \pi + K_{B} + E \pi + X \pi + $ + $\Im \pi$	4	2,40	1,19	10	36	330	54	43
	Бластокатаклазиты						1997		7520.2
74-10	$\mathbf{K}_{\mathbf{B}} + \mathbf{\Pi}_{\mathbf{J}} + \mathbf{X}_{\mathbf{J}} + \mathbf{M}\mathbf{y} + \mathbf{K}_{\mathbf{A}\mathbf{p}\mathbf{b}}$	61 61 	2,83	1,04	11	26	440	130	120
74-11	Кв + Алб + Хл +	1000	4.00	0.95	92	12	170	170	240
	I — Карб	-	1 1,62	0,35	23	13	110	110	240

Таблица 11

дов	амфи	болитовой	фации	н	тектонитов	
-----	------	-----------	-------	---	------------	--

_												
Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΞΣFe	$\frac{K}{Rb}$	Na <sub>2</sub> O+ +K <sub>2</sub> O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	Ni Co	Fe Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{Rb}{Sr}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
				Pa	азрез	№ 71	(141,1	км)				1
24	1.6	15	27	36	7 44	211	6.05	0.72	0.44	1.33	1 10	0 172
13	2.3	19	24	52	6.67	196	5.84	0.61	1.0	2.17	0.97	0.174
21	1.8	19	24	30	7.96	186	6,48	0,82	0,35	1,25	0,66	0,228
20	1,9	15	26	48	9,15	204	6,83	1,01	0,47	1,85	1,02	0,246
14	1,8	14	25	35	7,20	205	6,27	0,77	0,36	1,40	1,42	0,216
14	1,6	15	22	28	7,48	207	6,31	0,77	0,34	1,27	1,20	0,180
10	1,2	16	17	37	7,01	183	5,81	0,71	0,70	2,18	1,93	0,204
	1,4	14	14	22	6,78	211	5,46	0,70	0,38	1,57	2,96	0,166
13	1.8	19	17	17	8,36	233	6,45	0,77	0,32	1,00	1,74	0,185
13	1,5	20	14	22	7,49	231	7,11	0,64	0,38	1,57	1,37	0,189
18	1,8	16	25	38	7,65	202	6,30	0,78	0,49	1,55	1,06	0,203
5	1,3	15	16	300	6,90	197	5,64	0,71	0,54	1,88	2,45	0,185
13	1,7	20	16	20	7,93	232	6,78	0,71	0,35	1,29	1,56	0,187
				Рa	зрез	№ 66	(93,75	км)				
18	-	4,8	24	86	4,41	402	5,38	0,50	1,92	3,58	1.17	0,103
20	-	4,5	23	76	4,73	328	5,38	0,48	1,33	2,30	1,01	0.100
12	-	7,8	13	31	3,06	443	5,23	0,27	0,42	2,38	2,09	0,055
18	-	7,2	24	52	3,15	340	5,53	0,31	0,76	2,17	2,66	0,084
									1.1			
10		6,0	7,3	20	2,45	458	5,55	0,53	0,58	3,74	1,27	0,095
17	-	6,1/	21	61	3,84	378	5,38	0,39	1,11	2,61	1,73	0,087
		1		Ра	зрез	№ 68	(129,15	км)	E	T		
<del></del> 1	1,2	25	7	19	3,18	355	6,81	1,20	0,43	2,71	2,06	0,290
-	1,4	19	10	18	3,64	395	6,23	0,80		1,80	1,25	0,176
12	3,2	13	17	40	5,09	241	5,32	0,79	0,89	2,35	1,68	0,270
	1	1	1	Р	азрез	ı з№.7	4 (132	км)				1
						E.		1	[	Î	1.5	1
10	1,9	13	16	30	5,60	217	4,16	1,18	0,92	1,88	1,86	0,374
14	2,9	14	16	29	6,27	220	4,47	1,42	1,00	1,81	1,43	0,413
16	2,6	13	17	27	5,08	237	4,01	0,99	0,52	1,59	0,68	0,269
14	2,3	10	13	25	5,10	274	3,59	0,50	0,80	1,92	1,06	0,109
29	1,7	2,7	20	47	7,58	332	3,87	0,37	0,92	2,35	1,8	0,059
40	-	3,0	44	96	10,45	223	1,97	0,22	1,41	2,18	1,74	0,076

4\*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
74	Кв + Пл + Хл + Карб	_	2.62	0,67	14	15	300	110	140
V	Плариогранитогнейсы		2.04	2.02	14	73	265	62	47
A			0.02	0.70	47	20	205	450	190
X	Бластокатаклазиты		2,23	0,70	11	20	305	150	160
	P a	азрез	№ 72	2 (143,3	км)				
	Гранитогнейсы	1	1	1	1	1	1	r l	
79.5	III - Kn - Fu	2.6	3 27	2.88	13	72	130	44	
79 /		4.8	3.54	1.88	14	62	120	38	49
79.2	10 же	13	3 52	1 93	13	63	140	31	32
79.9	Ha I Fam I Fach	1,0	0,02	1,00	10	00	110	01	
14-4	$+ E\mathbf{n} + \partial\mathbf{n}$	0,7	2,68	4,95	6,3	80	130	22	15
72-1	Пл + Кв + Би + Эп (контакт с зоной)	0,1	3,77	1,53	10	57	400	40	20
	Бластомилониты								
72	Кв + Алб + Бн +								
	$+$ X $\pi$ + A $\kappa$ T + + $\Im$ $\pi$ + Kapo	-	2,39	1,84	22	64	210	290	320
$\overline{X}$	Плагиогранитогнейсы								
	(без пр. 72-1)	-	3,25	2,91	12	69	130	34	24
	Р	азре	3 № 5	5 (111 1	см)				
	Гранитогнейсы	1	1						
55-16	$\Pi \pi + K_B + K_{\Pi III} +$			3.92		00000	2000		
00 10	+ Бп + Карб	18,5	3,54	3,40	13	58	330	44	20
55-15	То же	13,0	3,85	2,34	14	45	320	54	34
55-14	»	7,5	3,76	2,47	15	56	340	45	52
-55-13	»	5,3	3,66	2,56	10	63	360	63	54
55-5	$\Pi \pi + KB + E\pi + My +$	0.0	0.50	0.00	10	0.0	100	50	50
	+ Карб + Эп	3,0	2,79	2,63	18	86	400	59	50
55-4	То же	2,0	3,17	2,81	13	75	340	11	79
55-3	$\Pi \pi + K_B + E_H + My +$	1.6	3.0	2 88	13	88	340	79	62
FF 9	$+ X\pi + 3\pi$	0.0	3.10	3 10	10	101	430	85	56
55-2	То же	0,9	5,10	9,10	10	88	360	110	76
-55-1	»	0,5	4,34	2,15	10	00	500	110	10
	Бластокатаклазиты	i		0.00					
55	$K_B + \Pi \pi + X \pi +$						000	110	00
	+ Карб	0	4,0	2,38	14	57	290	140	05
-55-8	$X_{\pi} + A_{\kappa\tau} + K_{ap6} + $ $+ \Im_{\pi} + A_{\pi6} + K_{B}$	-	2,16	0,56	10	7	470	91	87
55-12	$ \begin{array}{c} \Pi \pi + \mathrm{K} \mathrm{B} + \mathrm{E} \mathrm{H} + \\ + \mathrm{M} \mathrm{y} + \mathrm{X} \pi + \mathrm{K} \mathrm{a} \mathrm{p} \mathrm{f} \end{array} $	0,7	4,14	2,00	15	51	150	120	83
	Гранитогнейсы								
55-11	$\Pi \pi + K_B + My +$								
220.02	+ Би + Гем	1,5	4,71	1,68	11	38	150	39	21
55-10	$11\pi + KB + KIIII +$ $\pm Er \pm 2r \pm Kano$	25	3 25	2.84	14	78	350	87	60
55-17	то же	12,5	3,54	2,73	16	64	160	71	58
	, P,		.№ 75	(120 кл	(1)				
	L Executive	1	1	1	1	1	1	i l	
	Бластомилониты	-	0.07	0.45	1-	00	420	79	50
75-12	Кв + Пл + Би	-	3,07	2,15	17	69	130	57	65
75-10	Тоже	-	3,45	2,21	13	67	170	57	45
75-11	$K_B + \Pi \pi + X \pi + H_B + H_B \pi + K_B $	_	1,71	1,09	30	34	170	260	1100
52	1 1 1	5- 	0 2122				94C	2	

Продолжение табл. 11

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
30	4,1	7,1	39	95	13,41	371	3,29	0,26	1,27	2,44	1,82	0,050
14	2,4	13	16	28	5,51	237	4,06	1,02	0,81	1,80		0,275
35	0,8	2,9	32	72	9,02	278	2,92	0,30	1,17	2,27	-	0,066
				P a	азрез	№ 72	(143,3	км)				
_	1.0	16	9	16	4.06	332	6,15	0.88	_	1.78	1.08	0.554
-	0,9	13	13	17	4,88	252	5,42	0,53	1,29	1,31	1,76	0,517
	1,5	10	11	17	4,71	254	5,45	0,55	1,03	1,55	2,14	0,450
<u> </u>	0,9	20	7	12	3,06	514	7,63	1,85	0,68	1,71	1,86	0,615
10	1,0	10	12	12	4,44	223	5,30	0,41	0,50	1,00	0,82	0,143
64	1,0	5,5	50	14	9,57	239	4,23	0,77	1,10	0,28	1,41	0,305
_	1,1	15	10	16	4.18	338	6,16	0,95	0,75	1,59	1,7	0,534
	1	1		ъ			= /444					
	1	1		P	азре 	3 1/2 0	5 (111	км)				1
_	1,3	20	8,9	22	3,80	487	6,94	0,96	0,45	2,47	2,39	0,176
10	1,6	20	12	25	3,92	432	6,19	0,61	0,63	2,08	3,67	0,141
_	$1,3 \\ 0,9$	18 19	11 9,3	25 29	4,84 4,03	366 337	6,23 6,22	0,66	1,16 0,86	2,27 3,12	2,88	0,167
_	1,5	18	17	44	5,99	254	5,42	0,94	0,85	2,59	3,47	0,315
17	1,2	12	20	48	5,18	311	5,98	0,89	1,11	2,40	3,75	0,221
	2,3	9,1	22	45	6,78	272	5,88	0,96	0,78	2,05	2,77	0,259
	1,9	10	20	40	5,65	255	6,20	1,00	0,66	2,00	4,04	0,235
21	3,9	6,9	21	54	5,50	259	7,07	0,64	0,69	2,57	4,40	0,244
18	1,9	4,6	21	48	6,14	347	6,38	0,60	0,45	2,29	3,45	0,211
26	1,0	7,4	18	47	9,68	664	2,72	0,26	0,96	2,61	2,33	0,015
17	3,4	4,1	20	46	6,12	325	6,14	0,48	0,69	2,30	3,86	0,340
		1		1122		12101	0				0.07	0.050
	1,0	9,1	11	19	4,84	367	6,39	0,36	0,54	1,73	2,97	0,253
10 9	1,4 1.7	17 20	15 13	45 36	5,08 6,28	303 354	6,09 6,27	0,87 0,77	$0,69 \\ 0,82$	$3,00 \\ 2,47$	3,50 0,96	0,223 0,400
		1		Р	aзpe	3 № 7	5 (120	км)				
23	2.8	100	10	20	4.96	259	5,22	0,70	0,69	2,00	2,65	0,531
36	2,1	115	18	22	5,74	274	5,66	0,64	1,14	1,22	1,24	0,394
70	-	5,4	53	280	10,27	266	2,80	0,64	4,23	5,28	2,09	0,200

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$[0,T]_{\mathcal{F}}$	P a	зреа	.№ 70	(140,9	км)				
8	Гранитогнейсы ката- клазированные							1	
70-18	Кв + Пл + Бп + Карб	2,1	3,71	1,76	19	47	430	72	20
70-17	То же	$^{1,2}$	3,71	1,80	19	49	430	69	31
70-16	Кв + Пл + Би + + Карб + Эп	0,1	3.00	2,01	25	56	340	130	30
90	То же	$^{0,2}$	4,08	0,85	10	36	340	62	36
	Бластомилониты								
70-10	Кв + Пл + Бн + + Карб + Цо	_	3,20	1,97	24	65	390	130	95
70-11	То же		3,22	1,80	21	54	410	110	79
70-12		$\rightarrow$	3,03	2,60	32	78	330	100	68
70-13		_	3,29	0,83	10	18	370	78	50
70-9	Кв + Пл + Бп + + Карб + Цо	<u>.</u>	3,97	1,67	18	51	450	87	30
70-14		-	3,77	1,40	15	36	430	140	140
90-12	${f KB} + {\Pi \pi} + {f C\kappa a\pi} + + {f E}\pi + {f Kap6} + + {f Kap6} + + {f Ho} + {f Ho} + {f AM\phi}$	_	2,04	2,60	30	9,3	170	230	430
90-8	Aмф + Би + Скап + + Кв + Карб + + Цо + Хл	_	1.84	2,27	28	81	130	370	770
$\overline{X}$	Бластомилониты био- титовые	_	3.41	1.71	20	50	397	108	77
$\overline{X}$ , ,	Гранитогнейсы ката- клазпрованные	_	3,63	1,61	18	47	385	83	29

Примечание. n — количество проб; пр. 74 взята на контакте с катаклазированным

Формула кварц-полевошпат-мусковит-биотитового бластомилонита, проба № 75-10, σ = 2,71 г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{186}\mathrm{Ti}_{1,4}\mathrm{Al}_{41,1}\mathrm{Fe}_{6,5}^{3+}\mathrm{Fe}_{6,7}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,25}\mathrm{Mg}_{4,8}\mathrm{Ca}_{5,9}\mathrm{Na}_{17,6}\mathrm{K}_{8}\mathrm{P}_{0,37}\ [\mathrm{O}_{458}\ (\mathrm{OH})_{42}\ (\mathrm{CO}_{2})_{2}]_{504}.$ 

Столь же интересен разрез № 66, где тектоническая зона пересекает плагиогнейсы и Пир + Ро + Пл сланцы (см. табл. 7, 11), бластомилониты Пл + Би + Карб состава развиты по сланцам, которые в различной степени подвержены процессам гранитизации.

Формула роговообманково-двупироксен-плагиоклазового кристаллосланца, проба № 66-7,  $\sigma = 3,07$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{140}\mathrm{Ti}_{3}\mathrm{Al}_{49,8}\mathrm{Fe}_{13,4}^{3+}\mathrm{Fe}_{25,3}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,6}\mathrm{Mg}_{37,5}\mathrm{Ca}_{32,5}\mathrm{Na}_{11,5}\mathrm{K}_{2,1}\mathrm{P}_{0,21}\left[\mathrm{O}_{470}(\mathrm{OH})_{36}\right](\mathrm{CO}_{2})_{4}]_{514}.$ 

Формула милонитизированного кристаллосланца, проба № 66-11, σ = 2,70 г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{122}Ti_{2}Al_{39,5}Fe_{22,3}^{3+}Fe_{15,5}^{2+}Mn_{0,6}Mg_{26}Ca_{19,6}Na_{4}K_{16,4}P_{0,23}[O_{355}(OH)_{93}(CO_{2})_{19}]_{486}.$ 

Плотность БТМ почти на 12% меньше, чем исходной породы, синтектонические метасоматические процессы сопровождались привносом K, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и выносом Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na. Иными словами, это типичный случай калиевого метасоматоза при активном участии водно-углекислых флюидов. Проявляется отмеченная выше тенденция выноса F из БТМ и увеличения степени окисленности Fe в породе. Из сланца при его милонигизации выносятся редкие и рассеянные элементы V, Cr, Sc, Co, Ni

Окончание табл. 11

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	r i	1		P	азре	3 № 7	0 (140,9	Экм)				
13 16	1,0 1,6	5,1 6,9	12 16	28 21	$5,22 \\ 5,61$	311 305	5,47 5,51	$0,47 \\ 0,49$	$^{0,28}_{0,45}$	2,33 1,31	$1,28 \\ 1,39$	0,109 0,114
26 14	2,2 1,7	$^{7,2}_{3,6}$	26 14	63 28	5,28 2,70	298 196	5,01 4,93	0,67 0,21	0,23 0,58	$^{2,42}_{2,00}$	1,42 2,18	0,165 0,106
18 14	2,0 3,3	$^{6,0}_{9,5}$	22 17	56 43	5,15 5,08	252 277	5,17 5,02	$0,62 \\ 0,56$	0,73 0,72	2,55 2,53	$^{1,37}_{1,36}$	0,167 0,132
18	2,0	$^{6,2}$	19	50	7,12	277	5,63	0,86	0,68	2,63	1,21	0,236
14	3,5	12	12	34	4,98	383	4,12	0,25	0,64	2,83	1,23	0,049
14	2,0	13	16	29	3,87	272	$5,\!64$	0,42	0,34	1,81	1,50	0,113
30	2,6	11	20	66	4,05	323	5,17	0,37	1,00	3,30	0,76	0,084
44	-	-	68	240	9,37	2320	4,64	1,27	1,87	3,53	3,30	0,055
71	_	1,4	47	380	11,17	233	4,11	1,23	2,08	4,94	3,96	0,623
18	2,6	9,6	18	46	5,04	287	5,13	0,51	0,69	2,61	1,24	0,130
17	1,6	5,7	17	35	4,70	278	5,23	0,46	0,39	2,02	1,57	0,124

диабазом и при расчете X не учитывается.

и проблематично Pb, привносятся Li, Rb, Sr, причем щелочные элементы в значительно больших количествах. В итоге в БТМ отношение Rb/Sr в 10 раз выше, чем в сланце.

Содержание U в кристаллосланцах в большинстве случаев ниже  $10^{-4}$ %, и лишь в одиночных пробах из сланца  $(0,6 \times 10^{-4})$  и БТМ  $(0,7 \times 10^{-4})$  устанавливаются незначительные количества этого элемента, поэтому ничего определенного о поведении U в процессе преобразования пород на этом разрезе сказать нельзя. Это относится и к Th (табл. 13), хотя в единичной пробе из БТМ устанавливается содержание Th до  $23,5 \cdot 10^{-4}$ %.

Геохимический профиль от БТМ во вмещающие сланцы на расстояние 4,6 м (см. табл. 7) отображает значительное увеличение по отношению к сланцу содержаний в приконтактовой части зоны (0,2 м) лишь у Li, V, Pb. To есть наблюдается тенденция, отмеченная ранее: одновременное накопление в непосредственной близости от зоны элементов, выносимых из БТМ (V) и привносимых извне (Li).

В плагиогранитогнейсах развитие процесса милонитизации сопровождается не столь явно выраженным, как в сланцах, калиевым метасоматозом. Отсутствие силикатных анализов не дает возможности определить степень изменения состава вновь образованной породы по петрогенным элементам, но и по геохимическим пробам можно оценить общую направленность процесса (см. табл. 11). В БТМ возрастают содержания К, все остальные элементы проявляют отчетливую тенденцию к выносу или же остаются без существенных изменений. По мере приближения к тектонической зоне, уже в 0,5 м от нее, начинает снижаться содержание Fe, Ni<sub>s</sub>

## Таблица 12

Содержание U и Th в гранитоидах амфиболитовой фации и тектонитах,  $10^{-4\,\%}$ 

№ пробы	Ассоциация	υ	Th
100	Разрез №71 (141,1 км	1)	
	Граниториейсы	1	
	пранитогненсы	0	10
71-5	ПЛ + КВ + БП	1.0	10 0
71-4	10 же	1,5	20,0
71-3	»	2.0	8.2
71-2	3	0	2.5
71-0	»	0	2,0
	Бластомплониты	6 I - 20 A	
71-1	Кв + Пл + Би	5,3	17,1
70-12	Кв + Пл + Би + Карб + Цо	0	6,2
70-10	То же	2,4	0,5
70-9	»	1,9	2,3
X	Гранитогнейсы	0,8	8,6
X	Бластомилониты	2,6	6,5
	Разрез № 66 (93.75 км	r)	
	Газрез не об (коло ла	.,	
00 5		0	0.7
66-5	RB + RII + BR	0	0.7
66-4	$R_B + H_T + B_H + Rapo$	2.7	0
66-3	KB + HI + DI + My	1.6	0.6
66-2		1,0	0,0
	Бластомилониты		
66-12	$\left  \begin{array}{c} K_{B} + \Pi \pi + My + En + C\kappa an + \\ + Kap6 \end{array} \right $	3,5	14,7
	Разрез №74 (132 км)		
	Плагиогранитогнейсы	negti sel 7	
74-4	Пл + Кв + Бп + Му + Карб	1,7	3,7
74-3	$\Pi \pi + K_B + E_{\Pi} + X_{\pi} + \Im_{\Pi}$	2,0	11,7
	Preservice		
1000	Бластокатаклазиты	0	0
74-11	$K_B + A_{J0} + X_J + K_{apo}$	1.0	20 0
74	$  K_{B} + \Pi_{\Pi} + X_{\Pi} + Kapo  $	1,0	20,0
	Разрез №72 (143,3 км	)	
	Гранитогнейсы		01-2-5-
72-4	Пл + Кв + Би	2,5	16,4
72-3	То же	$^{2,6}$	49,2
72-1	Пл + Кв + Бп + Эп	1,7	8,6
	Бластомилониты	CANNELLING RE	
72	$\mathbf{K}_{\mathbf{B}} + \mathbf{A}\mathbf{n}6 + \mathbf{E}\mathbf{n} + \mathbf{X}\mathbf{n} + \mathbf{A}\mathbf{k}\mathbf{T} + \mathbf{H}$ + Эп + Карб	0	3,3
	т Разрез №75 (120 км	)	
	Бластомилониты		
75-10	$K_B + \Pi_{\pi} + E_{\Pi}$	2,7	27,9
10-10		0.0	

## Таблица 13

Содержание	U и Th в кристаллосланцах и тектонитах шарыжалгайского комплекса, 10 <sup>-40</sup> / <sub>6</sub>
-	

№ пробы	Ассоциация	U	Th
	Разрез № 60 (90 км)		
	Кристаллосланец		I
60-13	$\Pi$ л + МП $\Pi$ пр + РП $\Pi$ р + Ро + Мг	1,1	0
	Бластокатаклазит		107 12
60-14	Пл + Ро + Би + Карб + Эп	2,7	2,7
	Бластомилонит	1.1	1 İ.
60-15	$\Pi_{T} + P_{0} + Kap_{0} + E_{H} + Mr$	1.1	1.2
00 10		-,-	1
	Разрез № 66 (93,75 км)		
66-6	Пир + Пл + Ро + Карб	0	0
66-8	Пл + Ппр + Ро + Бн + Карб+	0	0
66-9	+ Mr $\Pi_{\pi}$ $+$ $\Pi_{\mu}$ $+$ Po $+$ Mr $+$ Kanf	0	0
66-10	$\Pi \pi + Po + Eu + \exists \pi + Kapo$	0	3,0
- 54	Бластомилонит		
66-11	Пл + Бп + Карб	0,6	2,8
	Бристаллосланен		2
66-11	$\Pi_{\pi} + \Pi_{\mu\nu} + P_0$	0.7	22
00 11	Energy Provide State	0,1	-,-
59 14		0	22.5
00-14		0	20,0
	Разрез № 75 (120 км)		
75-1	$ \Pi a + Am\phi + En + \Pi np + 9n +  $	0.5	
75		2,5	2,6
10	Id /NO	4,0	0
	Бластокатаклазит		Law Solution
75-8	Кв + Ро + Карб + Би + Мг	1,5	3,7
	Бластомплонит		
75-9	Кв + Бп + Акт + Карб	1,8	1,8

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология».

Cr, V, Li. При этом опять же на первых сантиметрах от зоны в сторону вмещающих плагиогнейсов некоторые элементы испытывают тенденцию к накоплению: Rb, V, Cr, Pb, Co, Ni. Иными словами, это в преобладающей массе те элементы, которые выносятся из БТМ и накапливаются в его эндоконтактовой части, играющей роль своеобразного геохимического барьера. По сравнению с исходными породами в БТМ возрастает содержание U и особенно Th (см. табл. 12), однозначно указывающее на их привнос вместе с K в данную тектоническую зону.

На разрезе № 68 тектониты развиты в Кв + Пл + Мкр + Би гранитах (см. табл. 11) и характеризуются выносом из БТМ Кв + Пл + + Мкр + Би + Му + Эп + Карб состава К и Рb, привносом Li, Rb, Sr, V, Sc, Со и Ni, и особенно Fe. Судя по минеральному составу тектонита, повышалась концентрация Са и Mg, на базе которых развивались Эп и Карб. Следовательно, по спектру элементов, накапливающихся в породе, это типичное проявление Fe-Ca-Mg метасоматоза. По отношению к исходной породе в экзоконтактовой части зоны (0-0,5 м) накапливаются Li, V, Cr, Sn, Co, Ni и снижается концентрация K и Pb. Значит, здесь отмечается тенденция, характерная для БТМ, и ближайшее окружение зоны формировалось под воздействием тех же флюидов, что и ее центральная часть, с преобладанием тенденции привноса над выносом для значительной части редких и рассеянных элементов. Характерно увеличение содержания Rb при снижении содержания K и уменьшении отношения K/Rb по мере приближения к БТМ и минимальными его значениями в центральной части (см. табл. 11).

Зона № 72 сечет плагиогранитогнейсы, где БТМ представлены существенно новообразованными породами (Би + Хл + Акт — 35—40, Карб — 30—40, Кв + Алб — 25—30% ± Цо), являющимися продуктом Mg-Fe-Ca-CO<sub>2</sub> метасоматоза (см. табл. 10). За счет этого процесса плотность БТМ возрастает на 3,6%, и формульный состав пород следующий. Гранитогнейс, проба № 72-1,  $\sigma = 2,8$  г/см<sup>3</sup>.

Si<sub>195</sub>Ti<sub>1,1</sub>Al<sub>47,5</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>4,4</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>4,5</sub>Mn<sub>0,05</sub>Mn<sub>4,5</sub>Ca<sub>10,6</sub>Na<sub>19,5</sub>K<sub>5,6</sub>P<sub>0,38</sub> [O<sub>493</sub> (OH)<sub>24</sub>CO<sub>2</sub>]<sub>519</sub>. Бластомилонит, проба № 72,  $\sigma = 2.9$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{133,5}\mathrm{Ti}_{1,3}\mathrm{Al}_{46}\mathrm{Fe}_{6,9}^{3+}\mathrm{Fe}_{13,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,35}\mathrm{Mg}_{31}\mathrm{Ca}_{25,8}\mathrm{Na}_{13}\mathrm{K}_{6,6}\mathrm{P}_{0,15}[\mathrm{O}_{396}(\mathrm{OH})_{77}(\mathrm{CO}_2)_{34}]_{541}.$ 

Из петрогенных компонентов в БТМ накапливаются Mg, Ca, Fe и выносятся Si, Al, Na, K, F. Резкое возрастание CO<sub>2</sub> однозначно указывает на существенно углекислый характер флюидов.

Для редких и рассеянных элементов фиксируется четкая дифференциация; в БТМ возрастает содержание Li, Sr, V, Cr, Co и снижается — Pb, при примерно равном количестве Rb, Sn и Ni. Обращает опять же на себя внимание неадекватное поведение K и Rb: первый выносится, второй остается без изменений. Для этого типа тектонитов характерен интенсивный вынос U и Th из БТМ (см. табл. 12). В пробе, отобранной в 10 см от контакта с БТМ (см. табл. 11, 72-1), по отношению к вмещающему гнейсу и бластомилониту устанавливаются высокие содержания Sr, что указывает на привнос его из внешнего источника, а не за счет перераспределения на данном сечении. Щелочномагнезиальный метасоматоз проявляется в резком снижении отношения Rb/Sr с усилением милонитизации породы, что также характерно для Ni/Co.

Непосредственно в приконтактовой зоне резко возрастает степень окисления Fe, что соответствует снижению здесь соотношений K/Rb, K/Na, Cr/V и Rb/Sr и отображает разнонаправленные тенденции к накоплению или выносу элементов с разными физико-химическими свойствами.

Мощная зона с Fe-Ca-Mg метасоматозом изучена на разрезе № 55 (рис. 11, табл. 10), где по гранитогнейсам развиты БТК (Кв + Пл — 80— 90, Хл — 6—7, Карб — 5—10%) и БТМ (Эп — 25, Карб — 20—25, Хл + + Акт — 25, Кв + Пл — 25%). В этом же направлении проявляется тенденция к выносу Si, Al, K, Na, P и привносу Fe, Mg, Ca, Ti, H<sub>2</sub>O, и особенно CO<sub>2</sub>, с резким возрастанием степени окисления Fe (см. табл. 10). Это хорошо видно и при сопоставлении равнообъемных формул пород.

Гранитогнейс, проба № 55-16,  $\sigma = 2,70$  г/см<sup>3</sup>.

$$Si_{188,3}Ti_{0,75}Al_{45,4}Fe_{0,57}^{3+}Fe_{10,6}^{2+}Mn_{0,08}Mg_{4,4}Ca_{8,2} \times Na_{17,85}K_{10,9}P_{0,27}[O_{404}(OH)_{23}CO_{2}]_{510}$$

Кв + Пл + Хл + Карб бластокатаклазит, проба № 55, σ = = 2,62 г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{162,5}Ti_{1,34}Al_{42,4}Fe_{11,7}^{3+}Fe_{4,24}^{2+}Mn_{0,16}Mg_{13,5} \times$ 

$$\times \text{Ca}_{7,4}\text{Na}_{9,8}\text{K}_{7,2}\text{P}_{0,31}[\text{O}_{412}(\text{OH})_{70}(\text{CO}_2)_6]_{494}.$$

БТК, проба № 55-8, σ = 2,95 г/см<sup>3</sup>.

 $\begin{array}{l} \mathrm{Si}_{135,6}\mathrm{Ti}_{1,56}\mathrm{Al}_{40,6}\mathrm{Fe}_{12,46}^{3+}\mathrm{Fe}_{9,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,48}\mathrm{Mg}_{27,9}\times\\\times \mathrm{Ca}_{44,7}\mathrm{Na}_{11,6}\mathrm{K}_{1,4}\mathrm{P}_{0,15}\left[\mathrm{O}_{417}\left(\mathrm{OH}\right)_{65}\mathrm{CO}_{2}\right)_{24}\right]_{530}.\end{array}$ 



1 — гранитогиейсы; 2 — Хл сланцы, 3 — Хл-Акт сланцы; 4 — Кв-Карб жилы, 5 — катаклаз; Му-мусковитизация, Хл — хлоритизация.

Частая перемежаемость в разрезе гнейсов и тектонитов, развитие в гнейсах Эп, Хл, Му, Карб, неравномерность проявления вторичных минералов наряду с различной «зрелостью» БТК делают сопоставление этих пород друг с другом весьма затруднительным. Но если разделить их на несколько групп по наличию типоморфных минералов, то из относительно неизмененных к БТМ выделяются: 1) Хл + Акт + Карб + Эп + + Алб + Хл - БТМ; 2) Пл + Кв + Би + <u>Му</u> + Хл + Карб - БТК; 3) Пл + Кв + Би + <u>Му</u> + Хл + Эп + Карб - катаклазированные гранитогнейсы; 4) Пл + Кв + <u>Кпш</u> + Би + Эп + Карб - гранитогнейсы (подчеркнуты типоморфные минералы).

Условность такого разделения для 2- и 3-й групп пород очевидна, поскольку трудно провести грань между БТК и катаклазированным гнейсом. Их сопоставление друг с другом усугубляется еще и тем, что они размещаются по обе стороны от БТМ и отличаются по минеральному составу.

По одну сторону тектонита от БТМ к наименее измененному гнейсу содержания элементов изменяются следующим образом:

1) достигая минимальных концентраций в БТМ, в остальных типах пород изменяются мало (K, Li, Rb), хотя для Rb характерны наиболее высокие концентрации в зоне, где Му → Кпш, т. е. в III зоне;

2) содержание Fe постепенно уменьшается от БТМ к тыловой зоне;

3) достигая высоких концентраций в БТМ и снижаясь к БТК, элементы испытывают тенденцию к накоплению в мусковитовой зоне Sr, Cr, Sc, Ni (рис. 12).

Кроме того, V по сравнению с гнейсом накапливается в БТМ, а максимальные его концентрации устанавливаются во II и III зонах. Олово концентрируется также во II и особенно в III зонах и выносится из БТМ. Содержание свинца уменьшается во всех зонах и минимально в БТК, кобальт примерно одинаково концентрируется в БТМ и во II и III зонах. Необходимо подчеркнуть повышение восстановленности Fe во II и III зонах по сравнению с гнейсом и БТМ. Из сопоставления видно, что мощная тектоническая зона ( $\sim 40$  м) выступает в роли синтектонического метасоматита с зональностью, неплохо выраженной минералогически и геохимически.

По другую сторону от БТМ зона БТК маломощна ( $\sim$ 1,5 м) и гранитогнейсы изменены в той же мере, как описанные выше. Кроме того, в 1,5 м





от БТМ в гранитогнейсе фиксируется Гем, что отвечает снижению уровня восстановленности Fe в породе. По сравнению с исходными породами в БТМ накапливаются Sr, V, Cr, Sc и в меньшей мере Co и Ni, выносятся Na, K, Li, Rb, Pb и практически не изменяется содержание Sn. Весьма характерно повышение по отношению к гранитогнейсу в БТК концентрации V, Cr, Sc, Sn, Co и Ni. Как видим, за исключением Sn, это элементы, привносимые в тектоническую зону при развитии процесса Ca-Fe-Mg метасоматоза, что указывает на высокую степень преобразования этих пород под воздействием глубинных флюидов.

В плане изучения тектонитов, развитых по гетерогенным средам и сложенных кислыми и основными породами, определенный интерес представляет разрез № 74, где Би-Гр плагиогнейсы, плагиомигматиты и плагиограниты с прослоями Би сланцев секутся маломощными дайками диабазов (рис. 13). Эта зона была пзучена детально с целью установления степени перераспределения компонентов между гранитоидами и диабазами при их совместном катаклазе.

Равнообъемные формулы пород вычислены на основе силикатных анализов (см. табл. 10) и приведены ниже.

Плагиогранитогнейс, проба № 74-6,  $\sigma = 2,75$  г/см<sup>3</sup>.

$$Si_{198}Ti_{0,94}Al_{33,7}Fe_{2,1}^{3+}Fe_{9,1}^{2+}Mn_{0,14}Mg_{10,1}Ca_{8,2} \times Na_{9,9}K_{8,5}P_{0,98}[O_{429}(OH)_{40}(CO_{9})_{6}]_{-16}$$

Катаклазированный и хлоритизированный плагиогранитогнейс, проба № 74-3,  $\sigma = 2,75$  г/см<sup>3</sup>.

 $\mathrm{Si}_{203}\mathrm{Ti}_{1,33}\mathrm{Al}_{36}\mathrm{Fe}_{3,8}^{3+}\mathrm{Fe}_{6,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,12}\mathrm{Mg}_{7,3}\mathrm{Ca}_{7,9}\mathrm{Na}_{12,6}\mathrm{K}_{4,3}\mathrm{P}_{0,02}[\mathrm{O}_{483}(\mathrm{OH})_{33}(\mathrm{CO}_{2})_{0,5}]_{517}.$ 

Бластомилонит, проба № 74-10,  $\sigma = 2,76$  г/см<sup>3</sup>.

 $\begin{array}{c} {\rm Si}_{148,6}{\rm Ti}_{2,4}{\rm Al}_{43,6}{\rm Fe}_{6,1}^{3+}{\rm Fe}_{10,5}^{2+}{\rm Mn}_{0,28}{\rm Mg}_{13,1}\times\\ \times {\rm Ca}_{22,1}{\rm Na}_{15}{\rm K}_{3,9}{\rm P}_{0,47}\,[{\rm O}_{40\,i}\,({\rm OH})_{70}\,({\rm CO}_{2})_{21}]_{513}. \end{array}$ 



Рис. 13. Флюидно-петрохимлческий профиль (разрез № 74). 1 — плагиогранитогнейсы; 2 — биотитовые сланцы, мигматиты, 3 — Хл бластотектониты; 4 — диабазы мелко- (а), среднезернистые (б); 5 — Амф-Хл бластотектониты; 6 — катаклаз; 7 эпидозиты; 8 — жилы кварца.

С усилением степени преобразования исходного гнейса и превращения его в БТМ с Хл, Цо, Му и Карб происходили вынос Si, K и F и привнос Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na,  $H_2O$  и особенно  $CO_2$ .

В этом случае весьма необычна гамма элементов, привносимых в милонит, когда вместе с щелочноземельными элементами в породе возрастали концентрации Na и Al, переносимых совместно в существенно водноуглекислом флюиде. Необычность химизма такого метасоматического процесса проявилась и в спектре редких и рассеянных элементов, испытывающих тенденцию к накоплению или рассеиванию (рис. 14, табл. 11).

Сравнение плагногранитогнейсов и БТК по ним показывает, что катаклаз сопровождался выносом из тектонита K, Rb, Sn, Pb, т. е. «гранитофильных» элементов, и привносом Li, Sr, V (в 2,5 раза), Cr (в 4 раза), Sc, Co (в 2 раза) и Ni (в 2,5 раза), с резким снижением в БТК Rb/Sr и возрастанием Cr/V и Ni/Co отношений. Иными словами, налицо типичные черты щелочноземельного метасоматоза с характерной гаммой типоморфных элементов, и, несмотря на привнос флюидами Al и Na, общая направленность процесса характеризуется высокой активностью оснований и сопутствующих им редких и рассеянных элементов.



Рис. 14. Геохимический профиль (разрез № 74.). Усл. обозн. см. на рис. 13.

По диабазам зона максимального метасоматического преобразования представлена синтектоническим эпидозитом (Кв + Эп + Хл + Би).

Образование эпидозита сопровождается выносом Fe, Na, K, Li, Sr, V, Sc, Co и Ni и привносом Rb(?), Cr, Sn, Pb. В рассланцованном диабазе (Пл + Po + Xл + Kapб + Эп) возрастают содержания Li, Rb, V, Cr (в 8 раз по отношению к диабазу), Sc, Co, Ni, т. е. как элементов, характерных для диабаза, так и привносимых из внешнего источника. Из сопоставления микрокомпонентного состава БТМ из плагиогнейсов и диабазов видно, что Rb, Sn и Pb, извлекаемые из плагиогнейса, возможно, накапливаются в БТМ по диабазам, в то же время Cr привносится в обоих случаях. C другой стороны, уменьшение концентрации Li, V, Sr, Sc, Co и Ni в милонитах по диабазам сопровождается возрастанием содержания этих компонентов в БТМ по плагиогнейсам. Подобное совпадение дает основание для суждения о том, что на фоне единого для всей зоны мощного щелочноземельного метасоматоза происходит перераспределение микроэлементов между синтектоническими метасоматитами при воздействии на породы флюидов близкого состава.

В пользу такого предположения говорят факты преобразования катаклазированных плагиогнейсов на контакте с катаклазированной дайкой диабазов (см. рис. 14, табл. 10, пр. 74). По сравнению с аналогичными породами, описанными в этой зоне, в данном случае в катаклазированном плагиогнейсе значительно возрастает количество Хл и Цо. Уменьшается содержание Si, K, F и возрастает Al, Fe (почти в 2,5 раза), Mg, Na.

Формула катаклазированного плагиогнейса, проба № 74, σ = = 2,76 г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{array}{l} \mathrm{Si}_{171,4}\mathrm{Ti}_{1,27}\mathrm{Al}_{39,9}\mathrm{Fe}_{3,84}^{3+}\mathrm{Fe}_{23,6}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,26}\mathrm{Mg}_{15,4}\times\\ \times \mathrm{Ca}_{8,17}\mathrm{Na}_{13,7}\mathrm{K}_{1,98}\mathrm{P}_{0,14}\left[\mathrm{O}_{443}\left(\mathrm{OH}\right)_{56}\mathrm{CO}_{2}\right]_{501}. \end{array}$$

Эти характерные примеры однозначно указывают на то, что в мощных тектонических зонах с неравномерно проявленными катаклазом и милонитизацией и сложенных различными по составу породами происходит перераспределение компонентов между породами контрастного состава, в то время, как указывалось выше, в узких протяженных зонах этого не наблюдается или же такой процесс протекает в крайне ограниченных масштабах.

Доказательством того, что петрогенные элементы определяют направленность метасоматических процессов, является тектоническая зона в разрезе № 91, где она сечет гранитогнейсы и диабазы. На расстоянии 0,8 м от тектонического контакта в диабазе Амф → Пир, Хл + Эп + Карб + + Алб → Амф + Пл.

Амфиболизированный диабаз, проба № 91, σ = 3,05 г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} &\mathrm{Si}_{141}\mathrm{Ti}_{6,5}\mathrm{Al}_{48,1}\mathrm{Fe}_{13,5}^{3+}\mathrm{Fe}_{25,1}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,62}\mathrm{Mg}_{26,9}\mathrm{Ca}_{29,7}\times\\ &\times\mathrm{Na}_{13,1}\mathrm{K}_{1,6}\mathrm{P}_{0,52}\left[\mathrm{O}_{444}\left(\mathrm{OH}\right)_{73}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{2}\right]_{521}. \end{split}$$

БТМ представлены хлоритовыми сланцами. Хлоритовый сланец, проба № 91-1, σ = 2,78 г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{125,3}Ti_{2,8}Al_{48,8}Fe_{8,8}^{3+}Fe_{23}^{2+}Mn_{0,49}Mg_{31,3}Ca_{14,4} \times Na_{10,4}K_{2,5}P_{0,26}[O_{361}(OH)_{123}(CO_2)_{11}]_{506}.$ 

Из приведенных равнообъемных формул (см. табл. 8) видно, что в наиболее значительных количествах в новообразованный тектонит привносятся Mg, Al, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и в меньшей мере К и F, фиксируемые в Би. Соответственно из БТМ выносятся Si, Na, Ti, Fe, Co (почти в 2 раза). Поскольку из основной породы, залегающей в гнейсах и подверженной вместе с ними катаклазу и милонитизации, выносятся Na и Si, а привносится Mg, то это указывает на более глубинный источник для элементов, поступающих с флюидами в тектоническую зону. Опять же весьма симптоматично возрастание восстановленности Fe в БТМ. Mg-Al метасоматоз сопровождается привносом в милонит Li, Rb, Cr и выносом Sr, V, Sc, Pb, Ni при неизмененности содержаний Co. В БТМ резко возрастают отношения Cr/V и Rb/Sr и снижается Ni/Co. Это позволяет утверждать о петрохимической и геохимической специализации флюидных систем, формирующих синтектонические метасоматиты.

Особый интерес представляет смена Si-Al-Na метасоматоза в тектонитах по алюмосиликатным породам основным метасоматозом, примером чего может служить разрез № 70, где БТМ развиты по плагиогранитогнейсам (рис. 15).

Слабо катаклазированный плагиогнейс, проба № 70-18,  $\sigma = 2,76$  г/см<sup>3</sup> (см. табл. 10).

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{170,5}\mathrm{Ti}_{1,6}\mathrm{Al}_{49,5}\mathrm{Fe}_{2,8}^{3+}\mathrm{Fe}_{7,72}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,14}\mathrm{Mg}_{9,96}\mathrm{Ca}_{18,2}\times\\ \times \mathrm{Na}_{19,9}\mathrm{K}_{6,5}\mathrm{P}_{0,73}\left[\mathrm{O}_{458}\left(\mathrm{OH}\right)_{32}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{6}\right]_{502}. \end{split}$$

Кварц-плагиоклаз-биотитовый бластомилонит, проба № 70-9, σ = = 2,78 г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} &\mathrm{Si}_{180}\mathrm{Ti}_{1,5}\mathrm{Al}_{55,2}\mathrm{Fe}_{1,5}^{3+}\mathrm{Fe}_{6,5}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,07}\mathrm{Mg}_{8,6}\mathrm{Ca}_{13,7}\times\\ &\times\mathrm{Na}_{21,4}\mathrm{K}_{5,7}\mathrm{P}_{0,59}\left[\mathrm{O}_{483}\left(\mathrm{OH}\right)_{23}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{2}\right]_{510}. \end{split}$$

Судя по приведенным формулам (см. табл. 10), наиболее значимые количества привносимых элементов устанавливаются у Si и Al и в значительно меньшей мере — у Na. В этих условиях из породы выносятся Fe, Mg, Ca, K(?), P, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. В тех случаях, когда процесс усиливается и становится ярко выражен привнос Si, в условиях сильного окварцевания выносятся за исключением Na все петрогенные компоненты (пр. 70-20). По сравнению с другими БТМ в этой зоне процесс идет без большого массопереноса, о чем говорит равная плотность сравниваемых пород. Микроэлементный состав исходной породы и БТМ изменяется также в целом незначительно и практически постоянен у K, Li, Rb, Sr, Sc, Co. Основной метасоматоз сопровождается замещением Po → Би и привно-



1 — кристаллосланцы Амф-Пл; 2 — кристаллосланцы Би-Пл; 3 — Би гнейсы; 4 — диабазы; 5—8 — бластомилониты: 5 — Кв-Пш-Би, 6 — Амф, Би (по гнейсам), 7 — Хл-Амф (по кристаллосланцам), 8 — Хл-Амф (по диабазам); 9 — зоны пластического течения; 10 — катаклаз; 11 — молодые зоны дробления; 12 — кварцевые жилы, А — амфиболизация.

сом V, Cr, Sn, Pb, Ni, особенно значимым у Cr (в 2,5 раза; см. табл. 11).

Таким образом, из сделанного сопоставления различных тектонических зон в породах амфиболитовой фации в первую очередь выявляется их петро- и геохимическая специализация, отвечающая определенным физико-химическим условиям формирования каждой конкретной зоны.

## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕКТОНИТАХ

Суммирование всех аналитических данных по породам и тектонитам Шарыжалгая, приведенным выше, позволяет наметить ряд общих закономерностей, свойственных процессам перераспределения вещества в тектонитах разного состава.

Если сопоставить изученные БТМ по типу проявления в них метасоматоза, то получаются такие комбинации из семи ведущих петрогенных компонентов:

Гранули	товая фация	Амфиболитовая фация						
Тектониты по эндербитам	Тектониты по основ- ным сланцам	Тектониты по гранитоидам	Тектониты по основным поро- дам					
$\begin{array}{c} \mathrm{K}-\mathrm{Si}\\ \mathrm{Na}-\mathrm{K}-\mathrm{Si}\\ \mathrm{Fe}-\mathrm{Ca}\\ \mathrm{Si}\\ \mathrm{Ca}-\mathrm{Mg}\\ \mathrm{Na}-\mathrm{K} \end{array}$	$\begin{array}{c} \mathrm{K} & - \mathrm{Al} \\ \mathrm{Na} & - \mathrm{Si} & - \mathrm{Fe} \\ \mathrm{Na} & - \mathrm{Si} & - \mathrm{Fe} & - \mathrm{K} \\ \mathrm{Si} & - \mathrm{Al} & - \mathrm{K} & - \mathrm{Na} \\ \mathrm{Ca} \end{array}$	$\begin{array}{c} \mathrm{Al} - \mathrm{Mg} - \mathrm{Na} \\ \mathrm{Al} - \mathrm{Fe} - \mathrm{Ca} - \mathrm{Na} \\ \mathrm{Mg} - \mathrm{Ca} - \mathrm{Fe} \\ \mathrm{Fe} - \mathrm{Ca} - \mathrm{Mg} \\ \mathrm{Al} - \mathrm{Fe} - \mathrm{Mg} \\ \mathrm{Si} - \mathrm{Al} - \mathrm{Fe}(?) \end{array}$	Mg — Ca — Na K Si Mg — Al — K					

Иными словами, по преобладанию петрогенных компонентов в процессах метасоматоза тектониты гранулитовой фации (не говоря уже о минеральном составе) четко отличаются от таковых в амфиболитовой.

В гранулитовой фации в тектонитах по эндербитам проявлены процессы Na-K-Si и Fe-Ca-Mg метасоматоза, причем первые преобладают. В основных кристаллосланцах в подавляющей массе это алюмо-кремниево-щелочной метасоматоз или его фрагменты с подключенным сюда Fe, в одном случае это чисто кальциево-углекислый метасоматоз. Даже из такого общего сопоставления видно, что тектониты по породам гранулитовой фации в основном формировались под воздействием флюндов, в составе которых доминировали Si, K, Na. Проявления Fe-Ca-Mg метасоматоза в тектонитах по эндербитам, а Ca-Al-Fe в основных породах можно рассматривать как вторичные явления, обусловленные выносом этих компонентов из смежных серий пород. Такое предположение подтверждается данными по сопоставлению петрогенных компонентов в ряду привнос — вынос (табл. 14), ибо при Si-Na-K метасоматозе из эндербитов выносятся Al, Ca, Mg, Fe, которые на стадии инверсии флюндных систем могут выступать в роли ведущих компонентов, определяющих тип метасоматоза [Летников, 1985].

Совсем иная картина устанавливается для тектонитов по породам амфиболитовой фации (табл. 15), где преобладающим типом метасоматических преобразований является в гранитоидах Fe — Mg — Ca, когда в разных сочетаниях к этим элементам присоединяются чаще Al, реже Na и лишь в одном случае Si п K.

Такой же стиль метасоматоза присущ и тектонитам по основным породам, но здесь к Mg, Ca, Na присоединяется Si, судя по всему вынесенный из гранитоидов. В том случае, когда в тектонитах по диабазам установлен Mg-Al-K метасоматоз, эта зона размещается не в собственно Шарыжалгайском блоке, а за его пределами (пос. Листвянка). В Шарыжалгае (132 км) устанавливается и единственный случай чисто кремниевого метасоматоза в диабазах с формированием эпидозитов. Учитывая преобладающий Ca-Mg-Fe тип метасоматоза в гранитоидах, с большой долей уверенности можно полагать, что Si, Na, K и Al имеют вторичную природу и вытеснены из алюмосиликатных пород щелочноземельными компонентами (см. табл. 15).

5 Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. О. Балышев

Таблица 14

Перераспределение элементов в тектонитах по породам гранулитовой фации

Тип метасоматоза		1.1.1.1.2.	Привнос	Вы	HOC
(ассоциация тектонитов)	Исходный субстрат	Петрогенные	Микрозлементы	Петрогенные	Микроэлементы
(Пл + Кв + Бн + Карб + Эн)	Эндербит	Si, K, Ti	Li (?)	Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na	Ni, Co, Pb, Sn, Sc, Cr, V, Sr, Th
Na-K-Si (Пл + Кв + Бп)	Эндербит	Na, K. Si(?)	Li	Al, Fe, Mg, Ca	Ni, Co, Sn, Sc, Cr, V, Sr, Th, U (?)
Кв + Пл + Бп + Эп + Карб)	Эндербит	Fe, Ca	Sr, V	Si, Al, Na, K	Li, Rb, Pb, Ni, Co
(Кв + Пл + Бп)	Эндербит	Si	Li, Sr, Sc	Al, Fe, Mg, Na, K, Ca	Rb, V, Cr, Sn, Pb, Co, Ni
(Му + Хл + Пл + Кв + Карб)	Эндербит	Ca, Mg		Na, Al, Ti, P, Fe	
Na-К (Кв + Алб + Хл + Карб)	Эндербит	Na, K	Li, Rb		Sr, V, Cr, Sc, Pb, Co, N
К-Al (Ро + Пл + Бп)	Кристаллосланец	K, Al	Li, Rb, Ni, Co, Sc, V, Pb	Si, Fe, Mg, Ca, Na	Sr, Cr, U
Na-Si-Fe (Ро + Пл + Кв + Карб + Бп)	Кристаллосланец	Na, Si, Fe	Li, Sr, Pb	Al, Mg, Ca	Rb, Cr, Ni
Na-Si-Fe-K (Ро + Пл + Кв + Карб + Бп)	Кристаллосланец	Na, Si, Fe	Rb, V, Sc, Co, Li	Al, Mg, Ca	Sr, Cr, Ni
Si-Al-K-Na (Кв + Пл + Бп + Ро + Эп)	Кристаллосланец	Si, Al, K, Na	Li, Rb, Sr	Ti, Fe, Mg, Ca, P	V, Sc, Pb, Co, Ni
Са-СО <sub>2</sub> (Хл + Алб + Карб + Кв + + Эп + Би)	Днабаз	Ca	Li, Rb	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, . K, P	Sr

## Перераспределение элементов в тектонитах по породам амфиболитовой фации

Тип метасоматоза	Hereney		Привнос	Вынос			
(ассоциация)	ИС ХОДНЫЙ СУОСТРАТ	Петрогенные	Микроэлементы	Петрогенные	Микроэлементы		
Аl-Mg-Na (Кв + Пл + Бп)	Плагиогнейс'	Al, Mg, Na, P(?)	Pb(?)	Si, Ca	V, Cr, Co, Ni (Rb, Sr, Sc		
Si-Mg-Ca-Na (Кв + Бп + Акт + Карб)	Кристаллосланец	Si, Mg, Ca, Na	Li, Sr, Cr(?)	Ti, Fe, K, P	Rb, V, Sc, Pb, Co		
Al-Fe-Ca-Na (Кв + Пш + Му + Би)	Биотитовый гнейс	Al, Ti, Fe, Ca		Mg, K, Si			
(Пл + Би + Карб)	Кристаллосланец	К	Li, Rb, Sr	Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na	V, Cr, Co, Ni		
К-(CO <sub>2</sub> ) (Кв + Пл + Му + Бп + + Скап + Карб)	Плагиогранит	K		Fe	Li, V, Cr, Sc, Co, Ni		
Мд-Са-Fе (Кв + Алб + Би + Хл + + Акт + Эп + Карб)	Гранптогнейс	Mg, Ca, Fe	Li, Sr, V, Cr, Co	Si, Al, Na, K	Pb, U, Th		
${egin{array}{c} { m Fe-Ca-Mg-CO}_2 \ { m (X}\pi+{ m A}\kappa\pi+{ m Kap6}+{ m \exists}\pi+{ m Hap6}+{ m \exists}\pi+{ m Hap6}+{ m Ka} \ +{ m A}\pi\sigma+{ m Ka} \ { m (X}\pi+{ m Ka}) \end{array}}$	Гранитогнейс	Fe, Mg, Ca, Ti	Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni	Si, Al, K, Na, P	Li, Rb, Pb		
Al-Fe-Mg-Ca-Na-CO <sub>2</sub> (Кв + Пл + Хл + Му + Карб)	Плагиогранито- гнейс	Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na	Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni	Si, K (F)	Rb, Sn, Pb		
(Кв + Эп + Хл + Бп)	Диабаз	Si	Rb(?), Cr, Sn, Pb	Fe, Na, K	Li, Sr, V, Sc, Co, Ni		
Мд-Аl-К (Пл + Бп + Хл + Карб)	Диабаз	Mg, Al, K	Li, Rb, Cr	Na, Si, Ti, Fe, Ca	Sr, V, Sc, Pb, Ni		
$\begin{array}{c} \text{Si-Al-Fe(?)} \\ (\text{Kb} + \Pi\pi + \text{Bu} + \text{Knm} + \\ + \text{Kap6} + \Im\text{n}) \end{array}$	Плагиогранит	Si, Al, Fe(?)	V, Cr, Sn, Pb, Ni	Mg, Ca, Fe(?)			

Примечание, Е К(COg) типе метасоматоза нет силикатных анализов.



Рис. 16. Результаты кластер-анализа (*R*-тип). а — кристаллосланцы и циабазы; б — Пл — Амф ± бластомилониты.

Так как в настоящее время все описанные тектониты размещаются на одном уровне и, судя по геологической ситуации, их положение в разрезе не менялось, то это дает нам основание для утверждения о генетическом и возрастном различиях этих двух групп тектонитов, о чем более детально будет сказано ниже.

Наглядное представление о характере взаимосвязи петрогенных компонентов в изученных породах дает сопоставление их кластер-методом. Для кристаллосланцев и диабазов (рис. 16, а) кластер не дает однозначной картины, поскольку в него объединены породы близкого состава, но в разной степени измененные последующими процессами. В силу этого обстоятельства связи между элементами не выявляют явной генетической природы. Однако выделяется типичное для этой группы пород очень тесное группирование Ті и Р, что указывает на степень дифференцированности субстрата и обособление Илм и Ап [Летников и др., 1981]. Связь закисного Fe с K дает основание для предположения о том, что процесс фиксации К в Би протекал под воздействием восстановленных флюилов. Связь Si с Na указывает на преимущественное объединение этих элементов в кислой составляющей плагиоклазов, точно так же, как и Al с Ca в основных плагиоклазах. Связь Fe<sup>3+</sup> с H<sub>2</sub>O означает, что процессы окисления элементов переменной валентности обусловлены привносом в породу преимущественно водного флюида. Судя по кластеру, разбиение элементов на две неравные подгруппы, в одну из которых входят Al, Ca, Mg, а в другую все остальные петрогенные компоненты, между которыми устанавливается сильная отрицательная связь, может указывать лишь на высокую степень преобразования исходного собственно «габбрового» субстрата, ибо для неизмененного базальта или габбро характерна совсем иная структура кластера [Флюидный режим..., 19816].

Для Амф или Амф + Би БТМ по кристаллосланцам и диабазам характерна совсем иная структура кластера (см. рис. 16, б). Обособляются две группы элементов: К — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub> и Ti — Fe — Mn — Ca, между которыми существует хотя и слабая, но положительная связь. Подобная группировка элементов указывает, что в отличие от исходного субстрата (диабазы и сланцы) калиевый метасоматоз в БТМ протекал под воздействием собственно водно-углекислых флюидов с более высоким окислительным потенциалом. Тесная связь Fe и Ti указывает на объединение этих элементов в Илм и меньшее развитие Сф, поскольку связь Ti—Ca значительно слабее. Объединение Si, Na и Al может быть объяснено их преимущественным накоплением в кислых плагиоклазах, а хотя и слабая группировка Mg и P указывает, что рост магнезиальности БТМ обусловливает концентрирование в нем P. Резкое обособление элементов на две группы, между которыми устанавливается сильная отрицательная связь, указывает на преобладающий привнос в БТМ Si, Al и Na.



Для эндербитов и гранитов характерна во многом типично «гранитная» структура кластера [Флюидный режим..., 1981а], где четко группируются  $Fe^{2+}$ , Mg, Mn в темноцветных силикатах и изоморфные друг с другом Al и Ca в плагиоклазах. Тесная ассоциация Илм с An выражается в объединении Ti и P, к которым примыкают  $Fe^{3+}$  и  $H_2O + CO_2$ . Наиболее характерным для этой группы пород является объединение Si и K, которые имеют со всеми остальными компонентами отрицательную связь. Это указывает на развитие в породах процессов привноса SiO<sub>2</sub> и K, но, возможно, не единовременных, когда эти элементы генетически не связаны друг с другом (рис. 17, *a*).

Би и Амф + Би БТМ по эндербитам и гранитоидам характеризуются иным типом связей между элементами (см. рис. 17, б). Исчезновение Пир и замещение его Амф и Би приводит к группировке К и Fe<sup>2+</sup>, к ним примыкает Mn<sup>2+</sup>, изоморфный с Fe<sup>2+</sup>. Вместе они составляют обособленную группу, куда входит H<sub>2</sub>O, подчеркивая преимущественное накопление этих элементов в Би. Вторая группа петрогенных элементов формирует своеобразное «амфибол-плагиоклазовое» ядро, куда входят Al, Mg, Na, Ca. Группировка Ti, P, Fe<sup>3+</sup> и CO<sub>2</sub> может быть объяснена тем, что повышение  $P_{CO_2}$  приводит к окислению железа до Fe<sup>3+</sup>, высвобождению Ti из ильменита и обособлению его в виде рутила. Широкое развитие в БТМ кварца обусловливает обособление SiO<sub>2</sub> в данном кластере и его сильную отрицательную связь со всеми остальными компонентами.

Образование Хл, Хл — Му, Хл — Акт БТМ по кислым и основным породам приводит к еще более существенному перераспределению компонентов в породе и их генетически обусловленному разбиению в кластере (см. рис. 17, в). Прежде всего обособляются летучие компоненты (H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>), имеющие слабую положительную связь с группой (Fe + Mn) — —(TiO<sub>2</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) — K<sub>2</sub>O, отображающей сцектр элементов, концентрируемых в высокожелезистом Би. Тесное объединение Р и Si и отрицательная связь их со всеми остальными компонентами не могут быть достаточно



Рис. 18. Кластер-анализ (Q-тип) пород (пояснения в тексте). убедительно объяснены. Исключение составляет, пожалуй, вывод о том, что проявление Fe-Ca-Mg метасоматоза приводит к совместному выносу из породы Si и P, как это следует из аналитических данных.

Менее правдоподобным кажется то, что в БТМ в условиях значительных Р и сравнительно низких Т, часть Р будет рассеиваться в SiO<sub>2</sub> с замещением P<sup>5+</sup> → Si<sup>4+</sup>, с компенсацией валентностей в анионной части кварца. Иными словами, подобная группировка этих элементов в кластере требует своего объяснения. Выделение в отдельную группу Al + Mg + Na + Ca характеризует отчасти накопление их в хлоритах (Al — Mg) или в актинолитах, когда вхождение в собственно кальциевый силикат некоторого количества Al обусловливает и накопление в нем Na. To, что биотитовая и хлорит-актинолитовая части кластера имеют между собой сильную отрицательную связь, возможно, указывает на разновременность их об-

разования. Объединение проб всех пород в кластер-анализе Q-типа (рис. 18) со всей очевидностью иллюстрирует изменение химизма процесса при образовании различных БТМ.

В группу I с достаточно высокой степенью связей объединены эндербиты, биотитовые гранитогнейсы, гнейсы и биотитовые БТМ, что указывает на почти изохимический характер процесса при образовании последних, когда их состав не очень отличается от исходного алюмосиликатного субстрата. В примыкающую к ней группу II входят амфиболизированные эндербиты и гранитоиды. В эти две группы объединены существенно кислые гранитоподобные породы, привнос оснований в которые при их катаклазе существенно не изменил их первичного состава. Три группы пород образуют вторую половину кластера: исходные кристаллосланцы, диабазы и Амф + Пл БТМ (III), амфиболизированные диабазы и кристаллосланцы (IV) и Му — Хл БТМ по эндербитам и гнейсам; Хл БТМ по диабазам, Хл-Амф по сланцам и Хл-Амф базификаты, тесно примыкающие друг к другу (V). Весьма примечательно, что зрелые БТМ, где проявлен Са-Мд-Fe метасоматоз, объединяются в одну группу независимо от исходного субстрата, что говорит о высокой степени завершенности процесса. Таким образом, сопоставление исходных пород и образованных по ним тектонитов указывает на существенные изменения связей между петрогенными компонентами в них, а группировка по Q-типу четко разделяет БТМ с разными типами метасоматического преобразования.

Сопоставление между собой тектонитов разного состава по распределению редких и рассеянных элементов с помощью вариационных диаграмм (рис. 19, 20) указывает на существенные различия в накоплении или выносе их в зависимости от типа метасоматических процессов. Если все БТМ по основным сланцам разделить на две группы Би — Амф и Хл — Акт, то в первых накапливаются (в порядке снижения) Pb, Rb, Li, V, Sr, Со и выносятся (в порядке возрастания) Cr, Ni, Sc, Pb, Co. Значительной части этих элементов свойственно проявление обратной тенденции при переходе к Хл — Акт БТМ. Так, в них увеличивается концентрация Сг, Ni, Sr, Li и снижается Co, Sc, V, Pb. Следовательно, в обоих типах тектонитов однонаправленно накапливаются лишь Sr и Li. По щелочным комионентам тенденция разделения в обоих типах метасоматитов проявляется достаточно однозначно: в Би — Амф привнос К и вынос Na и обратные соотношения в Хл-Акт метасоматитах (см. рис. 19). Развитие синтектонических метасоматитов Би, Би-Му, Хл-Му и Хл-составов по гранитогнейсам имеют свои отличительные особенности (см. рис. 20). Так, для собственно Би метасоматитов характерно незначительное перераспределение микрокомпонентов с тенденцией к выносу Sn, Cr, Ni, Sc, V, Со и привносу Rb, Li, 70



Рис. 19. Вариационная геохимическая диаграмма для тектонитов по кристаллосланцам. I — Би-Амф; II — Хл-Акт бластомилониты.

Pb, Sr, с преобладанием выноса над привносом. Эта тенденция усиливается в Би-Му типах, где происходит еще более существенное снижение концентраций почти всех компонентов и незначительное увеличение Pb и Sr. Иными словами, развитие Му вместо Би в еще большей мере снижает емкость тектонита в отношении редких и рассеянных элементов, усиливая







навливаются для хлоритовых и хлорит-мусковитовых метасоматитов.

В собственно хлоритовых типах в значительных количествах концентрируются Cr, Ni, Sc, V, Co и в значительно меньшей мере Li и Sr, с уменьшением Sn, Rb. C возрастанием в породах доли My соответственно увеличиваются содержания Rb, Li и Sr, хотя и в незначительной мере, но эта тенденция проявляется довольно отчетливо. Из полученных зависимостей видно, что развитие хлоритовых или Xл-My парагенезисов является своеобразным геохимическим барьером для многих рудных элементов, особенно Cr, Ni, Sc, V, Co, и при появлении здесь рудной минерализации они могут стать весомой ее частью.

Из сделанного сопоставления очевидна тесная связь между процессами мобилизации и концентрирования широкой гаммы редких и рассеянных элементов в тектонитах в зависимости от типа метасоматических преобразований, проявленных в них. В еще большей мере эти зависимости выявляются при кластер-анализе *R*-типа петрогенных компонентов и микроэлементов, отображенных на рис. 21, а, б, в. В неизмененных эндербитах и биотитовых гранитах (см. рис. 21, а) наиболее тесная связь устанавливается для Ni + Cr - Co - Mg + Fe, подчеркивая преимущественное концентрирование Ni, Cr и Co в магнезиально-железистых силикатах Пир, Амф, Би. Довольно тесно группируются Ti, V, Sc, указывая на накопление V и Sc в Ті-содержащих минералах — Илм, Сф, Ру. Группировка Al, Sr, Ca подчеркивает концентрацию Sr в основных плагиоклазах. Олово со всеми этими компонентами имеет довольно слабую связь; к нему с еще менее слабой связью примыкают Fe<sup>3+</sup> и Na. Этот кластер является типично «гранитным» [Летников и др., 1981], ибо в отдельную группу объединились гранитофильные элементы Si, K, Rb, Pb, Li, имеющие сильную отрицательную связь со всеми остальными компонентами этой серии пород.

Переход к собственно Би и Би-Амф бластомилонитам существенным образом изменяет связи между компонентами (см. рис. 21, б). В первую очередь наиболее тесная связь устанавливается для пары Ca—Sr в Пл. Вместо триады Ti — V — Sc в гранитоидах здесь обособляется Ti —
— Fe<sup>3+</sup>—Sc, а V отделяется в другую группу. Подобное разбиение указывает на преимущественное накопление Ti и Sc в минералах с высокими содержаниями Fe<sup>3+</sup>, Mg (Би, Амф). Объединение Al с Mg и Fe<sup>2+</sup> иллюстрирует их накопление в Би и Амф, куда входят тесно примыкающие к ним Mn + Cr + Co — Ni — V. С последними слабо связаны Na и Ca. Возможно, это указывает на преобладание их в минералах Na-Ca ряда, главным образом в плагиоклазах и амфиболах. Как и в первом случае, обособляется группа K+Rb—Li с примыкающими к ним Sn и Pb, которые обнаруживают с остальными компонентами довольно слабую положительную связь. Резкое обособление SiO<sub>2</sub> и сильная отрицательная его связь со всеми остальными компонентами подчеркивают тенденцию привноса кремнезема в породу и обособление его в виде все возрастающего количества кварца.

Совсем иная структура кластера характерна для хлоритовых и хлорит-актинолитовых БТМ и метасоматитов по породам кислого состава. Здесь в высокомагнезиальных хлоритах концентрируется целый ряд элементов, что выражается в выделении в *R*-кластере (см. рис. 21, *в*) Li + + Ni + Cr — Co + V + Sc — Mg. Mg объединяет обе группы элементов, как бы подчеркивая свою ведущую роль в накоплении этих элементов в составе хлоритов. К этой группе со слабой связью примыкает пара  $Fe^{2+}$  + Pb, что, возможно, указывает на слабое проявление изоморфного замещения  $Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$  и Pb<sup>4+</sup>  $\rightarrow$  Fe<sup>2+</sup>. Последнее предположение основано на близости ионных радиусов Pb<sup>4+</sup> и Fe<sup>2+</sup> и нуждается в специальных исследованиях для своего подтверждения. С еще меньшей силой связи к ним примыкает группа Mn + Ca — Fe<sup>3+</sup>, указывая на вхождение Mn<sup>2+</sup> и Ca<sup>2+</sup> в амфиболы и на одновременный процесс перехода части Fe в окисную форму.

Вторая группа большей частью литофильных элементов имеет с первой отрицательную связь и в какой-то мере является реликтовой от исходного гранитного субстрата на фоне наложения Mg-Ca-Fe метасоматоза, присущего данной группе БТМ. В первую очередь это триада Al — K — — Rb, характеризующая свое обособление в Му или реликтах Кпш. Группа Si — Na — Sn указывает на преимущественную связь Na и Sn с процессами, обусловленными привносом SiO<sub>2</sub>, например раскислением Пл. Группа TiO<sub>2</sub> и Sr, возможно, подчеркивает преобладание в породе Рут вместо Сф и Илм, и этот процесс, судя по всему, приводит к накоплению в породе Sr, но механизм данного явления до конца не ясен.

Таким образом, совместное сопоставление петрогенных и рассеянных элементов методом кластер-анализа позволяет не только наметить главные группы родственных для каждого типа пород элементов, но и вскрыть более глубокие связи между ними, вплоть до изоморфных замещений на уровне не очень высоких изначальных концентраций.

Особо следует рассмотреть поведение противоположных по своим свойствам элементов; с одной стороны — Au, а с другой — U и Th. Аналитические данные по золоту немногочисленны (табл. 16). Максимальные содержания Au характерны для кристаллосланцев, снижаясь в ряду эндербиты — бнотитовые граниты. Процессы раскисления пород в тектонических зонах сопровождаются снижением концентраций золота, в то время как почти изохимическая амфиболизация гранитоидных пород (Амф → Пир, Амф → Би) сопровождается некоторым возрастанием его содержаний. При образовании изохимических тектонитов по эндербитам и гранитоидам количество его практически не меняется. Низкотемпературный катаклаз также не приводит к изменению содержаний золота. Однозначно устанавливается накопление Au в БТМ при развитии Fe-Mg-Ca метасоматоза в породах гранитоидного ряда.

В противоположность Au содержания U и Th возрастают по мере усиления процессов гранитизации (см. табл. 5, 12, 13). В Пир-Пл кристаллосланцах концентрации этих элементов минимальны, а в эндербитах, биотитовых гранитогнейсах и Амф-Пл кристаллосланцах примерно равны. Содержание Au в породах и тектонитах шарыжалгайского комплекса, мг/т

№ пробы	Порода	Au	№ пробы	Порода	Au
61-11 61 61-10	Пир — Пл кристаллосла- нец Бластокатаклазит Бластомилонит	$2,3 \\ 0,2 \\ 0,2$	51-16 51-2	Эндербит Биотитовый бластомилонит	$^{0,2}_{0,2}$
60-13	Кристаллосланец	1,2	61-9 61-5	Эндербит Бнотитовый бластомилонит	$^{0,9}_{1,0}$
60-14 60-16 58-14	Бластокатаклазит Бластомилонит »	$^{3,0}_{3,2}_{0,2}$	63-10 63-5	Эндербит Биотитовый бластомилонит	1,7 1,5
66-6 66-10 66-11	Кристаллосланец Бластокатаклазит Бластомилонит	$2.4 \\ 5,0 \\ 1,9$	73-8 73-1	Эндербит Хлорнтовый бластоката- клазит	2,0 2,3
75-2 75-8 75-9	Крпсталлосланец Бластокатаклазит Бластомплонит	$^{3,6}_{0,2}_{2,0}$	64-10 64-13	Эндербнт Мусковит-хлоритовый сла- нец	0,2 0,2
58-13 58-7	Эндербит Бластомилонит (Кв +	0,2	71-5 71	Гранитогнейс Биотитовый бластомплонит	$^{0,2}_{0,2}$
58-7-1	Бластомплонит (Ро + + Эп + Пл)	0,8	74-5 74-11	Гранитогнейс Мусковит-хлоритовый сла-	0,2
60-8 60	Эндербит Биотитовый бластомилонит	$^{2,8}_{0,2}$		нец	0,2
49-27 49-18	Кристаллосланец грани- тизпрованный Биотит-амфиболовый бла- стомилонит	0,2 0,2	55-16 55 55-8	Гранитогнейс Хлорнтовый бластската- клазит Хлорнт-актинолитовый ме- тасоматит	2,8 0,2 14,8

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом. Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Волынец, ИЗК СО АН СССР.

Особенно резкое возрастание содержания Th характерно для процессов биотитизации, образования биотитовых гнейсов и гранитогнейсов. Развитие в БТМ процессов амфиболизации (разрез № 60), а в ряде случаев биотитизации и окварцевания (разрезы № 66, 58), проявленных в кристаллосланцах, сопровождается увеличением содержаний U и особенно Th. БТМ с карбонатным типом метасоматоза присущ вынос U и Th. В высокотемпературных БТС по гранитоидам проявляются одновременно по разным зонам обе тенденции — и к выносу, и накоплению, поэтому вывод здесь не может быть однозначным. В более низкотемпературных тектонитах зеленосланцевой фации содержание U уменьшается, а Th возрастает (разрезы № 64, 73, 74). Опять же, в отличие от Au, развитие Fe-Mg-Ca метасоматоза с высокой ролью  $CO_2$  (образование карбонатов) сопровождается проявлением однонаправленной тенденции к выносу из БТМ U и Th.

Таким образом, если увязать уровни концентрирования микроэлементов с типами метасоматического преобразования тектонитов, полагая, что нижние, наиболее глубинные, части колонны представлены K-Si-Na метасоматитами, где концентрируются Li, Rb, Sn и Pb, U и Th, то в высокотемпературных Ca-Mg-Fe зонах это Cr, V, Co, Ni, Sc, Sr, Au, а в расположенных выше низкотемпературных — Cr, V, Co, Ni, Au, Li, Pb, Th. Учитывая направленность процесса, можно полагать, что уже на этой стадии тектонических зон закладывается их геохимическая специализация. Ибо усиление K-Si-Na метасоматоза может привести к усилению здесь процессов гранитизации и появлению гранитоподобных метасоматитов или пегматитов с повышенными содержаниями Li, Rb, Sn. Точно так же на основе Ca-Mg-Fe метасоматитов при высокой концентрации серы и восстановительном флюидном режиме могут сформироваться зоны хлоритизации с золото-сульфидной минерализацией. Особое значение в этом плане приобретает проблема сопряженных с тектонитами жильных образований.

## Глава III

### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

Для определения флюидного режима формирования тектонитов нами была использована методика газового хроматографического анализа горных пород, апробированная нами ранее на большом количестве объектов [Летников и др., 1981; Флюидный режим, 1977, 1980а, б].

Тектониты по породам гранулитовой фации охарактеризованы теми же пробами, которые использовались для петрохимических и геохимических целей и отражены на соответствующих разрезах, описанных выше.

Мощная зона тектонитов изучена на разрезе № 60, где БТК и БТМ развиты по эндербитам и кристаллосланцам. Сопоставление флюидных характеристик этих пород гранулитовой фации (пр. 60-13, табл. 17 и 60-4 — 60-8, табл. 18) указывает на их близость по таким показателям, как  $H_2/H_2O$ ,  $CO/CO_2$ , H/C и  $\Sigma_{ra3}/\Sigma_{ra3+H_2O}$ , хотя в сланцах несколько выше содержание  $H_2O$  и  $\Sigma_{ra3}$ . Иными словами, очевидна однотипность флюидного режима формирования этих пород в условиях гранулитовой фации.

Развитие БТМ по эндербитам в первую очередь выражается в значительном увеличении во флюидах  $H_2O$  и  $CO_2$ , хотя в целом отношение  $H_2/H_2O$  по сути дела существенно не меняется. Доля  $H_2O$  по сравнению с газами в БТМ возрастает в большей мере, однако содержание газов также возрастает в нем примерно в 2 раза (см. табл. 18). Особенно резко увеличивается в этой зоне в БТМ количество  $H_2$  и в одной пробе CO, что приводит к некоторому повышению отношений H/C в БТС по сравнению с эндербитом. В некоторых пробах из БТК, окаймляющих зоны милонитизации, увеличивается доля  $H_2O$  во флюиде от 12—53 до 59—87%, в остальном же они по флюидным характеристикам занимают промежуточное положение между эндербитами и БТМ по ним. Судя по флюидным анализам, можно предполагать некоторый привнос в зону  $H_2O$  и  $H_2$ , что находит свое отражение в увеличении отношения H/C от 2 до 5,5 в эндербитах и до 6,5-8,5 в милонитах.

Обратная зависимость отмечается у милонитов по кристаллосланцам. За счет привноса  $CO_2$  и развития процессов карбонатизации в породе резко возрастает содержание  $CO_2$  и незначительно  $H_2O$ . Более чем в 3—4 раза увеличивается доля CO во флюиде и растет количество  $H_2$ . Поэтому отношение H/C снижается до 1 с с сохранением в общем на одном уровне степени окисленности флюида. По сравнению со сланцем в БТМ в 2,5 раза возрастает количество флюидной фазы с изменением отношения газ/вода от 0,46 в сланцах до 0,749 в БТМ.

Таким образом, по отношению H/C и составу флюидов в БТМ по эндербитам можно полагать, что формирование тектонитов сопровождалось привносом H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub> и одновременно — Si, K и Na(?), что привело в итоге к образованию существенно гранитоподобных БТМ, флюиды которых по степени восстановленности в малой мере отличались от флюидов,

Таблица 17

Флюндная характеристика кристаллосланцев и тектонитов, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	H <sub>2</sub> O	CO2	со	$CH_4$	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	$\frac{\mathrm{H}_2}{\mathrm{H}_2\mathrm{O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σ <sub>ra3</sub>	$\Sigma_{ra3+H_2O}$	H/C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_{2}0}$
					Разр	e з №	60 (90	км)						
	Кристаллосланец некатаклазирован- ный			=							1	1 1		
60-13	$\Pi \pi + M\Pi up + P\Pi up + Po + Mr$	-	4,3	2,6	0,52	-	0,55	-	0,128	0,2	3,67	7,97	3	0,460
	Бластокатаклазит													
60-14	Пл + Ро + Бп + Карб + Эп		,24	1,6	0,82		3,00	-	1,25	0,513	5.42	7.82	4.5	0.693
	Бластомилониты			2								.,	1,0	0,000
60-15	Пл + Ро + Карб + Бп + Мг	-	4,8	10,8	2,30	-	1,20	_	0.25	0.213	14.3	19.10	1	0 749
60-16	Пл + Ро + Карб		5,2	11,1	1,70	-	0,66		0,127	0,153	13,46	18,66	1	0,721
				1	Разре	e a №	61 (85,7	км)						
61-11	Пл + Пир + Ро + Мг	80	1,8	1,6	0,13	-	0,22		0,122	0,081	1,95	3,75	2,5	0,52
	Кристаллосланцы катаклазирован- ные													
61-4	$\Pi \pi + \Pi \pi p + A M \phi + Б \pi + M r$	2,0	2,71	0,68	0,75	Сл.	0,86	0,05	0,317	1,103	2,34	5,05	5	0,463
61-3	То же	1,5	4,00	0,49	0,005	-	0,58	0,03	0,145	0,010	1,105	5,105	19	0.216
61-2	$\Pi \pi + \Lambda M \phi + E \pi + \Im \pi + Mr$	1,0	3,3	0,09	Сл.	_	0,53	++++	0,161	_	0,62	3,92	60.5	0.158
61-1	То же	0,4	5,35	0,18	0,002		1,05		0,196	0.011	1.232	6.582	71.5	0.187
61	»	0	7,02	0,14	0,001		1,15		0,207	0,007	1,591	8,611	122	0,185
	Бластомплонит											1 comments		
61-10	$\Pi \pi + E_{\mathbf{H}} + K_{\mathbf{B}}$		15,8	0,12	0,008	10. <del>000</del>	0,49	_	0,031	0,67	0,618	16,42	291	0,038

				$\mathbf{P}$	азро	e a № 6	6 (93,75	5 км)						
66-6	Пир + Пл + Амф + Киш + Карб	4,5	2,3	2,7	0,24	0,014	0,66	-	0,287	0,089	3,614	5,914	2	0,611
66-7	То же	3,1	7,4	4,3	0,44		0,77		0,104	0,102	5,510	12,91	3,6	0,427
66-8	$\Pi \pi + \Pi \Pi p + A M \phi + E \pi + Kap \delta + H n$	2,3	3,5	2,7	0,28		0,44	_	0,126	0,104	3,420	6,92	2,5	0,494
66-9	$\Pi \pi + \Pi \Pi p + A M \phi + M r + Карб$	1,5	7,8	3,1	0,64	-	1,10	_	0,141	0,206	4,840	12,64	5	0,383
66-10	$\Pi \pi + A \mathfrak{M} \phi + E \pi + \Im \pi + Kap \delta + Hr$	0,2	4,8	2,0	0,47	-	0,82	_	0,171	0,235	3,290	8,09	4,5	0,407
	Бластомилонит		6-6	-1.12	1.1				111	10.00	12		10.0	~ ~
66-11	Пл + Бн + Карб		15,6	16,3	1,40		1,60		0,103	0,086	19,300	34,90	2	0,553
	- 17			Р	азр	e 3 .№§	51 (99,2	км)						í ar
	Бластокатаклазиты		1		1	1				1040			<b>T</b> .	
51-17	Пл+Амф + Эп + Скап + Карб + Би		8,0	0,47	0,05	-	1,4		0,175	0,106	1,92	9,92	36,5	0,194
51-18	То же		7,8	$^{2,5}$	0,31	-	1,04		0,133	0,124	3,85	11,65	6,5	0,330
	Rear Street and Street			1	Разр	ез №	60 (90	км)			۰.		· .	
	Амфиболит		1 1		1.1	1			in the second second	10.025	1.201	10.00		6 3 I I -
60-25	$Aм \phi + Бн + Mr$	-	2,3	0,07	0,03	-	2,74		1,191	0,429	2,84	5,14	102	0,553
	Амфиболит катаклазированный		1.11		100	1.1	11.11		1.00	1.1	1.0	1.2.4		
60-26	$Aм\phi + Бп + Mr$		3,7	0,29	0,08	-	1,40	2	0,378	0,276	1,77	5,47	28	0,324
	The Second Line of Second			F	азр	ез №'	75 (120	км)						
75-2 75-1 75	$ \begin{vmatrix} \Pi \pi + A M \phi + \Pi \Pi p + E \pi + M r T \\ \Pi \pi + A M \phi + E \pi + \Pi n p + \Theta \pi + M r \\ To \ \pi e \end{vmatrix} $	$^{0,8}_{0,6}_{0,2}$	8,44 9,10 11,40	$2,42 \\ 3,07 \\ 0,67$	$\left  {\begin{array}{c} 0,56 \\ 0,72 \\ 0,48 \end{array} } \right $	=	$2,55 \\ 2,39 \\ 2,64$	0,02 0,03	$[ \begin{array}{c} 0,302 \\ 0,263 \\ 0,232 \end{array} ]$	$0,264 \\ 0,239 \\ 0,716$	$\begin{bmatrix} 5,25 \\ 6,18 \\ 3,82 \end{bmatrix}$	$13,69 \\ 15,28 \\ 15,22$	$\substack{\substack{6\\24,5}}{8}$	$0,383 \\ 0,404 \\ 0,251$
	Бластокатаклазит		1.1											
75-8	Кв + Ро + Карб + Бп + Мг	0	16,50	11,40	2,60		2,50	-	0,152	0,228	16,50	33,00	3	0,500
	Бластомилонит		100						1.1	1.01				
75-9	Кв + Бп + Акт + Карб		28,20	15,90	1,64	-	0,22		0,008	0,103	17,76	45,96	3	0,386
п	римечание, Аналитики Н. В. Забосва,	Л. В.	Баранов	а, ИЗК	CO AI	I CCCP.								

## Таблица 18

Флюидная характеристика эндербитов и тектонитов, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	$H_{2}O$	CO <sup>2</sup>	CO	CH4	$H_2$	N	H <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O	$\frac{CO}{CO_2}$	Σ <sub>ras</sub>	Σ <sub>ra3+H2</sub> 0	H/C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
				]	Разр	ез №	60 (90	км)						
	Эндербиты	1 1				1		2. INC.	1	1	1	1 1		1
60-8	Пл + Кв + Кпш + МПир + + РПир + Би + Мг	110	1.84	1.97	0.27	_	0.23	0.03	0.125	0.137	2.50	4.34	2	0.576
60-7	То же	80	2,92	1.65	0.24	Сл.	0.77	_	0,264	0,145	2,66	5.58	4	0.476
60-6	»	60	2,26	1,67	0,12	0,007	0,21	0,03	0,093	0,073	2,04	4,30	3	0,474
60-5	»	30	2,17	1,0	0,04	-	0,65		0,299	0,040	1,69	3,86	5,5	0,438
60-4	»	10	3,93	2,3	0,28		0,37	0,01	0,094	0,122	2,96	6,89	3,5	0,430
	Бластокатаклазиты													
60-3	Пл + Кв + Киш + Би	35	3.17	0.29	0.05	Сл.	0.15	_	0.047	0,172	0.49	3.66	20	0.134
60-2	Пл + Кв + Киш + Би + Му +				0000									.,
	+ Скап	20	1,75	0,74	$0,\!14$		0,35		0,200	0,189	1,23	2,98	5	0,413
60-1	Пл + Кв + Кпш + Би	10	6,01	$^{3,06}$	0,49	Сл.	0,77	-	0,128	0,160	4,32	10,33	4	0,418
	Бластомилониты								-					
60	$K_B + \Pi_J + K_\Pi + E_\Pi + M_\Gamma$	_	9,60	2.12	0.60	Сл.	2.18	0.02	0.227	0.283	4.92	14.52	8.5	0.339
60-11	KB + Пл + Кпш + Бп + My +			10012 2000	10.4752	0.025	1.000		10.00 C C C C					
	— Нарб	-	5,01	1,43	0,33		0,89		0,178	0,231	2,65	7,66	6,5	0,346
				Р	азре	з № 5	8 (90,83	2 км)						
	Эндербиты	1 1	(* * <b>)</b>			i î	1.1.1		i o tet p		i	1 1		E
58-13	Пл + Кв + Кпш + МПпр + + РПпр + Ро + Мг	3.7	1.63	1.46	0.11	0.003	0.18		0.110	0.075	1.753	3,383	2.5	0.518
58-11	То же	2,1	1.34	0,79	0.09	0.007	0,21	_	0,157	0,114	1,097	2,347	3.5	0,450
58-10	»	1.0	3.30	1,50	0,26	0,007	0,93	-	0,282	0,173	2,697	5,997	5,0	0,449

	r . I	1	1			È I		1 1		[	1	t	Ĩ	-1
	Бластокатаклазиты									10 - ca				
58-9	Пл + Кв + Кпш + Ро + Би	0,7	2,84	1,12	0,15	0,007	0,93	-	0,327	0,134	2,207	5,047	6,0	0,437
58-8	$\Pi \pi + K_B + K_{\Pi} \pi + P_0 + E_{\Pi} +$		1 ° 1			1 N 1			- Bi			· · ·		
	$+ \partial \mathbf{n} + \mathbf{Mr}$	0,3	2,42	0,11	0,02	-	0,54	-	0,223	0,182	0,670	3,09	46,5	0,216
•	Бластомилониты			-										
58-7	Кв + Пл + Би	_	2,67	0,09	0,02	0,007	0,56	-	0,210	0,222	0,677	3,347	19	0,202
58-15	То же		5,80	0,45	0,04	-	0,93	-	0,160	0,089	1,420	7,22	27,5	0,197
58-7-1	$Po + \Im \pi + C\phi + \Pi \pi$	-	4,60	0,33	0,05	Сл.	1,54	-	0,335	0,152	1,92	6,52	32,5	0,294
				Р	азре	ез № 5	61 (99,5	2 км)						
	Калишпатизированные эндербиты					1		1 1		1		l	I I	1
51 - 16	$\Pi \pi + Knm + KB + M\Pi np +$	0.0	1.50	0 50	0.44	0.002	0.94	( 100 - )	0.429	0.460	2 4 9 2	6 772	1	0 667
F1 1F	$+ P\Pi up + Po + bu + Mr$	3,3	1,39	2,00	0,41	0,005	0,21	0.05	0,152	0,100	3,105	6 800	2	0,007
51-15	10 же	2,8	5,70	1,04	0,29	G.I.	1,00	0,05	0,441	0,279	3,040	2,410	45	0,447
51-14	»	2,1	1,80	0,93	0,14		0,54	_	0,500	0,151	1,010	5,410	4,0	0,472
51-9	$\Pi \pi + Knm + KB + MHup +$ + PHnp + Po + Kn + Mr	1.5	4.84	2,72	0,43		0,44	0,06	0,091	0,158	3,65	8,49	3,5	0,429
51-8	То же	1,0	3,51	2,74	0,61	0,007	0,70	0,06	0,199	0,223	4,117	7,627	2,5	0,539
51-10	» .	1,0	2,67	2,72	0,42	0,007	0,65	—	0,243	0,154	3,797	6,467	2.	0,587
	Бластокатаклазиты	antes -												
51-7	$\Pi_{\pi} + K_{B} + K_{\Pi} + A_{M} \phi + Б_{H} + Mr$	0,5	2,51	1,97	0,44	Сл.	0,77	-	0,307	0,223	3,18	5,69	2,5	0,559
51-4	То же	0,5	4,38	1,21	0,27	-	1,02	0,05	0,233	0,233	2,55	6,93	7,5	0,368
51	Пл + Кв + Кпш + Пир + Би +	111	11111	n fari		2.003				in the second	E COL			
	$+ AM\phi + Mr$	$^{0,5}$	1,80	0,75	0,16		0,94		0,522	0,213	1,85	3,65	6	0,507
51-1	То же	0	2,09	0,85	0,26	-	0,70	-	0,335	0,306	1,81	3,90	5	0,464
51-21	$\Pi \pi + KB + KDM + EH + AM\phi + + Mr$	0	7,3	3,50	0,53	-	1,80	Не опр.	0,247	0,151	5,83	13,13	4,5	0,444
51-22	То же	0	2,2	4,90	0,90	-	1,10		0,500	0,184	6,900	9,10	1	0,758
	Бластомилониты												1	
51 - 2	$K_B + \Pi_{\pi} + K_{\Pi\Pi} + E_{\Pi} + A_M \phi$	-	2.17	1,38	0,04		0,73	0,07	0,336	0,039	2,22	4,39	4	0,506
51-3	То же	-	3,67	1,21	0,31	0,007	1,03		0,281	0,256	2,557	6,227	6	0,411
51-5	»	-	3,34	3,43	0,55		0,79	-	0,237	0,160	4,77	8,11	2	0,588
51-6	»	-	4,60	4,95	1,70	Сл.	1,52		0,330	0,343	8,17	12,77	2	0,639
3 51-11	»	- 1	2,05	0,98	0,13		0,98	1 — J	0,478	0,133	2,09	4,14	5,5	1 0,505

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	43	1 44	1 15
-	.t]u =tig		1.1.1								12	15	14	15
	- Dar te diata de Da de Palje			Р	азре	3 № 4	9 (102,1	l KM)						
	Гранитизированные сланцы	1 1	1	1	Ì.	1 1	1		1	1	1		T.	1
49-127	$\Pi \pi + \Pi np + P\Pi np + K_B + + K_n m + E_H + Mr + Po$	3,4	4,59	1,62	0,21	_	0,23	1	0,050	0,130	2,06	6.65	5	0 309
49-34	То же	2,5	2,44	1,14	0,06		0,25	-	0,102	0,053	1.45	3.89	4.5	0,373
49-30	3)	2,1	3,34	1,69	0,20	Сл.	0,37		0,111	0,118	2,26	5,60	4	0,404
49-33	$\Pi$ л + МПир + РПпр + Кв + + Кпш + Бп + Ро + Мг	1,8	1,88	1,01	0,17	0,003	0,35	0,08	0,186	0,168	1,613	3,493	4	0.462
49-32	То же	1,2	3,67	1,47	0,18	-	0,63		0,172	0,122	2,28	5,95	2	0.383
49-31	»	0,7	1,67	1,12	0,38	0,007	0,77	_	0,461	0,339	2,277	3,947	1	0,577
	Бластокатаклазиты	1.00							1000					
49-16	$\Pi \pi + K_B + K\pi m + \Pi \mu p + A_M \phi + + E\pi + Mr$	_	5,05	1,19	0,19	0,007	1,52	0,03	0,301	0,160	2,937	7,987	9,5	0,378
49-15	То же	-	5,01	0,19	0,07		0,68		0,136	0,368	0,94	5,95	44	0,158
	Бластомилониты				1.1				1.16-64	dirities.	dialog of			in the second
49-11	$\Pi \pi + K B + A M \phi + E H + Mr$	_	5,01	1,22	0,16	0,02	1,87		0.373	0.131	3.27	8.28	10	0 305
49-18	То же		5,72	0,57	0,06	0,003	1,40	0,04	0,245	0,105	2,073	7,793	22.5	0,355
	and the second			1	P a a p	ез №	61 (85.7	EM)						
	] Эндербиты	1	1	13	-	1	1	in an	1		. I		1	1
61-9	$\begin{array}{l}\Pi \pi + K B + M \Pi \pi p + P \Pi \pi p + \\ + B \pi + M r \end{array}$	2,0	5,09	2,35	0,18	Сл.	0,25	0,07	0,049	0,077	2,85	7,94	4	0,359
	Бластокатаклазиты									n ng				AND CONSIST
61-8	Пл + Кв + Кпш + Би + Ро	1,5	2,92	1,2	0,24		0,42	0,03	0,144	0,2	1,89	4.81	4.5	0.393
61-7	То же	1,0	2,70	0,8	0,11		0,84	0,03	0,311	0,138	1,78	4,48	8	0.397
61-6	>	0,5	3,80	0,62	0,06	0,003	0,73		0,192	0,097	1,413	5,213	13	0.271
	Бластомилониты												A.80	
61-5	$F_B + \Pi_{\pi} + F_{\pi} + F_{ap6} + \Im_{\pi}$	_	2.26	4.35	0,42	-	0.23	0.04	0.102	0.097	5.04	7 24	4	0.600

2 W				$\mathbf{P}$	азре	a № 63	3 (83,82	25 км)						
0, .	Эндербиты	1										-	1	
> 63-10	$\Pi_{II} + K_B + \Pi_{IID} + Po + Bu + Mr$	3,4	3,67	1,73	0,13	-	0,35	0,04	0,095	0,075	2,25	5,92	4,5	0,380
₩ 63-9	То же	2,8	5,35	1,98	0,56	-	0,75	0,06	0,140	0,283	3,35	8,70	5	0,385
63-8	»	2,0	4,34	3,80	0,45		0,42		0,097	0,118	4,67	9,01	2,5	0,518
63-7	»	1,2	3,84	3,01	0,43		0,65	0,02	0,169	0,143	4,11	7,95	2,5	0,517
OB. 1	Бластокатаклазиты													
,т 53-6	Пл + Кв + Би + Амф	0,5	6,09	2,44	0,54	-	1,02	-	0,167	0,221	4,00	10,09	5 .	0,396
Сав	Бластомилониты	26.4		2	1.5	- 1								
63-5 6	Кв + Пл + Бл + Скап + Карб + + Му	_	13,2	8,39	1,18	Сл.	0,91	_	0,069	0,141	10,48	23,68	3	0,443
a. 0				Р	азре	e з №6	64 (76,4	4 км)						2
0	Чарноэндербиты	100						[]						
Балы	Пл + Кв + Кпш + Бп + Ро + + Ппр + Карб + Бп + Эп	22	8,0	2,30	0,30	-	1,5	-	0,188	0,130	4,10	12,10	7	0,339
Her	Бластокатаклазиты							1.1.1.1					2	0.001
64-9 64-8	Кв + Пл + Би + Эп + Карб То же	3,1 2,1	8,6 11,6	$3,53 \\ 3,64$	$^{0,38}_{0,32}$	_	$^{1,38}_{1,24}$	=	$0,160 \\ 0,107$	$0,108 \\ 0,088$	$5,29 \\ 5,20$	$   \begin{array}{c}     13,89 \\     16,80   \end{array} $	5 6,5	0,381 0,310
64-7	$ K_B + \Pi \pi + My + X\pi + Kap6 + \cdot + Cкап$	1,1	4,07	1,79	0,27	Сл.	0,82		0,201	0,151	2,88	6,95 23,70	5,5 6,5	0,414 0,274
64-5	То же	0	17,2	5,44	0,22	-	0,64	0,02	0,040	0,04	0,00		-1-	0.000
	Бластомилониты				2						01.50	01 50	0.5	0.000
64-13	Кв + Алб + Хл + Карб + Пи	1 -	2,8	19,50	0,60	-	1,60	He onp.	0,571	0,031	21,70	24,50	0,5	0,886
				J	Разр	ез №	73 (84	км)	147.4	2.5				1
	Бластокатаклазиты											191.1		
73-5	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + + Мг	30	3,7	8,4	0,51	0,014	1,00	Не опр.	0,270	0,061	9,92	13,62	1,06	0,728
73-4	Пл + Кв + Би + Карб + Скап +	10	10.0	10.0	9.40	0.044	0.99		0.157	0.172	15.91	16.11	1.65	0,609
	+ Му + Хл	18	10,2	12,2	2,10	0,014	0,00		0.140	0.098	6.78	16.78	3,50	0,404
73-3	То же	10	10,0	4,9	0,48	-	1,40		0.079	0.207	1.01	9.41	52	0,107
73-6	»	1	8,4	0,29	0,00	0.014	0,00	~	0.045	0.048	12.94	32,64	3,50	0,397
73-2	Re LATE L VI L Band	0	30.1	11,5	0,55	0,014	1,20	>>	0,067	0,060	17,93	48,03	4	0,373
13-1 m	пимечание. Аналитики Н. В. Забоев	а, Л. В	. Баран	юва, ИЗ	K CO A	H CCCI	), ),	2	12					

### Содержание фтора в породах шарыжалгайского комплекса, %

№ про- бы	Порода	F	№ про- бы	Порода	F
60-13 60-16	Кристаллосланец амфибол-пи- роксен-плагиоклазовый Бластомплонит амфибол-пла- гиоклазовый	0,014 0,008	46 46-3	Эндербит Бластомилонит мусковит- биотитовый	0,055 0,042
61-11 61-4 61	Кристаллосланец амфибол- пироксен-плагиоклазовый То же Бристаллосланец катаклази-	0,032 0,04 0.023	49-34 49-18	Кристаллосланец грани- тизированный Бластомилонит амфибол- биотитовый	0,130 0,052
61-10	рованный Бластомилонит биотит-амфи- боловый	0,035	51-16 51-2 51-21	Эндербит Бластомилонит биотитовый То же	$0,052 \\ 0,011 \\ 0,145$
66-7 66-11	Кристаллосланец амфибол- пироксен-плагиоклазовый Бластомилонит биотитовый	0,135 0,044	58-11 58-7 58-7-1	Эндербит Бластомилонит биотитовый Метасоматит амфиболовый	0,012 0,017 0,095
75-2 75-8 75-9 61-8 61-5	Кристаллосланец амфибол- плагиоклазовый Кристаллосланец катаклази- рованный Бластомилонит амфиболовый Эндербит биотитизированный Бластомилонит биотитовый	0,09 0,09 0,055 0,008 0,013	60-9 60-3 60 74-6 74-3 74	Эндербит Эндербит катаклазпрован- ный Бластомилонит биотитовый Гнейс биотитовый Гнейс хлоритизированный Гнейс катаклазированный хлоритизированный	0,016 0,012 0,011 0,042 0,010 0,010
64-5 64-13	Эндеропт амфиоолизированныи Эндербит мусковитизирован- ный Бластомилонит мусковит-хло- ритовый	0,051 0,050 0,037	74-10 55-16 55 55-8	Бластомилонит хлоритовый Гранитогнейс биотитовый Гранитогнейс катаклази- рованный хлоритизи- рованный Метасоматит актинолит-	0,010 0,017 0,018 0,010
71-5	Гнейс биотитовый Бластомилонит биотитовый	$0,060 \\ 0,064$		хлоритовый	
70-18 70-9	Гнейс биотитовый катаклази- рованный Бластомилонит биотитовый	0,016 0,017	75-10 75-11	Бластомилонит биотито- товый по биотитовому гнейсу Бластомилонит хлорит- биотитовый	0,045 0,046
1 =		i n	72-1 72	Гранитогнейс биотитовый Метасоматит актинолит- хлорит-биотитовый	0,033 0,008

Примечание, Аналитик Н. Г. Таскина, ИЗК СО АН СССР.

заключенных в эндербитах. Совсем иная картина свойственна процессам метасоматоза в тектонической зоне по основным кристаллосланцам, где преобладание процессов карбонатообразования привело к накоплению CO<sub>2</sub> в породе, хотя опять же степень окисленности флюида мало отличается от таковой в БТМ по эндербитам.

Обращает на себя внимание в том и другом случае рост количества  $H_2$ в БТК, а также отношения CO/CO<sub>2</sub>, что позволяет полагать о миграции сюда части восстановленных компонентов и образовании здесь зоны с более восстановленными флюидами, как бы окаймляющей стержневую ее часть, сложенную бластомилонитами. Это предположение отчасти подтверждается тем, что в отдельных пробах, взятых в БТК на контакте их с милонитами, отношение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 2,9, т. е. выше, чем в исходных породах.

Воздействие в достаточной мере окисленного флюида в зоне БТМ приводит к мобилизации значительной части микрокомпонентов (см.

табл. 4, 7) и переводу их в подвижное состояние. При этом из сланцев и в меньшей мере из эндербитов происходит вынос F (табл. 19).

Разрез № 61 также характеризует процесс формирования БТМ по породам контрастного состава — эндербитам и кристаллосланцам. Сделанное сопоставление (см. табл. 17, 18) указывает на существенные отличия флюидных систем в БТМ по этим двум типам пород. Для сланцев характерно H<sub>2</sub>O ≫ CO<sub>2</sub>, что обусловливает аномально высокую величину H/C = 291 и низкий уровень H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O = 0,031. Напротив, в эндербитах CO<sub>2</sub> > H<sub>2</sub>O и H/C = 1, когда содержание CO в БТМ является максимальным для этого разреза (см. табл. 18, рис. 2).

Степень окисления H<sub>2</sub> и CO здесь примерно одинакова (0,102 и 0,097 соответственно), с существенным преобладанием газовой составляющей над чисто водной. Следовательно, налицо наличие двух флюидных систем в породах разного состава, что указывает на высокую степень влияния исходных пород на физико-химические свойства флюидов в образующихся по ним тектонитах.

Для этого разреза характерно то, что в БТМ по эндербитам содержание Н<sub>2</sub>О по сравнению с исходными породами снижается почти в 2 раза на фоне такого же увеличения СО. (см. табл. 18). Иными словами, устанавливается переход от водно-углекислой к углекисло-водной системе и снижению отношений Н/С от 4 до 1. Происходит своеобразное осушение системы, что приводит к тому, что на контакте с БТМ Амф  $\rightarrow$  Би и в самих милонитах наблюдается увеличение доли лейкократовых минералов (в первую очередь кварца) на фоне значительного выноса К из системы. Возрастание Рсо, обусловливает в БТМ образование среди Кв-Пш слойков маломощных жилок и прожилков Эп + Карб. По мере удаления от зоны БТМ в сланцах происходит постепенное снижение концентрации Н<sub>2</sub>О, а в зоне БТК отмечается более высокое содержание Н., Аналогичная картина в отношении H<sub>2</sub> наблюдается и в БТМ по эндербитам (см. рис. 2, табл. 18), хотя во флюнде здесь CO<sub>2</sub> > H<sub>2</sub>O. Иными словами, вокруг центральной зоны милонитизации в катаклазированных породах образуется зона, обогащенная восстановленными флюидами, в первую очередь водородом. В пользу этого свидетельствует также и последовательное снижение степени окисления Fe : FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>2</sub> в эндербите 3,52: в эндербите, где Амф + Би  $\rightarrow$  Пир — 2,7 и в БТМ — 1,7. Таким образом, и в чисто водной, и в водно-углекислой синтектонических флюндных системах происходит своеобразная дифференциация флюида, особенно по водороду. В стержневой части флюид более окислен и восстановлен в окружающих бластокатаклазитах.

На разрезе № 51 мощная зона тектонитов Кв + Пл + Би + Ро + + Карб состава сечет калишпатизированные эндербиты и здесь же по основным сланцам развиваются БТК Пл + Амф + Эп + Скап + + Карб + Би.

Для флюидных систем в обеих зонах БТМ и БТК характерно H<sub>2</sub>O > > CO<sub>2</sub>, причем в сланцах в большей мере, чем в эндербитах. Поскольку в сланцах проявлены лишь бластокатаклазиты, то сопоставление не может быть полным, поэтому более детально рассмотрим зону в эндербитах.

Прежде всего необходимо подчеркнуть близость по величине отношений H/C исходных эндербитов и БТМ по ним, по данному показателю это однотипные системы. Столь же близки они в эндербитах, БТК и БТМ по газоводному отношению (см. табл. 18, рис. 1). Соотношение  $H_2/H_2O$ увеличивается в БТМ по сравнению с исходными породами и несколько возрастает в БТК. Для CO/CO<sub>2</sub> максимальные значения устанавливаются в зоне БТК, т. е. проявляется тенденция, отмеченная выше,— рост восстановленности флюида в зонах, сопряженных с центральной, представленной милонитом. Если сопоставить между собой флюиды зоны БТК в сланцах и эндербитах, то они более восстановленны в кислых тектонитах, и в них выше соотношение газ/вода. В обеих зонах  $H_2O > CO_2$ , но H/C в БТК по сланцам значительно превышают таковые для эндербитов.

На разрезе № 66 бластомилониты развиты по типичным для данного региона кристаллосланцам (Пл + Пир + Амф + Карб) и в зоне милонитизации представлены Пл + Би + Карб синтектоническими метасоматитами. Хотя в тектонитах в 2-6 раз возрастают содержания H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, но отношения Н/С изменяются весьма незначительно — от 2 до 5. То же самое относится и к главным характеристическим параметрам флюида, степени его окисленности (Н<sub>2</sub>/Н<sub>2</sub>O, CO/CO<sub>2</sub>) и соотношению газ/вода. Исходя из этого, можно полагать, что флюидная система БТМ родственна той, под воздействием которой сформировались кристаллосланцы. В пяти пробах, отобранных вкрест зоны в интервале 0-4,5 м от контакта БТМ. по мере удаления во вмещающие породы значимо снижается содержание Н<sub>2</sub>, достигая максимума в самой зоне и в 1,5 м от нее. Следовательно, как и в случаях, описанных ранее, отмечается тенденция накопления Н., в непосредственной близости от контакта с милонитом. В целом же создается впечатление, что флюид в тектониты поступал из родственных им по составу кристаллосланцев при возникновении сквозной дренирующей зоны тектонитов, куда выжимались флюидные компоненты из тектонически напряженных вмещающих пород. Но такое заключение достаточно не обосновано и высказано в качестве предположения.

В еще большей мере эффект возрастания количества H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> устанавливается на разрезе № 75 (табл. 17), где H<sub>2</sub>O в БТМ по отношению к исходным сланцам (Пл + Амф + Пир + Би + Мг) увеличивается более чем в 3 раза, а CO<sub>2</sub> — в 5—7 раз. Развитие Кв + Би + Амф + Карб парагенезиса в синтектонических метасоматитах шло в обстановке резкого снижения степени восстановленности флюидов по отношению к флюидам исходного субстрата, когда H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O снижалось от 0,3—0,2 до 0,008, однако, как и в других зонах, в БТК, примыкающих к БТМ, отмечается значительное (более чем в 10 раз) повышение содержания H<sub>2</sub>, которое сопоставимо с количеством H<sub>2</sub> во вмещающих сланцах. Столь же однозначно фиксируется снижение степени окисления углерода в БТМ, когда CO/CO<sub>2</sub> уменьшается от 0,2—0,7 в сланцах до 0,1 в милонитах.

Привнос значительных количеств CO<sub>2</sub> и CO приводит к снижению в ряду сланец — БТМ отношений H/C от 24 до 3. Следовательно, в этом случае можно говорить о качественно ином составе флюидов, под воздействием которого формировались милониты.

Суммируя данные по флюидному составу кристаллосланцев и тектонитов в них, можно сделать следующие выводы:

1) за исключением одного случая, когда содержание  $CO_2$  в БТМ и сланцах сопоставимо, во всех остальных устанавливается резкое возрастание  $H_2O$  и  $CO_2$  в БТМ (от 2 до 9 раз) независимо от типа метасоматоза, проявленного в милонитах;

2) выделяются два типа флюидных систем: близкие по главным параметрам (степени окисленности, H/C, газ/вода и т. д.) к флюидам исходных пород и существенно отличные от них. Предполагается, что первые из них не связаны с глубинными дренирующими структурами в отличие от вторых, для которых достаточно обосновывается вывод о глубинном генезисе мигрирующих по ним флюидов;

3) во многих случаях отмечается возрастание уровня восстановленности флюидов в БТК, окружающих зоны милонитов, что позволяет говорить о закономерном процессе миграции  $H_2$  в непосредственно окружающую такую зону трещиноватую породу, в то время как в самом БТМ нарастают процессы окисления флюидов;

4) когда тектониты в одной и той же зоне рассекают эндербиты и основные кристаллосланцы, то в некоторых случаях имеет место сходство тех и других флюидных систем, но в основном они значительно отличаются.

Бластомилонитам в эндербитах свойственны другие отличительные особенности, позволяющие расширить наши представления о флюидном режиме формирования тектонитов в Шарыжалгайском блоке.

Судя по данным хроматографических анализов, разрез № 58 (см. табл. 18) характеризует зону БТМ Кв-Пл-Би состава, когда формирующая их флюидная система резко отличается от таковой в эндербитах. При этом следует заметить, что в данном случае увеличение Н<sub>2</sub>О в БТМ невелико и иногда сопоставимо с содержанием H<sub>2</sub>O в эндербитах, а CO<sub>2</sub> значительно ниже, что приводит к резкому возрастанию отношения Н/С в БТМ (в 5-7 раз). Степень окисленности флюидов в обоих случаях по сути дела одинакова, но в них значительно возрастает Н<sub>2</sub>О по отношению ко всем остальным газам (см. рис. 4). По мере удаления от БТМ в интервале 0,3-3,7 м постепенно уменьшается содержание H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub> и возрастает CO<sub>2</sub>. Из сопоставления видно, что флюидная составляющая этой зоны была в основном не заимствована из окружающих пород, а поступала из другого, более глубинного источника. Во многом аналогичная картина устанавливается при изучении разреза № 49, где тектоническая зона пересекает гранитизированные кристаллосланцы (см. табл. 18). Как и в предыдущем случае, здесь в БТМ и в БТК по отношению к исходным породам возрастает содержание Н.О (примерно в 2 раза) и уменьшается во столько же СО2, что и приводит к увеличению отношения Н/С в БТМ и БТК (в 5-15 раз). Степень окисленности флюидов в них тоже существенно возрастает, и количество Н., в БТК и БТМ значительно выше, чем в сланцах, и даже повышено на расстоянии до 2,1 м от БТМ (см. рис. 10). Это однозначно указывает на миграцию H<sub>2</sub> по центральной зоне, ибо H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O значительно выше в тектонитах по сравнению с исходными. Иными словами, это случай воздействия восстановленных водно-водородных флюндов, имевших, по всей вероятности, глубинную природу.

На разрезе № 63 бластомилониты со Скап, Карб и Му формировались по эндербитам под воздействнем существенно водно-углекислого флюида с достаточно высокими концентрациями  $H_2$  и  $CO_2$  (см. рис. 7). Благодаря одновременному эквивалентному возрастанию  $H_2O$  и  $CO_2$  во флюиде отношение H/C осталось неизмененным и по сути дела не может характеризовать природу флюида, ибо, с одной стороны, как будто H/C не изменилось, но с другой — концентрация  $H_2O$  и  $CO_2$  возросла в 2—4 раза и максимальна в БТМ и БТК. Устанавливается повышение доли  $H_2$  во флюиде в сопряженных с БТМ бластокатаклазитах и постеценное снижение концентрации  $CO_2$  по мере перехода на расстояние ~ 5 м от бластомилонитов к эндербитам.

Случай ярко выраженного углекислого метасоматоза по чарноэндербитам с образованием Кв-Алб-Хл-Карб парагенезиса с пиритом устанавливается на разрезе № 64 (см. рис. 9). При соотношении H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> как 2,8 к 19,5 и подчиненной роли остальных газов систему можно рассматривать как углекислую. Вместе с тем для БТМ устанавливаются резко различные уровни окисленности H<sub>2</sub> и CO, а именно: H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O = 0,571, что характеризует достаточно высокую степень восстановленности системы, а СО/СО<sub>2</sub> = 0,03, что подчеркивает высокую степень окисления углерода во флюиде. Подобные факты мы отмечали и ранее [Летников и др., 1981]. Они могут трактоваться как следствие неодновременности проявления процессов образования хлорит-пиритового парагенезиса (когда пирит подчеркивает высокую степень восстановленности) и более позднего, собственно карбонатного, т. е. наглядная иллюстрация инверсии флюидной системы от восстановительной преимущественно водородно-водной и углекислой окисленной. Высокая концентрация СО<sub>2</sub> во флюиде на завершающих этапах существования этой зоны привела к окислению части Н<sub>2</sub> в БТК и обусловила постепенное повышение его содержания по мере перехода от БТМ к вмещающим породам (см. табл. 18). Развитие в центральной зоне процессов карбонатизации (с замещением карбонатом в том числе и Хл) привело к резкому снижению здесь Н<sub>2</sub>О и частичному выносу ее в БТК, где уже в призальбандовой части содержание H<sub>2</sub>O возрастает в несколько раз и в 2 раза превышает его в исходных эндербитах. Следовательно, отличительной чертой таких зон является инверсия флюидного режима процесса формирования тектонитов и проявления на его заклю-

№ пробы	Название и состав породы	L	H <sub>2</sub> O	CO2	CO	CH4	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	$\frac{\mathrm{H}_2}{\mathrm{H}_2\mathrm{O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	$\Sigma_{ra3}$	$\frac{\Sigma_{\rm ras}}{\Sigma_{\rm ras+H_2O}}$	HC	$\frac{\Sigma_{ras}}{\Sigma_{ras+H_2}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
					Р	aspes	№ 71 (141	,1 км)						
	Гранитогнейсы		1 1		1		1	Ť	1 1			1 1		r.
71-5	Пл + Кв + Би	3,0	3,59	0,14	0,04		3,01	-	0,838	0,286	2.19	6.78	75	0.474
71-9	То же	2,5	3,59	0,20	0,10		2,06		0,574	0,500	2.27	5.86	38	0.378
71-4	33	2,2	1,67	0,09	0,02	++++	1,89		1,132	0,222	2.00	3.67	66	0.545
71-8	»	2,0	2,46	0,12	0,03	<u></u>	2,10		0,854	0,25	2,25	4.71	62	0.478
71-3	>	1,0	2,71	1,19	0,03	<u> </u>	1,66		0,613	0,025	2.88	5,59	7	0.515
71-7	»	1,0	3,45	0,13	0,03		3,09	0,001	0,896	0,231	3,251	6,701	82.5	0.485
71-2	»	0,5	6,81	0,33	0,004		2,30	-	0,338	0,012	2.304	9,444	55	0.244
71-6	»	0	3,47	0,14	0,003	Сл.	2,12	0,02	0,611	0,021	2,283	5,753	79	0.397
	Бластомилониты		1 2											0,001
71-1	Кв + Пл + Би + Рупн		5.18	0.12	0.001	Сл.	2.15	0.001	0.415	0.008	9 979	7 459	192 5	0.205
71	То же	-	6,89	0,71	0,23	0,007	2,01	0,01	0,292	0,324	2,967	9,857	125,5	0,303
					Р	азрез	№ 66 (93,7	5 км)						
66-5	Кв + Пл + Би	2.0	1 6.10 1	0.18	0.05	0.014	1 1.2	1 -	0.197	0 278	4 444	1 7 544 1	60.5	1 0 / 0/
66-4	Кв + Пл + Би + Карб	1.3	12.6	3.8	0.93	0.007	1.7	_	0.135	0 245	6 437	19.04	6	0,191
66-3	Кв + Пл + Би + Му	0,5	2,5	0.10	0.04		0.82		0.328	0.4	0.96	3.46	48 5	0,000
66-2	Кв + Пл + Би	0	5.6	0.21	0.04	_	1.5		0.268	0.19	1.75	7 35	57 5	0.238
66-12	${f KB+\Pi\pi+My+Бn+}+{f CKa\pi+Kapf}$	-	11,2	3,4	0,14	_	0,33	_	0,029	0,041	3,87	15	6.5	0,250
			1 1		1		1	1	1			1 1		1 .,
					Р	азрез	№ 59 (93,	2 км)						
59-4	Кв + Кпш + Пл +					u o p o o						1		L

	F	1	1 1	n s	1	1 5	15	1 1	7			r i		
59-3	То же	3,2	2,3	0,1	0,03	_	0,44		0.191	0.3	0,57	2,87	43	0,199
59-2	*	1,7	3,2	0,31	0,04		0,77	-	0,241	0,129	1,12	4,32	23	0,259
59-1	$K_B + Пл + Kum +$								0.000	0.05	0.001		10 5	0.007
120	+ Му + Би	0,7	1,3	0,14	0,04	0,014	0,44	- 1	0,338	0,35	0,624	1,924	18,5	0,324
59	Кв + Пл + Му	0	3,2	2,8	0,18		0,27	-	0,084	0,064	3,25	6,45	2,5	0,504
59-5	Кв + Му + Пл	-	4,3	0,92	0,02		0,33	-	0,077	0,022	1,27	5,57	3,5	0,228
59-6	Кв + Би + Му + Пл	-	7,7	0,26	0,02	-	1,9	-	0,247	0,077	2,18	9,88	69	0,221
					Разр	e з № 68	(129,15 1	см)						
31.17	Граниты		1 1		1	1	1	1 1		[		1.000		
68-5	Кв + Пл + Мкр + Би	2,1	1,5	0,41	0,03	-	0,77	-	0,513	0,073	1,21	2,71	10,5	0,446
68-4		. 1,0	4,3	0,6	0,08	0,007	0,81	_	0,188	0,133	1,497	· 5,797	13	0,258
68-3	$K_B + \Pi_{\pi} + M_{\kappa p} + M_{\gamma} + M_{\gamma} + X_{\pi} + M_{\gamma}$				2	1				2 110			<i>.</i> .	0.055
	+ Карб + Эп	0,5	7,93	1,52	0,18	Сл.	1,33	0,01	0,168	0,118	3,04	10,97	11	0,277
68	То же	0	6,01	1,87	0,12	0,009	0,91	0,03	0,151	0,064	2,939	8,949	7	0,328
different and	Бластомилонит		1.1											
68-13	Кв + Пл + Мкр + Бп+		1.1.1									10.00	144	0.07
	+ My + Эп + Карб	-	12,2	2,3	0,16	-	1,4	He onp.	0,115	0,07	3,86	16,06	11	0,24
					P		No 74 (13)	2 1011)						
					1	aapea	24 14 (10	L HMJ						
	Плагиогранитогнейсы		1 1	6	1	1	1	1 1		1		F 1		1
74-6	Пл + Кв + Би +						9.45		0.910	0.950	9.74	40.02	44.5	0.340
	+ Му + Карб	10,8	6,93	1,24	0,32	Сл.	2,13	-	0,310	0,208	3,71	10,04	40.5	0,343
74-5	То же	9	6,05	1,19	0,33		1,09	0.00	0,312	0,277	0,41	9,40	20,5	0,300
74-4	»	6,7	6,01	0,19	0,005	1000	2,32	0,03	0,380	0,020	2,040	0,000	00,0	0,201
74-3	Пл + Кв + Би + + Хл + Эп	4	7,39	0,70	0,03		1,4	-	0,189	0,043	2,13	9,52	24	0,224
	Бластокатаклазиты				-			1						
74-10	Кв + Пл + Хл + -+Му + Карб		24,9	8,3	0,9		2,0	He	0,08	0,108	11,2	36,1	6	0,310

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
74-11	Бв + Алб + Хл +							1	Ī					1.
	+ Карб	-	36.0	17.8	1.3		3.4		0.004	0.072	00 E	FOF		0.007
74	Кв + Пл + Хл + Карб	-	21,0	1,03	0,09	0,007	1,78		0,034	0,075	2,907	23,91	$^{4}_{40,5}$	0,385
					Р	азрез .	№ 72 (143	.3 KM)						-
	I		9 G					,0 1007						
	1 ранитогнеисы							[		1	Ê i	1		1
72-5	Пл + Кв + Би	$^{2,6}$	3,13	0,45	0,07	$\rightarrow$	1,68		0,537	0,156	2,20	5.33	6.5	0.413
72-4	То же	1,8	3,38	0,84	0,14	0,007	1,76		0,521	0,167	2,747	6,577	10.5	0.418
12-3	»	1,3	2,13	0,56	0,19	1.000	1,12		0,526	0,339	1,87	4,00	8.5	0.422
12-2	$H_{T}$ + $K_{T}$ + $K_{B}$ + $H_{T}$ + $H_{H$	0.7	2 54	1.06	0.47		0.00	0.07	0.054	10000			1	,
72-1	$\Pi \pi + BB + BH + 2H$	0.1	4.8	0.92	0.14	- C.r	0,03	0,04	0,251	0,132	1,87	4,38	5	0,427
		0,1	1,0	0,04	0,10	Gal.	1,55		0,277	0,163	2,40	7,20	11,5	0,333
					I	aspes	№ 55 (11	1 км)						
	Гранитогнейсы				1	1	1	1	1			1 1		
55-16	Пл + Кв + Кпш +	10000	72 43200	CERTIFIC	3 4 5									
FF AF	+ Bn $+$ $9n$ $+$ Kap6	18,5	4,47	0,96	0,25	0,003	1,31	0,06	0,293	0,260	2,583	7,053	9.5	0.366
55-15	То же	13,0	3,8	1,35	0,29	0,007	0,93		0,245	0,215	2,577	6,377	6	0,404
55 42	»	7,5	3,97	1,11	0,25	0,003	1,33		0,335	0,225	2,693	6,663	8	0.404
55.5	Nu l Fa l Farre l Fart	5,5	3,63	0,83	0,08		1,19	0,05	0,328	0,096	2,15	5,78	10,5	0.372
00-0	+ My $+$ Kap6 $+$ $         -$	3.0	9.6	1.98	6.73	0.003	9.40	0.04	0.007	0.017				
55-4	То же	2.0	7.18	0.71	0.40	Сл.	0.04	0,01	0,227	0,217	4,603	14,20	10	0,324
55-3	$\Pi$ л + Кв + Б $\Pi$ + М $v$ +	-1-		0,11	0,10	Ga.	0,51		0,127	0,141	1,72	8,9	20	0,193
	+ Хл + Эп + Карб	1,6	7,98	1,98	0,25	0,003	1,02		0.128	0.126	3 253	44.92	4.5	0.90
55-2	То же	0,9	4,72	1,23	0,12		0,59		0.125	0.009	4.02	0.00	1,5	0,29
55-1	>>	0.3	8.6	3.94	0.25	0.007	0.98		0,120	0,000	1,94	0,00	8	0,294
			-,-	2,01	0,20	0,001	0,00		0,114	0,063	5,177	13,78	4.5	0.38

	Бластокатаклазиты 1		1 1		1	E	1	1	, ,	1			4	
55	Кв + Пл + Хл + Карб	0	28,0	8,48	0,50	0,02	0,96	0,03	0,034	0,059	9,99	37,99	6,5	0,263
558	$X_{\pi} + A_{\kappa\tau} + K_{ap6} + $ $+ \Im_{\pi} + \Pi_{\pi} + K_{B}$		17,0	6,45	0,46	0,007	1.45	_	0.085	0,155	8.367	25.37	5.5	0.329
55-12	$\Pi \pi + KB + EH + My + X\pi + Kap6$	0,7	17,5	6,04	0,46	0,009	1,89	_	0,108	0,103	8,559	26,06	6	0,328
55-11	Пл $+$ Кв $+$ Му $+$ + Бп $+$ Гем	1,5	2,80	0,37	0,01	0,007	1,17	0,04	0,418	0.027	1,597	4,397	20.5	0.363
55-10	$\Pi \pi + KB + K\Pi \Pi + Hap6$	5.2	3.17	4.4	0.09		4.75		0.559	0.099	2.04	e 11	0 5	0,000
55-17	То же	12,5	6,01	0,77	0,03	0,009	1,75	_	0,332	0,082	$^{2,94}_{3,27}$	0,11 8,28	8,5 15	0,395
					P	азрез	№ 53 (10	8 км)						
	Гранит		ī 1		T I	Ľ	1	ř	1		1			
53-3	$ \begin{array}{c} \mathrm{K}_{B} + \mathrm{M}_{\mathrm{K}}\mathrm{p} + \mathrm{II}_{\pi} + \\ + \mathrm{B}_{\pi} + \mathrm{K}\mathrm{a} \end{array} $	26	10,0	1,45	0,24		1,8	_	0,18	0,166	3,49	13,49	14	• 0,259
	Граниты катаклазиро- ванные													
53-2		10	12,1	0,91	0,11	0,014	1,1		0,091	0,121	2,134	14.23	25,5	0.150
53-1	$K_B + \Pi_{\pi} + M_{Kp} + X_{\pi} + Б_{\Pi} + Э_{\Pi} + $			1	1 A									01000
	+ My	6	18,6	0,29	0,06	0,014	0,82	1.000	0,044	0,207	1,184	19,78	108	0,06
53	$\left \begin{array}{c} K_{B} + \Pi_{\pi} + M_{K}p + \\ + Bu + X\pi \end{array}\right $	-	15,6	1,2	0,07	0,007	0,11	_	0,007	0,058	1,387	16,99	24,5	0,082
					Р	азрез	№ 54 (108	,3 км)						
	Пегматондные граниты катаклазированные			1			1		Ĭ I					
54-3	Мкр + Кв + Пл	0,5	5,6	1,3	0,03	_	0,27	-	0,048	0,023	1,6	7,2	9	0,222
54-1	Мкр + Кв + Пл + + Би + Карб	0,5	6,9	0,65	0,003	_	0,11	<u></u>	0,016	0,005	0,763	7,663	21.5	0,100
54-2	То же		6,1	4,04	0,18	0,014	0,38		0,062	0,045	4,614	10,71	3	0,434
68	1				1	E		t l						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
54	Катаклазит Мкр + Кв + Пл + + Карб		15,0	6,3	0,14	_	0,16	_	0,011	0,022	6,6	21,6	4,5	0,306
						Разрез	№ 60 (9	0 км)						
	Катаклазированный вы- щелоченный гранит					1						1 1		
60-22	Кв + Пл + Сер + + Карб + гипро-													
	окислы Fe			22,5	17,0	1,0		0,55	0,024	0,059	18,55	41,05	2,5	0,452
					P a	арез Л	\$ 70 (140,9	) км)						
	Гранитогнейсы ката-					[		[						
0-18	Кв + Пл + Бп + Карб	-	1,99	2,76	0,72	Сл.	1,19	-	0,598	0,261	4,67	6,66	2	0,701
0-10	$+ \operatorname{Kap6} + \partial n$		4,93	4,97	1,1	0,003	1,22	0,01	0,247	0,221	7,30	12,23	2	0,597
00	То же	-	5,6	0,9	0,16		1,2	He oup.	0,214	0,178	2,26	7,86	13	0,288
	Бластомплониты							1000					1 fe (	
0-10	$K_B + \Pi_{\pi} + E_{\pi} + H_{\sigma}$ + $K_{ap6} + H_{o}$		2.8	4.88	0.66	_	4.05		0.375	0.135	6.59	9,39	1.5	0.70
0-11	То же		5,35	3,18	0.73	_	1.77		0.331	0.230	5.68	7.12	3.5	0.79
0-12	»		2.34	3.13	1.47	Сл.	1.57		0.671	0.470	6.17	8.51	2	0.72
0-13	Кв + Пл + Бп + + Амф + Карб + Цо	_	2,42	4.84	1,03	Сл.	0.7	_	0,289	0,213	6,57	8,99	4	0.73
0-9	$K_B + \Pi_{\pi} + E_{\pi} + H_{\alpha}$ + Карб + По		4.34	2.3	0.66		0.95	_	0.219	0.289	3.91	8.25	3.5	0.47
0-14	$K_B + \Pi_{\pi} + E_R +$		1,0,1	2,0	0,00		0,00	10-10	0,010	0,000	C. C.	0,40	0,0	0,11
2.22	$+$ Rap6 $+$ Am $\phi$ $+$ $\Pi o$		1,84	2,44	0,80		0.72		0.391	0.328	3,96	5,80	1,5	0,68

90-12	${ { { { { { { { { { { { { { { { { { { $		He onp.	6,5	1,4	-	1,64	He onp.	0,215	9,54				
90-8	$ \begin{array}{c} \operatorname{Am} \phi + \operatorname{En} + \operatorname{Ckan} + \\ + \operatorname{KB} + \operatorname{Kap} \delta + \\ + \operatorname{Ho} + \operatorname{Xn} \end{array} $	-	9,3	1,7	0,88	_	2,7		0,290	0,518	5,28	14,58	9,5	0,362
					Pa	азрез Ј	№ 87 (120	,15 км)						
	Гнейсы катаклазиро- ванные							1						
87-1	Кв + Пл + Бп + Карб	-	32,3	11,0	0,04		0,11	He onp.	0,003	0,004	32,45	43,45	6	0,747
87-2		-	19,7	1,8	0,05	-	2,6		0,132	0,028	4,45	24,15	24	0,184
					Р	азрез .	N≥ 90 (140.	9 KM)						
90-6	Кристаллосланец Пл + Ро + Карб	2,0	3,5	1,5	0,76	-	2,7	He oup.	0,741	0,507	4,96	8,46	5,5	0,586
	Кристаллосланцы ката- клазированные													
90-7	Пл + Ро + Бп + Карб	3,2	2,04	0,62	0,58	0,02	1,9	Fle	0,931	0,935	3,12	5,16	6,5	0,605
90-5 90-4	То же »	$^{1,0}_{0}$	$   \begin{array}{r}     10,4 \\     5,9   \end{array} $	0,83 2,1	$0,07 \\ 0,62$	-	2,9 2,1	onp.	0,279 0,356	$0,084 \\ 0,095$	3,8 2,72	14,2 10,72	$29,5 \\ 6$	0,268 0,254
90-2	Бластомилонит Пл $+$ Акт $+$ Ро $+$ + Хл $+$ Би		4,8	2,6	0,82	_	3,3		0,688	0,315	6,72	11,52	5	0,583

Примечание, Аналитики Н. В. Забоева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

чительных стадиях углекислотного флюида, производящего карбонатизацию породы и вытеснение H<sub>2</sub>O в окружающие бластокатаклазиты.

Весьма интересным представляется распределение флюидных компонентов на разрезе № 73 (см. табл. 18). Здесь БТМ Кв-Алб-Хл-Карб состава почти на 30 м по горизонтали соседствуют с в разной степени катаклазированными и метасоматически преобразованными породами (эндербитами).

Если принять наименее измененные БТК за исходную породу (что, правда, не совсем корректно, но других анализов в данном случае нет), то по отношению к этой пробе, взятой на расстоянии 30 м от зоны БТМ, картина распределения флюидных компонентов выглядит так. Несмотря на неравномерный катаклаз, в БТМ содержания H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> максимальны и характеризуются резким возрастанием степени окисления флюидов по отношению H/H<sub>2</sub>O. Как и в предыдущем случае, отмечаются отгонка H<sub>2</sub>O в околоконтактовую зону (см. табл. 18, проба 73-6) и вытеснение СО, водой с одновременным снижением содержания Н<sub>2</sub>, но резким возрастанием отношения Н/С до 52. Таким образом, даже для не очень четко выраженной зоны БТК с рассеянным и неравномерно проявленным трещинообразованием и метасоматическим преобразованием породы в околомилонитовой зоне устанавливаются однозначно основные закономерности, позволяющие оценить главные черты эволюции флюидного режима при формировании тектонитов.

Исследование тектонических зон в породах амфиболитовой фации с целью изучения флюидного режима их формирования обнаружило многие черты сходства и различия с аналогичными тектонитами в породах гранулитовой фации Шарыжалгайского блока.

На разрезе № 71 БТМ Кв + Пл + Би состава развиты по биотитовым плагиогнейсам и характеризуются почти 2-кратным увеличением содержания H<sub>2</sub>O в БТМ (табл. 20) и практически равными концентрациями остальных флюидных компонентов в тектонитах и исходных породах. В самой зоне милонитизации распределение флюидных компонентов в целом равномерно, за исключением СО, и СО, что, возможно, связано с локальным разделением флюидной составляющей и образованием карбонатов. Формирование БТМ протекало на фоне снижения окислительного потенциала флюидной системы (см. табл. 20). В двух пробах, отобранных по милонитам, отношения Н/С колеблются от 123,5 до 19, в то время как в гранитогнейсах эти величины варьируют от 38 до 82,5, и в одном случае оно равно 7, но, судя по привносу H2O, флюиды имели собственно водородную специфику. Отношение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 11), составляющее в плагиогнейсах 0,66—1,42, увеличивается до 1,93—2,96 в пробах на контакте с БТМ и несколько снижается, хотя и остается повышенным (1,37-1,74), в милонитах, что подтверждается распределением Н<sub>2</sub> в этом ряду пород. Иными словами, устанавливается, как и для тектонитов по гранулитам, обогащение водородом пограничных с БТМ зон.

Сопоставление кривых потерь веса при нагревании плагиогнейса и бластомилонита показывает, что при нагреве плагиогнейса заметная потеря веса начинается при T = 420°C; начиная от 850°C и до 1120°C кривая выполаживается, а от 1120°C и до 1170°C резко идет вниз, т. е. происходят разрушение кристаллической решетки биотита и выделение конституционной воды. В бластомилоните потеря веса начинается при температуре 125°C, на отрезке 850—1030°C кривая выполаживается и вновь резко идет вниз при 1030°C. Сдвиг температур разложения в более низкотемпературную область свидетельствует о том, что в БТМ биотит сформировался, по-видимому, при пониженных, по сравнению с исходной породой, PT-условиях.

Общая потеря веса в плагиогнейсе составляет 0,4%, в бластомилоните — 0,95%, при этом на кривой нагревания отсутствуют дополнительные эндоэффекты, связанные с дегидратацией, т. е. выделяющаяся вода заключена в дефектах решеток минералов. Следовательно, в условиях стрессовых тектонических напряжений и диспергирования исходных пород 92 флюидопоглощение безводными фазами (Кв, Пл, Кпш) резко возрастает в условиях наличия сквозного транзитного флюидного потока по зоне.

Развитие Кв + Кпш + Пл + Би + Му + Скап + Карб милонитов по плагиогнейсам на разрезе № 66 протекало под воздействием водноуглекислых флюидов с отчетливо выраженной окислительной тенденцией по отношению к флюидам в гнейсах (см. табл. 20). Воздействие такого флюида выражается в появлении Карб и Му, и даже в удалении от зоны на расстоянии 1,3 м образуются субпараллельные зоны, по которым этот флюид мигрировал, что выразилось в появлении Карб и резком возрастании H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> (см. табл. 20). По сравнению с исходными породами сумма флюидных компонентов возрастает более чем в 2 раза, а увеличение CO<sub>2</sub> приводит к снижению отношений H/C до 6,5, когда в гнейсах эта величина колеблется от 48,5 до 60,5.

Образование Кв + Пл + Му + Би милонитов по Би-Му гнейсам сопровождалось развитием в окружающих породах Скап и Карб. Флюид Образование Кв + Пл + Му + Би милонитов по Би-Му в зоне БТМ был существенно водным с повышенной долей СО<sub>2</sub> (см. табл. 18), но максимальные количества СО2 устанавливаются на границе БТМ и вмещающих гнейсов. В самой зоне милонитизации отмечается четкая дифференциация флюида по тонким зонкам разного состава. Так, в пробе 59-5 Кв-Му состава флюид окислен ( $H_2/H_2O = 0.077$ ,  $CO/CO_2 =$ = 0,022), но более восстановлен в биотитовых тектонитах (H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O =  $= 0,247, CO/CO_2 = 0,077),$  соответственно во втором случае количество H<sub>2</sub>O в породе возрастает более чем в 1,5 раза, а CO<sub>2</sub> снижается. Особенно резко в биотитовой зоне возрастает содержание Н<sub>2</sub>. Из сопоставления видно, что в самой зоне милонитизации могут проявляться процессы дифференциании флюида на ряд «струй», фильтрующихся вдоль плоскостей рассланцевания. В соответствии с исходным составом породы и флюида возникают субпараллельные прослойки, слагающие само тело БТМ, отличающиеся по содержанию и составу главным образом темноцветных и гидратных минералов.

Для зоны на разрезе № 68 в интервале 2,1 м от БТМ с Му + Эп + + Карб к вмещающим гранитам характерно постепенное снижение содержаний H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> (см. табл. 20), когда в милонитах количество их максимально. Этим подчеркивается высокая степень флюидонасыщенности зоны тектонита с хорошо выраженной тенденцией к снижению степени окисления флюида в нем. Значительно окисленные существенно водно-углекислые флюиды формировали зону БТК на разрезе № 74 (см. табл. 20) с характерной (и уже отмеченной выше) тенденцией дифференциации флюида по зоне, когда содержания CO<sub>2</sub> в соседних пробах варьируют от 1,03 до 17,8 мл/г, что сказывается на вариациях отношений H/C (см. рис. 14). Но, несмотря на это, во всех случаях флюид бластомилонитов более окислен, чем флюид в гнейсах.

На разрезе № 72 БТМ аномально обогащен карбонатом, что создает непреодолимые трудности для проведения корректного хроматографического анализа, когда по данным силикатного анализа в этих милонитах на порядок возрастает содержание CO<sub>2</sub> и примерно в 3 раза — H<sub>2</sub>O. В приконтактовой зоне, где развиты Пл + Кв + Би + Эп в разной степени катаклазированные породы, максимальны содержания H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>, но уже в 0,7 м от зоны милонитизации повышается CO<sub>2</sub> и снижается H<sub>2</sub>. Как и в предыдущих случаях, однозначно устанавливается рост степени окисления флюида в околомилонитовой зоне.

Мощная зона с Fe-Ca-Mg метасоматозом в гранитогнейсах изучена на разрезе № 55 с отбором проб по обе стороны. Во всех образцах слабо проявлены соссюритизация и катаклаз, но интенсивное замещение плагиоклазов агрегатом Эп + Му + Карб устанавливается лишь в 3—5 м от зоны. Этот интервал хорошо отбивается по флюидным анализам как зона максимальных содержаний H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и более окисленных флюидов (см. табл. 20).

Несколько отличная по составу и характеру метасоматических процессов зона БТМ в гранитогнейсах описана на разрезе № 70. Здесь милониты Кв + Пл + Бп + Карб + Амф + Цо состава делятся на две разновидности (с Амф и без него), но на составе флюида это, в сущности, не отражается. Своеобразие данного разреза заключается в том, что в БТМ флюиды по степени окисленности мало отличаются от таковых в исходных породах, а в общем же являются более восстановленными. Как уже указывалось выше, для зоны БТМ характерна значительная гетерогенность по содержанию флюидных компонентов, указывающая на существенное расслоение флюидной системы вдоль зоны милонитизации.

Для Ро-Хл  $\pm$  Би бластомилонитов по кристаллосланцам на разрезе № 90 (140,9 км) характерны аномально высокое содержание H<sub>2</sub> и незначительное повышение доли H<sub>2</sub>O по сравнению со сланцами. Среди БТК есть пробы, где содержание воды выше, чем в БТМ, а наиболее высокое количество CO<sub>2</sub> устанавливается в БТМ и БТК в непосредственной близости от милонитов (см. рис. 16). Своеобразие данного флюида очевидно: это H<sub>2</sub>O — H<sub>2</sub> — CO<sub>2</sub> — CO в сопоставимых количествах, что выражается в Амф  $\rightarrow$  Би. Следовательно, в отличие от существенно водно-углекислых флюидов в зонах БТМ кислого состава, милонитизация основных кристалосланцев протекала под воздействием восстановленных флюидов, природа которых во многом не ясна, и этот вопрос будет детально рассмотрен ниже.

В табл. 21 приведены результаты хроматографических анализов породообразующих минералов исходных пород и тектонитов по ним шарыжалгайского комплекса, а также их температура разложения при термическом анализе.

Очевидна максимальная восстановленность флюидов в Би и Амф из пород собственно гранулитовой фации (см. табл. 21, пр. 81-15 и 70-7), особенно по отношению  $H_2/H_2O$ . Столь же высоки содержания  $H_2$  и в Би из плагиогнейсов, относимых одними исследователями к гранулитовой фации, другими — к амфиболитовой. Как следует из результатов анализов Би, формирование БТМ по эндербитам сопровождается значительным окислением флюида, хотя в разрезе № 60 в Кв — Пл — Би БТМ по эндербиту выделяются два типа биотитов. Один из них (пр. 81-16) характеризуется высоким содержанием  $H_2O$  и  $H_2$  при соотношении  $H_2/H_2O =$ = 0,61 и CO/CO<sub>2</sub> = 0,28 с преобладанием газовой составляющей над  $H_2O$ . Для второй разновидности Би свойственны низкое содержание  $H_2O$ ,  $H_2O > \Sigma_{rasoв}$  в 5 раз, высокая степень окисления водорода ( $H_2/H_2O = 0,19$ ), но низкая CO (CO/CO<sub>2</sub> = 2,5), отношение C/H = 40, а у первой разности — 71.

Соответственно *T* термического разложения составляют 1185 и 1205°С. Учитывая гетерогенность зон милонитов, можно полагать, что указанные различия биотитов отображают дифференциацию флюидной системы по сечению тектонического нарушения. Но в обоих случаях Би из БТМ по эндербитам и плагиогнейсам характеризуются более высокой степенью окисления флюида по сравнению с исходными породами.

Весьма характерно снижение Т разложения у Би из БТМ (разница достигает 30-60° при сопоставлении с Би из гранитоидов). Аналогичная картина устанавливается и для амфиболов из БТМ, развитых по сланцам основного состава (см. табл. 21). В ряду сланец - БТК - БТМ происходит увеличение степени окисленности Н2 и СО в амфиболах из них (см. табл. 21, пр. 70-7, 60-14, 60-15). Порядок цифр таков: H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O — 2,48— 1,64-1,0; CO/CO<sub>2</sub> - 1,62-1,56-0,37. Во всех амфиболах  $\Sigma_{rазов} >$ >H<sub>2</sub>O, а в газовой составляющей преобладает H<sub>2</sub>. Среди биотитов лишь у биотитов из эндербитов и плагиогнейсов  $H_2 > H_2O$ , а во всех остальных случаях  $H_2O > H_2$ ; в амфиболах всегда  $H_2 > H_2O$ , и только в одном амфиболе из Амф-Пл милонита они равны. Судя по имеющимся данным, можно полагать, что амфиболы образовались в более восстановительной обстановке по сравнению с Би. По сравнению с Амф из сланцев в амфиболах из тектонитов происходит снижение отношений Н/С, что указывает на некоторое повышение доли углеродных газов (CO + CO<sub>2</sub>) во флюнде. В БТМ из разреза № 60 отмечаются также 2 разновидности 94

### Таблица 21

Содержание флюидных компонентов в породообразующих минералах, мл/г

№ пробы	Минерал	H20	CO2	со	CH4	H2	H <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O	$\frac{CO}{CO_2}$	$\Sigma_{ra3}$	$\Sigma_{ra3+H_2O}$	H/C	<sup>Σraa</sup>	т разло- жения, °С	Порода (привязка, км)
81-15	Биотит	2,90	0,20	0,64	0,17	7,30	2,52	3,2	8,31	11.21	21	0,741	1215	Эндербит (90 км)
81-16	»	12,40	0,42	0,12	0,03	7,65	0,617	0,286	8,22	20,62	71	0,399	1185	Кв-Пл-Би бластомилонит по эндер- биту (90 км)
81-17	»	5,43	0,08	0,20	0,05	1,04	0,192	2,5	1,37	6,80	40	0,201	1205	То же
71-7	»	6,75	0,05	0,25	0,07	8,96	1,327	5	9,33	16,08	86	0,580	1190	Плагногнейс (141,1 км)
71	»	6,94	0,35	0,13	0,03	4,98	0,718	0,371	5,49	12,43	47	0,442	1130	Кв-Пл-Би бластомилонит по пла- гногнейсу (141,1 км)
70-7	Амфибол	2,38	0,08	0,13	0,02	5,91	2,483	1,625	6.14	8,52	74	0,721	1085	Амф-Пл кристаллосланен (140.9 км)
60-14	»	3,72	0,25	0,39	0,02	6,10	1,640	1,56	6,76	10,48	30	0,645	1075	Амф-Пл бластокатаклазит по Пир- Пл кристаллосланцу (90 км)
60-15	>	2,58	0,32	0,12	Сл.	2,58	1,00	0,375	3,02	5,60	23	0,539	1083	Амф-Пл бластомплонит (90 км)
66-16	»	1,80	0,12	0,08	0,02	2,68	1,489	0,667	2,90	4,70	42	0,617	1080	То же
81-17	Кварц + плагноклаз	0,19	0,11	0,06	-	-	-	0,545	0,17	0,36	2	0,472	-	Кв-Пл-Би бластемилонит по эндер- биту (90 км)
81-18	Квард + полевые шпа-	0,16	0,17	0,22	-	0,052	0,325	1,294	0,442	0,602	1	0,734	-	Жила в Кв-Пл-Би бластомилонитах по эндербитам (90 км)
49-18	Кварц	0,48	0,06	0,03	Сл.	Сл.	-	0,050	0,09	0,57	11	0,158	-	Жила в Кв-Пл-Ен-Амф бластомило- нитах (102,1 км)
71-15	»	1,08	0,84	0,05		»	-	0,060	0,89	1,97	2,5	0,452	-	Жила в Кв-Пл-Би бластомилонитах (141,1 км)
66	»	0,54	0,024	0,022	-			0,917	0,046	0,586	25	0,078	-	Жила в Кв-Пш-Му бластомилони- тах (93,75 км)
64-14	»	1,44	0,05			-		-	0,05	1,49	58	0,034		Кв-Карб жила среди хлоритовых сланцев (76,4 км)
55-20	) »	0,72	0,03	0,01	-	-	—	0,333	0,04	0,76	38	0,053	-	То же (111 км)

Примечание. Хроматографический анализ выполнен Н. В. Забоевой и Л. В. Барановой, термический — Н. В. Нартовой, ИЗК СО АН СССР.

95

амфиболов, отличающиеся несколько по степени восстановленности и ряду других параметров, что указывает на гетерогенность флюндного потока в зоне.

Значительно меньшая флюндоемкость Кв и Пш по сравнению с Би и Амф и более высокая степень потери флюидных компонентов при их дроблении делают сопоставление их друг с другом неправомерным. Если же сравнить кварцы и полевые шпаты из БТМ, жильных образований и из гранитоидов [Летников и др., 1981], то очевидно обеднение кварца из тектонитов H<sub>2</sub>O. В кварцах из жил количество H<sub>2</sub>O возрастает в 3-8 раз, п, возможно, обеднение кварцев из тектонитов H<sub>2</sub>O является характерной чертой. Судя по отношениям СО/СО2, кварцы из Кв-Пл-Би милонитов по эндербитам (пр. 81-17) и из кварцевой жилы среди Кв-Пл-Би бластомилонитов формировались в восстановительной обстановке, во всех остальных случаях условия образования можно определить как окислительные. Таким образом, сопоставление минералов по содержанию флюидных компонентов позволяет еще раз убедиться в расслоении по составу флюидной системы в тектонических зонах, прийти к выводу о более высоком уровне восстановленности при образовании амфиболов с биотитами и о значительно меньшей флюидоемкости кварцев из тектонитов по сравнению с жильными образованиями.

Характерно также изменение отношений H/C в кварцах и отчасти в полевых шпатах. Оно минимально в БТМ по эндербитам и плагиогнейсам тогда, когда состав вновь образованного тектонита не очень отличается от состава исходной породы, т. е. это бластомилониты Кв + Пл + +Би и Кв + Пл + Амф + Би составов. Но переход к ассоциациям с Хл и Му приводит к резкому возрастанию отношений H/C (в 12-50 раз, см. табл. 21) и характеризует собственно водородную систему. Подобное сравнение приводит к выводу о том, что кварц в БТМ не является продуктом катаклаза и диспергирования (перетирания) исходной породы, а полностью перекристаллизован в новых *PT*-условиях при наличии стрессовых напряжений. В силу этого обстоятельства он и заключает в себе флюид не исходной породы, а тот, под воздействием которого формировались синтектонические метасоматиты.

Сопоставление эндербитов и гранитизированных кристаллосланцев, близких по составу, с БТК и БТМ преимущественно Би, Амф-Би и Хл-Му составов (рис. 22) указывает, что содержание H<sub>2</sub>O начинает возрастать уже при переходе к БТК и более существенно в БТМ, особенно зеленосланцевой фации. Лишь в одном случае (разрез № 61) в БТМ несколько снижается содержание Н<sub>2</sub>O, но это связано с проявлением процессов окварцевания по эндербитам. Следовательно, все бластомилониты по алюмосиликатным породам гранулитовой фации характеризуются возрастанием количества H<sub>2</sub>O, которая концентрируется преимущественно в дефектных структурах минералов и не является конституционной. Как уже указывалось, если к этому количеству прибавить H<sub>2</sub>O, заключенную в решетках водосодержащих фаз, то тенденция накопления H<sub>2</sub>O в БТМ будет проявляться в еще большей мере, подчеркивая высокую степень участия существенно водных флюидов в формировании синтектонических метасоматитов. Еще заметнее такая направленность процесса проявляется в БТМ по породам амфиболитовой фации (рис. 23), где это особенно характерно для Му-Хл тектонитов.

Если сопоставить изменение отношений  $H_2/H_2O$  и FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в эндербитах и тектонитах по ним, то здесь однозначно устанавливается повышение степени окисленности Fe в БТМ по отношению к эндербитам. Однако относительно БТК в ряде милонитов степень окисленности Fe ниже, что может быть объяснено частичным вытеснением CO<sub>2</sub> из центральных стержневых зон к их периферии, за счет чего здесь повышается окислительный потенциал. Подобная зависимость устанавливается в пяти случаях из восьми и в двух фиксируется по возрастанию отношений  $H_2/H_2O$  в этих же пробах (рис. 24), но направленность изменения двух этих параметров неадекватна. Так, отношению  $H_2/H_2O$  96





*Рис. 22.* Изменение содержания воды в тектонитах.

I — эндербиты; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты. 1 — Би, Амф-Би, Му-Бн; 2 — Хл, Му-Хл бластомилониты.

Puc. 23. Изменение содержания воды в тектонитах.

I — гранитоиды амфиболитовой фации;
 II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты.
 I — Би, Би-Му; 2 — Хл, Му-Хл бластомилониты.

свойственно повышение значений по мере перехода от эндербитов к БТК, за исключением двух разрезов (№ 73 и 64), где проявлены процессы карбонатизации. Во всех остальных случаях, как уже подчеркивалось нами ранее, для БТК, непосредственно примыкающих к милонитам, характерно увеличение концентрации водорода. Уменьшение степени окисления Fe в БТМ и повышение содержания H<sub>2</sub>O объясняются реакцией взаимодействия водорода с Fe<sup>3+</sup> или

$$Fe_2O_3 + H_2 = 2FeO + H_2O.$$

Во многом аналогичная картина устанавливается и для тектонитов в гранитоидах амфиболитовой фации с проявлением Fe-Ca-Mg метасоматоза (рис. 25, *a*), когда степень окисления Fe возрастает в БТК и снижается в БТМ, в то время как отношение  $H_2/H_2O$  уменьшается от гнейсов и гранитоидов через БТК и БТМ. Иными словами, в этих условиях реализуется все тот же механизм взаимодействия  $H_2$  с Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с образованием FeO и  $H_2O$ .



*Рис. 24.* Сопоставление степени окисленности Fe с отношением H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O. Усл. обозн. см. на рис. 22.

<sup>7</sup> Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. О. Балышев



Рис. 25. Сопоставление степени окисленности Fe с отношением H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O. а — зоны с Fe-Ca-Mg метасоматозом, б — кремнещелочным. І — гранитоиды амфиболитовой фации; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты.

Несколько другие закономерности устанавливаются для тектонитов с кремне-щелочным типом метасоматоза (см. рис. 25, б). При этом они по характеру степени окисления  $H_2$  в разных зонах разбиваются на две подгруппы: биотитовые БТМ и Би-Му, Му. Для первых характерно линейное снижение  $H_2/H_2O$  от гранитоидов через БТК и БТМ (от 0,6 до 0,4), что говорит о сохранении в биотитовых милонитах достаточно высокой степени восстановленности флюидов. Но по отношению к породам амфиболитовой фации процесс формирования биотитсодержащих БТМ протекал в более окислительных условиях.

В отличие от них развитие  $My \rightarrow Eu$  и соответственно мусковитовых парагенезисов (когда содержание  $H_2$  намного меньше в My по сравнению с Eu [Летников и др., 1981]) приводит к миграции части  $H_2$  в окружающие зону ETM катаклазированные гранитоиды. В итоге в ETK отмечается увеличение отношения  $H_2/H_2O$  до 0,3, а в ETM — резкое снижение  $H_2/H_2O < 0,1$ . Поскольку для тектонитов второго типа степень окисленности  $H_2$  значительно ниже, чем у Eu разностей, то это является следствием более широко проявленной мусковитизации вмещающих пород и повышения окисленности  $H_2$ , заключенного в породе. По сравнению с собственно биотитовыми милонитами степень окисленности флюидов в мусковитах почти в 4 раза больше.

Совпадение графиков изменения отношений H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O и FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> устанавливается лишь для одного разреза (№ 66) с биотитовыми милонитами, в других случаях (см. рис. 25, б) они отличаются, и это может быть объяснено наличием реликтовых Fe-содержащих минералов, для которых процесс перекристаллизации в новых условиях не прошел до конца.

Сопоставление всех БТМ по степени восстановленности флюидов (отношение H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O) указывает на то, что только в тектонитах по эндерби-98 там (в 4 случаях из 8) с Ро + Би парагенезисами степень восстановленности флюидов выше, чем в исходных породах (см. рис. 25). Во всех остальных случаях в БТМ флюиды более окислены, чем в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, где эти тектонические зоны проявлены. Это позволяет полагать, что зоны милонитов с высокотемпературными Кум-, Ро-, Би-парагенезисами и восстановленными флюидами сформировались в одном эндогенном цикле с породами гранулитовой фации, возможно на его заключительной регрессивной стадии. Другой альтернативной точкой зрения можно считать предположение о том, что эти тектониты образовались за счет в достаточной степени восстановленных флюидов, выжатых в тектоническую зону из вмещающих эндербитов без существенного привноса из другого эндогенного источника.

Если визуально сопоставить между собой все результаты хроматографических анализов по отношениям H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O (рис. 26), то очевидно следующее. Кристаллосланцы основного состава, относимые к гранулитовой фации, а также диабазы по данному параметру сопоставимы с эндербитами при значительном возрастании H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O в биотитсодержащих гранитоидах и гнейсах, что отвечает петрологическим моделям, построенным на базе экспериментальных данных Р. Эйгстера и Б. Уонеса [Wones, Eugster, 1965]. Из приведенных данных видно, что для образования биотитсодержащих разностей необходимо повышение Р<sub>Но</sub>О, а для того, чтобы мог сформироваться Би, необходимо достаточное высокое Рн., ибо в противном случае Би станет неустойчив и наиболее вероятен процесс Кпш + Мг - Би. Более детально этот процесс был нами рассмотрен ранее [Летников и др., 1981]. Переход к Амф-Би БТМ характеризуется выравниванием уровней окисленности флюйдов, когда все результаты независимо от исходного субстрата группируются в интервале значений H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O от 0,05 до 0,5, за исключением двух значений для БТМ по биотитовым гранитоидам (0,6 и 0,9) (см. рис. 26). Переход к Хл-Акт бластомилонитам и бластокатаклазитам характеризуется резким возрастанием степени окисленности флюидов независимо от состава исходного субстрата и близостью значений H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O. Из данного сопоставления следуют два важных вывода: 1) намечается четкое соответствие состава и РТ-условий формирования БТМ с типом флюидных систем, при участии которых происходят процессы минералообразования в тектонитах; 2) поскольку состав исходной породы не играет роли для степени окисления флюидов в БТМ, то это означает: в подавляющей части флюидов происходит не заимствование их из исходной для тектонита породы, а привнос из другого эндогенного источника.

Поскольку в данном случае мы оперировали отношениями Н<sub>3</sub>/H<sub>3</sub>O, то сделанные выводы относятся к водороду и кислороду, в значительной мере определяющим направленность процессов минералообразования. Этот вывод хорошо согласуется с данными по распределению Н и С в изученных породах (рис. 27). Здесь на диаграмме, построенной по тому же принципу, что и предыдущая, хорошо отбиваются породы гранулитовой фации — кристаллосланцы и эндербиты с минимальными отношениями Н/С. У биотитовых гнейсов и гранитоидов основная доля значений укладывается в тот же интервал (от 1 до 10), но около 30% проб дают значения от 20 до 88, подчеркивая тем самым двойственную природу этих пород, а именно: исходный эндербитовый алюмосиликатный субстрат и наложенные процессы калиевого метасоматоза. Переход к БТМ Би-Амф и Хл-Акт состава наглядно иллюстрирует тезис о доминирующем привносе флюидных компонентов в тектонические зоны, где формировались синтектонические метасоматиты. Так, в Би-Амф милониты происходил привнос водорода, а в Хл-Акт — углерода, главным образом в виде СО2. Сделанное двумя независимыми методами сопоставление однозначно указывает на существенный привнос флюидных компонентов в тектонические зоны из другого, более глубинного источника.



1 — кристаллосланцы и тектониты по ним; 2 диабазы и тектониты; 3 — эндербиты и тектониты; 4 — гранитоиды амфиболитовой фации и тектониты.

Совместный кластер-анализ Q-типа всех проб тектонитов, подвергавшихся хроматографическому анализу, показывает их разделение на две большие группы (рис. 28). В первую входят Би-Амф БТМ по всем исходным породам (от эндербитов до кристаллосланцев), характеризующиеся достаточно тесной группировкой проб. Во вторую обособляются со значительно меньшей силой связи хлоритовые, Хл-Му БТМ и Хл-Акт метасоматиты (базификаты). Подобное разбиение на основе их флюидных характеристик еще раз дает основание для вывода о различном флюидном режиме формирования роговообманково-биотитовых и хлорит-мусковитовых бластомилонитов.



Наглядное представление о характере взаимосвязей между флюидными компонентами в породах и БТМ по ним разного состава дает кластерный анализ R-типа. У кристаллосланцев (Амф + 2Пир + Пл), не подвергшихся катаклазу и являющихся исходной матрицей для дальнейших сопоставлений, флюидные компоненты разбиваются на две четкие группы с сильными связями внутри групп (рис. 29, a, I): СО—H<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>. Между ними выявляется очень

Усл. обозн. см. на рис. 26.

Рис. 28. Флюидный кластер-анализ (Q-тип) тектонитов Шарыжалгая. Пояснения в тексте.





Б



а — кристаллосланцы; б эндербиты; в — гранитонды амфиболитовой фации. I исходные породы; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты.

слабая (почти нулевая) связь, a для CH<sub>4</sub> сильная отрицательная. Это типичная структура кластера для пород гранулитовой фации, описанного нами ранее Флюидный режим..., 1980а]. Процессы катаклаза и амфиболизации приводят к перестройке соотношений между компонентами, когда тесно группируются

 $CO_2$ —CO и со слабыми связями выделяется триада  $H_2$ — $N_2$ — $H_2O$ , которые на уровне +0,3 примыкают к предыдущей группе.

Следовательно, в этом случае происходит раздел углеродных и водородных компонентов, тем самым подчеркивается высокая степень преобразования флюидной составляющей породы в целом (см. рис. 29, *a*).

Формирование Амф + Пл, Би-Амф-Пл БТМ характеризуется изменением флюидной системы и в кластере тесной группировкой  $H_2O-CO_2$ , которая имеет сильную отрицательную связь с восстановленными газами  $H_2$  и CO, входящими во вторую группу (см. рис. 29, *a*, 111). Подобная структура кластера указывает на повышение контрастности флюидной системы. Если БТК формируются либо под воздействием существенно углеродных флюидов с проявлением карбонатизации, либо водно-водородных, обусловивших биотитизацию, то система разделяется по степени окисленности компонентов, при несомненно высоком буферирующем влиянии основных сланцев за счет высокого содержания закисного железа. Если сделать подобное сопоставление для эндербитов (см. рис. 29, *б*, I), то в отличие от сланцев им свойственно разделение флюида на углеродную и водородную ветви, когда соединения углерода концентрируются главным образом в Кв, Пл и Кпш, а  $H_2$  и  $H_2O$  — в темноцветных минералах. При этом весьма характерно, что если  $H_2O$  со слабой связью примыкает к  $CO_2$  + CO, у которых связь максимальна, то она отрицательна у  $CH_4$  и  $H_2$ , это, возможно, указывает на то, что  $CO_2$ , CO и  $H_2O$  являются продуктами окисления  $H_2$  и  $CH_4$ . Подобные схемы нами рассматривались ранее и достаточно аргументированы [Летников и др., 1980а, б, 1981].

Катаклазированные эндербиты, которые иногда можно классифицировать как БТК, имеют в целом структуру кластера, мало отличающуюся от такового для эндербитов (см. рис. 29,  $\delta$ , II). В этом случае также обособляются  $CO_2 + CO$  и связь между ними возрастает. К ним примыкают на более низких уровнях  $H_2$  и  $H_2O$ , а метан имеет со всеми компонентами отрицательную связь. Следует заметить, что БТК по сланцам и эндербитам характеризуются тесным объединением  $CO_2$  и CO, и к ним с меньшей силой связи примыкают все остальные компоненты. В отличие от БТМ по сланцам в БТМ по эндербитам (см. рис. 29,  $\delta$ , III) не происходит разделения на окисленные и восстановленные составляющие, а более четко обособляются углеродные (CO + CO<sub>2</sub>) и водородные составляющие, когда  $H_2O-H_2-N_2$  еще имеют с углеродной группой слабую положительную связь, а  $CH_4$  — отрицательную.

Сделанное сопоставление указывает на очевидное отличие флюидных систем, формирующих БТМ в кристаллосланцах и эндербитах, что, вероятно, является следствием различного буферирующего влияния исходного субстрата.

Если для пород гранулитовой фации и тектонитов по ним в кластеранализе обнаруживаются некоторые черты сходства, то они почти отсутствуют при сравнении их с гранитоидами и гнейсами амфиболитовой фации и тектонитами по ним (см. рис. 29,  $\theta$ ). Поскольку в данном случае исходный субстрат не так однороден по составу (гнейсы, граниты, гранитотнейсы), то группировка элементов в данном случае не столь однозначна. Здесь обособляются  $H_2O + CO + CO_2$ , и к ним с очень слабой связью примыкает  $CH_4$ , характерно выделение группы  $H_2 + N_2$ , имеющей со всеми остальными компонентами отрицательную связь (см. рис. 29,  $\theta$ , I). Переход к катаклазированным разностям, которые можно рассматривать как БТК, сопровождается обособлением углеродно-азотной части систе-

мы (CO-N<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>) и водородной ( $H_2O$ -CH<sub>4</sub>), с которой  $H_2$  имеет слабую отрицательную связь. Причиной такого разделения может быть обособление CO<sub>2</sub> в окружающем зоны милонитизации пространстве. Отрицательная связь  $H_2$  со всеми остальными компонентами может трактоваться как указание на преимущественное поступление водорода вдоль тектонической зоны и дальнейшее его окисление (см. рис. 29, e, II).

Среди БТМ выделяются две группы: собственно биотитовые и биотит-мусковитовые (см. рис. 29, e, III), в которых структуры флюидного кластера отличаются друг от друга. Для них обоих характерно тесное объединение  $CH_4-N_2$ , возможно указывающее на совместный перенос этих компонентов во флюидах, поступающих в БТМ, или же на образование в восстановительных условиях  $CH_4$  и  $NH_4$ . Второе соединение нами не фиксируется и, являясь неустойчивым, разлагается с образованием  $N_2$ , который мы и анализируем. Это предположение подтверждается сильной связью с ними  $H_2$  в биотитовых бластомилонитах.

Обособление группы  $H_2O + CO_2 - CO$  указывает на преобладающий водно-углекислый состав флюида, когда СО является продуктом некоторого восстановления  $CO_2$ . Для Му-Би милонитов структура кластера совсем иная. Здесь четко разделяются водородные и углеродные компоненты, между ними очень сильна отрицательная связь. Если учесть, что биотитовые милониты по отношению к Би-Му более высокотемпературные, то в данном случае мы фиксируем перестройку флюидной системы с падением температуры. В этом плане становится понятным проявление 102 тенденции к расслоению флюидной системы на ее углекислую и водно-водородную ветви. Из сопоставления очевидно следующее: 1) существует общая направленность процесса преобразования БТМ, выраженная в повышении окислительного потенциала системы по мере падения Т, перехода от Амф-Би парагенезисов к Хл-Акт, Хл и Хл-Му и выделении собственно Би и Хл типов тектонитов; 2) при формировании БТК флюид или заимствуется из вмещающих пород (на ранних стадиях), или же является смешанным (на более поздних). Но в зрелых БТМ флюиды привносятся из более глубинного эндогенного источника и определяют общую направленность процесса формирования синтектонических метасоматитов; 3) в каждом конкретном случае компонентный состав флюида (при прочих равных условиях) в значительной мере зависит от степени взаимодействия его с субстратом тектонита, особенно на начальных этапах процесса. В зрелых тектонитах флюид близок к равновесию с БТМ. С падением T все более проявляется тенденция к обособлению CO<sub>2</sub> + CO и H<sub>2</sub> + + H<sub>2</sub>O + CH<sub>4</sub>. По всей вероятности, обособление этих ветвей флюидной системы или их инверсионная смена в ходе эволюции приводят к развитию процессов карбонатизации или же развитию гидратсодержащих минералов; 4) проявление у высокотемпературных БТМ двух тенденций (восстановительной у Би-Ро метасоматитов и окислительной у других) дает основание для предположения о разном времени их проявления или же о различных уровнях глубинности.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

В наиболее представительных зонах тектонитов с целью определения *T* и *P* формирования их минерального выполнения на микрозонде МАР-2 были выполнены полные силикатные анализы минералов (табл. 22).

Для Пл-Кв-Ро-Би тектонитов (разрез  $\mathbb{N}$  51) характерна флюидальная структура, в которой сохраняются более крупные кристаллы реликтового Пл (0,2—0,6 до 1,5 мм) в массе мелких новообразованных зерен Пл (0,01—0,02 мм). Судя по анализам, реликтовый Пл представлен андезином ( $\mathbb{N}$  35,3—35,7), а новообразования имеют более основной состав ( $\mathbb{N}$  36,3—37,3).

Определение T и P по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной [1982] дает значения  $T = 565 - 575^{\circ}$ С при P флюида 7-8 кбар.

На разрезе № 60 для Кв-Пл-Би-Ро бластомилонитов на основании микрозондовых анализов по Амф-Пл геотермобарометру А. П. Плюсниной получены значения  $T = 530-550^{\circ}$ С и P = 6-7 кбар, что отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Для разреза  $N_{2}$  49 *Т* формирования тектонитов, оцененная по Амф-Пл геотермометру Л. Л. Перчука, составляет 500°С, по Би-Амф того же автора — 550°С, а Амф-Пл геотермобарометру А. П. Плюсниной — 550°С и P = 7,5 кбар.

По данным Му-Хл геотермометра [Котов, 1975], *Т* формирования Кв-Хл-Му тектонита составляла 250—300°С. Таким образом, в породах гранулитового комплекса, как это уже указывалось выше, выделяются два типа тектонитов: высокотемпературные (530—575°С), что отвечает Кв-Пл-Би-Ро парагенезисам, и низкотемпературные (250—300°С) для Кв-Му-Хл составов.

Для БТМ в породах амфиболитовой фации микрозондовые определения составов минералов многочисленнее и определяют различные физико-химические обстановки. Для разреза № 75 в БТМ были определены составы Пл (альбит № 5) и Амф, представленного роговой обманкой с пониженным содержанием  $Al_2O_3$  (0,9 ф. е.). По данным Пл-Амф геотермобарометра Л. П. Плюсниной, формирование БТМ происходило при  $T = 470^{\circ}$ С и при  $P_{\phi_{\Lambda}} \sim 3$  кбар.

понент	Пр. 4	19-18 (101,2	2 км)	п	o. 51-21 (	Пр. 60-14 (90 км)	Пр. 60-16 (90 км)			
Kon	Амф (1)	Пл (1)	Би (1)	Амф (3)	Пл1 (2	)  Пл <sub>2</sub> (3)	Би (1)	Амф (3	) Амф(2)	Пл(1)
SiO <sub>2</sub>	41,86	60,44	34,69	39,84	58,60	58,40	38,72	40,10	44,52	59,90
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,00	1,45	0,32	0,00	0,00	1,87	0,57	0,47	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,18	25,84	16,60	15,24	24,57	24,21	16,75	13,19	12,95	24,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,32	0,00	14,29	18,21	0,00	0,044	18,00	22,85	16,60	0,00
MnO	0,20	0,00	0,09	0,31	0,00	0,00	0,14	0,30	0,30	0,00
MgO	9,49	0,00	13,75	9,14	0,00	0,00	9,39	7,16	9,46	0,00
CaO	11,16	7,00	0,18	11,62	7,42	7,72	0,22	11,26	11,77	6,22
Na <sub>2</sub> O	1,23	7,60	0,40	1,71	7,33	7,14	3,77	1,65	1,61	7,43
K <sub>2</sub> O	0,35	0,00	9,24	1,26	0,16	0,23	10,28	1,09	0,56	0,00
Σ	93,98	100,88	90,69	97,65	98,08	97,73	99,13	98,17	98,24	98,30
Si	6,437	2,665	2,764	6,062	2,667	2,670	3,044	6.199	6,589	2.701
AlIV	1,563	1,343	1,236	1,938	0,000	0.000	0,956	1.801	1,411	1.315
Ti	0,021	0,000	0,087	0,036	1,318	1,305	0.111	0.067	0,053	0.000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AlVI	1,009	0,000	0,323	0,797	0,000	0,000	0,597	0,604	0,846	0,000
Fe	1,970	0,000	0,952	2,318	0,000	0,002	1,183	2,854	2,054	0,000
Mn	0,027	0,000	0,006	0,041	0,000	0,000	0,009	0,039	0,037	0,000
Mg	2,174	0,000	1,632	2,073	0,000	0,000	1,100	1,650	2,088	0,000
Ca	1,838	0,331	0,015	1,895	0,362	0,378	0,018	1,864	1,867	0,307
Na ·	0,366	0,650	0,062	0,505	0,647	0,633	0,574	0,494	0,462	0,650
K	0,069	0,000	0,939	0,246	0,009	0,013	1,031	0,216	0,105	.0,000
X <sub>Mg</sub>	52,13	di <del>d</del> un	63,03	46,77	-	-	47,97	35,50	49,95	
ХСа	-	33,74	-	-	35,56	36,91	-	-	-	31,65

#### Состав ассоциирующих минералов в тектонитах

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 атома кислорода в амфиболе, 12 — в гранате, 8 — в плагиоклазе; на 7 катионов в биотите, 6 — в мусковите, 10 — в хлорите. Ассоциании: 49-18 — Кв + Амф + Би + Пл; 51-21 — Кв + Пл + Амф + Би; Пл — реликтовые зерна, Пл — новообразованные в агрегате с Амф и Би; 60-14 — Пл + Амф + Би; 60-16 — Пл + Амф; 75-9 — Амф + Би + Карб + Пл + Кв; 70-4 — Би + Амф + Пл; 90-4 — Амф +

Более детально изучены тектониты на разрезе № 70, где при катаклазе биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев (Пл<sub>36-38</sub>) Би замещается сине-зеленой Ро (Ng = 1,682), составляющей 5—35% площади шлифа, при этом Пл вдоль дислокаций раскисляется до олигоклаза № 28. Замещение биотита роговой обманкой обусловлено, возможно, повышением P при одновременном уменьшении  $P_{H_2O}$ , а главное — возрастанием активности Са в поровом флюиде. При оценке PT-условий формирования БТК мы исходили из предположения, что образующие с роговой обманкой мелкозернистые агрегаты плагиоклазы ( $\mathbb{N}$  28) парагенетичны ей (локальное равновесие).

По данным амфибол-плагиоклазового геотермобарометра Л. П. Плюсниной, бластокатаклаз проходил при температуре около 530°С и давлении ~8 кбар.

Кроме того, *PT*-условия формирования БТК были оценены по составам существующих сине-зеленого амфибола и плагиоклаза, образующихся при катаклазе амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Проба (см. табл. 22, 90-4) взята на контакте с плойчатыми бластомилонитами. шарыжалгайского комплекса, вес. %

Пр. 7 (120	Пр. 75-9 (120 км) Пр. 70-4 (140,9 км)		70-4 9 км)	Пр. 9	0-4 (140	,9 км)	Пр. 90-2	(140,9 км)	Пр. 64-13 (76,4 км)		
Амф(1)	Пл(1)	Амф(1)	Пл(1)	$\left[ \frac{AM\Phi_1}{(2)} \right]$	Амф <sub>2</sub> (2)	Пл2 (3)	Амф (2)	Пл (1)	My (5)	Хл (3)	
51,01	67,90	43.21	59,26	46,06	45,48	60,86	48,23	59,97	45,98	25,72	
0,06	0,00	0,26	0,00	1,52	0,88	0,00	0,26	0,00	0,24	0.00	
5,26	20,48	13,09	27,60	10,92	14,02	24,56	10,22	25,87	29,41	23,68	
. 0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
12,70	0,25	17,64	0,25	15,12	15,38	0,38	14,17	0,00	3,36	21,33	
0,30	0,00	0,26	0,00	0,26	0,29	0,00	0,25	0,00	0,00	0,17	
14,87	0,00	6,53	0,00	10,05	9,29	0,00	11,44	0,00	1,36	16,24	
12,13	1,03	9,80	4,37	13,01	11,84	6,51	12.60	6,46	0,00	0,20	
0,61	11,21	1,48	6,02	1,26	1,33	7,08	1,09	8,56	0,64	0,00	
0,32	0,00	0.94	0,11	0,45	0,47	0,08	0,13	0,00	10,17	0,00	
87,29	100,94	93,21	97,63	98,64	98,99	99,48	98,34	100,85	91,16	87,34	
7,413	2,947	6.752	2.662	6.747	6.607	2.715	6.992	2,652	3,220	2.678	
0,587	1.048	1.248	1,461	1.253	1.393	1.291	1.008	1,348	0.780	1.322	
0,007	0,000	0.030	0.000	0.167	0,097	0,000	0,028	0,000	0,013	0.000	
0,008	0,003	0,000	0,000	0.000	0.000	0.000	0,000	0,000	0,000	0,000	
0,313	0,000	1,163	0,000	0,633	1,007	0,000	0,738	0,000	1,648	1,585	
1,544	0,010	2,305	0,009	1,851	1,869	0,014	1,717	0,000	0,197	1,858	
0,037	0,000	0,035	0,000	0,033	0,036	0,000	0,031	0,000	0,000	0,015	
3,213	0,000	1,521	0,000	2,192	2,012	0,000	2,471	0,000	0,142	2,520	
1,889	0,047	1,641	0,210	2,045	1,844	0,311	1,956	0,306	0,000	0,022	
0,171	0,944	0,448	0,524	0,358	0,375	0,612	0,305	0,734	0,087	0,000	
0,059	0,000	0,187	0,006	0,086	0,088	0,004	0,025	0,000	0,909	0,000	
67,02	-	39,39		53,74	51,37		58,58	n Hill	41,89	57,36	
-	4,72		28,38	-	-	33,55	-	29,42	+	-	

Пл, Амф<sub>1</sub> — реликтовые зерна, Амф<sub>2</sub> — новообразованный, Пл<sub>2</sub> — из агрегата с Амф<sub>2</sub>; 90-2 — Пл + Амф + Хл + Би; 64-13 — Кв + Алб + Хл + Му + Карб. В табл. приведены средние содержания, в скобках — количество проанализированных точек. Аналитики Т. И. Медведева, Г. В. Богданов, И. М. Романенко.

Кристаллохимическая формула амфибола (среднее по 2 анализам) такова: (Ca<sub>1,8444</sub>Na<sub>0,3751</sub>K<sub>0,0877</sub>)<sub>2,3072</sub>(Mg<sub>2,0122</sub>Fe<sub>1,8688</sub>Mn<sub>0,0363</sub>Ti<sub>0,0966</sub>Al<sub>1,0070</sub>)<sub>5,0209</sub>×

$$\times (Si_{6,6067}Al_{1,3933})_8O_{22}(OH)_2, X_{Mg} = 51,37.$$

Замещаемый им амфибол имеет состав:

 $(Ca_{2,0447}Na_{0,3583}K_{0,0855})_{2,4885}(Mg_{2,1916}Fe_{1,8511}Mn_{0,0331}Ti_{0,1671}Al_{0,6336})_{4,8765}\times$ 

$$\times (Si_{6,7473}Al_{1,2527})_8O_{22}(OH)_2, X_{Mg} = 53,77.$$

Состав плагиоклаза соответствует андезину № 33-34. По данным амфибол-плагиоклазового геотермобарометра, это соответствует температуре 540—550°С и давлению 7—8 кбар.

В плойчатых Хл-Амф-Пл сланцах с характерными структурами течения Амф имеет следующий состав (среднее по 2 анализам):

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Ca}_{1,9559}\mathrm{Na}_{0,3052}\mathrm{K}_{0,0249})_{2,2860}(\mathrm{Mg}_{2,4709}\mathrm{Fe}_{1,7169}\mathrm{Mn}_{0,0309}\mathrm{Ti}_{0,0283}\mathrm{Al}_{0,7380})_{4,9850}\times\\ \times(\mathrm{Si}_{6,9922}\mathrm{Al}_{1,0078})_{8}\mathrm{O}_{22}(\mathrm{OH})_{2},\ \mathrm{X}_{\mathrm{Mg}}\,=\,58,57.\end{array}$$



Puc 30. РТ-диаграмма тектонитов Шарыжалгая.

1 - PT-условия гранулитовой фация,  $2 - {}^{3}$ ндербитообразования, 3 - 5 - oбразования бластомилонитов (3 - Aмф-Пл. ( $\pm Би$ ), 4 - Хл-Амф-Пл., 5 - Хл-Му). Плагиоклаз представлен олигоклазом № 24 — 29. Сопоставление формул амфиболов из бластокатаклазитов и бластомилонитов показывает, что в первых значительно более высокие содержания Al<sup>IV</sup> и почти в 2 раза большее содержание щелочей, что является характерной особенностью амфиболов повышенных давлений.

В зоне пластического течения, Амф-Пл геотермобарометру по Л. П. Плюсниной,  $T = 530 - 550^{\circ}$ С,  $P_{\phi\pi} = 3,5-5,5$  кбар. То есть при одинаковых Т образования в БТК и БТМ, когда в милонитах хорошо выражены структуры течения, резко падает Р, от 7-8 кбар в БТК до 3.5-5.5 кбар в плойчатых сланцах. Иными словами, на стадии жестких деформаций, когда каркас породы передает приложенное давление на все минералы, их равновесные составы в итоге отвечают этим РТ-условиям; в зонах пластических деформаций

давление значительно снижается, образуются низкобарные фазы, хотя T практически не меняются.

Таким образом, в тектонитах необходимо выделять парагенетические ассоциации двух типов: этапа жестких деформаций, отвечающих высоким P, и пластического течения относительно маловязкого субстрата, в котором P за счет эффекта течения значительно снижено. T и P образования близких по составу БТМ по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций в общем сопоставимы по P и немного выше тектонитов амфиболитовой по T (БТМ по гранулитовой — 530—575, по амфиболитовой — 470—550°C).

На обобщенной PT-диаграмме нанесены результаты определения Tи P в породах Шарыжалгая и тектонитов по ним, а также линии наиболее характерных моновариантных равновесий (рис. 30), взятых из работы П. И. Дорогокупца и И. К. Карпова [1984]. Из сопоставления этих величин видно, что по отношению к эндербитам, кристаллосланцам, гнейсам и гранитоидам разного состава БТМ не являются изофациальными, по давлению мало отличаются от исходных пород, но значительно ниже по T, особенно Хл-Му разности. Весьма примечательно положение Хл-Пл-Амф бластомилонитов из зоны пластического течения. В данном случае Хл образуется на этапе пластических деформаций, характеризуемых резким снижением P.

Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что в отличие от положения линий моновариантного равновесия, полученных на установках «цилиндр — поршень» или их разновидностях, где осуществляется осевое давление, в данном случае Би-Ро парагенезисы в БТМ размещаются в поле устойчивости Хл и Му. При сравнении построений на базе петротектонических сеток и геотермобарометров (по имеющимся литературным данным) это несоответствие будет проступать все очевиднее. Во втором случае постоянно происходит занижение P и особенно T образования тех или иных минералов. Это несоответствие приводит нас к выводу о том, что в тектонитизированных породах — сланцах, гнейсах и особенно в милонитах — действует какой-то постоянный фактор, под влиянием которого реакции минералообразования протекают при более низких P и T по сравнению со статическими условиями.

Еще в 50-х гг. П. Бриджменом [Bridgman, 1958] было установлено, что в экспериментах при высоких *T* и *P* на установках «цилиндр — пор-106 шень» или других, близкого им типа, при наличии сдвиговых, а тем более скалывающих усилий происходит резкое ускорение реакций, а самое главное — снижение P и T фазовых переходов. Позднее этот эффект был с успехом использован для ускорения полимеризации органических соединений (под руководством Н. С. Ениколопова [1981]). Если увязать эти данные с многочисленными экспериментальными результатами по механохимии [Болдырев, Аввакумов, 1971], то очевидно влияние подобных факторов на процессы минералообразования в деформируемых средах. По данным Н. С. Ениколопова [1981], при одновременном воздействии на полимеры высокого давления в сочетании с деформацией сдвига значение кинетических констант скоростей реакций увеличивается на 8-9 порядков по сравнению с константами скорости в обычных условиях (без деформации сдвига) без существенного изменения энергии активации процесса. Сущность явления заключается в том, что деформация обусловливает локальные изменения размеров и формы элементарной ячейки и поэтому вызывает появление добавочного кристаллического поля.

Выходы дислокаций на поверхность могут захватывать свободные электроны, что вызывает появление локального электрического поля, способного существенно изменять скорость химических реакций. Так, скорость роста зародышей кремния из газовой фазы на однозарядных центрах при температуре 300, 600, 1200 и 1500 К увеличивается в  $1.34 \times$  $\times 10^3$ ; 37; 6 и 4 раза. При росте на двух- и трехзарядных центрах соответствующие величины возводятся в 4 и 9 степени [Молоцкий, 1972]. Есть многочисленные данные по ускорению при механической обработке реакций синтеза и разложения, окисления и восстановления, изменения валентности элементов [Аввакумов, 1979; Болдырев, Аввакумов, 1971; Ходаков, 1972]. Из этих примеров следует, что при тектонических деформациях пород на свежих сколах минералов образуется огромное число активных центров, обладающих высокой энергией. Эти центры очень быстро взаимодействуют с компонентами флюида. На их месте могут образовываться высокобарные фазы, метастабильные по РТ-условиям в случае синтеза их по обычной классической схеме. Поскольку на трущихся поверхностях резко возрастает температура (по опытным данным для Кв до 1000°), происходит эмиссия электронов и возникает «магмо-плазма», то в сочетании с высоким Р и одновременным воздействием восстановленных флюидов, содержащих СО или СН4, на активных центрах может протекать образование микролитов алмаза [Летников, 1983]. Поэтому любые бластомилониты, формировавшиеся в восстановительных условиях, содержащие графит, когенит и самородное железо, должны подвергаться ревизии на алмазы.

Учитывая специфику формирования БТМ, многие из характерных черт которых были подчеркнуты выше, необходимо отметить прежде всего влияние субстрата на характер взаимодействия флюидов с деформируемой горной породой. Зоны милонитов — это весьма специфические геологические образования, где в силу больших скоростей процессов в системе флюид — порода на ранних этапах имеют случаи инверсии флюидного режима [Летников и др., 1985]. В зрелых тектонитах при установившемся флюидном потоке вдоль плоскостей рассланцевания минеральный состав в общем выравнивается и приближается к равновесному. Поскольку проницаемость для флюидов в БТМ на стадии пластических деформаций резко снижается, то это затрудняет массообмен зоны БТМ с окружающими БТК. В самих милонитах на стадии пластических деформаций значительно снижается степень взаимодействия флюидов с минералами, особенно затруднены реакции гидратации. Например, в милонитах Саянского разлома (район пос. Анчук) в карбонатно-силикатной массе сохраняются незамещенные моноклинный и даже ромбический пироксены. Если же учесть, что на стадии пластических деформаций падает еще и общее давление, то становится очевидной необходимость разбиения процесса образования БТМ на ряд этапов, характеризуемых свойственными им специфическими чертами.

## Глава IV

# ТЕКТОНИТЫ ПО ОСНОВНЫМ И УЛЬТРАОСНОВНЫМ ПОРОДАМ

Наиболее полно тектониты по мантийным породам основного и ультраосновного состава изучены нами на Бирхинском массиве, расположенном в средней части западного берега оз. Байкал. Работы проводились главным образом на его юго-восточной, наиболее хорошо обнаженной и доступной части. Массив сложен разнообразными породами от пироксенитов до габбро и диоритов и подвергнут процессам гранитизации. Контакты массива с вмещающими породами тектонические, но по сумме геологических данных и возрастных датировок возраст его протерозойский.

Для массива характерно широкое развитие зон милонитизации, рассланцевания и катаклаза. На разрезе 127 (см. рис. 31, 32) изучена зона БТМ в плагиоклазовых пироксенитах. Мощность зоны непостоянна и колеблется в пределах первых метров. Плагиоклазовые пироксениты —



Рис. 31. Флюндно-петрохимический профиль (разрез № 127). 1 — плагиоклазовые пироксениты, 2 — Амф-Пл бластомилониты; 3 — осветление, гранитизация; 4 — обособления Амф; 5 — прожилки аплитовидного гранита; 6 — амфиболизация.
крупнозернистые породы, состоящие из 90-95% МПир, реже — РПир, Пл<sub>58-61</sub> — 5-10%, небольших количеств Ол, замещаемого пироксенами. и Рудн. Более поздняя коричневая Ро развивается по Пир и иногда переходит в буровато-зеленую роговую обманку (Ро ~ 1-3%). По мере приближения к зоне милонитизации количество коричневой Ро сокращается, а зеленой возрастает. В пробе, взятой на контакте с БТМ, коричневый Амф исчезает, сменяясь светло-зеленоватым. Порода приобретает зеленоватый оттенок, плагиоклазы слегка мутнеют, появляются трещины. В БТК ~ 40% пироксенов замещены амфиболом, содержание Пл возрастает до 15-20%, появляется Цо, Флог, Ап, зернистость породы уменьшается, Скап - Пл. БТМ представляет собой темно-серую, слабо сланцеватую мелкозернистую породу, состоящую из Пл<sub>30-35</sub>, Амф и Би, причем Би -> Амф. В БТК наблюдаются кварцевые прожилки мощностью до 1-2 см и более, главным образом послойные, реже секущие. Иногда на контакте с ними наблюдается укрупнение зерен Ро и появление Би.

Во многом аналогичен и разрез № 128, где зона БТМ сечет оливинсодержащие клинопироксениты. Более поздние минералы представлены иддингситом, светло-коричневой и зеленоватой Ро и Флог. БТК сложены зеленовато-черными, иногда обохренными породами, в них светло-зеленый Амф — Пир, иногда отмечается Пл. БТМ обычно слабо сланцеватые с неясной полосчатостью на темно-зеленом или зеленовато-сером фоне. Полосчатость обусловлена скоплениями Амф в мелкозернистой основной массе, количество которого составляет 50—60%, в меньшей мере в породе представлен Пл<sub>35-40</sub>.

На разрезе № 119 зона милонитизации сечет крупно-среднезернистые габбро-диориты (Пл<sub>45</sub> — 60—65%, МПир (амфиболизирован) ~ 35%), более поздние минералы представлены Ро, Би, Карб, акцессорные Ап и Рудн. Во вмещающих породах обычны Амф  $\rightarrow$  Пир, кроме того, часто наблюдаются Карб  $\rightarrow$  Пир. На контакте с зоной милонитизации отмечаются Амф  $\rightarrow$  Пир с выделением Мг. БТМ имеют с вмещающими породами резкие контакты и достигают мощности 4 м, но и в массивных породах есть тонкие параллельные зоны милонитизации. БТМ представляет собой серую породу с линейной текстурой, неравномернозернистую и в краевых частях мелкозернистую, в центральных — среднезернистую. Состав: Пл<sub>40-45</sub>, синевато-зеленая Ро в мелкозернистых разностях и бледно-зеленая в среднезернистых, менее развит Би, акцессорные Сф и Рудн.

На разрезе № 116 (см. рис. 33) несколько зон БТМ секут массивные среднезернистые габбро-нориты (Пл<sub>50-54</sub> — 55%, МПир + РПир — 40— 45%, более поздние минералы Ро и Би). На контакте с зоной в габбро-норите пироксены почти нацело амфиболизированы. БТМ представляют собой серую среднезернистую породу, состав Пл + Ро + Би ± Кв, акцессорные Ап, Сф. В центральной части зоны БТМ размер зерен минералов увеличивается. БТМ иногда подвергаются наложению более поздних процессов, заключающихся в появлении жилок Кв и маломощных Кв-Пш прожилков. Вдоль них наблюдаются перекристаллизация темноцветных минералов и рост зерен Ро и иногда Би. Еще более поздним процессом является брекчирование БТМ и цементирование обломков кварцем, в котором наблюдаются крупные, до 2—3 см, кристаллы Сф. Завершающими процессами, обусловленными более поздними деформациями, являются образование плоскостей скольжения, проявление карбонатизации и хлоритизации.

В нескольких десятках метров от этой зоны габбро пересекает пологозалегающая зона катаклаза мощностью 0,2—1 м. Состав породы: Пл<sub>65</sub> + МПир ± Ол, более поздние минералы — зеленовато-коричневая Ро, отмечается светло-зеленый Амф → Пир. На контакте с БТК пироксены нацело амфиболизированы. В самой зоне образуются амфиболовые сланцы, которые легко выветриваются и превращаются в «трухляк» желтого цвета. В сланцах Пл нацело соссюритизированы, развивается ассоциация Скп + Карб  $\rightarrow$  Пл, вдоль трещинок образуются Амф + Карб, Би  $\rightarrow$  Пир.

На разрезе № 115 зона катаклаза и милонитизации мощностью 20 м сечет гранитизарованные габбро-нориты. Гранитизация проявляется в Кпш  $\rightarrow \Pi n_{50-54}$  и Би  $\rightarrow \Pi$ ир. По мере приближения к зоне Пир амфиболизируется, а Би по краям обрастает каемками синевато-зеленого Амф. В БТК отмечается слабая соссюритизация Пл, Пир почти нацело замещается светло-голубоватой Ро, порода приобретает неясно выраженную линейную текстуру. Все минералы разбиты субпараллельными трещанками, вдоль которых наблюдается рост Амф, Би, реже Карб. БТМ представлен тонкозернистыми до афанитовых тонкополосчатыми породами черного цвета, очень прочными, линейной текстуры, флюидальной, милонитовой, иногда мелкоочковой структуры. В основной массе, состоящей из мелких зерен  $\Pi n_{35} + K в + Ам ф + Би$ , отмечаются порфирокласты сине-зеленой Ро и в небольших количествах присутствуют минералы группы эпидота, Сф и Рудн.

В тех случаях, когда гранитизация габброидов проявлена в значительных масштабах, образуются породы, по составу близкие к диоритам. Диориты — серого цвета, среднезернистые, гнейсовидной текстуры породы, сложенные на 25—30% темноцветами, остальную часть слагают Пл<sub>33-35</sub>, изредка отмечаются Кв и Кпш, на контактах последнего с Пл возникает мирмекитовая структура. Темноцветы представлены реликтами Пир, практически нацело замещенными зеленой с синеватым оттенком Ро и густо-коричневым Би (примерно в равных количествах), акцессорные — Ап, Цир и Мг, порода слабо катаклазирована. Зона милонитизации имеет мощность 2—2,5 м и слабо секуща по отношению к исходным диоритам (см. рис. 34). По мере приближения к зоне усиливается степень катаклаза. Вдоль дислокаций и трещин наблюдается рост зерен Би, Амф, Карб. Постепенно порода приобретает линейную сланцеватую текстуру,

Таблица 23

	Print Party and					
pe-	Мощность	annin:::::::univinna	Парагенезисы и характерны	е замещения минералов		
Nº pa3 3a	5ластоми- лонитов, м	Исходный субстрат	Тектоническая зона	Вмещающие поролы		
127	2-4	Плагноклазовые ппроксениты	$\Pi_{\pi_{30-35}}$ + Амф + Би Би → Амф	Ам $\phi \rightarrow \Pi$ ир, Скап $\rightarrow \rightarrow \Pi$ л, Би $\rightarrow \Pi$ пр		
128	~3-4	Пироксениты	Амф + Пл <sub>35-40</sub>	Амф → Пир		
119	4 .	Габбро-диориты	$\Pi \pi_{40-45} + Po \pm Eu + C\phi$	Амф → Пир		
116	~4	Габбро-днориты	${f \Pi}_{n} + {f Po} + {f Eu} \pm {f KB} \ {f KB} + {f C\phi} \ {f Kap6} + {f Xn}$	Амф → Пир		
117	0,2-1	Габбро	$Am\phi + \Pi \pi \pm \Pi \mu p$ Скап + Карб $\rightarrow \Pi \pi$ Амф + Карб, Еп $\rightarrow \Pi \pi p$	Амф → Пир		
115	~20	Гранитизирован- ные габбро-но- риты	$\Pi \pi_{35} + K_B + A_M \phi + E_H,$ Эп + Цо $\rightarrow \Pi \pi$	Амф → Пир, Амф → → Би, карбона- тизация		
107	2,0-2,5	Дпориты	$ \begin{array}{c} \mathrm{K}_{\mathrm{B}} + \mathrm{\Pi}_{\mathrm{H}} + \mathrm{Po} + \mathrm{Am}_{\mathrm{H}} + \\ + \mathrm{E}_{\mathrm{H}} + \mathrm{Kap}_{\mathrm{H}} + \mathrm{C}_{\mathrm{H}} \end{array} \\ \end{array} $	Карб → Ро, Би, Пл		
106	0,8-1,0	Диориты	Хл → Ппр, Му → Кини, соссюрит → Пл	Ро + Карб → Пир, соссюритизация Пл		

Характеристика тектонитов по породам Бирхинского массива

милонитовую структуру, при этом в мелкозернистой массе Пл<sub>30-32</sub> и Кв сохраняются отдельные порфирокласты Пл. Темноцветы представлены сине-зеленой Ро и Би, образующими отдельные слойки. В породе заметно возрастает содержание Карб, который становится в бластокатаклазитах одним из породообразующих минералов, слагая до 5% площади шлифа. Карбонат имеет явно наложенный характер, он более крупнозернистый и замещает остальные минералы. Бластомилониты обычно мелкозернистые, плойчатые и переходят в массивные мелкозернистые до афанитовых породы черного цвета, мощность которых около 0,5 м. Среди них наблюдаются отдельные зонки стекловатого облика (псевдотахилиты) мощностью от 0,5 до 1 см. Черные ультрамилониты и псевдотахилиты в шлифах обнаруживают флюидальную мелкоочковую структуру, где «очки» представлены либо скоплениями Кв и Пш, либо Ро голубовато-зеленого цвета, а основная масса сложена мелкими зернами лейкократовых минералов, Би, Амф и Карб, в заметных количествах присутствует Сф.

Здесь же в диоритах на разрезе № 106 изучена зона катаклаза мощностью 0,8—1 м. Состав диоритов: Пл<sub>25</sub>, Кпш, Кв, МПир и темно-коричневый Би. На контактах лейкократовых минералов отмечается катаклаз. Характерно замещение Ро + Карб → Пир, Пл соссюритизирован. В самой зоне катаклаза Хл → Пир, Пл соссюритизирован, Му → Кпш, многочисленные секущие трещины выполнены Карб.

В обобщенном виде характеристика процессов преобразования тектонитов в породах Бирхинского массива приведена в табл. 23. В преобладающей массе это процессы амфиболизации, развития плагиоклаза, скаполитизации, карбонатизации и биотитизации и лишь в одном случае хлоритизации и мусковитизации. Все изученные зоны, за исключением двух из них, монохронны, т. е. сформировались в одном тектоно-метасоматическом процессе без наложения на эту зону других, более поздних. Во вмещающих породах преобладают явления амфиболизации пироксенов и в единичных случаях биотитов, соссюритизация плагиоклазов и карбонатизация почти всех минералов.

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ

Как и для Шарыжалгайского блока, все тектониты Бирхинского массива были изучены на предмет выяснения закономерностей распределения в них петрогенных и рассеянных элементов.

Для зоны № 127 результаты силикатного и других видов анализов приведены в табл. 24, 25 и отображены на рис. 31, 32.

Ниже приводятся формулы пород в расчете на 10 000 Å<sup>3</sup>. Плагиоклазовый клинопироксенит неизмененный,  $\sigma = 3,24$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{155}\mathrm{Ti}_{1,95}\mathrm{Al}_{26,7}\mathrm{Fe}_{3,96}^{3+}\mathrm{Fe}_{24,3}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,62}\mathrm{Mg}_{64,8}\mathrm{Ca}_{56,6}\mathrm{Na}_{12,6}\,\mathrm{K}_{2,32}\mathrm{P}_{0,14}\times\\ \times \left[\mathrm{O}_{506}\,(\mathrm{CO}_2)_2\,(\mathrm{OH})_{18}\right]_{528}. \end{split}$$

Бластокатаклазит на контакте с бластомилонитами,  $\sigma = 3,10$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{146,7}\mathrm{Ti}_{1,31}\mathrm{Al}_{51,0}\mathrm{Fe}_{7,11}^{3+}\mathrm{Fe}_{17,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,47}\mathrm{Mg}_{46,0}\mathrm{Ca}_{48,8}\mathrm{Na}_{6,39}\mathrm{K}_{1,55}\times\\ \times \mathrm{P}_{0,13}\left[\mathrm{O}_{472}\,\mathrm{CO}_{2}\,(\mathrm{OH})_{57}\right]_{531}. \end{split}$$

Бластомилонит,  $\sigma = 2,84$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{141,6}\mathrm{Ti}_{2,57}\mathrm{Al}_{56,9}\mathrm{Fe}_{4,39}^{3+}\mathrm{Fe}_{17,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,39}\mathrm{Mg}_{27,2}\mathrm{Ca}_{39,1}\mathrm{Na}_{19,3}\mathrm{K}_{2,87}\mathrm{P}_{0,60}\times\\ \times [\mathrm{O}_{456}\mathrm{CO}_2\,(\mathrm{OH})_{25}]_{481}. \end{split}$$

Из сопоставления аналитических данных видно, что милонитизация сопровождается привносом Al, Ti, Na, K и P и выносом Fe, Mn, Mg, Ca, Si. Одновременно в БТК по отношению к исходной породе снижаются содержания Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и возрастают — Al (почти в 2 раза) и OH (в 3 раза). В БТК в отличие от БТМ отмечается вынос Na и

Химический состав тектонитов

FOMDOREHT		Разрез № 127		Paspes Ni 128			
Rominenen	127-4	127-1	127	128-4	128-1	128	
SiO <sub>2</sub>	48,12	47,15	49,90	48,32	48,50	53,27	
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,56	1,20	0,38	0,53	0,89	
$Al_2O_3$	7,00	13,90	17,00	3,60	7,50	16,70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	1,63	3,04	2,02	1,19	1,70	0,87	
FeO	9,00	6,69	7,50	8,09	7,94	6,32	
MnO	0,22	0,18	0,16	0,19	0,20	0,13	
MgO	13,46	9,92	6,43	19,77	14,71	6,79	
CaO	16,36	14,63	9,86	16,00	14,69	9,80	
Na <sub>2</sub> O	2,00	1,06	3,50	0,43	1,94	3,55	
K <sub>2</sub> O	0,56	0,39	0,79	0,11	0,50	0,15	
H <sub>2</sub> O-	0,03	0,30	0,08	0,10	0,07	0,17	
$P_2O_5$	0,05	0,05	0,25	0,02	0,05	0.13	
П. п. п.	0,81	2,44	1,23	1,22	1,83	1,51	
$CO_2$	0,50	0,27	0,33	0,55	0,05	0,11	
Σ	100,54	99,84	100,25	99,97	100,21	100,39	
F. %	0,012	0,012	0,042	0,011	0,012	0,016	
Au, Mr/T	2,0	4.7	3,8	4,3	1,7	0,5	
f	44,13	49,52	59,69	31,94	39,59	51,43	
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	2,20	3,71	6,80	4,67	7,26	
al'	0,29	0,71	1,07	0,12	0,31	1.19	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,57	2,72	4,43	3,91	3,88	23,7	

Примечание. 127-4 — плагноклазовый клинопироксенит (Пир — 90—95, Пл — 5— 10%, Ол, Руди, Амф, Би); 127-1 — бластокатаклазит (Пир — 50, Амф — 40, 57—61, Пл — 15— 20, Цо — 3%, Фл, Руди, Ап, Та); 127 — бластокилонит (Пл — 45—50, Ро — 45—50, Би — 3— 5%, Руди); 128-4 — клинопироксенит (Пир — 95—97%, Ол); 128-1 — бластокатаклазит (Амф — 90, Пир — 10%); 128 — бластокилонит (Ро — 50, Пл<sub>35—40</sub> — 50%); 119-4 — габбро-диорит (Пл<sub>45</sub> — 60—65, МПир (амфиболизированный) — 35; Ро + Би — 5%, Руди, Ап, Карб); 119-2 — габбро-

К. Если же оценивать масштабы массопереноса, то процесс преобразования пород в зоне милонитизации можно отнести к Al-Na-K метасоматозу со значительным привносом H<sub>2</sub>O. Характерно снижение плотности вновь образованного синтектонического метасоматята по отношению к исходной породе на 0,4 г/см<sup>3</sup>.

Из микроэлементов в БТМ в существенных количествах накапливаются Rb, Sr, в меньшей мере Li и снижаются значительно Cr, Sc, V, Co и Ni. Иными словами, формирование по плагиоклазовым пироксенитам преимущественно Пл-Ро-Би парагенезисов сопровождается переводом в подвижное состояние всех главных рудных компонентов, характерных для ультраосновных пород, и накоплением в Ро и Би Sr и редких щелочей, Rb и Li (рис. 32).

На границе между БТМ и БТК резко повышается содержание Li и Sr (табл. 25). По мере удаления от БТМ к исходным породам в них монотонно растет количество V, Co, Ni, Sc и Cr. Соответственно в БТМ уменьшаются отношения K/Rb, K/Na, Cr/V.

Судя по единичным пробам, процесс катаклаза и развития по милонитам и катаклазитам Al-Na-K метасоматоза сопровождается привносом золота (табл. 26) на фоне почти не изменяющегося уровня степени окисленности железа в минералах (см. табл. 25).

Развитие Амф + Пл милонитов по оливинсодержащим клинопироксенитам изучено на разрезе № 128 (см. табл. 24).

Ниже приведены формулы в расчете на 10 000 Å<sup>3</sup> клинопироксенита, бластокатаклазита и бластомилонита.

### Бирхинского массива, вес.%

I	Paspes № 119		1	Paspes № 11	16	Paspes № 107		
119-4	119-2	119	116-4	116	117	107-4	107-1	
43,58	44,23	50,20	49,14	51,69	47,96	56,45	52,72	
3,30	3,10	1,12	0,84	0,98	0,33	0,55	0,56	
10,10	11,23	21,30	16,20	15,60	15,00	17,10	16,70	
3,85	4,24	1,40	2,15	1,35	1,71	1,65	1,37	
14,88	13,81	7,38	8,10	6,90	4,91	4,99	4,75	
0,26	0,26	- 0,14	0,19	0,12	0,12	0,12	0,10	
7,36	7,04	4,31	7,98	8,07	8,20	4,93	4,73	
10,60	10,58	8,24	10,51	7,76	13,50	7,67	7,18	
2,37	2,18	3,69	3,54	3,36	1,67	3,47	3,67	
0,83	0,44	1,18	0,46	1,86	0,29	1,68	2,67	
0,20	0,22	0,08	0,17	0,20	0,43	0,20	0,27	
1,22	1,25	0,29	0,25	0,29	0,03	0,17	0,15	
1,16	1,33	0,97	0,70	1,41	1,18	1,21	2,25	
0,95	0,55	0,11	0,23	0,33	3,46	0,11	3,13	
100,66	100,56	10,41	100,46	99,92	99,79	100,30	100,26	
0,070	0,060	0,052	0,009	0,045	0,013	0,012	0,02	
1.9	Не опр.	0,6	2.8	Не обн.	Не опр.	Не обн.	1,3	
71,79	71,95	67,07	56,23	50,55	44,67	57,39	56,41	
3,86	3,25	5,27	3,77	5,11	2,87	3,02	3,47	
0,39	0,45	1,63	0,89	0,96	1,01	1,48	1,54	
2,86	4.95	3,13	7.70	1.81	5,76	2,07	1,37	

диорит амфиболиаированный (Пл — 35—40, Амф — 50, Пир — 10, Ви — 5%, Рудн, Ап); 119 — бластомилонит (Ро — 30—40, Пл — 55—65, Би — 5%); 116-4 — габбро-норит (Пл<sub>50-54</sub> — 55, МПир + РПир — 40—45, Ро + Фл — 3—5%, Рудн, Ап); 116 — бластомилонит (Шл — 55, Ро — 40—45, Би — 3—5%); 117 — бластокатаклазит (Пл — 55, Амф — 20, Би — 5%); 92, Рудн, Карб), 107—4 — Пл<sub>34</sub> — 70—75, Ро — 16, Би — 10%, Кв, Ап; 107-1 — бластомилонит афанитовый (Кв, Пл, Карб, Ро, Би). Аналитики Н. Г. Таскина, Т. А. Јахно, ИЗК СО АН СССР.

Клинопироксенит, проба 128-4,  $\sigma = 3,25$  г/см<sup>3</sup>.

$$\mathrm{Si}_{157,4}\mathrm{Ti}_{0,93}\mathrm{Al}_{13,8}\mathrm{Fe}_{2,91}^{3+}\mathrm{Fe}_{22,0}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,52}\mathrm{Mg}_{96,0}\mathrm{Ca}_{55,8}\mathrm{Na}_{2,72}\times$$

$$\times K_{0,46} P_{0,06} [O_{514} (CO_2)_{2,5} (OH)_{29}]_{548}].$$

Бластокатаклазит, проба 128-1,  $\sigma = 3,03$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{array}{c} \mathrm{Si}_{146,0}\mathrm{Ti}_{1,21}\mathrm{Al}_{26,8}\mathrm{Fe}_{3,88}^{3+}\mathrm{Fe}_{20,1}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,51}\mathrm{Mg}_{66,5}\mathrm{Ca}_{47,7}\mathrm{Na}_{11,43}\times\\ \times \mathrm{K}_{1,94}\mathrm{P}_{0,13}\left[\mathrm{O}_{464}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{0,2}\left(\mathrm{OH}\right)_{39}\right]_{504}. \end{array}$$

Бластомилонит, проба 128,  $\sigma = 2,80$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{array}{c} \mathrm{Si}_{148,9}\mathrm{Ti}_{1,88}\mathrm{Al}_{55,1}\mathrm{Fe}_{1,84}^{3+}\mathrm{Fe}_{14,8}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,31}\mathrm{Mg}_{28,3}\mathrm{Ca}_{29,4}\mathrm{Na}_{19,3}\times\\ \times \mathrm{K}_{0,54}\mathrm{P}_{0,31}\left[\mathrm{O}_{455}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{0,5}\left(\mathrm{OH}\right)_{31}\right]_{487^{*}} \end{array}$$

Из сопоставления формульных выражений видно, что милонитизация сопровождается привносом Al (более чем в 4 раза), Na (в 7 раз), P (в 5 раз) и в меньшей мере Si, со снижением плотности БТМ по отношению к исходной породе на 0,45 г/см<sup>3</sup>, главным образом за счет выноса Fe, Mg, Mn, Ca. Проявление собственно Al-Na-Si метасоматоза приводит к возрастанию в БТМ содержаний Sr (в 7 раз) и незначительно Li и Pb, но зато в больших количествах выносятся Cr (более чем в 4,5 раза), Sc, Co (в 3,5— 4 раза), Ni (в 5 раз), а содержание V практически не меняется. Столь же резко снижается содержание Au: от 4,3 в клинопироксенитах до 0,6 мг/т в милонитах. За счет привноса Na резко уменьшаются отношения K/Na,

Геохимическая характеристика пород

№ пробы	Название и состав породы	L	Na <sub>2</sub> O	K20	Li	Rb	Sr	v	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
-	10,81 (0.1)	Dee		NS 446					
	I Геббро-норит	ras	pes a	110		1	1.0	r l	I .
116-4	$\begin{array}{c}\Pi \pi_{50-54} \\\Pi \Pi \mu p + P \Pi \pi p + \\ + P 0 + E \pi + Mr\end{array}$	4,5	2,67	0,15	8,2	3,3	600	250	110
116-3	То же Габбро катаклазпрован- ное	1,0	2,74	0,15	6,5	3,3	640	180	74
116-2	Пл + Ппр + Амф + + Мг	0	3,03	0,33	11	6,9	730	210	55
	Бластомилониты	1144	1 00	1.10	45	20	700	470	170
116-1 116	Пл + Ро + Бп + Кв То же	-	4,83 4,28	$^{1,49}_{2,38}$	15 19	55	660	200	190
		Раз	pes J	№ 119					
	I Габбро-диорит	LU)UC -	î i	0	15,00	1		- m	1
119-3	$\Pi$ л <sub>45</sub> + МПпр + Mr + + Би	6,0	2,18	0,58	8,2	17	410	710	63
	Катаклазированный габбро-диорит	1.1			1.11		41	19	121
119-4	$II_{II} + MII_{II}p + Po + AM\phi + Би + Hano + Mr$	2,2	2,06	0,45	8,2	13	410	350	48
119-2	То же	0	2,25	0,42	6,4	11	500	480	76
	Бластомилониты	100	0.50	0.70	15	99	640	240	120
119-1 119	Пл + Ро + Би То же	=	3,50 4,0	0,76	15 17	23 32	910	100	26
		Раз	рез Ј	№ 127					
	Плагиоклазовые клинопироксениты	17		0-14			1		
127-4 127-3	МПир + Пл + Ро + Ол То же	4,0 1,5	1,0 1,03	$^{0,50}_{0,53}$	6,1 6,1	5,6 4,8	230 330	330 260	150 110
	Катаклазированные пироксениты			51. m 21. m	ndbr a	a mana A mana	1997 I 19 1997 I 19	torgan ta	
127-2	$ M\Pi up + Am\phi + \Pi \pi + Hap + Mr $	0,5	0,98	0,55	4,4	6,1	270	200	110
127-1	Пир + Ро + Цо + Хл+ + Би + Пл + Скап	0	1,13	0,55	14	9,3	510	150	110
	Бластомилонит	The	0.92	1.02	7.0	20	660	170	66
127	Пл + Ро + Би		1 3,23	1,20	7,9	1 20	000	1 110	00
		Раз	pes .	№ 128					
	Клинопироксениты			111-8					
128-5 128-4	МПир + Ол + Ро То же	12,5 4,5	0,52 0,52	0,31 0,16	5,1 5,3	2,0 2,0	60 90	210 200	1300 1100
	Бластокатаклазиты						000	900	070
128-3 128-2 128-1	Пир + Ро То же »	3,1 1,1 0,1	0,08 0,11 1,11	0,35 0,39 0,35	8,6 3,5 6,4	2,4 2,0	100 150	230 230 240	1100 800
	Бластомилонит		10045		in the	1997			
128	Ро + Пл	1.7	3,79	0,28	6,2	1,2	540	220	280

Бирхинского массива габброндов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	$\frac{K}{Rb}$	$\begin{vmatrix} Na_2 O + \\ + K_2 O \end{vmatrix}$	$\left  \frac{K_2O}{Na_2O} \right $	$\frac{Cr}{V}$	Ni Co	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Rb Sr
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
T.	171 201	1	-8	đ	Разі	рез Ј	№ 116		- 113 - - 11 junt - 11 junt - 11 junt	iguttel Empil For		
1.00	-021			- 301	28,0	1	6,1	1.1.2	din V Din M	$D_{H} = 100$	1.514	0.000
47 38	100 1005 1	- E	68 48	110 63	10,52 9,88	377 377	2,82 2,89	0,06 0,05	$0,44 \\ 0,41$	1,62 1,31	6,31 4,55	0,083 0,005
42		2,0	37	35	8,71	397	3,36	0,11	0,26	0,95	8,57	0,009
30 35	-	3,0	38 50	160 250	8,79 8,14	325 359	$^{6,32}_{6,66}$	0,31 0,56	1 0,95	4,21 5	4,86 3,38	0,054 0,83
	- 685	100		4	Раз	рез	I № 119	ta)	- 11	- 12	1	1
									- upži	(- mil)	- 101	15.0
52	1,5	2,4	69	52	19,53	283	2,76	0,27	0,09	0,75	5,08	0,041
1.215	1012		- 201	19	aria.	26,0	9.1		int -	ðquð	-	
32 63	2,1 1,3	214 210	46 74	28 52	20,12 18,67	287 317	2,51 2,67	0,22 0,19	0,14 0,16	0,61 0,70	4,72 4,74	0,032 0,022
40 15	-	2,2 2,5	48 16	130 18	8,70 9,02	274 303	4,26 5,17	0,22 0,29	0,50 0,26	2,71 1,13	6,31 5,35	0,036 0,035
					Раз	pes	№ 127					
	-	0=0						0.50		on'i distel	half.	1-111
87 87	=	=	76 50	81	10,97	916	1,50	0,50	0,45 0,42	$1,45 \\ 1,62$	3,63 2,83	0,024 0,015
191	inth.	1001	12	11	12.0	101	ñ.S.		nA. Intel	DOLD!	ing in	1000
74		_	50	87	10,08	748	1,53	0,56	0,55	1,74	2,79	0,023
50	-	-	50	93	9,95	491	1,68	0,49	0,73	1,86	2,16	0,018
30		3,0	28	48	10,30	510	4,46	0,38	0,39	1,71	2,86	0,030
1.5					Раз	p'e a	№ 128					
87 80	=	3,4 4,2	87 68	170 140	9,48 8,86	1287 664	0,83 0,68	0,60 0,31	6,19 5,5	1,95 2,06	6,58 6,57	0,033 0,022
89 81 90	III	4,3 3,0	68 69 74	140 140 140	8,29 9,29 10,03	570 1349 1452	0,43 0,50 1,46	4,38 3,55 0,32	3,35 4,78 3,33	2,06 2,03 1,89	3,85 2,20 3,80	0,023 0,024 0,013
41	_	4,7	22	34	7,57	1937	4,07	0,07	1,27	1,55	4,37	0,002

8\*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Раз	рез	№ 115					
	Габбро	()		1	Î.	-	-	1	-
15-5	$\Pi_{\pi_{54}}$ + МПвр + + РПвр + Би + + Кпш + Рудн То же	15 2 5	3,73	0,63	13	16	610 610	140	38 87
15-3	$\Pi \pi + \Pi up + Am\phi +$ + $Eu + Fum$	1.5	3.67	0.85	10	20	600	490	420
15-2 15-1	$\Pi_{\pi} + \Pi_{\mu} + A_{M} \Phi$ To жe	1,5 0	3,51 3,41	0,85 0,82	9,1 13	$25 \\ 24$	620 600	130 200	130 72 100
	Бластомилонит								
15	Кв + Пл + Ро + Эп + + Карб + Би	-	3,50	0,94	15	29	610	210	110
		Раз	рез 🤅	№ 107					
	Диорит	Sint		1	2893	1		1	1.25
07-4	$ \begin{array}{c} \Pi \pi_{34} + \text{Kmm} + \text{Kp} + \\ + \text{Po} + \text{Bm} + \Pi \text{mp} + \\ + \text{Am} + \text{Mr} \end{array} $	18	4,0	2,03	14	41	580	380	87
	Бластокатаклазиты								
07-3	$\Pi \pi + K_B + Kum + AM\phi + Em + Kap6$	6	1.98	0.07	42	20	620	490	440
07-2	$\Pi \pi + Po + Би +$ + Карб + Кв	0	3.38	2.12	23	46	580	240	440
	Бластомилонит		0,00	-,		10	000	510	140
07	Пл + Кв + Ро + + Би + Карб		3,15	1,54	15	39	610	130	190
	Бластомилонит афани- товый								
07-1	Кв + Пл + Карб + + Бп + Ро		3,56	2,64	31	60	620	160	220
		Pas	, рез Ј	№ 117					
	Габбро	[ ]		[	[	1	í i	É la	÷
17-1	Пле5 + МПир + Ол	2,0	1,24	0,17	7,3	9,7	650	110	89
	Габбро катаклазиро-	1001	BIG		18			1	
17-2 17	ванное Пл + МПир + Амф Алб + Акт + Карб +	0,5	1,04	0,22	11	8,7	670	100	63
	+ Би	-	1,89	0,32	19	14	450	140	63
	1 1 1 2 1 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1			00.00	1.00	100		1.000	5 101
	ј Диориты	Раз	pes.	№ 106 I	30	50		E.	102
)6-2 )6-1	Пл <sub>35</sub> + Кв + МПир + + Ро + Би То же	1,2 0	3,42 3,44	$^{2,45}_{2,0}$	16 16	71 58	540 580	150 120	170 130
06	Катаклазит Пл + Кв + Хл + + Му + Барб + Гау		3.40	1 01	12	62	100	160	140
	1 my 1 mapo 1-16W	29.11	0,40	1,91	10	04	460	100	140

Cr/V и Rb/Sr (см. табл. 25). Степень окисленности Fe в минералах от исходных пород к БTM возрастает и особенно сильно в БTK. Зона БTK характеризуется несколько повышенными содержаниями (по отношению к исходной породе) Li, Rb, Sr, V; по мере удаления от милонитов вкрест зоны на 42,5 м, по мере снижения степени преобразования пород, моно-416

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
					Раз	рез	№ 115					
										1.000	me	1
17 30	5,5 —	12,1 5,4	21 33	32 85	8,95 7,83	327 278	4,36 4,34	0,17 0,25	$^{0,27}_{0,46}$	$^{1,52}_{2,58}$	5,30 2,80	0,026 0,043
22 23 36	1,9 5,0	1,9 3,0 6,3	25 28 38	37 78 95	7,63 7,33 7,00	336 282 284	$4,52 \\ 4,36 \\ 4,23$	$0,23 \\ 0,24 \\ 0,24$	$1,08 \\ 0,55 \\ 0,50$	$1,48 \\ 2,79 \\ 2,50$	$3,02 \\ 2,02 \\ 3,70$	$0,035 \\ 0,040 \\ 0,040$
46	2,6	6,6	49	110	7,62	269	4,44	0,27	0,52	2,24	3,23	0,048
	1	1 1		1	Раз	рез	№ 107 I	1	1	1	1	I
27	2,1	2,1	35	85	6,67	411	6,03	0,51	0,23	2,43	6,02	0,071
38	2,3	3,8	37	93	6,22	288	5,25	0,23	2,44	2,51	2,86	0,045
50	2,6	1,2	40	110	6,72	383	5,50	0,63	1,75	2,75	2,73	0,079
30	-	1,5	25	74	6,25	328	4,69	0,49	1,46	2,96	4,34	0,064
30	1,7	2,5	35	59	6,40	365	6,20	0,74	1,38	1,69	2,81	0,097
	9				Раз	рез	№ 117		histor.	3.16	10	
48	-	-	50	. 85	6,22	145	1,42	0,14	0,81	1,70	19,73	0,015
33	_	1,4	44	76	4,83	210	1,26	0,21	0,63	1,73	8,66	0,013
46	-	1,3	40	59	6,58	190	2,21	0,17	0,45	1,48	2,09	0,031
	insi insi insi	a nat		nusin.	Раз	pęз.	№ 106	p o o alte	) in 1	untan	in and the	14
	incin.	/lound						0.50				
30 21	11.77.5	=	24 23	66 54	7,12 7,53	286 286	5,87 5,44	0,72 0,58	1,13 1,08	2,75 2,35	3,51 3,07	0,131 0,100
30	9 <u>.19</u> 8	-	34	54	7,12	256	5,31	0,56	0,88	1,59	2,12	0,129

тонно возрастают содержания Cr, Sc, Co и Ni. Судя по единичным пробам, процесс милонитизации сопровождается привносом U и Th (табл. 27). Таким образом, в данном случае мы фиксируем в пироксените ранпие этапы плагиогранитизации с образованием Ро + Пл парагенезиса. Необычным является аномально высокий привнос Al, значительно превыша-





ющий поступление Si и щелочей. Столь же очевиден процесс привноса Al и при формировании зоны милонитизации по габбро-диоритам, изученной на разрезе № 119 (см. табл. 25).

Габбро-диорит,  $\sigma = 3,09$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{134}\mathrm{Ti}_{7,63}\mathrm{Al}_{36,7}\mathrm{Fe}^{3+}_{8,9}\mathrm{Fe}^{2+}_{38,3}\mathrm{Mn}_{0,68}\mathrm{Mg}_{33,8}\mathrm{Ca}_{34,9}\mathrm{Na}_{14,2}\mathrm{K}_{3,24}\mathrm{P}_{3,18}\times\\ \times \left[\mathrm{O}_{461}\left(\mathrm{OH}\right)_{26}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{4}\right]_{498} \end{split}$$

Габбро-диорит амфиболизированный, на контакте с зоной милонитизация,  $\sigma = 3,16$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{139}\mathrm{Ti}_{7,33}\mathrm{Al}_{63,1}\mathrm{Fe}_{10,1}^{3+}\mathrm{Fe}_{36,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,69}\mathrm{Ng}_{33,1}\mathrm{Ca}_{35,7}\mathrm{Na}_{13,3}\mathrm{K}_{1,77}\mathrm{P}_{3,35}\times\\ \times \left[\mathrm{O}_{479}\left(\mathrm{OH}\right)_{30}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{2,5}\right]_{514}. \end{split}$$

Биотит-амфибол-плагиоклазовый бластомилонит, проба 119,  $\sigma = 2.82$  г/см<sup>3</sup>.

 $\begin{array}{l} \mathrm{Si}_{141}\mathrm{Ti}_{2,37}\mathrm{Al}_{106,1}\mathrm{Fe}_{2,96}^{3+}\mathrm{Fe}_{17,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,33}\mathrm{Mg}_{18,1}\mathrm{Ca}_{24,9}\mathrm{Na}_{20,2}\mathrm{K}_{4,24}\times\\ \times\mathrm{P}_{0,71}\left[\mathrm{O}_{463}\left(\mathrm{OH}\right)_{19}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{0,5}\right]_{483}.\end{array}$ 

Образование собственно Ро + Пл  $\pm$  Би метасоматита сопровождалось значительным привносом Al и в меньшей мере Si, Na, K и выносом Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P.

Для этой зоны весьма характерны увеличение степени восстановленности Fe в минералах и снижение доли CO<sub>2</sub>. Существенно изменяется микрокомпонентный состав породы. Так, в БТМ значительно возрастает содержание Li, Rb, Sr, U и Th, но снижается V (в 5—7 раз), Cr, Sc, Co, Ni, Au. Иными словами, это типичные черты процесса гранитизации — вынос халько- и сидерофильных компонентов и привнос литофильных. Необходимо подчеркнуть частично проявленную тенденцию накопления в промежуточной зоне БТК, часто на контакте с БТМ, элементов, выносимых из стержневой зоны милонитизации или же привносимых в нее: Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni. Наряду с переносом этих элементов вдоль зоны, отмечается их частичное осаждение и в окружающих БТМ в значительной мере катаклазированных и преобразованных породах. Судя по соотноше-148

## Таблица 26

№]пробы	Порода	Au
	Бирхинский массив	
128-5	Клинопироксенит	4,3
128-1	Клинопироксенит амфиболизи-	1,7
128	Бластомилонит	0,6
127-3	Клинопироксенит плагиоклазо- вый	2,0
127-1	Клинопироксенит катаклазиро-	4,7
127	Бластомилонит	3,8
116-4	Габбро-норит	9,7
116-1	Бластомилонит	0,2
116	То же	0,2
119-4	Габбро-днорит	1,9
119-1	Бластомилонит	0,7
117-2	Габбро амфиболизированное	0,5
117	Бластокатаклазит	3,3
107-4	Диорит	0,2
107-1	Бластомилонит	1,3
100	Бластокатаклазит	9,3

Содержание Au во вмещающих породах и тектонитах, мг/т

69-1	Диабаз	5,0
69	Бластомилонит Амф-Пл	0,2
85-3	Диабаз	2,2
85-1	Бластомилонит Амф-Пл	4,5
58-6	Дпабаз	3,7
58	Бластомилонит Амф-Пл	3,3
91 91-1	Диабаз Бластомилонит хлоритовый	$5,0 \\ 0,2$
79-4 79-3	Диабаз катаклазированный Сланец хлоритовый	$2,0 \\ 5,5$

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены химико-спектральным методом, Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Волынец, ИЗК СО АН СССР,

ниям FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, процесс милонитизации шел при воздействии в доста-точной мере восстановленных флюидов.

Проявление Si-К метасоматоза характерно для БТМ в габбро-норитах на разрезе № 116.

Габбро-норит, проба 116-4,  $\sigma = 2,98$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{146}\mathrm{Ti}_{1,88}\mathrm{Al}_{56,8}\mathrm{Fe}_{4,80}^{3+}\mathrm{Fe}_{20,1}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,48}\mathrm{Mg}_{35,3}\mathrm{Ca}_{33,5}\mathrm{Na}_{20,4}\mathrm{K}_{1,76}\times\\ &\times\mathrm{P}_{0,63}\left[\mathrm{O}_{483}\left(\mathrm{OH}\right)_{16}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)\right]_{451}. \end{split}$$

Биотит-амфиболовый бластомилонит, проба 116,  $\sigma = 2,83$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{array}{l} \mathrm{Si}_{146,7}\mathrm{Ti}_{2,09}\mathrm{Al}_{52,2}\mathrm{Fe}_{2,87}^{3+}\mathrm{Fe}_{16,4}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,29}\mathrm{Mg}_{34,2}\mathrm{Ca}_{23,6}\mathrm{Na}_{18,5}\mathrm{K}_{3,37}\times\\ \times\mathrm{P}_{0,71}\left[\mathrm{O}_{456}\left(\mathrm{OH}\right)_{29}\mathrm{CO}_{2}\right]_{487}. \end{array}$$

Таблица 27

№ пробы	Ассоциация	υ	Th
1	2	3	4
	Бирхинский массив		
	Разрез № 116		
110 2		0.6	0
116-2	$\Pi \pi + \Pi \mu p + \Lambda m \phi$ $\Pi \pi + \Pi \mu p + \Lambda m \phi$	2,6	6,4
	Бластомилониты		100 °
116	Пл + Ро + Бл ± Кв	3,3	7,4
118	Пл + Ро + Би	$^{1,2}$	0,5
	Разрез № 119		
	Габбро-диорит		1
119-4	Пл + МПпр + Ро + Бп	0	0
110-2	Блостомицонит	U	
110		11	7.1
115		1,1	·,1
	Разрез № 115		
	Габбро		1
115-4	Пл + МПир + РПир + Бп	4,1	9,5
115-3	То же	0,3	6,7
	Бластокатаклазиты		
115-2	Пл + Пир + Ро + Би	0	3,5
110-1	Бизстомицонит	v	2,2
115	$F_{P} + \Pi_{T} + P_{O} + \exists_{T} + F_{PO} +$	-10	
110		0	5,2
	Разрез № 107		
	1 Лиориты 1		68
107-4	Пл + Кв + Ро + Би + Пир	0,2	2,7
	Бластокатаклазиты	SCHOOL)	
107-3	Пл + Кв + Ро + Би + Карб	1,8	1,3
107-2	То же	2,2	3,1
	Бластомилонит		
107	Пл + Кв + Ро + Би + Карб	3,1	7,3
107-1	і ўльтрамилонит і	1,0	2,1
	Разрез № 128		
	Клинопироксениты катаклазиро-	1.044.000	
128-3	Пир + Ро	0	0
28-2	Тоже	0	1,9
28-1	» E roomourie	0	0
20	БЛЭСТОМИЛОНИТ Родиции	26	9.4
28	го – пл	2,0	2,1
	Дайкозые базиты Юго-Западного П	оибайкалья	
60-17	Пл + МПир + Ро	0,6 1	0
60-19	То же	1,8	2,1
58-0 85-3	пл – мппр То же	1,4	1.1
0.000.0000		1000.00	1.

10-40/ Cononwonue II w Th a more

0	к	0	п	ч	a	н	Π	e	т	a	бл.	27
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	-----	----

1	2	3	4
	Бластокатаклазиты		
64-4 64-3 64-2 64-1	$\begin{array}{c} \Pi \pi + Po + \Im \pi \\  ext{To же} \\ A \pi \delta + K B + X \pi + \Im \pi + K a p \delta + \\  + E \pi \end{array}$	$0,2 \\ 0,5 \\ 0 \\ 0 \\ 0$	4,1 3,2 3,9 3,6
	Бластомилониты		
60-20 60-21 81 81-4 81-9 64-12 64-12 64-11 74-8 91-1	$     \begin{array}{r}                                     $	3,6 1,6 0 1,2 2,7 0 2,1 0 0	$ \begin{array}{c c} 1,9\\0\\0,1\\3,6\\2,2\\2,7\\4,9\\0\\1,8\end{array} $
64	$An6 + KB + Xn + \partial n + Kap6 ++ Bn$	0	2,8

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология».

Судя по аналитическим данным (см. табл. 24, 25, рис. 33), в ходе формирования БТМ происходит привнос лишь K, Na, Si, F и  $H_2O$  и вынос Fe, Mn, Ca, Al, со снижением плотности породы на 5%, что приводит к образованию Пл-Ро-Би парагенезиса вместо Пл-2Пир ± Фл, Ро. Этот процесс сопровождается накоплением в БТМ Li, Rb, Cr, Ni, в меньшей мере Sr и снижением концентраций V, Sc, Co с отчетливым проявлением тенденции к выносу Fe при возрастании степени его окисленности. Полярность в разделении ряда типоморфных элементов приводит к резкому увеличению отношений Cr/V, Ni/Co и Rb/Sr, что подчеркивает накопление в БТМ Сг. Ni, преобладающий привнос Rb над Sr и вынос V и Со. Как и в других случаях, в БТК непосредственно на контакте с БТМ происходит накопление Sr и в меньшей мере Sc. Преимущественный привнос К по сравнению с Na приводит к увеличению отношения К/Na по мере приближения к милонитам. Для этого случая примечательным является концентрирование в БТМ одновременно двух групп элементов: литофильных, с одной стороны (Na, K, Li, Rb), халькофильных и сидерофильных — с другой (Сг и Ni). Причина такого своеобразия заключается в том, что здесь в условиях повышения окислительного потенциала (снижение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) одновременно сосуществуют Би и Ро со своими специфическими наборами микроэлементов. Весьма характерным для этих условий является вынос Au и привнос U и Th. Здесь же в габбро-норитах на разрезе № 117 (см. табл. 25) описана зона БТК. Судя по сопоставлению исходных пород (см. табл. 24, пр. 116-4) и катаклазитов по ним (пр. 117), процесс сопровождался незначительным выносом Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na (более чем в 2 раза), К и привносом Са, Mg, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, F. Иными словами, это проявление Ca-Mg-углекислого метасоматоза в породе основного состава, с образованием Алб + Трем + Карб + Би метасоматитов и накоплением в них Li, Rb, V, Au. Соответственно из БТК выносятся Sr ,Sc, Ni и Со, возрастают отношения K/Rb и Rb/Sr и снижаются Cr/V и Ni/Co. Ярко выражена тенденция резкого увеличения степени окисления Fe (отношение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> снижается от 19,73 до 2,09). Здесь в отличие от других разрезов является аномальным увеличение содержания золота при росте окислительного потенциала системы. Весьма интересной оказалась зона катаклаза и милонитизации в габбро-норитах на разрезе № 115, где наиболее зрелые БТМ представлены Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + + Би разностями. Поскольку силикатные анализы по этой зоне отсутствуют, то представление о направленности процесса можно получить по



Рис. 33. Флюндно-геохимический профиль (разрез № 116). 1 — габбро-норит; 2 — Амф-Пл бластомилонит; 3 — прожилки Кв и аплитовидного гранита; А — амфиболизация,

изменению минерального состава и поведению микроэлементов. Наиболее значительно БТМ и переходная зона от БТМ к БТК обогащается Li, V, Cr(?), Sc, Pb, Co и Ni и обедняется U и Th. Если же сравнивать наиболее отдаленную от зоны пробу, взятую в 15 м от зоны, с остальными, отобранными максимум на расстоянии 2,5 м, то очевидно возрастание в околомилонитовом пространстве содержаний K, Rb, V, Cr (в 3—4 раза), Sc, Co, Ni и снижение Sn, Pb (см. табл. 25) при более высоком уровне окисления Fe во вновь образованной породе.

На разрезе № 107 была изучена тектоническая зона с ультрамилонитами, представленными афанитовыми разностями (см. табл. 24, рис. 34). Диорит, проба 107-4, σ = 2,78 г/см<sup>3</sup>.

 $Si_{157,8}Ti_{1,15}Al_{56,0}Fe_{3,45}^{3+}Fe_{11,62}^{2+}Mn_{0,28}Mg_{20,4}Ca_{22,8}Na_{18,7}K_{5,96} \times P_{0,40}[O_{463}(OH)_{24}(CO_{2})_{0,5}]_{488}.$ 



Рис. 34. Флюндно-геохимический профиль (разрез № 107). 1 — метадиориты; 2 — граниты; 3 — Би-Амф бластомилониты; 4 — ультрамилониты; 5 — ка-

Ультрамилонит, проба 107-1,  $\sigma = 2,77$  г/см<sup>3</sup>.

$$\begin{split} \mathrm{Si}_{146}\mathrm{Ti}_{1,16}\mathrm{Al}_{54,6}\mathrm{Fe}_{2,85}^{3+}\mathrm{Fe}_{11,07}^{2+}\mathrm{Mn}_{0,24}\mathrm{Mg}_{19,5}\mathrm{Ca}_{21,3}\mathrm{Na}_{19,2}\mathrm{K}_{9,43}\times\\ \times \mathrm{P}_{0,35}\left[\mathrm{O}_{426}\left(\mathrm{OH}\right)_{44}\left(\mathrm{CO}_{2}\right)_{12}\right]_{494}. \end{split}$$

Судя по аналитическим данным, процесс образования ультрамилонитов сопровождался незначительным привносом К, интенсивным CO<sub>2</sub>, F и остальных летучих компонентов. Отмечается снижение в ультрамилоните содержаний Si, Al, Fe, Mg, Ca и увеличение степени окисленности Fe по сравнению с диоритами (см. табл. 24).

Процесс милонитизации диоритов сопровождается увеличением концентрации Sr, Cr и снижением V, Ni, Co при примерном равенстве остальных. Весьма примечательно резкое возрастание в БТК таких элементов, Сопоставление привноса и выноса компонентов в тектонитах

1941			<u>a 8 19 19 19 19 19 19 19 19 19 19 19 19 19 </u>	Пригнос	Вы	нос
№ разреза	Исходная порода	Состав тектонита	Петрогенные	Микрокомпоненты	Петрогенные	Микрокомпоненты
127	Плагноклазовые пиро- ксениты	Пл <sub>30-35</sub> + Ро + Би	Al, Ti, Na, K, P, Si	Rb, Sr, Li	Fe, Mn, Mg, Ca	Cr, Sc, V, Co, Ni
128	Пироксениты	Ро + Пл <sub>35-40</sub>	Al, Na, P, Si	Sr, Li, Pb, U, Th	Fe, Mg, Mn, Ca	Cr, Sc, Co, Ni, Au
119	Габбро-диориты	Пл + Ро ± Би	Al, Si, Na, K	Li, Rb, Sr, U, Th	Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P	V, Cr, Sc, Co, Ni, Au
116	Габбро-диориты	$\Pi_{\Lambda} + Po + Би \pm Кв  Кв + Сф  Карб + Хл$	K, Na, Si, F	Li, Rb, Cr, Ni, Sr	Fe, Mn, Ca, Al	V, Sc, Co
117	Габбро	$egin{array}{c} \operatorname{Am}\check{\phi}+\Pi_{\pi}\pm\Pi_{\Pi} & \\ \operatorname{CKH}+\operatorname{Kap}\delta  ightarrow \Pi_{\pi} & \\ \operatorname{En}  ightarrow \Pi_{\mu} & \\ \operatorname{An}\delta+\operatorname{Akt}+\operatorname{Kap}\delta+ & \\ & +\operatorname{En} & \end{array}$	Ca, Mg CO <sub>2</sub> , F) (H <sub>2</sub> O,	Li, Rb, V, Au	Si. Ti, Al, Fe, Mn, Na, K	Sr, Sc, Ni, Co
115	Гранитлзированные габ- бро-нор <del>и</del> ты	Пл <sub>35</sub> + Кв + Ро + Би		Li, V, Cr(?), Sc, Pb, Co, Ni		U, Th
107	Диориты	Кв + Пл + Карб + + Би + Ро	K (CO <sub>2</sub> , F)	Sr, Cr, Au	Si, Al, Fe, Mg, Ca	V, Co, Ni

как Сг., Sc., Ni. Переход от БТМ к афанитовым БТМ (см. табл. 25) приводит к росту содержаний Na, K, Li , Rb, V, Cr, Pb, Co, увеличению отношения К/Na и значительному снижению стецени окисления Fe. Характерно увеличение концентрации Au в ультрамилонитах по сравнению с диоритами почти в 6 раз (см. табл. 26). По мере преобразования диоритов в них происходит накопление U и Th, достигая максимума в БТМ, но снижаясь в ультрамилонитах. Из сопоставления видно, что в условиях очень высокого преобразования породы до афанитов (типа псевдотахилитов) процесс протекает не изохимически, а с привносом и выносом компонентов.

В табл. 28 приведены результаты сопоставления данных по составу тектонитов с оценкой привноса и выноса компонентов.

При формировании Пл + Амф бластомилонитов по плагиоклазовым клинопироксенитам, когда на заключительных сталиях пропесса отмечается Би - Амф, весьма характерен привнос в аномально высоких количествах Al, а также Na, Si Ti, K, P. что по набору элементов отвечает плагиогранитизации. Однако чрезвычайно высокая степень поступления в тектонит Аl дает основание выделить его в особый тип метасоматоза, который только по набору элементов можно сопоставить с гранитизацией. Соответственно со степенью привноса из пироксенитов выносятся Fe Mn, Mg, Ca.

Вместе с гранитофильными компонентами в тектонит привносятся Rb, Sr, Li, U, Th, a выносятся Cr, Sc, V, Co, Ni, Au. Иными словами, гранитизация или Al-метасоматоз по породам ультраосновного состава в зонах БТМ приводит к мобилизации в них широкого спектра сидеро- и халькофильных элементов.

По габбро-диоритам и габбро развито несколько типов синтектонических метасоматитов (см. табл. 28). В том случае, когда в зонах милонитизации протекали процессы плагиогранитизации, отмечались привнос Al, Si, Na, K и вынос соответственно Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P. Одновременно увеличивается содержание Li, Rb, Sr, U, Th и снижается V, Cr, Sc, Co, Ni, Au, т. е. спектр элементов, характерный и для БТМ по пироксенитам, но еще присоединяются Ti, P, V.

При проявлении в габбро-диоритах полихронных процессов изменения БТМ и плагиогранитизации на первом этапе, затем синхронных с ней или более поздних Кв + Сф прожилков и на завершающих стадиях Карб + Хл ассоциаций происходят привнос К, Na, Si, F и вынос Fe, Mn, Са, Аl. Именно вынос Al подчеркивает щелочно-кремниевый тип метасоматоза с высокой долей участия в нем F. Для микроэлементов характерно возрастание концентрации Li, Rb, Cr, Ni, Sr, когда Li, Rb и Sr накапливаются на ранней стадии K-Na-Si метасоматоза, а Cr и Ni — при развитии хлоритизации и карбонатизации. В итоге проявления всех перечисленных выше процессов в БТМ снижается концентрация V, Sc, Co. Развитие по габбро процессов Са + Мд метасоматоза, протекающего при значительном привносе CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и F, приводит в итоге к формированию Алб + Тр + Карб + Би синтектонических метасоматитов.

Этому процессу предшествуют развитие Амф + Пл  $\rightarrow$  Пир, скаполитизация и карбонатизация Пл, когда отмечается Би -> Пир. Привнос Ca, Mg, Li, Rb, V, Au сопровождается выносом Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na, K, Sr, Sc, Ni и Co. При этом обращает на себя внимание одновременное увеличение концентрации столь различных по физико-химическим свойствам элементов (с одной стороны, Ca, Mg, а с другой — Li и Rb и особенно Аи). По всей вероятности, они привносились в породу не одновременно и отражали разные этапы инверсии флюидного режима процесса. Интересен факт выноса Sr, Sc, Ni и Co при развитии Ca-Mg метасоматоза.

Проявление собственно калиевого, со значительным привносом СО2 и F, метасоматоза по диоритам (разрез № 107) приводит к росту в ультрамилоните Кв + Пл + Карб + Би + Ро состава Sr, Cr, Au и выносу Si, Al, Fe, Mg, Ca, V, Co и Ni. Необычность спектра элементов, извлекаемых флюндом, очевидна, ибо здесь наряду с кремнеземом выносятся Mg, Ca, а среди микрокомпонентов — V, Со и Ni. sector are sell investigation information in a second runnession (012-57

Из приведенных данных следует важный вывод о том, что при высоких активностях во флюиде гранитизирующих компонентов в породу привносятся гранитофильные микрокомпоненты и выносятся Fe, Mg, Ca, Cr, Sc, Co, Ni, Au. Если же активность катионов по сравнению с высокой фугитивностью газов (CO<sub>2</sub>) или активностью анионов (F, Cl) невелика, то направленность метасоматического процесса определяется флюидным режимом. В этом случае при проявлении карбонатизации из исходной породы одновременно выносятся далекие друг от друга по своим геохимическим свойствам элементы (разрез № 107).

Иными словами, направленность процессов привноса и выноса компонентов, степень их концентрирования и мобилизации обусловлены суммой факторов, среди которых роль флюидного режима является главной.

# ФЛЮИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ТЕКТОНИТАХ

Определение методами газовой хроматографии содержаний флюидных компонентов, заключенных в горных породах, позволило дать общую оценку флюидного режима образования тектонитов.

Формирование Пл + Ро + Би бластомилонитов по плагиоклазовым клинопироксенитам (разрез № 127) происходило в относительно восстановительных условиях (H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O = 0,4), в то время как в БТК флюиды были окислены (табл. 29, рис. 35). Процесс образования тектонитов сопровождался привносом в БТМ и БТК в первую очередь H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub> и выносом CO<sub>2</sub> и CO. Если в исходной породе газовой составляющей больше, чем H<sub>2</sub>O, то в БТМ это соотношение изменяется на обратное, хотя доля газовой компоненты достаточно велика.

Соотношение H/C возрастает от 2,5 в клинопироксенитах до 14—23 в БТК и БТМ, указывая на преобладающий привнос H<sub>2</sub> и в меньшей мере H<sub>2</sub>O и вынос CO<sub>2</sub> и CO. Незначительное отличие по степени восстановленности флюидов в исходных породах и в БТМ по ним обусловливает близость значений окисленности Fe в том и другом случаях и одинаковые уровни окисленности H<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub> во всех пробах (см. табл. 29).

Несколько отличен от вышеописанного разрез № 128, где зона милонитизации развита в клинопироксенитах и милониты сложены Ро + Пл, при незначительном привносе H<sub>2</sub>O и выносе всех остальных флюидных компонентов, особенно CO<sub>2</sub>, CO и H<sub>2</sub>. Тенденция вытеснения водой газов из БТМ проявлена довольно отчетливо, что соответствует росту отношения H/C. Иными словами, это наглядный пример мобилизации и уменьшения во вновь образованном тектоните суммы флюидных компонентов по сравнению с исходной породой. Зона БТМ в габбро-диоритах, изученная на разрезе № 119, сложена Пл + Ро + Би ассоциацией и характеризуется привносом в тектоническую зону H<sub>2</sub>O. При этом наиболее высокие концентрации H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и CO устанавливаются в БТК, а H<sub>2</sub> в самих милонитах. Характерно появление в тектонической зоне CH<sub>4</sub>, что соответствует резкому возрастанию степени окисления H<sub>2</sub>, когда H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O в милонитах в 4—5 раз выше, чем в БТК. В соответствии с этим в БТМ максимальна степень окисленя Fe (см. табл. 29).

Из сделанного сопоставления вполне очевидно различие флюидных систем в бластомилонитах и окружающих их бластокатаклазитах. Происходит характерный процесс вытеснения водородом из центральной зоны в промежуточную  $CO_2$ , CO и  $H_2O$ . Таким образом, в зонах БТМ с преобладающим водородным типом флюидов происходит перевод в подвижное состояние в первую очередь углеродсодержащих газов и  $H_2O$ , которые отчасти уходят в окружающие БТК, а частично мигрируют вверх по зоне. Иными словами, это зона генерации собственно водно-углекислых флюидов, которые выше по разрезу должны сменить чисто водородные.

Образование Пл + Ро + Би ± Кв милонитов по габброидам (разрез № 116) происходит также при значительном поступлении H<sub>2</sub>, что обуслов-

		Флюн	дная х	аракте	ристик	а пород	д Бирх	писког	о масси	ива, мл	/ <b>r</b>			Табл	ица 29
Ni пробы	Название и состав породы	L	H₂O	CO2	со	сн.	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	$\frac{H_2}{H_2O}$		Σ <sub>raa</sub>	<sub>ra3+H20</sub>	H/C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_{*}O}$	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
					P a	зрез	№ 116								
	Габбро-норит	1	1 1			1 1	1.1			1		1		1 1	
116-4	$\Pi \pi_{50-54} + M\Pi \mu p + P\Pi \mu p + \Phi \pi + Po + Mr$	4,5	2,3	2,09	0,56	0,003	0,78	_	0,339	0,282	3,463	5,763	2,5	0,601	6,31
116-3	То же Габбро катаклазированное	1,0	3,86	2,76	0,40	Сл.	0,66	-	0,171	0,145	3,82	7,68	3	0,497	4,55
116-2	Пл + Пир + Трем + Мг Бластомилониты	0	2,3	1,74	0,36	2.45	0,9	Τ	0,391	0,207	3,00	5,30	3	0,566	8,57
116-1	Пл + Ро + Бп + Кв	-	3,95	1,08	0,37	0,006	0,21	-	0,053	0,343	1,666	5,616	6 ·	0,297 ·	4,86
116 118	То же Пл + Ро + Би		2,5 1,7	0,60 0,26	0,11 0,02	0,006	1,77 1,29		0,708 0,759	$\left  \begin{array}{c} 0,183 \\ 0,077 \end{array} \right $	2,486 1,573	4,986 3,273	12 21	0,500 0,480	8,38 He onp.
					P a	spea	№ 119								
	Габбро-диорит	1000	1		1	1 1	1		1	1		1		1 1	
119-3	Пл + МПир + Мг + Бп	6	1,4	0,46	0,08	Сл.	0,84	-	0,600	0,174	1,38	2,78	8	0,50	5,08
	Габбро-диорит катаклазированный														
119-4	Пл + МПир + Ро + Тр + Би + + Карб + Мг	2,2	3,4	4,9	1,3	atos	1,23		0,247	0,265	7,04	10,44	1,5	0,67	4,72
119-2	То же	0	5,26	3,99	0,74	0,006	1,7		0,323	0,185	6,436	11,69	3	0,55	4,74
119-1	Бластомилониты Пл + Ро + Би	-	1.6	0,39	0,08	0,006	1,74		1,088	0,205	2,216	3,816	14	0,581	6,31
119	То же	_	2,75	0,22	0,10	0,006	2,91		1,058	0,455	3,236	5,986	35	0,540	5,35

	4	0										П	родоля	кение т	абл. 2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	and the second second				Ра	3 p e 3	№ 127	5			ing spectrum	1.000			
	Клинопироксениты плагноклазовые	r i	1 1			1 1			1	1 1		r 1			
127-4	МПир + Пл + Ро + Ол	4,0	2,3	2,21	0,65	0,003	1,4	—	0,607	0,294	4,263	6,563	2.5	0,65	3.63
127-3	МПир + Пл + Ро + Ол	1,5	5,6	4,0	0,65	0,003	0,13	-	0,023	0,163	4,783	10,38	2,5	0,46	2,83
	Пироксениты катаклазированные														
127-2	Пл + МПир + Ро + Трем +														
107 1	+ Kap6 $+$ Mr	0,5	2,14	2,55	0,66	Сл.	0,54		0,252	0,259	3,75	5,89	2	0,64	2,79
127-1	HIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII	0	8,06	0.69	0.03		0.30	-	0.037	0.043	1.02	9.08	93	0.11	2.46
	Бластомилонит			-,	-,	3.7113	0,00		0,001	0,010	1,02	5,00	20	0,11	2,10
127	Пл + Ро + Би	-	5,92	1.09	0.13	0.003	2.64		0.441	0.119	3,833	8 530	14	0.45	2.86
					Pa	3 0 6 3	Nº 128		1 -,	1 0,110 1	0,000	1 0,000 1	14	0,40	2,00
	Клинопироксениты		1			1 1			1	1 1		1 1		1	
128-5	МПир + Ол + Ро	12,5	3,62	1,78	0,52	0,006	1,05		0,290	0.292	3,356	6.976	4	0.48	6.58
128-4	То же	4,5	3,6	2,15	0,54	0,003	1,11	-	0,308	0,251	3,803	7,403	3,5	0,51	6,57
	Бластокатаклазит														
128-3	Пир Ро	3,1	2,3	3,07	0,56	Сл.	0,72		0,313	0,182	4,35	6,65	1,5	0,65	3,85
148-4	То же	1,1	4,9	0,58	0,04	(United)	1,08		0,220	0,069	1,70	6,60	19	0,26	2,20
100	Бластомилонит														
128	] Ро + Пл	- 1	4,4	0,76	0,07	1	0,54		0,123	0,092	1,37	57,7	12	0,24	4,37
					P a	зрез	№ 115								
	Габбро									1 1		1 1			
115-5	$\Pi \pi_{54} + M\Pi np + P\Pi np + En +$	15	0.0	0.15	0.00	0.000	0.15		0.170	0.100	0.000				27.212
115-4	то же	15	$\frac{2,0}{14,2}$	0,47	0,06	0,006	0,45		0,173	0,128	0,986	3,586	12	0,275	5,30
115-3	$\Pi \pi + \Pi up + Би + Амф$	1,5	7,8	0,43	0,11	0,006	1,65	_	0,212	0.256	2.196	9,996	35	0,102	3.02
115-2	$\Pi \pi + \Pi \Pi p + A M \phi$	1,5	4,2	0,21	0,04	0,009	1,02		0,243	0,190	1,279	5,479	42	0,233	2,02
115-1	Тоже	0	5,18	2,03	0,62	0,009	1,44		0,278	0,305	4,099	9,279	5	0,44	-3,70
15 7 4 4 5	Бластомилонит														
115	Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + Бп	-	6,5	$^{3,65}$	0,83	0,006	1,89		0,291	0,227	6,376	12,88	4	0,495	3,23

D 6					Рε	зрез	№ 107				25				
э. А. Л	Днориты	1	1	1		r			1						
етнико	$ \begin{array}{c} \Pi \pi_{34} + \mathrm{K}\mathbf{B} + \mathrm{Po} + \mathrm{E}\mathbf{n} + \Pi \mathbf{n}\mathbf{p} + \\ + \mathrm{A}\mathbf{n} + \mathrm{M}\mathbf{r} \end{array} $	18	4,24	0,18	0,09	0,006	2,04		0,481	0,5	2,316	6,556	47	0,353	$^{6,02}$
.ឆ្ ឆ. 107-3 ឆ.	Бластокатаклазит Пл + Кв + Киш + Амф + Би + + Карб	6	5,5	5,2	0,79	0,003	1.44		0,262	0,152	7,433	12,93	2,5	0,575	2,86
Савель	Пл + Ро + Би + Карб + Кв Бластомилонит	0	8,00	8,3	1,1	Сл.	1,6		0,200	0,133	11,0	19,0	2,0	0,579	2,73
CB 107	Пл + Кв + Ро + Бп + Карб	$\rightarrow$	7,4	13,0	2,06	0,003	1,41		0,191	0,158	16,47	23,87	1	0,69	4,34
C. C	Бластомилонит афанитовый														
107-1	Кв + Пл + Карб + Бп + Ро	- 1	12,0	14,7	1,13	0,006	0,27		0,023	0,077	16,11	28,11	1,5	0,57	2,81
лышев					P a	зрез	.№ 117								
	Габбро	1	Î.	(	1	1	1		1	í í		1 1			
117-1	Пл <sub>65</sub> + МПир + Ол	2,0	3,12	2,16	0,19	0,003	0,33	-	0,106	0,088	2,683	5,803	3	0,462	19,73
	Габбро катаклазированное					1									
117-2	Пл + МПпр + Амф	0,5	5,51	5,28	0,49	0,006	0,99		0,180	0,093	6,766	12,28	2	0,55	8,66
117	Алб + Карб + Бп + Акт	_	19,6	22	1,26	0,003	0,63	-	0,032	0,057	23,89	43,49	2	0,55	2,09
					P a	зрез	№ 106								
	Диориты	1	1		1	1	1		1	1		1			1
106-2 106-1	Пл <sub>35</sub> + Кв + МПир + Ро + Би То же	$^{1,2}_{0}$	$5,67 \\ 13,0$	$^{0,27}_{5,53}$	$^{0,06}_{0,83}$	$^{0,006}_{0,009}$	$^{1,65}_{2,3}$	_	0,291 0,177	-	$1,986 \\ 8,669$	$7,656 \\ 21,67$	44 5	$^{0,26}_{0,40}$	$3,51 \\ 3,07$
	Катаклазит														
106	$ \begin{bmatrix} \Pi \pi + K_B + X \pi + My + Kap6 + \\ + \Gamma_{eM} \end{bmatrix} $		10,1	10,7	0,87	Сл.	0,17		0,116	0,081	12,74	22,84	2	0,56	2,12

											1. Contra 1.		Оконч	ание т	габл. 2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
			Дай	косые б	іазиты	1020-30	падног	о Приб	байкаль	я					
	Диабазы некатаклазированные	1	1	ſ	1	1	I	1		Ĭ I	10.00	P		r	1
58-6 58-3 51-19	Пл + МПпр + Мг То же »		$3,93 \\ 3,00 \\ 1,4$	$2,16 \\ 2,49 \\ 2,3$	$0,34 \\ 0.48 \\ 0,39$	Сл. 0,007	$0,84 \\ 0.67 \\ 0,60$	— — He	$0,214 \\ 0,223 \\ 0,429$	$0,157 \\ 0,193 \\ 0,170$	$3,34 \\ 3,647 \\ 3,29$	$7,27 \\ 6,647 \\ 4,69$	$     \frac{4}{2,5}     1.5 $	$0,459 \\ 0,549 \\ 0,701$	4,29 1,68 2,21
58-5	))		2,12	1,08	0,20	0,007	0,61	onp. 0,02	0,286	0,188	1,857	3,987	4,5	0,466	3,61
60-17 60-18 60-19 90-11	Бластокатаклазиты Пл + МПир + Амф + Мг То же Пл + Амф + Пир + Эи Пл + Ро + Би		1,5 1,92 5,89 15,2	$0,14 \\ 0,47 \\ 0,40 \\ 0,73$	$0,03 \\ 0,13 \\ 0,13 \\ 0,10$	0,009 Сл. 0,01 0,035	$1,68 \\ 0,70 \\ 1,61 \\ 3,3$	 0,04 He	$1,12 \\ 0,365 \\ 0,273 \\ 0,217$	0,214 0,277 0,325 0,137	$1,859 \\ 1,30 \\ 2,19 \\ 4,165$	$3,359 \\ 3,22 \\ 8,08 \\ 19,37$	$36 \\ 9 \\ 28 \\ 40$	$0,553 \\ 0,404 \\ 0,271 \\ 0,215$	2,68 2,19 2,12 2,55
90-10 90-9 91 64-10 64-1	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$		15,9 19,5 20,2 10,3	$2,3 \\ 0,44 \\ 1,06 \\ 0,98$	$0,09 \\ 0,06 \\ 0,05 \\ 0,19$	0,014 	$2,2 \\ 3,3 \\ 1,6 \\ 1,6 \\ 1,6$	» ·» » »	$0,138 \\ 0,169 \\ 0,079 \\ 0,155$	$0,039 \\ 0,136 \\ 0,047 \\ 0,194$	4,59 3,814 2,71 2,77	20,49 23,31 22,91 13,07	15 14 40 21	$0,224 \\ 0,164 \\ 0,118 \\ 0,212$	2,71 2,99 1,80 Не опр.
74-2 74-1	+ Рудн Пл + Ро + Эц + Бц + Мг То же		$     \begin{array}{r}       18,0 \\       20,4 \\       12,1     \end{array} $	$\begin{array}{c} 4,0\\ 2,37\\ 1,77\end{array}$	${}^{0,20}_{0,30}_{0,18}$	0,007 Сл.	$0,94 \\ 1,68 \\ 1,4$		$0,052 \\ 0,082 \\ 0,116$	$0,05 \\ 0,127 \\ 0,102$	$5,14 \\ 4,357 \\ 3,35$	$23,14 \\ 24,76 \\ 15,45$	9 17 14	$0,222 \\ 0,176 \\ 0,217$	$0,96 \\ 1,25 \\ 0,94$
60-20 60-21 60-22	Бластомплониты Пл + Ро + Эп То же Пл + Ро + Карб		$4,26 \\ 14,5 \\ 5,8$	$0,16 \\ 4,79 \\ 5,3$	$0,04 \\ 0,34 \\ 1,44$	0,007 Сл. —	$^{1,96}_{0,91}_{2,4}$	0,02 He	$0,460 \\ 0,063 \\ 0,414$	$0,25 \\ 0,071 \\ 0,272$	$2,167 \\ 6,06 \\ 9,14$	$6,427 \\ 20,56 \\ 14,94$		$0,337 \\ 0,295 \\ 0,612$	1,77 1,72 3,04
60-23 60-24 91-1 64-11	То же Пл + Ро + Эп Пл + Хл + Карб + Би Пл + Хл + Би + Эп + Карб		$     \begin{array}{c}       6,3 \\       3,5 \\       49,4 \\       32,0     \end{array} $	$5,5 \\ 0,06 \\ 12,8 \\ 21,5$	$0,76 \\ 0,04 \\ 0,72 \\ 1,1$		$^{1,6}_{1,6}_{3,8}_{1,64}$	» » He	$0,254 \\ 0,457 \\ 0,077 \\ 0,051$	$0,138 \\ 0,667 \\ 0,056 \\ 0,051$	7,86 1,7 17,32 24,24	14,16 5,2 66,72 56,24	2,5 106 8 3	$0,555 \\ 0,327 \\ 0,260 \\ 0,431$	3,89 3,93 2,32 He onp.
64-12 74-8 90-3	Пл + Хл + Эп + Карб Пл + Ро + Хл + Карб + Эп Пл + Хл + Карб + Гем		42,7 22,6 22,3	$2,3 \\ 8,2 \\ 11,2$	$0,08 \\ 0,76 \\ 0,072$	-	$^{2,5}_{1,53}_{1,1}$	» He	$0,059 \\ 0,068 \\ 0,049$	$\substack{0,035\\0,093\\0,006}$	4,88 10,49 12,37	$47,58 \\ 33,09 \\ 34,67$	$38 \\ 5,5 \\ 4$	$0,103 \\ 0,317 \\ 0,357$	1,87 1,37 1,71
87 74-9	$egin{array}{c} { m KB}+{ m A}{ m A}{ m K}{ m f}+{ m A}{ m K}{ m T}+{ m K}{ m a}{ m p}{ m f}+{ m F}{ m e}{ m m} \\ { m KB}+{ m \partial}{ m m}+{ m X}{ m m}+{ m E}{ m m} \end{array}$		$\begin{vmatrix} 39,0 \\ 6,5 \end{vmatrix}$	$ ^{22,5}_{2,2}$	$0,96 \\ 0,16$	=	$^{1,5}_{0,04}$	» »	0,038 0,006	$0,043 \\ 0,073$	$^{24,96}_{2,4}$	$3,5 \\ 8,9$	$3,5 \\ 5,5$	$0,390 \\ 0,270$	Не опр. 0,44

Примечание. Аналитики Н. В. Забоева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

ливает появление CH<sub>4</sub> в БТМ (см. табл. 29, рис. 33). Отношение H/C резко возрастает в БТМ и имеет наименьшие значения в исходных породах и БТК. Следовательно, и в данном случае водородный флюид вытесняет из центральной зоны CO<sub>2</sub>, CO и, возможно, H<sub>2</sub>O. Общую обстановку в зоне милонитизации можно оценить как восстановительную. В этой зоне отмечается более позднее проявление процессов гранитизации, выразившееся образовании кварц-полевошпатовых метасоматических прожилков в (Кв — 65—70, Пл — 30—35, Би + Амф < 1%). Состав флюидов в прожилках таков (пр. 118-1): H<sub>2</sub>O - 1,62; CO<sub>2</sub> - 0,09; CO - 0,1; H<sub>2</sub> -0,21 мл/г; СН<sub>4</sub> не обнаружен. Если сопоставить эти результаты с данными по милонитам, то очевидно, что процесс гранитизации происходил под воздействием более окисленных флюидов, (H2/H2O = 0,13 по сравнению > 0.7 в БТМ) и низком отношении газ/H<sub>2</sub>O, что указывает на резкое возрастание доли Н.О.

Совсем в ином флюндном режиме протекает формирование Алб – Трем – Карб – Би милонитов по габбро (разрез № 117), где в БТМ резко превалируют  $H_2O$  и  $CO_2$ , когда их концентрация по сравнению с исходной породой возрастает в 6—10 раз, CO — в 6 раз,  $H_2$  — в 2 раза (см. табл. 29) и флюнд по составу является водно-углекислым. Отношение  $H_2/H_2O$  падает от 0,106 в габбро до 0,032 в милонитах, соответственно этому снижается и степень окисленности Fe (FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> уменьшается от 19,7 до 2,09). Таким образом, в данном случае мы имеем процесс воздействия водно-углекислого флюнда с формированием собственно карбонат-амфибол-биотитового метасоматита, с высокими уровнями окисленности флюндных компонентов и железа в составе минералов (см. табл. 29).

Образование по габбро зоны БТМ с Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + + Би парагенезисом (разрез № 115) проходило под воздействием водноуглекислых флюидов с высокой долей СО (см. табл. 29). Судя по отношениям H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O и CO/CO<sub>2</sub>, степень окисления флюнда по сравнению с таковым в габбро несколько снижается, но флюид все же остается окисленным. Соответственно мало изменяется и степень окисления Fe в габбро и БТМ. Таким образом, в отличие от зон с преимущественным водородным типом флюидов в данном случае водород более или менее равномерно распределен в БТМ и БТК, а CO<sub>2</sub> и CO достигают максимальных концентраций в центральной зоне бластомилонитов.

Воздействие существенно водно-углекислого флюида приводит к формированию Пл + Кв + Хл + Му + Карб метасоматитов по диоритам (разрез № 106), когда по сравнению с исходной породой происходит резкое снижение доли Н<sub>2</sub>, но одновременно с СО<sub>2</sub> возрастает количество СО (см. табл. 29). Резко увеличивается сумма газов (в 6 раз) и в меньшей мере Н<sub>2</sub>О (в 2 раза). В табл. 30 приведены результаты газового хроматографического анализа амфиболов из тектонитов Бирхинского массива. Сопоставление флюидов, заключенных в них (исключая конституционную воду). однозначно указывает на то, что у амфиболов, образовавшихся при наиболее высоких температурах, концентрации Н<sub>2</sub> максимальны. Хотя отношение H<sub>o</sub>/H<sub>o</sub>O в амфиболах изменяется не линейно в зависимости от такой же величины в самих тектонитах, общая тенденция очевидна: в тектонитах с восстановленными флюидами отношения H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O в амфиболах наиболее высоки, с окисленными флюидными системами — минимальны. В целом такая же зависимость характерна и для уровней окисления углерода, т. е. соотношений СО/СО<sub>2</sub>. Высокотемпературным синтектоническим метасоматитам в амфиболах свойственно преобладание газовой компоненты над H<sub>2</sub>O (преимущественно H<sub>2</sub>), в низкотемпературных соотношение резко изменяется на обратное. При термическом анализе на дериватографе более высокотемпературные амфиболы с высокими содержаниями H<sub>2</sub> характеризуются и максимальными T разложения (1065—1085°С), а существенно водные — минимальными (1045°С, пр. № 117).

На рис. 35, *а* приведены результаты группировки проб кластер-методом, куда были включены все флюидные анализы пород Бирхинского массива. В первую группу входят неизмененные клинопироксениты и пла-9\* 434

Содержание флюндных компонентов в амфиболах

№ пробы	Ассоциация	Н20	CO2	со	CH4	H2	$H_2$ $H_2O$
119-1	Пл + Ро + Би	1,98	0,26	0,21	0,03	3,98	2,010
118	То же	1,00	0,05	0,11	0,01	4,48	4,480
127	»	2,60	0,14	0,07	0,008	1,06	0,408
115	»	0,70	0,33	0,18	0,02	1,43	2,043
117	Пл + Бп + + Акт + Карб	16,60	0,28	0,032	0,09	0,60	0,036

Примечание. T, °C — температура разрушения кристаллической решетки и выделе — 1500D.

гиоклазовые клинопироксениты (разрез № 127 и 128), неизмененные габбро-нориты разреза № 116, некоторые пробы некатаклазированных габбро и габбро-диоритов. К ним примыкают катаклазированные амфиболизированные клинопироксениты и ряд проб амфибол-плагиоклазовых бластотектонитов. К этой группе по мере ослабления связи присоединяются габбро-диориты, гранитизированные габбро, диориты, амфибол-плагиоклазовые бластокатаклазиты, амфибол ± биотит-плагиоклазовые бластомилониты, т. е. флюидный режим формирования амфибол-плагиоклазовых бластотектонитов близок к флюидному режиму формирования гранитизи-рованных габбро и диоритов. С этими группами очень слабую связь имеют афанитовые ультрамилониты и биотит-амфиболовые карбонатизированные бластомилониты по диоритам, а также бластокатаклазиты из наиболее, по-видимому, низкотемпературных зон дробления (с наложенной хлоритизацией, серицитизацией), для которых характерны окисленный флюид и высокое парциальное давление СО2. Таким образом, тектониты Бирхинского массива различаются по их флюидному режиму: высокотемпературные бластотектониты явились проводниками для водорода и фтора, с которыми переносились гранитизирующие компоненты. Более молодые и низкотемпературные тектониты формировались при повышенных давлениях, при этом рост парциального давления СО, приводил к карбонатизации и препятствовал перекристаллизации и укрупнению зерен других минералов.

Результаты факторного анализа (*R*-тип), проведенного по программе



Рис. 35. Результаты кластер-анализа хроматографических данных, а — Q-тип (I — пироксениты, габбро, габбро-нориты; II — габбро, габбро-диориты, Амф-Пл бластомилониты; III — ультрамилониты, бластокатаклазиты); б, в — R-тип (б — пироксениты, габбро, габбро-нориты, в — Амф-Пл бластомилониты).

#### из бластотектонитов Бирхинского массива, мл/г

CO CO2	Σ <sub>газ</sub>	$\Sigma_{ra3+H_20}$	H C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3+H_2O}}$	$\frac{\rm FeO}{\rm Fe_2O_3}$	T, °C
0,808	4,480	6,46	24	0,693	5,0	1065
2,200	4,65	5,65	65	0,823	7,1	1085
0,500	1,278	3,878	34	0,330	5,0	1085
0,545	1,960	2,660	8	0,737	3,6	1080
0,114	1,002	17,602	87	0,057	4,2	1045

ния конституционной воды. Термический анализ выполнен Н. В. Нартовой на дериватографе Q-

«Кластер» для всех исходных пород Бирхинского массива (пироксенитов, габбро, габбро-норитов), указывают на наиболее тесную связь между CO<sub>2</sub> и СО, обособившихся в отдельную группу и имеющих со всеми остальными компонентами флюида отрицательную связь (см. рис. 35, б). Группировка всех водосодержащих газов и вся структура кластера указывают на разделение флюидной системы на водородную и углеродную, при достаточно высокой концентрации CO2 и CO в этих породах [Летников, 1983]. Образование по ним Амф-Пл высокотемпературных тектонитов происходило, как указывалось выше, главным образом в восстановительных условиях и при значительном привносе Н2, которому сопутствует СН4. Это обстоятельство четко фиксируется в структуре кластера, где разделились окисленные компоненты  $H_2O + CO_2$  и восстановленные  $CH_4 + H_2$ . То, что СО тесно примыкает к СО<sub>2</sub> и входит в группу окисленных флюидов, объясняется в основном сопряженностью реакций переходов CO == ⇐ CO<sub>2</sub>, в то время как H<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> привносились в породу, уже обогащенную углеродсодержащими газами (см. рис. 35, в).

В этом плане весьма интересно сопоставление кластеров по тектонитам Бирхина и Шарыжалгая, где в обоих случаях исходным субстратом для тектонитов являлись габброиды (рис. 36, *a*, *б*).

В первую очередь необходимо подчеркнуть высокую степень идентичности (сравним рис. 35, в и рис. 36, а) кластеров для Амф-Пл высокотемпературных тектонитов в том и другом случае. В них четко выделяется группа  $CO_2 + CO - H_2O$  с высокой положительной силой связи между компонентами. Судя по структуре кластера для исходных габброидов, это в значительной мере реликтовые флюнды, к которым в шарыжалгайских тектонитах с меньшей силой связи примыкает  $H_2$ , а  $CH_4$  обнаруживает сильную отрицательную связь. В то же время в бирхинских тектонитах, где установлен привнос существенно водородных флюидов, обособляются  $H_2$  и  $CH_4$ , имевшие с группой  $CO_2 + CO - H_2O$  очень слабую положительную связь. Таким образом, судя по структуре кластера, устанавливается привнос в первую очередь водорода и метана при значительной степени унаследования от исходной матрицы  $CO_2$  и CO. Совсем иная

структура кластера R-типа для существенно хлоритовых БТМ Шарыжалгая (см. рис. 36, 6). Здесь обособляются восстановленные углеродсодержащие газы — CO + CH<sub>4</sub>; вторую группу образуют  $H_2O + H_2$ , к ним с очень низкой, почти нулевой,

Рис. 36. Кластер-анализ (*R*-тип) флюндных компонентов тектонитов Шарыжалгая. а — Амф-Пл; б — Хл, Амф-Хл.



силой связи примыкает CO<sub>2</sub>. Если учесть устанавливаемый аналитически для этих метасоматитов интенсивный привнос CO<sub>2</sub>, то очевидно, что в этом типе БТМ в результате взаимодействия флюидов с горными породами идут процессы образования CO и CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>.

Из изложенного выше вытекают два важных вывода: 1) в породах Бирхинского массива установлен значительный привнос водорода в зоны милонитов, что сопровождается уникальным по масштабам процессом привноса в них глинозема. Это особый, редко встречающийся случай метасоматоза, реализуемый, вероятно, в достаточно восстановительных условиях; 2) из сопоставления флюидной информации по Амф-Пл высокотемпературным БТМ по диабазам на Шарыжалгае и габбро в Бирхинском массиве очевидна их высокая степень идентичности. Это обстоятельство позволяет полагать близкие возрастные рубежи их проявления или же одинаковый стиль эволюции флюидных систем при их взаимодействии с породами основного состава.

# ОЦЕНКА Т И Р ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

В табл. 31 приведены составы сосуществующих Амф и Пл, а также Би из БТМ Бирхинского массива. Для разреза № 116, где Пл + Ро + Би бластомилониты развиты по габбро-норитам, определены составы всех минералов. В них Ро характеризуется относительно низкими содержаниями глинозема (1,44—1,54 ф. е.), особенно Аl<sup>IV</sup>. *Т* и *Р*, оцененные по экспе-

Таблица 31

1.1.1.1.1.1.1	_ the bit	Преба 1	18		14 A - 190	Проба 11	9	
Компонент	Пл	Амф	Би	пл <sub>кр</sub>	Амф <sub>іср</sub>	Пл <sub>цен</sub>	Амфцен	Би
SiO <sub>2</sub>	56,14	49,21	36,62	60,22	47,73	59,97	42.68	36,91
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,95	2,53	0.00	0,97	0.00	1.47	2.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,04	9,03	16,75	24,16	7,21	24,46	11.13	16.12
$Cr_2O_3$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,31	11,89	14,25	0,25	14,07	0,23	16,47	17,82
MnO	0,00	0,21	0,13	0,00	0,30	0,00	0,32	0,20
MgO	0,00	13,36	14,48	0,00	13,52	0,00	13,62	13,23
CaO	8,17	10,43	0,00	8,87	12,11	9,03	12,03	0,00
Na <sub>2</sub> O	6,42	1,44	0,33	6.25	0,90	6,14	1,27	0,22
K <sub>2</sub> O	0,00	0,56	8,03	0,07	0,56	0,08	1,11	9,11
Σ	94,08	97,07	93,12	99,82	97,37	99,90	97,11	95,83
Si	2,670	7,128	2,791	2,692	7,035	2,680	6,459	2,797
AlIV	1.291	0.872	1 209	1 273	0.965	1.288	1.541	1.203
Ti	0.000	0.104	0.145	0.000	0.108	0.000	0,167	0.126
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000	0.000
AIVI	0.000	0.670	0.205	0.000	0.289	0.000	0.444	0.237
Fe	0.012	1 444	0.908	0,000	1 734	0.009	2.085	1,129
Mn	0.000	0.025	0.008	0.000	0.037	0.000	0,042	0.013
Mo	0.000	2 886	1,635	0.000	2,970	0.000	2,396	1.494
Ca	0.416	1.619	0.000	0.425	1,912	0,432	1,952	0.000
Na	0.591	0.404	0.049	0.542	0.187	0,532	0,374	0.032
K	0.000	0.104	0.781	0.009	0,105	0,004	0,215	0,881
$X_{M\alpha}$		66,31	64,09	_	62,65		52,97	56,68
T.°C	~575	444 400 <b>0</b> 47774	ALL POLY OF 1	~590		~590	THE R	<ul> <li>Address</li> </ul>
P, кбар	$\sim 2$			<2		~4	Securiti	and a

Состав сосуществующих минералов из бластомилонитов Бирхинского массива

риментальному Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, составляют соответственно 575—600°С и 2 кбар. Для БТМ Пл + Ро + Би состава в габбро-диоритах (разрез № 119) также на микрозонде был проведен анализ породообразующих минералов. Амфиболы зональны, в направлении от центра к краю уменьшается содержание Al, Na, K, Ti, Fe и возрастает Si и Mg. В отличие от Амф плагиоклазы не зональны. По Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, для центральной части Амф определены  $T = \sim 590^{\circ}$ С и  $P \sim 4$  кбар, для краевых зон —  $T \sim 590^{\circ}$ С и  $P \sim 2$  кбар, что свидетельствует о значительном снятии давления на заключительной стадии формирования этих милонитов.

Если сопоставить PT-условия формирования однотипных тектонитов Шарыжалгая и Бирхина, то для последних характерны более низкие P при близости температур.

# Глава V

# ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

До сих пор мы описывали тектониты, которые по условиям образования, особенно по T, были регрессивными по отношению к исходным породам. Поэтому переход к толщам, сложенным породами низких ступеней метаморфизма, диктовался необходимостью изучить тектониты с прогрессивным стилем развития относительно парагенетических ассоциаций исходного субстрата. Тектониты подобного рода изучались в протерозойских толщах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и вытянутых вдоль подножия Тункинских гольцов (Восточный Саян).

Здесь среди Хл-Му-Би сланцев была прослежена на 5 км зона рассланцевания, представленная Гр-Ди-Би сланцами. Мощность ее несколько десятков метров, простирание субширотное. Этой тектонической зоне, характеризующейся автономностью, протяженностью и хорошо видимыми ограничениями, свойственна фациальная однотипность минеральных парагенезисов на всем ее протяжении. Вся эта тектоническая структура выделяется по типичному набору минералов, образующихся при более высоких T и P относительно низкофациальных вмещающих сланцев. На всем протяжении породы внутри этой зоны в той или иной мере графитизированы. Исходные массивные мелкозернистые сланцы в зоне сменяются более крупнозернистыми биотитовыми или Гр — Би сланцами, иногда по своему облику более лейкократовыми. На смену им приходят крупнозернистые темноокрашенные Ди-Гр-Би или Ди-Би тектониты, имеющие облик типичных сланцев, в которых кристаллы Ди достигают в длину 0,5-1 см.

Для всей этой зоны характерна высокая степень проницаемости для глубинных флюидов и расплавов. В частности, по биотитовым сланцам образуются метасоматические зонки мусковитого или Му + Гр состава с реликтами Би и Ди. Подобные образования были описаны нами ранее на Кокчетавской глыбе и характеризуют своим проявлением зоны глубокого заложения с восстановленным флюидным режимом [Флюидный режим..., 1980а]. В этой же зоне отмечаются кварцевые и пегматитовые жилы. Иными словами, это долгоживущая структура глубокого заложения со сравнительно выдержанным, в пределах, доступных нашему изучению, термодинамическим режимом.

Нами были детально изучены отдельные поперечные разрезы вдоль этой структуры.

Разрез № 93. Тектониты представлены Кв + Пл + Би, Кв + Пл + + Гр + Ди + Би породами, обычно среднезернистыми (размер зерен лейкократовых минералов в среднем 0,25 мм), в которых порфиробласты Гр достигают 1,5—2 мм. Метаморфическая дифференциация проявлена достаточно хорошо, и в светлоокрашенных слойках основная масса сложена Кв при подчиненной роли Пл. Лейсты Би достигают 1,5 мм в длину, крупные кристаллы Ди бледно-голубого цвета размером от 4—5 мм до 1,5— 2 см встречаются довольно часто. Порфиробласты Гр и Ди содержат многочисленные включения Кв.

Ориентировка новообразованных минералов обусловлена двумя факторами: с одной стороны — направленным давлением, с другой — реликтовой первичной метаморфической полосчатостью, составом отдельных полос. В тектонитах обильна вкрапленность сульфидов Fe, окруженных с периферии оболочкой из окислов, что указывает на инверсию флюидного режима с восстановительного на окислительный. Незначительно проявлен процесс  $My \rightarrow Eu$ . В  $\Gamma p + Дn + Eu$  сланцах карбонат в шлифах отмечен не был, но обильно и во всех минералах отмечается вкрапленность графита, что приводит, в частности, к изменению окраски Би на зеленовато-коричневую. Среди плойчатых  $K = H \pi + \Gamma p + Дu + Eu$  сланцев отмечаются маломощные прослои интенсивно графитизированных сланцев, состоящих из K = H m + Дu, мощность их варьирует от 1 до 2 см.

В лежачем боку этой зоны залегают массивные мелкозернистые серые  $X_{J} + My + Би$  сланцы. Судя по минеральной ассоциации, эти породы формировались в условиях верхов биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Структура сланцев роговиковая, лепидобластовая, отдельные слойки различаются по крупности зерен, от 0,08—0,12 до 0,2—0,3 мм. Метаморфическая дифференциация вещества отсутствует. Содержание кальцита не превышает 3—5%; распределен кальцит во всей породе равномерно. Гидратсодержащие минералы представлены Хл, Му и Би, где Му отчасти отмечается в виде порфиробласт, но чаще мелкий (как и Хл), длиной 0,2—0,4 мм.

Из приведенного описания очевидно существенное отличие сланцев из вмещающей толщи и развитых по ним тектонитов.

Разрез 95 начинается в толще массивных серых мелкозернистых Хл + Му + Би ± Карб сланцев. По мере приближения к тектонической зоне в интервале 20 м наблюдается слабое рассланцевание. Мощность самой зоны ~ 20 м, она сложена дистеновыми сланцами, в которых отмечаются жилы Кв + Пш + Му + Тур пегматитов. Вмещающие Хл-Му-Би сланцы характеризуются низким содержанием Карб (не более 0,5%). Среди лейкократовых минералов преобладает Кв, акцессорные представлены Ап, рудные — сульфидами. Метаморфическая дифференциация проявлена слабо. В краевых частях тектонической зоны зернистость породы растет (размер лейкократовых минералов ~ 0,25 мм), исчезают Хл, Му, Скап. Среди лейкократовых минералов начинает преобладать Кв. Появляется Гр, размер зерен Би увеличивается до 0,6-0,8 мм. Усиление степени рассланцевания в центральной части зоны приводит к образованию Гр-Ди-Би сланцев, когда начинает проявляться метаморфическая дифференциация, и Би обособляется в отдельные слойки. Количество Ди в тектоните варьирует от 1 до 25% при одновременном увеличении содержания Кв. В тектоните во всех минералах устанавливаются включения графита, эпизодически Му или Хл замещают Би.

При пересечении тектонической зоны на р. Шихтолайке (разрез № 96) установлено, что она затрагивает здесь и карбонатные породы, но наиболее отчетливо выражена в сланцах. В висячем боку тектонической зоны залегают мелкозернистые Хл-Му-Би сланцы, в которых Би образует порфиробласты размером до 2 мм. Ниже по разрезу их сменяют Му-Би и Хл-Му-Би полосчатые сланцы с обилием Карб, который образует как самостоятельные прослои, так и цементирует зерна минералов, часто отмечаются прослойки сульфидов. Далее по разрезу залегают мелкозернистые Хл-Гр-Би сланцы.

Развитие зон рассланцевания сопровождается графитизацией, Му -> → Би, появлением Ди и исчезновением Карб. Иными словами, на этом этапе образуются Гр-Ди-Би сланцы, в которых возрастает содержание Кв и снижается Пл. Характерно, хотя и слабо проявлено, замещение Му ->-→ Би, Му + Хл → Би. Проявление процессов кислотного выщелачивания приводит к образованию Гр + Му сланцев и последующему окварцеванию породы. Рассланцевание внутри зоны проявлено неравномерно. Среди Гр-Ди-Би сланцев мощностью ~ 10 м отмечаются массивные полосчатые среднезернистые плотные породы мошностью в несколько сантиметров, сложенные мелкими зернами Кв и Пл, порфиробластами Гр и Ро, в качестве акцессорных присутствуют Цо и Сф. Гранат обычно бледнорозового цвета, диаметром до 3 мм, иногда его скопления имеют слабо вытянутую форму. При общей высокой степени окварцевания породы проявлен процесс  $X_{J} \rightarrow Bu$ , и в Кв содержатся вкрапленники сульфидов, обычно окисленных с поверхности. Эти породы далее по разрезу сменяются катаклазированными Амф-Би и Хл-Амф-Би-Карб сланцами.

Последние представлены массивными мелкозернистыми породами, темноцветные минералы (Хл, Би, Амф) составляют 10—15%. Количество Ка не превышает 5%, он равномерно распределен в породе. Роговая обманка почти повсеместно приурочена к скоплениям карбоната и образуется за счет реакции декарбонатизации. Акцессории (Ап и сульфиды, замещенные с периферии окислами) постоянно отмечаются в составе основной массы, представленной Кв и Пш. Очевидно, в целом степень метаморфизма пород данного разреза выше и отвечает низам амфиболитовой фации.

Вдоль узких зон рассланцевания, в преимущественно алюмосиликатных по составу сланцах, развивается скаполитизация, количество Скап достигает иногда 30%. Характерно снижение содержания Ка с усилением скаполитизации. В зернах скаполита обычны включения Кв, Хл и Би. Таким образом, для данного разреза характерно проявление процессов метаморфизма и метасоматоза, что в итоге создает сложную картину преобразования исходных сланцев.

Разрез № 97 по р. Бухота начинается пачкой тонко-мелкозернистых массивных полосчатых микросланцев. Полосчатость обусловлена чередованием карбонатных и алюмосиликатных прослоев, кроме того, карбонат встречается в цементе лейкократовых минералов. Состав сланцев: Кв — 60—65, Алб — 5—10 до 20, Би — 10—12, Хл — 2—3, Карб — 3%. Размер зерен лейкократовых минералов составляет 0,08—0,1 мм, среди них отмечаются порфиробласты Би, зачастую катаклазированные, что сопровождается Хл → Би.

Ниже по разрезу эти породы сменяются  $X_{\Lambda} + A_{M}\phi + Би сланцами$ (Кв — 50—55, Пл — 20—25, Карб — 10—15, Би — 5, Ро — 3—5,  $X_{\Lambda}$  — ~ 1%). В сланцах чередуются прослои разной зернистости — от 0,01—0,04 до 0,08—0,11 мм. Амфибол приурочен в основном к карбонатным прослоям и, вероятно, формируется при процессах декарбонатизации.

Метаморфическая дифференциация проявлена слабо, но иногда Би образует отдельные маломощные слойки. По мере подхода к тектонической зоне эти породы подвергаются катаклазу. При этом имеют место мобилизация карбоната из цемента в отдельные секущие и согласные прожилки и замещение карбонатом темноцветных минералов. Нарастание катаклаза породы обусловливает сланцеватую текстуру за счет линейного расположения лейст Би, вместе с которым ассоциирует Хл и Амф актинолит-тремолитового ряда. Реже отмечаются секущие сланцеватость порфиробласты роговой обманки, основность Пл возрастает до № 35. Состав: Кв — 50, Пл — 20—25, Би — 25—30, Амф — 1—2 до 25, Хл ~ 1%, размер зерен лейкократовых минералов 0,05—0,16 мм.

Далее вдоль р. Бухота на протяжении ~ 60 м тянутся в различной степени рассланцованные вышеописанные породы. На участках наибольшего рассланцевания появляется дистен, который в основном тяготеет к плойчатым сланцам (Кв — 60—70, Би + Му — 20—25, Пл — 5—10%, Хл и сульфиды, обычно окисленные). Размер зерен Кв 0,2—0,4 мм, в редких случаях отмечаются Му — Ди сланцы.

Далее вверх по р. Бухота среди известковистых мусковит-биотитовых сланцев, катаклазированных и интенсивно хлоритизированных, находится зона рассланцевания (разрез № 99) мощностью около 10 м с явным прогрессивным характером процесса. По мере приближения к зоне в породах растут порфиробласты граната, которые в крупнозернистых Би-Гр-Ди сланцах, находящихся в центре зон, достигают в диаметре 1—1,5 см. Среди хлоритизированных пород иногда сохраняются практически незатронутые более поздним катаклазом Гр-Би-Ди сланцы с вкрапленностью графита, аналогичные вышеописанным. Лейкократовые минералы представлены Кв, Пл<sub>28</sub> и составляют в сумме ~ 75%. Усиление хлоритизации приводит к исчезновению дистена и образованию Гр-Хл сланцев, затем в них появляется синевато-зеленая роговая обманка и образуются секущие прожилки Алб.

Здесь же в мелкозернистых бурых сланцах (Кв — 55—60, Би — 20— 25, Пл<sub>5-8</sub> — 15, Му — 2—3, Карб — 1—2, Скап — 1%) находится зона слабого катаклаза мощностью около 5 м (разрез № 98). При катаклазе в породе возникают многочисленные трещины и зеркала скольжения, плагиоклазы мутнеют, Сер — Пл, Хл — Би. В породе появляются тонкие прожилки Алб. На конечной стадии Би нацело замещается Хл, появляется Эп и секущие метасоматические прожилки Карб, в небольшом количестве сохраняется Му.

Таким образом, во всей тектонической зоне, в ее разных сечениях, для тектонитов прогрессивного этапа характерен ряд типичных признаков, указывающих на глубинную природу этой структуры и активную роль в массопереносе. Повсеместная графитизация тектонитов и параллельное развитие при этом Ди еще раз подтверждают выдвинутый ранее тезис [Летников и др., 1977] о каталитической роли восстановленных флюидов для образования полиморфных разновидностей Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, в данном случае Ди. Другая особенность этой зоны — повсеместное проявление алюмокремниевого метасоматоза, выражающегося в развитии Му-Гр метасоматитов и процессов окварцевания, столь характерных для структур глубокого заложения с восстановительным флюидным режимом [Летников и др., 1977; Флюидный режим..., 1980а].

### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ

В отличие от комплексов магматических и метаморфических пород, описанных выше, в данном случае тектоническая зона развивается в зеленосланцевой толще, где сланцы характеризуются крайне высокой изменчивостью состава. В силу этого обстоятельства более целесообразно описать отдельные разрезы и проследить в каждом случае направленность массопереноса петрогенных и рудных компонентов.

Как уже указывалось выше, разрез № 93 характеризует зону рассланцевания Кв + Би + Гр + Ди состава среди Кв + Алб + Би + Хл + + Му + Карб сланцев. В промежуточной части разреза, примыкающей к тектониту, на фоне исчезновения Карб и Хл появляются Гр и Ди (рис. 37).

Процесс формирования тектонитов с Гр и Ди идет по линии увеличения содержаний Si, Al, F, Ti (табл. 32) и снижения Fe, Mg, Ca, Na, CO<sub>2</sub>. Иными словами, это типичный случай проявления алюмо-кремниевого метасоматоза, идущего по линии декарбонатизации породы и выноса щелочноземельных элементов, Fe и Na. Судя по анализам, эта тенденция прослеживается довольно четко и в поведении микроэлементов (табл. 33). По мере нарастания интенсивности процесса преобразования тектонитов из них выносятся Na, Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U. Широкое развитие окварцевания в центральной зоне сопровождается переносом в соседнюю с нею часть тектонита Fe, Mg, Na, K, Rb, Pb.



Рис. 37. Петролого-геохимический профиль (разрез № 93). 1—4 — сланцы (1 — Хл + Мў + Би, 2 — Гр + Ди + Би + Пш + Кв, 3 — Гр + Ди + + Би + Кв, 4 — Гр + Ди + Би + Кв + графитовые); 5 — катаклаз; 6 — четверт<sub>ич</sub>ные отложения.

В ходе формирования наиболее зрелого тектонита в породу привносятся Со и резко снижаются отношения Ni/Co и Cr/V, соответственно возрастая у Rb/Sr и K/Na. Наблюдающаяся в боковых породах слабая карбонатизация подтверждает данные анализа о выносе  $CO_2$  из тектонической зоны. Весьма характерно резкое увеличение содержания Со в связи с интенсивной графитизацией пород, но другие халькофильные элементы отсюда выносятся. Таким образом, изменение минерального состава породы в связи с формированием синтектонических алюмо-кремниевых метасоматитов приводит в итоге к выносу многих микроэлементов и к общему снижению их суммарного содержания. В первую очередь это касается Sr, Ni, Cr, которые на стадии инверсии флюидной системы и перехода ее к щелочноземельному типу метасоматоза будут накапливаться во вновь образуемой породе.

Хотя силикатные анализы по разрезу № 95 отсутствуют, представление о направленности процесса можно получить по характеру смены минеральных парагенезисов и изменению содержаний микроэлементов и щелочей (см. табл. 33). Увеличение зрелости тектонитов приводит к образованию Кв + Пл + Би + Ди + Гр породы и накоплению в ней прежде всего K, Li, Rb, V, Sc и Fe, с отчетливой тенденцией в выносу Sr, Co,

		Paspes 🕅 🤅	)3		Pa3pe3 № 96	APRIL 1		Paspes Nº 99	5 N	Разре	3 № 98
Компонент	93-1	93-2	93-4	96	96-1	96-4	99-4	99-3	99-1	98-2	98
$SiO_2$	65,06	62,38	68,76	57,00	50,62	62,88	60,52	56,31	66,37	66,95	67,73
${ m TiO}_2$	0,65	0,98	0,99	0,51	0,62	0,95	0,67	0,93	0,62	0,64	0,61
$Al_2O_3$	11,25	15,70	17,30	11,10	12,05	16,70	11,71	18,10	13,60	11,40	10,80
$\rm Fe_2O_3$	1,34	3,60	1,66	0,85	2,05	3,35	1,63	1,74	1,28	0,42	1,69
FeO	3,74	4,32	1,94	3,72	3,93	3,16	3,70	7,25	5,62	4,22	3,10
MnO	0,07	0,07	0,04	0,07	0,13	0,05	0,11	0,13	0,14	0,09	0,06
MgO	2,68	3,14	1,78	3,42	4,51	3,52	2,71	4,15	2,48	4,30	2,17
CaO	5,56	1,35	0,29	11,02	12,67	0,77	7,63	2,95	2,51	3,48	5,41
Na <sub>2</sub> O	1,08	1,94	0,69	3,28	1,30	1,23	1,92	2,77	2,87	1,96	1,84
$K_2O$	2,26	2,79	2,13	0,78	1,86	2,38	2,55	2,76	0,93	3,22	2,13
$H_2O^-$	0,22	0,17	0,38	Не обн.	0,42	0,65	0,25	0,23	0,22	0,15	0,05
$P_2O_5$	0,13	0,08	0,04	0,12	0,09	0,08	0,14	0,15	0,25	0,11	0,12
П. п. п.	2,36	3,16	4,19	1,04	1,60	3,69	2,05	2,59	2,52	1,45	2,11
CO2	3,19	Не обн.	0,11	7,04	7,92	0,11	4,84	0,49	Не обн.	1,65	2,31
Σ	99,59	99,68	100,30	99,95	99,77	99,52	100,43	100,55	99,41	100,04	100,13
F, %	0,062	0,041	0,012	0,039	0,090	0,012	0,050	0,050	0,012	0,040	0,043
Аи, мг/т	7,6	Не обн.	Не обя.	Не обн.	Не обн.	21,0	5,5	Не обн.	1,5	Не обн.	Не обн.

Примечание. 93-1: Кв — 50—55, Пл — 20—25, Би — 15, Карб — 5—7, Хл — 3, Му — 1—3%; 93-2: Кв — 50, Би — 25, Пл — 10—15, Ди — 10, Му — 3%, Гр, графит; 93-4: Кв — 75—80, Би — 10, Ди — 10%, Гр, графит; 96: Пл — 50, Кв — 20, Карб — 10—15, Би — 5—7, Ро — 3.—5, Хл — 3%; 96-1: Скан — 30—35, Карб — 25, Пл — 10—15, Ро — 10—12, Би — 10, Кв — 5—7, Хл — 1—2%; 96-4: Кв — 60, Би — 25—30, Ди — 10, Хл — 1, Му — 1%; 99-4: Пл — 50—55, Кв — 20—25, Кв — 20—25, 00 тит хлоритизированный — 25, Гр — 1%; 99-4: Кв — 80, Пл — 8—10, Би — 5, Гр — 3%; 99-3: Пл — 50—55, Кв — 20—25, биотит хлоритизированный — 25, Гр — 1%; 99-1: Кв — 80, Пл — 8—10, Би — 5, Гр — 3, Ди : 0.2, Гр — 1%; 99-1: Кв — 80, Пл — 8—10, Би — 5, Гр — 103К СО АН СССР.



Рис. 38. Петролого-геохимпческий профиль (разрез № 96). 1-6 — сланцы (1 — Хл + Амф + Би, 2 — Хл + Амф + Би катаклазированные, 3 — Кв + + Пл + Би ± Гр ± Ди, 4 — Гр + Ди + Би, 5 — Ди + Би, 6 — Гр + Му); 7 — Кв + Пл + + Би + Гр ± Хл; 8 — Гр-Амф-Пл окварцованная порода.

Ni, Cr. Как и в предыдущем случае, отмечается обогащение переходной зоны от тектонита к вмещающим породам (в ней уже появляется Ди) целым рядом элементов: Na, K, Li, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Pb, Th; часть из них выносится из центральной части тектонической зоны, а другие поступают сюда с глубинными флюидами.

Высокое содержание карбонатов в породах из разреза № 96 (рис. 38) придает особые специфические черты процессу формирования метасоматитов по тектонитам. По сути дела, в данном случае мы имеем явление глубокой декарбонатизации породы и вытеснение карбонатов гидратсодержащими фазами при развитии Al-Si-K-Fe метасоматоза. Привнос Al, Si, K, Ti, Fe сопровождается снижением концентрации в тектоните в особо значительных количествах Са и в меньшей мере Na и F (см. табл. 32). Несмотря на гетерогенность разреза и разнообразие минеральных форм в слагающих его породах, общая тенденция в накоплении и выносе микроэлементов проявляется достаточно однозначно (см. табл. 33). В наиболее зрелых тектонитах (Кв + Би + Ди + Му<sub>2</sub>) по отношению к исходным породам Кв + Пл + Ро + Хл + Карб состава накапливаются Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U(?), Th и выносятся Sr, V(?). Следуя принятой схеме

Геохимическая характерис

№ пробы	Ассоциация	$N_2O$	K20	Li	Rb	Sr	Co	Ni	v	Cr
1	2 .	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Pa	зрез	№ 93						
93-5	${f KB+Aл d+Eu+\ +X \pi+My+Kap d}$	1,50	2,92	47	89	740	28	110	120	130
93-1 93-2	То же Бр — Пл — Би — Гр —	1,13	2,22	52	66	320	26	85	130	100
93-3	HB + HII + BII + PP + + $HII + My_2$ KB + HII + EII + PP +	1,90	2,68	55	73	90	31	100	140	100
93-4	$\substack{+ \ \Pi \pi + M y_2 + X \pi_2 \\ K B + B \pi + \Gamma p + \Pi \pi}$	$2,35 \\ 0,63$	$2,59 \\ 2,06$	56 43	75 58	90 20	28 60	79 30	130 140	89 36
		Pa:	зрез	№ 95						
95-3	Кв + Пл + Бп +			[	1				<u> </u>	
05.2	$+$ My $+$ X $\pi$	1,75	0,95	30	43	110	16	44	46	40
95-2 95-1	$KB + \Pi \pi + Bu + \Gamma p$ $KB + \Pi \pi + Bu + \Gamma p +$	1,02	1,47	-02	44	30	14	49	59	40
95	$+$ $\Pi$ <sup>H</sup> $+$ $M$ <sup>Y</sup> <sup>2</sup> $K$ <sup>B</sup> $+$ $\Pi$ <sup>II</sup> $+$ $H$ <sup>H</sup> $+$ $H$ <sup>II</sup> $+$	2,91	2,64	66	79	110	22	89	59	63
	+ Дπ + Гр	1,45	2,63	81	82	90	12	32	100	32
		Раз	врез	№ 97						
97	$ \begin{array}{c} {}^{\mathrm{KB}}\mathrm{+}\Pi\pi\mathrm{+}\mathrm{En}\mathrm{+}\\ \mathrm{+}\mathrm{X}\pi\mathrm{+}\mathrm{Kap6} \end{array} $	1,81	2,60	18	74	120	21	83	130	72
97-2	$KB + \Pi \pi + EH + $ + $X\pi + Po + Kapo$	1.67	2.75	18	87	160	19	87	130	79
97-3	Кв + Пл + Би + Хл	1,78	2,23	41	58	290	22	190	93	110
97-4	$K_B + \Pi \pi + Б\pi + Ам \phi$	2,36	1,17	52	42	270	35	150	130	240
97-5	Кв + Пл + Му + Дп	1,25	2,97	50	87	70	6,6	34	66	30
97-6	$K_B + H_{\pi} + M_y$	1,13	2,25	56	57	90	13	50	66 E4	40
97-8	KB + III + My	1,02	2,70	44	00	90	11	53	51	40
96 1	$K_{P} + \Pi_{T} + F_{T} + P_{0} + I$	P a	зрез	№ 96						
06.4	$+$ X $\pi$ + Kap6	2,73	0,68	25	29	440	33	91	160	91
90-1	$+$ $\overline{B}$ $+$ $\overline{P}$ $+$ $\overline{A}$	4.00	1 00	10				100	150	100
96-2	+ Kapo KB $+$ III $+$ EII $+$ FD $+$	1,39	1,60	42	55	500	45	190	170	190
96-3	+	2,27	2,9	57	61	110	34	110	110	85
30-3	$+ My_2$	1,83	$2,\!60$	61	71	90	40	200	187	110
96-4	$KB + Би + Ди + My_2$	1,14	2,60	77	81	70	51	150	130	220
96-5	$\left  \begin{array}{c} \mathrm{KB} + \mathrm{II}\pi + \mathrm{ER} + \mathrm{\Gamma p} + \\ + \mathrm{X}\pi \end{array} \right $	3,79	2,0	44	71	120	11	38	42	33
		Раа	врез	№ 98						
98-3	$KB + \Pi \pi + EH + H + My + Kan6 + CKan$	1.75	3.0	30	100	300	13	40	59	25
98-2	То же	1,55	3,20	46	95	300	15	42	71	42
98-1	$ \begin{array}{c} \mathrm{KB} + \Pi \pi + \mathrm{En} + \\ + \mathrm{My} + \mathrm{X\pi} + \mathrm{Kap6} \end{array} $	1,70	3,33	41	100	440	27	68	100	63
98	$ \substack{ \mathrm{K} \mathtt{B} + \mathrm{H} \mathtt{n} + \mathrm{X} \mathtt{n} + \\ + \mathrm{M} \mathtt{y} + \mathrm{K} \mathtt{a} \mathtt{p} \mathtt{b} } $	1,82	2,13	18	47	560	18	55	72	52

тика сланцев и тектонитов

	Sc	Pb	Sn	ΣFe	$\frac{\mathrm{FeO}}{\mathrm{Fe_2O_3}}$	$\frac{Na_{\pm}0+}{+K_{\pm}0}$	K.O Na <sub>2</sub> O	$\frac{Rb}{Sr}$	KRb.	Cr V	$\frac{Ni}{Co}$	U	Th
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
						Раз	рез	№ 93	i a		i .		
	25 19	6 5	$^2_{1,6}$	$^{6,08}_{4,66}$	$2,60 \\ 2,58$	$4,44 \\ 3,35$	$1,947 \\ 1,95$	$0,120 \\ 0,206$	$27,2 \\ 27,9$	1,083 0,769	3,929 3,296	0,9 1,6	7,6 17,7
	25	9,5	1,9	5,99	$2,\!65$	4,58	1,411	0,811	30,5	0,714	3,226	0	8,0
	25 22	9,1 6	2	$^{6,09}_{3,56}$	$2,01 \\ 0,85$	$^{4,94}_{2,69}$	1,102 3,27	0,833 2,9	28,7 29,5	$0,685 \\ 0,257$	2,921 0,5	0 0	$11,4 \\ 12,2$
						Раз	рез	№ 95					
	10 11	Не опр. 3,2	_	$3,59 \\ 3,66$	$3,40 \\ 4,08$	2,70 2,49	0,543 1,441	0,391 0,88	18,3 27,7	0,870 0,780	2,75 3,5	 3,8	4,7
	19	15,8	1,3	$^{6,58}$	9,28	5,55	0,907	0,718	27,7	1,068	4,045	2,4	11,8
	25	8,3	1,9	7,77	1,15	4,08	1,814	0,911	$26,\! 6$	0,320	2,667	-	
						Раз	рез	№ 97					
	23	1,4	2,4	5,87	2,51	4,41	1,436	0,617	29,2	0,554	3,952	1,8	3,4
	26 40	1,7	3,5 4 5	6,14 5.64	2,51	4,42	1,647 1,253	0,544	26,2	0,608	4,579	0	6,4 8 1
	24	2,2	2,3	7,85	7,09	3,53	0,496	0,156	23,1	1,846	4,286	1,7	8,8
	16	19,0	$^{2,6}$	4,48	1,38	4,22	2,376	1,243	28,3	0,455	5,152	4,6	7,1
I	16 18	13,8 13,8	1,5 3,3	5,65 3,92	2,34 3,36	3,38 4,38	1,991 1,704	0,633	32,8 34,7	0,606 0,902	3,846 4,818	$^{0}_{2,7}$	3.8 7,6
			5-13 <b>4</b> ,50 - 11 <b>-</b>	•	- 5100 <b>-</b> 000-00	Раз	рез	№ 96					
	35	4,2	-	4,48	3,23	3,41	0,249	0,066	19,5	0,569	2,76	-	
	46	2,9	1,7	5,42	2,28	2,99	1,159	0,11	24,1	1,118	4,222	2,8	6,0
	24	16,2	-	4,21	3,78	4,36	0,921	0,555	28,4	0,773	3,235	3,7	9,0
	26 39	$10,4 \\ 13,0$	$^{1,5}_{2}$	$^{6,10}_{6,02}$	$\substack{1,91\\0,73}$	4,43 3,74	1,421 2,81	0,878 1,157	$^{30,4}_{26,6}$	$1,264 \\ 1,692$	5 2,941	4,8	14,0 —
	14	8,7	2,3	5,15	4,99	5,79	0,528	0,528	23,4	0,786	3,455	3,6	9,4
						Раз	рез	№ 98					
	10 14	$^{7,9}_{4,6}$	$^{1,8}_{2,0}$	4,85 4,91	$5,64 \\ 5,06$	$4,75 \\ 4,75$	$0,714 \\ 2,065$	$0,333 \\ 0,317$	24,9 28,0	$0,424 \\ 0,592$	3,077 2,8		_
	20	3,8	$^{2,5}$	5,73	7,07	5,03	1,959	0,227	$27,\!6$	0,630	2,519		-
	17	8,3	2,1	4,74	3,05	3,95	1,170	0,084	37,6	0,722	3,056	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Pa	зрез	<b>№</b> 99						.•
99-4	$  \begin{array}{c} \operatorname{KB} + \Pi \pi + \operatorname{En} + \operatorname{My} + \\ + \operatorname{Kap6} + \operatorname{Xn}_2 \end{array} \rangle$	1,57	2,34	24	83	380	17	55	100	100
99-3	$\begin{array}{c} \text{KB} + \Pi \pi + \text{E}\pi + \\ + X\pi_2 + \Gamma p \\ \text{KB} + \Pi \pi_2 + \Gamma p \end{array}$	2,83	2,58	39	80	340	27	89	170	140
99-2	$KB + \Pi \pi + B\Pi + \Pi + \Gamma p + \Pi n$ $FR + \Pi \pi + FR + \Pi$	2,36	2,79	39	80	350	27	71	120	93
99-1	$ \begin{array}{c} \mathbf{R}\mathbf{B} + \mathbf{H}\mathbf{A} + \mathbf{D}\mathbf{A} + \\ + \mathbf{X}\mathbf{n}_2 + \mathbf{\Gamma}\mathbf{p} + \mathbf{J}\mathbf{u} \\ \mathbf{H}\mathbf{n} + \mathbf{H}\mathbf{n}_2 + \mathbf{N}\mathbf{n}_2 \end{array} $	2,81	0,89	31	40	240	20	53	63	91
99	$+ Po + \Gamma p$	3,0	2,0	36	45	700	30	59	200	210

Примечание. Na<sub>2</sub>O,  $\Sigma$ Fe = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — вес. %, U, Th — 10<sup>-4</sup>%, осталь ИЗК СО АН СССР. Аналитики Т. И. Елизарьева, О. В. Агалакова, Т. В. Бобровская,

определения общей направленности процесса метасоматоза по поведению петрогенных компонентов, мы в данном случае и по микрокомпонентам устанавливаем специфические черты этого процесса, заключающегося в совместном накоплении в породе типично щелочных элементов Li и Rb и элементов группы железа — Co, Ni, Cr.

Проявление процессов скаполитизации приводит к возрастанию в породе содержаний K, Li, Rb, Sr, Co, Ni, Cr, Sc, Fe, Al, Mg, Ca, K и CO<sub>2</sub> и значительному уменьшению количества SiO<sub>2</sub>, Na и Pb (см. табл. 32, 33). Усиление окварцевания приводит к значительному снижению содержания многих микроэлементов, а также преимущественно Na по отношению к K. Одной из примечательных черт наиболее зрелых тектонитов этой зоны (а также описанных выше разрезов № 93 и 95) является резкое увеличение в них степени окисления Fe на фоне существенного преобладания FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в окружающих менее зрелых тектонитах и сланцах (хотя в них постоянно отмечается графит). Возможно, это указывает на инверсию флюидного режима при образовании метасоматитов от восстановительного на ранних этапах к окислительному на более поздних.

Поскольку по разрезу № 97 силикатные анализы отсутствуют, то описание процессов массопереноса не может быть полным. Однако некоторые выводы о геохимических особенностях образования тектонитов могут быть сделаны и на основании имеющихся данных по микроэлементному составу породы, содержанию щелочей и железа (рис. 39). Если следовать петрографическому описанию и считать наиболее зрелыми дистенсодержащие тектониты, то для этих пород характерен вынос Na и Fe, а также сопутствующих им элементов — Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, которые отчасти накапливаются в окружающих катаклазированных сланцах (см. табл. 33, пр. 97-3 и 97-4). Одновременно в дистенсодержащих сланцах возрастают содержания K, Li, Pb, U — типичных элементов кремне-щелочного метасоматоза и явлений гранитизации. Характерная особенность этой зоны резкое возрастание степени восстановленности Fe в катаклазированных породах, особенно в разностях, сопряженных с дистенсодержащими тектонитами.

Одной из особенностей развития тектонитов по известковистым Му + +Би сланцам (разрез № 99) является образование нескольких разновидностей тектонитов, детально описанных выше.

Прежде всего выделяется прогрессивный ряд пород (см. табл. 32, пр. 99-4, 99-3 и 99-1), когда по мере повышения P и T происходит смена характерных минералов: Хл + Би + Му → Би + Гр → Би + Гр + Ди. В этом направлении, несмотря на отдельные вариации, вызванные неравномерностью распределения компонентов в исходных породах, нарастает содержание Si, Al, Na и снижается Ca и K. Соответственно петрогенным компонентам во многом аналогично поведение их типоморфных микро-
Окончание табл. 33

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
					Раз	зрез	№ 99					
21	25,0	2,0	5,65	1,70	3,91	1,490	0,218	23,4	1	3,235	_	-
30	13,2	2,0	9,15	5,78	5,41	0,912	0,235	26,8	0,824	3,296	0	8,1
34	8,1		7,92	10,65	5,15	1,182	0,229	28,9	0,775	2,630	1,8	4,3
25	7,8	1,5	6,95	8,39	3,70	0,317	0,167	18,5	1,444	$2,\!65$		
46	6,9	_	7,76	8,35	5,0	0,667	0,064	36,9	1,05	1,967	-	-

ные — г/т. Анализы U и Th выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутсктеология», остальные — в Т. П. Волынец.

элементов (см. табл. 33). По мере нарастания степени преобразования тектонитов происходит вынос из них всей гаммы определяемых нами элементов (см. табл. 33), что свойственно явлениям окварцевания. Иными словами, проявляется общая тенденция к обеднению тектонита многими рудными компонентами, хотя для некоторых из них разница между содержаниями в исходной породе и тектоните невелика. На этом примере наглядно продемонстрирована одна из характерных черт кремниевого или алюмокремниевого метасоматоза — перевод в подвижное состояние широкой гаммы рудных компонентов в основном за счет исчезновения или резкого сокращения количества таких минералов-концентраторов рудного вещества, как Пл, Амф и Би.

Проявление регрессивных явлений и образование по Би-Гр-Ди тектонитам Хл-Ро-Гр сланцев сопровождается привносом Na, V, Cr, Sc —



Рис. 39. Петролого-геохимический профиль (разрез № 97). 1-7 — сланцы (1 — Хл + Би, 2 — Хл + Би+ Амф, 3 — Би ± Амф, 4 — Би ± Амф, катаклазированные, 5 — Ди + Би + Му, 6 — Му, 7 — интенсивно графитизированные); 8 — жилы кварца (вне масштаба),

🕏 пробы	Порода	υ	Th
00.4	N. N. D.	1.0	17.7
93-1	Хл-Му-Би сланец	1,6	17,7
93-5	То же	0,9	10,0
97-9	»	4,0	10,3
7	Хл-Би сланец	1,8	3,4
36-1	Хл-Амф-Би сланец	2,8	6,0
97-2	То же	0	6,4
97-3		0	8,1
99-3	Гр-Би сланец	0	8,1
97-4	Би сланец	1,7	8,8
96-5	Гр-Би сланец	$^{3,6}$	9,4
)5-2	То же	3,8	4,7
9-2	Гр-Ди-Би сланец	1,8	4,3
6-2	То же	3,7	9,0
36-3	»	4,8	14,0
5-1	»	2,4	11,8
3-2	»	0	8,0
3-3	»	0	11,4
3-4	»	0	12,2
7-5	Гр-Ли-Би сланец мусковити-	10.00 P. P. P.	
1.1.1.1	зированный	4.6	7.1
7-6	То же	0	3.8
17-8	»	2.7	7.6

Содержание U и Th в сланцах, 10-4%

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутскreология».

типичных элементов щелочно-земельного метасоматоза (см. табл. 33). Таким образом, микроэлементы в тектонитах являются тонкими индикаторами для определения общей направленности процесса метасоматического преобразования пород и дают возможность прогнозировать условия перевода их в подвижное состояние или же наметить зоны концентрирования. До сих пор мы описывали преимущественно тектониты прогрессивного типа развития, но на разрезе № 98 исследована зона с регрессивными, по отношению к исходным сланцам, синтектоническими метасоматитами. Судя по изучению шлифов, в наиболее зрелых тектонитах отчетливо проявляется полная хлоритизация Би и интенсивная серицитизации Пл. Судя по силикатным и геохимическим анализам (см. табл. 32, 33), процесс протекает без существенного массопереноса. В тектоните возрастает содержание Si, Ca, CO<sub>2</sub> и снижается Al, Mg, К. Соответственно среди микрокомпонентов выносятся Li и Rb, привносятся Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, характеризуя тем самым обстановку щелочно-земельного метасоматоза, фиксируемого процессами хлоритизации, появлением эпидота и развитием карбонатных прожилков.

Анализируя распределение U и Th в сланцах различных степеней метаморфизма и тектонитах по ним, можно отметить общее повышение концентрации U и Th в них, в то время как повышение степени метамор-





	Пр	ивнос	war an steins	Вынос
Парагенезис	Петрогенные	Микрокомпоненты	Петрогенные	Микрокомпоненты
Кв + Бп + Гр + + Дп	Si, Al, F, Ti	Со	Fe, Mg, Ca, Na, CO <sub>2</sub>	Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U
Кв + Би + Ди + + Му	Al, Si, K, Fe, Ti	Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U(?)	Ca, Na, F	Sr, V
Кв + Пл + Би + + Ро + Хл + + Карб +Скап	K, Fe, Al, Mg, Ca, K, CO <sub>2</sub>	Li, Rb, Sr, Co, Ni, Cr, Sc	Si, Na	РЬ
Кв + Гр + Бп + + Дп	Si, Al, Na	(1.78.000 (1.78.000	Ca, K	Li, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Pb, Sn
Кв + Хл + Ро + + Гр	Na, Ca, Mg	Co, V, Cr, Sc	K, Si	Li, Sr, Pb

Петрохимическая и геохимическая характеристика тектонитов

физма и образование Гр-Би пород сопровождается уменьшением содержания Th. Эта же тенденция отмечается для U и Th в Амф-Би сланцах. Формирование же Гр-Ди-Би тектонитов характеризуется ростом концентрации Th. Проявление процессов кислотного выщелачивания приводит к выносу части Th из породы, хотя содержание U практически не меняется (табл. 34).

Выявленные при помощи кластер-метода (*R*-анализ) связи между микрокомпонентами сланцев и развитых по ним дистеновых тектонитов указывают не только на значительное изменение в составе групп элементов, но и на изменение функциональных связей между группами и элементами внутри групп (рис. 40, *a*, *б*).

В породах субстрата четко обособляется группа элементов, характеризуемых общими чертами в геохимических процессах (Ni + Sc + Cr --Co + V), имеющих между собой довольно сильные связи (см. рис. 40, a). К ним с отрицательной корреляцией примыкают четыре элемента К + + Rb — Sn + Fe, обычно типоморфные (за исключением Fe) для процессов К-метасоматоза или гранитизации. В отдельную группу объединяются со значительно меньшей силой связи друг с другом Na + Pb — Li + + Sr; они на уровне -0,6 примыкают ко всем остальным элементам. Иными словами, среди микроэлементов наиболее четко обособляются две группы: сидерофилов и халькофилов, с одной стороны, и литофилов + Fe - с другой. Это, возможно, указывает на два различных источника сноса материала на стадии формирования осадков или на проявление уже на стадии метаморфизма тенденции к разделению элементов по группам в соответствии с геохимическими свойствами. Если учесть, что первая группа (Ni, Sc, Cr, Co, V) элементов преимущественно концентрируется в Хл и Би, вторая (K, Rb, Sn, Fe) — Му и Би, а Na, Pb, Sr и Li(?) — в полевых шпатах и карбонатах, то преобразование в дистеновые тектониты неизбежно должно приводить к перераспределению этих элементов между отдельными фазами в соответствии с изоморфной емкостью минералов и РТ-условиями процесса.

R-кластер для дистенсодержащих сланцев (см. рис. 40, б) указывает на перестройку всей диаграммы, при этом в первой группе элементов вместо пары Co — V появляется с очень сильной связью пара Co—Cr, к которым примыкают Ni, V и Na. Подобная группировка указывает или на концентрирование Co, Cr, Ni и V преимущественно в Na-содержащих минералах, или же на то, что повышение в тектоните концентрации Na при-10\* водит к их обособлению в одной из минеральных фаз (например, сфене или ильмените). По сравнению с исходными сланцами в дистенсодержащих тектонитах образуется новая группа элементов Sr + Sc - Fe, примыкающая к первой на уровне +0,5 (см. рис. 40, 6).

Судя по ее составу, в данном случае Sr и Sc преимущественно концентрируются в Fe-содержащих минералах, а объединение с первой группой, возможно, указывает на общее их накопление в темноцветах, в данном случае Гр и Би. Развитие в тектонитах процессов Si-Al-K метасоматоза приводит к выносу части микроэлементов, что подчеркивается структурой данного кластера, ибо К — Rb — Pb — Sn слагают отдельную группу и имеют со всеми другими элементами сильную отрицательную связь. Таким образом, при детальном петролого-геохимическом анализе исходных сланцев и тектонитов по ним и при кластер-анализе исходной геохимической информации отчетливо устанавливается перераспределение элементов по группам, указывая на характер и степень метасоматического преобразования пород.

В обобщенном виде петрохимическая и геохимическая характеристика тектонитов приведена в табл. 35. Из сопоставления этих данных очевидно проявление нескольких типов метасоматического преобразования тектонитов. Преимущественное развитие окварцевания с формированием Кв + Би + Гр + Ди пород сопровождается привносом Si, Al, Ti, Fe, Co и выносом, наряду с Fe, щелочно-земельных элементов и Na при широкой декарбонатизации породы и миграции СО<sub>2</sub> в окружающие породы. Эта стадия процесса характеризуется переводом в подвижное состояние Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U и накоплением в породе лишь Со. Сужение масштабов Si-метасоматоза и образование соответственно Ди-Би-Му парагенезиса приводят к расширению круга накапливающихся в тектоните элементов (Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U, Al, Si, K, Fe, Ti) и сужению выносимых из нее (Ca, Na, Sr, V). Следует, вероятно, различать два вида процессов окварцевания в связи с проявлениями определенного флюидного режима: окварцевание в условиях окислительного или восстановительного флюидного режима. Окварцевание под действием существенно окисленных флюидов является процессом преимущественно выноса петрогенных и особенно рудных компонентов. При инверсии флюидного режима от окислительного к восстановительному сопряжению с окварцеванием начинаются процессы образования сульфидов и самородных элементов. Из геологических данных видно, что в ходе инверсии флюидного режима такие условия могут проявляться несколько раз даже в пределах одного эндогенного цикла.

Щелочно-земельно-натриевый метасоматоз, сопровождаемый развитием процессов хлоритизации, приводит к накоплению в тектоните типичной группы элементов — Co, V, Cr, Sc и выносу из нее части литофильных и рудных, в частности Li, Sr, Pb.

Таким образом, явления массопереноса при формировании тектонитов зависят от двух ведущих факторов: от активности во флюиде петрогенных компонентов, определяющих тип метасоматоза, и от его флюидного режима, обусловливающего в основном поведение рудных компонентов.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Результаты определения содержания флюидных компонентов в пзучаемых породах приведены в табл. 36. Все пробы можно разбить на 3 группы по содержанию типоморфных минералов  $(1 - X_{\pi} + M_{y} + E_{u}, 2 - E_{u} + \Gamma_{p}, 3 - \Gamma_{p} + Д_{u} + E_{u} (\pm My_{2} u X_{n_{2}})),$  что дает основание для группировки проб из различных разрезов. Следует заметить, что обилие выделяющегося CO<sub>2</sub> не позволяет провести точный хроматографический анализ исходных карбонатсодержащих Хл-Му-Еи сланцев. Кроме того, при флюидном анализе тектонитов и сланцев мы определяем интегральную составляющую, в то время как процесс формирования этих пород не был однонаправленным и в нем имела место инверсия, возможно и не 148

Флюидная характеристика пород зеленосланцевой фации и дистенсодержащих сланцев, мл/г

№ пробы	Ассоциация	$H_2O$	CO2	со	CH4	H <sub>2</sub>	$\frac{\mathrm{H}_2}{\mathrm{H}_2\mathrm{O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	H/C	$\Sigma_{ra3+H_2O}$	Σ <sub>ra3</sub>	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2}$
97-9	Кв + Алб + Би + Му + Хл + Карб	13,5	30,0	2,00	Сл.	2,20	0,163	0,067	1	47,70	34,20	0,718
95-3	Кв + Алб + Би + Хл + Му	8,4	2,86	0,49	0,003	1,23	0,146	0,171	6	14,12	4,583	0,325
97-2	Кв + Пл + Бп + Ро + Хл + Карб	15,3	7,74	0,95	Сл.	2,60	0,169	0,123	4	26,59	11,29	0,425
95-2	$Kв + Пл + Би \pm Гр$	4,5	0,14	-		1,83	0,410	0	72	6,506	0,874	0,308
96-5	То же	12,0	0,20	0,03	Сл.	3,00	0,250	0,150	131	15,23	3,23	0,212
99-3	KB + Пл + Бп + Гр + Хл	22,4	0,97	0,13	0,01	4,38	0,196	0,134	48	27,89	$5,\!49$	0,197
97-4	Кв + Пл + Би + Ро	21,7	2,63	0,18	0,006	2,55	0,118	0,068	17	27,07	5,366	0,198
96-2	$KB + \Pi \pi + \Gamma p + Д\pi + Б\pi + My$	18,5	0,37	0,03	Сл.	1,50	0,081 -	0,081	100	20,40	1,90	0,093
96-3	То же	18,0	0,33	0,02	0,006	1,86	0,103	0,061	113	20,22	2,216	0,110
96-4	»	16,6	0,43	0,08	Сл.	3,97	0,239	0,186	81	21,08	4,48	0,213
93-2	»	14,08	0,56	0,05	»	1,57	0,112	0,089	52	16,26	2,18	0,134
95-1	Кв + Пл + Гр + Дп+Бп+Му	11,3	0,28	0,06		2,97	0,260	0,214	77	14,61	3,31	0,227
95	Кв + Пл + Гр + Дп + Бп	16,3	0,32	0,03	0,002	0,30	0,018	0,094	94	16,95	0,67	0,040
99-2	То же	18,09	0,44	0,05	0,02	3,22	0,178	0,114	84	21,82	3,73	0,171
93-3	$K_B + \Pi \pi + \Gamma p + Д \pi + Б \pi + X \pi$	18,34	0,49	0,04	0,03	0,60	0,033	0,082	69	19,50	1,16	0,059
93-4	То же	16,7	0,49	0,06	0,02	0,12	0,007	0,122	60	17,26	0,564	0,033
97-6	Кв+Пл+Гр + Ди + Би + Му+Хл	20,02	0,50	0,04	0,01	0,66	0,033	0,08	76	21,23	1,21	0,057
97-8	$K_B + \Pi \pi + My + Бп$	22,2	0,88	0,05	0,006	1,77	0,080	0,057	52	24,91	2,706	0,109
99-1	Кв + Пл + Гр + Би + Хл	19,7	0,37	0,04	0,01	1,95	0,099	0,108	104	22,07	2,37	0,107

Примечание. Аналитики Н. В. Забоева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

149

единожды. Поэтому по наблюдениям в шлифах за закономерностями распределения графита и сульфидов и их последующего преобразования можно сделать вывод о том, что на ранних стадиях возникновения тектонических зон они характеризовались более восстановленным флюидным режимом, а затем произошла инверсия от восстановительного к окислительному. Это выразилось, в частности, в уменьшении содержания графита, окислении сульфидов до их полного исчезновения и увеличении степени окисления Fe в минералах. Эта особенность развития флюидного режима тектонических зон в сланцах хорошо прослеживается.

Так, в разрезе № 93 (рис. 37, табл. 36) Ди и Гр уже содержат включения графита, а сами тектониты — значительное количество H<sub>2</sub>O, которое возрастает по мере развития процессов Хл → Би. В графитизированных сланцах появляется CH<sub>4</sub>. По мере нарастания интенсивности тектонических напряжений, судя по степени окисленности Fe, происходит увеличение потенциала кислорода.

Повышение степени метаморфизма под воздействием восстановленных флюидов сопровождается переходом пород в зоне рассланцевания от типичных представителей зеленосланцевой фации до Му-Би с дистеном, разложением карбонатов и переходом части Са в Пл и Гр. Увеличение доли  $CO_2$  во флюиде ведет к снижению  $P_{H_2O}$  и с ростом *T* обусловливает сокращение поля устойчивости водосодержащих минералов и рост безводных фаз — Гр и Ди. Инверсия флюидного режима, обусловленная ростом  $P_{H_2O}$ , приводит к повторной мусковитизации и хлоритизации минералов тектонитов.

В разрезе № 97, судя по данным хроматографических анализов, процесс разложения карбоната связан со сменой водородно-углеродного флюида (H/C = 4) на существенно водородный (H/C = 17) при заметном снижении доли газов. Возрастание Р<sub>Н<sub>2</sub>О</sub> во флюиде на конечных стадиях процесса приводит к Му -> Ди. Хотя для данного типа тектонитов и исходных сланцев выборка мала и статически неоднородна, все же ряд закономерностей общего порядка намечается вполне определенно: 1) начальные этапы формирования тектонических зон, фиксируемые появлением граната, характеризуются наиболее восстановленным характером флюида. При этом скорость образования графита из газовой фазы намного превосходит скорость роста всех породообразующих минералов, что подтверждается, в частности, постоянным присутствием графита внутри кристаллов Гр и Ди; 2) по мере развития процесса все время нарастает доля  $H_{2}O$  во флюиде и происходит увеличение отношения H/C. Но и на конечных этапах (в условиях воздействия собственно водного флюида) имеют место случаи инверсии флюидного режима, что выражается в замещении  $My \rightarrow Ди, X \pi \rightarrow \Gamma p$  и т. д.

Для изучения характера выделения флюидов из пород при их нагреве было проведено ступенчатое определение газов и воды через интервал в 100°С в породах из разреза № 95. Нагрев производился от 200 до 800°С. При температуре 480—700°С могут разлагаться с выделением конституционной H<sub>2</sub>O лишь хлориты, все остальные минералы устойчивы, за исключением, пожалуй, сидерита. Таким образом, выделяющиеся при нагреве из породы компоненты флюида входят в дефектные структуры минералов различного размера, что и определяет в итоге динамику их выделения из минералов (табл. 37). Судя по характеру кривых выделения из (рис. 41) Гр-Ди-Би, Гр-Ди-Би-Му и Хл-Му-Би сланцев Н<sub>2</sub>О, СО<sub>2</sub> и Н<sub>2</sub>, для каждого выделенного типа пород динамика выделения флюида различна. Особенно это очевидно при сопоставлении близких по условиям образования Гр-Ди-Би и Гр-Ди-Му-Би сланцев, когда совпадение Т-интервалов выделения H<sub>2</sub>O отмечается лишь при 400, 500, 700 и 800°C, но в количественном отношении превалирует Гр-Ди-Би тектонитов. Для них же характерен и резкий тип высвобождения из породы H<sub>2</sub>O при 600°C, что возможно за счет α-β- перехода кварца и указывает на высокотемпературный характер формирования этой породы. Как и следовало ожидать, Н<sub>2</sub>О

Результаты хроматографического анализа сланцев при ступенчатом нагреве, мл/г

№ пробы	Порода	T нагре- ва, °С	$H_2O$	CO2	CO	СН₄	H <sub>2</sub>	$\frac{\mathrm{H_2}}{\mathrm{H_2O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	$\frac{H}{C}$	$\begin{array}{c} \Sigma_{\Gamma a 3 +} \\ +H_2 0 \end{array}$	Σ <sub>raa</sub>	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2O}$
95-3 Σ Σ	Хлорит-мусковит-биоти- товый сланец	$\begin{array}{c} 200 \\ 300 \\ 400 \\ 500 \\ 600 \\ 700 \\ 800 \\ \\ 850 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,42\\ 0,27\\ 0,18\\ 1,05\\ 1,08\\ 1,70\\ 2,18\\ 6,88\\ 8,40 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,02\\ 0,03\\ 0,02\\ 0,07\\ 0,35\\ 1,33\\ 0,87\\ 2,69\\ 2,86\end{array}$	Не обн. » » 0,01 0,16 0,17 0,34 0,49	Не обн. » » » » » » 0,003	Не обн. » » 0,15 0,30 0,69 1,14 1,23	$\begin{array}{c} - \\ - \\ - \\ 0,139 \\ 0,176 \\ 0,317 \\ 0,146 \end{array}$		$47 \\ 19 \\ 20 \\ 30 \\ 7 \\ 3 \\ 6 \\ - \\ 6$	$\begin{array}{c} 0,44\\ 0,30\\ 0,20\\ 1,12\\ 1,59\\ 3,49\\ 3,91\\ 9,91\\ 12,98\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.07 \\ 0.51 \\ 1.79 \\ 1.73 \\ 4.17 \\ 4.58 \end{array}$	$ \begin{array}{c c} 0,045\\ 0,100\\ 0,100\\ 0,063\\ 0,321\\ 0,513\\ 0,442\\ -\\ 0,353\\ \end{array} $
95-2 Σ Σ	Бпотптовый сланец	$\begin{array}{c} 200 \\ 300 \\ 400 \\ 500 \\ 600 \\ 700 \\ 800 \\ \hline \\ 850 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,61\\ 0,17\\ 0,27\\ 0,31\\ 0,53\\ 0,56\\ 0,59\\ 3,04\\ 4,50\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,01\\ 0,02\\ 0,03\\ 0,03\\ 0,05\\ 0,04\\ 0,04\\ 0,04\\ 0,16\\ 0,14\\ \end{array}$	Не обн. » » » » » » » » »	Не обн. » » » » » » » » » » » » »	Не обн. » Сл. » 0,18 0,54 0,72 1,83	$\begin{array}{c} - \\ - \\ - \\ - \\ 0,320 \\ 0,920 \\ - \\ 0,410 \end{array}$	IIIIIIIIIIII	$     \begin{array}{r}       174 \\       47 \\       18 \\       21 \\       22 \\       448 \\       252 \\       \\       72 \\     \end{array} $	$0,62 \\ 0,19 \\ 0,30 \\ 0,58 \\ 0,75 \\ 1,14 \\ 3,91 \\ 6,47$	$\begin{array}{c} 0,04\\ 0,02\\ 0,03\\ 0,03\\ 0,05\\ 0,19\\ 0,55\\ -\\ 1,97\end{array}$	$ \begin{array}{c c} 0,011\\ 0,105\\ 0,100\\ 0,088\\ 0,086\\ 0,253\\ 0,482\\\\ 0,304\\ \end{array} $
95-1 Σ Σ	Гранат-дистен-биотито- вый сланец	$\begin{array}{c} 200\\ 300\\ 400\\ 500\\ 600\\ 700\\ 800\\\\ 850 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,50\\ 2,40\\ 0,20\\ 2,30\\ 1,60\\ 1,09\\ 2,00\\ 10,09\\ 11,30\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.04 \\ 0.11 \\ 0.04 \\ 0.08 \\ 0.04 \\ 0.03 \\ 0.05 \\ 0.39 \\ 0.28 \end{array}$	Не обн. » » » » » » » 0,06	Не обн. » » » » » » » » »	Не обн. » » 0,12 0,54 0,66 2,97	 0,110 0,270  0,260	  	26 $44$ $11$ $59$ $84$ $83$ $108$ $-77$		$ \begin{smallmatrix} 0,04\\ 0,11\\ 0,04\\ 0,08\\ 0,04\\ 0,15\\ 0,59\\ 1,05\\ 3,31 \end{smallmatrix} $	$ \begin{array}{c c} 0,074\\ 0,044\\ 0,167\\ 0,034\\ 0,024\\ 0,121\\ 0,228\\ -\\ 0,227\\ \end{array} $
95 Σ Σ	Гранат-биотит-дистено- вый сланец	$200 \\ 300 \\ 400 \\ 500 \\ 600 \\ 700 \\ 800 \\ \\ 850$	3,90 2,40 2,00 2,30 3,70 2,20 3,80 20,30 46,30	$\begin{array}{c} 0,08\\ 0,11\\ 0,09\\ 0,08\\ 0,06\\ 0,07\\ 0,04\\ 0,53\\ 0,32\\ \end{array}$	Не обн. » » » » » » 0,03	Не обн. » » » » » » 0,002	Не обя. » » 0,06 0,09 0,18 0,33 0,30	0,016 0,040 0,050 0,018	    0,094	97 44 45 57 124 66 197 94	$\begin{array}{c} 3,98\\ 2,51\\ 2,09\\ 2,38\\ 3,82\\ 2,36\\ 4,02\\ 21,16\\ 16,95\end{array}$	$\left \begin{array}{c} 0,08\\ 0,11\\ 0,09\\ 0,08\\ 0,12\\ 0,16\\ 0,22\\ 0,84\\ 0,65\\ \end{array}\right.$	$ \begin{array}{c c} 0,020\\ 0,044\\ 0,043\\ 0,034\\ 0,031\\ 0,070\\ 0,055\\ \hline \\ 0,038\\ \end{array} $

Примечание, Аналитики Н. В. Забоева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР,

151



Рис. 41. Динамика выделения флюндных компонентов. 1 — Хл + Му + Бп, 2 — Би, 3 — Гр + Ди + Бп + Му, 4 — Гр + Ди + Бп сланцы.

резко преобладает над CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>; ее выделение из породы подвержено значительно бо́льшим колебаниям, чем у газов. Весьма характерно, что H<sub>2</sub> фиксируется лишь начиная с T = 500-600°C; с повышением T его концентрация все время растет.

Сравнительное сопоставление динамики газовыделения несет информацию о формах нахождения флюидных компонентов в породе, на что мы уже указывали ранее [Летников и др., 1977; Летников, Вилор, 1980]. Суть этого явления заключается в том, что следует различать две преимущественные формы консервации флюидных компонентов в дефектных позициях минералов: газово-жидкие включения, с одной стороны, и вакансии и дислокации — с другой. Вскрытие включений происходит при сравнительно низких температурах за счет их взрывания при нагреве. Поскольку такие включения окружены роем вакансий, то часть флюидной фазы после взрыва попадает в эти позиции и удаляется из них только при нагреве до более высоких температур [Гегузин, 1976].

Таким образом, можно полагать, что  $H_2O$  и  $CO_2$  преимущественно размещаются в газово-жидких, достаточно крупных включениях, а  $H_2$  в вакансиях и дислокациях. Весьма информативным оказалось сопоставление данных по содержанию флюидных компонентов в породообразующих минералах (табл. 38). Следует отметить, что поскольку в анализируемых минералах содержания CO и CO<sub>2</sub> находятся в пределах точности метода анализа (сотые доли миллиметра), то более достоверную информацию об уровнях окисленности флюидов можно получить из отношений  $H_2/H_2O$  по Би, где концентрации компонентов достаточно велики.

В разрезе № 95 по мере перехода от исходных Хл-Му-Би через Би-Гр к Гр-Ди-Би сланцам постепенно снижается степень восстановленности флюндов (H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O уменьшается от 0,79 до 0,38). В то же время для Би-Гр и Гр-Ди-Би сланцев характерны повышенные отношения СО/СО2. Следует заметить, что подобные факты, т. е. неодинаковое или даже разнонаправленное течение процесса окисления Н<sub>2</sub> и СО, когда Н<sub>2</sub> окислялся, а СО, наоборот, в еще большей мере накапливался в породе, отмечались нами уже неоднократно. Особенности такого явления рассматривались нами ранее и вполне объяснимы с позиции физико-химии [Летников и др., 1977]. Однако в данном случае высокая информативность минералов по их флюидным характеристикам очевидна и заключается в том, что многие параметры в парагенных ассоциациях довольно близки (см. табл. 38, разрез № 95). Так, обращает на себя внимание близость величин СО/СО<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, Σ<sub>газ</sub>/H<sub>2</sub>O для Би, Кв, Пл в пределах одного типа пород, что указывает на неизменность флюидного режима на всем протяжении их образования и существенные его изменения при переходе к следующей минеральной ассоциации. Судя по значениям Н/С в однотипных ми-152

№ про- бы	Минерал	H <sub>2</sub> O	CO2	со	CH4	$H_2$	$\frac{\mathrm{H_2}}{\mathrm{H_2O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σ <sub>ra3</sub>	$\left \Sigma_{ra3+H_2O}\right $	H/C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2O}$	T, °C	Порода
95-3 95-3	Биотит Кварц	9,42 0,18	0,16 0,08	0,13 0,04	0,06 Сл.	7,47 Сл.	0,793	$0,813 \\ 0,5$	7,82 0,12	17,24 0,30	99 3	0,454 0,40	1190 	Хл-Му-Би сланец То же
95-2 95-2 95-2	Бпотит Кварц Плагиоклаз	$14,30 \\ 0,10 \\ 0,84$	$0,09 \\ 0,04 \\ 0,07$	$^{0,13}_{0,06}_{0,20}$	Сл.  0,03	8,71 0,26	0,609 0,310	$1,444 \\ 1,5 \\ 2,857$	$^{8,93}_{0,1}_{0,56}$	$23,23 \\ 0,20 \\ 1,40$	212 2 8	$0,384 \\ 0,5 \\ 0,4$	1165 	Биотитовый сланец То же »
95-1 95-1 95-1 95-1	Биотит Кварц Плагиоклаз Плагиоклаз	$21,33 \\ 0,46 \\ 0,48 \\ 1000$	0,18 0,07 0,034	$0,25 \\ 0,08 \\ 0,06$	0,06 Сл. —	8,27 Сл. 0,16	0,388 0,333	1,389 1,143 1,765	$^{8,76}_{0,15}_{0,254}$	30,90 0,61 0,734	$\begin{array}{c} 122\\ 6\\ 14 \end{array}$	0,291 0,246 0,346	1155 	Гр-Ди-Би сланец То же »
-	+ дистен	1,20	0,07	0,08	-	0,21	0,175	1,143	0,36	1,56	19	0,231		»
95 95 95	Биотит Кварц Плагиоклаз +	$^{32,20}_{4,84}$	$^{0,67}_{0,25}$	$^{0,20}_{0,07}$	$^{0,02}_{0,006}$	4,79	0,149	$^{0,299}_{0,28}$	$5,68 \\ 0,326$	37,88 2,166	84 12	$0,150 \\ 0,151$	1155	Гр-Би-Ди сланец То же
	+ дистен	11,00	0,61	0,05	Сл.	Сл.		0,082	0,66	11,66	34	0,057		*
96 96	Кварц Плагноклаз	0,30 1,15	$^{0,09}_{0,14}$	0,10 0,17	0,01 0,05	0,18	0,157	1,11 1,214	$^{0,20}_{0,54}$	9,50 1,69	3 8	$^{0,4}_{0,32}$	-	Хл-Амф-Би сланец То же
96-2 96-2 96-2	Биотит Кварц Плагноклаз	33,01 0,40 0,48	$0,20 \\ 0,061 \\ 0,09$	$0,21 \\ 0,09 \\ 0,06$	$     \begin{bmatrix}       0,06 \\       0,02 \\       0,01     \end{bmatrix}     $	$6,16 \\ 0,10 \\ 0,21$	$\begin{array}{c} 0,187 \\ 0,25 \\ 0,438 \end{array}$	1,05 1,475 0,667	6,63 0,271 0,37	39,64 0,671 0,85	$\begin{array}{c} 169 \\ 7 \\ 9 \end{array}$	0,167 0,404 0,435		Гр-Ди-Би сланец То же »
93-2 93-2	Биотит Кварц + плагио- клаз + дистен	35,20 1,32	0,74 0,15	0,42 0,06	0,014 0,06	7,2 0,16	0,205 0,121	0,568 0,400	8,374 0,43	43,57 1,75	72 12	$0,194 \\ 0,246$	1165	Гр-Ди-Би сланец То же

Содержание флюндных компонентов в породообразующих минералах, мл/г

Примечание. Т., °С — температура выделения конституционной воды и разрушения кристаллической решетки с образованием новых минеральных фаз. Термичесс ский анализ выполнен Н. В. Нартовой, хроматографический — Н. В. Забоевой и Л. В. Барановой, ИЗК СО АН СССР,

Таблица 38



Рис. 42. Кластер-анализ хроматографических данных. a - Q-тип (I — Гр + Би + Ди, II — Хл + Му + Би, Хл + Амф + Би ± Карб) сланцы;  $\delta, e - R$ -тип ( $\delta$  — Хл + Му ± Амф + Би ± Карб, e -Гр + Би + Ди) сланцы.

нералах, переход от чисто метаморфических пород к зрелым Ди-Гр тектонитам сопровождался возрастанием доли водорода по сравнению с углеродом.

Несколько иные зависимости устанавливаются для Гр-Ди-Би пород в разрезе № 96 (см. табл. 38). Если в исходных Хл-Амф-Би сланцах целый ряд флюидных характеристик для Кв и Пл близок (CO/CO<sub>2</sub>, Σ<sub>газ</sub> /H<sub>2</sub>O), то в Гр-Ди-Би тектонитах у Би они существенно отличаются от таковых в Кв и Пл, что, возможно, указывает на образование их в различных флюидных обстановках.

Сопоставление всех флюидных анализов исследуемых пород, проведенное кластер-методом (Q-анализ), разделяет породы на две обособленные группы (рис. 42, a): в первую включаются тектониты Гр + Би + Ди состава, а во вторую — исходные сланцы с характерными Хл + Му + Би и Хл + Амф + Би + Карб парагенезисами.

Сравнение этих групп методом R-анализа (см. рис. 42,  $\delta$ ,  $\epsilon$ ) еще раз подчеркивает их существенное отличие друг от друга, указывая на их различную генетическую природу. У исходных сланцев выделяется пара  $H_2O + CH_4$  с силой связи +0.7, к ним на уровне +0.5 примыкает CO и +3.8 CO<sub>2</sub>. Иными словами, это структура сложного флюида, который несет в себе черты первичной осадочной, затем метаморфизованной породы (см. рис. 42,  $\delta$ ). Со всеми вышеперечисленными компонентами  $H_2$  обнаруживает сильную отрицательную связь, что указывает на его привнос из другого эндогенного источника.

Воздействие существенно водно-водородного флюида на тектониты отражается на структуре кластера в четком разбиении флюидных компонентов на водородные и углеродные соединения, между которыми обнаруживается сильная отрицательная связь (см. рис. 42, в). В данном случае пара СО — СО<sub>2</sub> отражает долю реликтового флюида в тектоните, а все остальные — привнесенные в тектонит из глубинного источника.

Таким образом, весь комплекс методов, примененных для изучения тектонитов, образованных по сланцам, указывает на то, что процесс их формирования достаточно сложен и сопровождается инверсией флюидного режима. На первых этапах процесса, когда отношение H/C во флюиде не превышало 6, это создавало благоприятные условия для образования графита и сульфидов, поскольку [Гантимуров, 1982] с увеличением во флюиде доли углерода относительно водорода при прочих равных условиях поле устойчивости графита расширяется. Поступление в тектоническую зону H<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O приводило к окислению H<sub>2</sub> на многочисленных кислородных активных центрах деформируемых силикатов, окислов и карбонатов. Все это обусловливало рост  $P_{\rm H_2O}$  и снижение устойчивости карбонатов, их разложение и удаление CO<sub>2</sub> за пределы тектонической зоны, где широко проявлены процессы наложенной карбонатизации. Дальнейшее направление процесса следовало по линии увеличения  $P_{\rm H_2O}$  и расширения поля Би. Как показывают детальные петрографические исследования, на фоне общего нарастания  $P_{H_2O}$  имели место явления локальных флуктуаций флюидного режима — его инверсии от собственно водной к водно-газовой системам. В этом случае отмечается рост Гр и Ди, а затем замещение их Би, Му и Хл. Более детально механизм этого явления был рассмотрен нами ранее на примере синтектонических метасоматитов Кокчетавской глыбы [Летников и др., 1981].

Одним из следствий такого процесса явились собирательная перекристаллизация графита и замещение сульфидов окислами, которые знаменуют завершающие стадии формирования достигших высокой зрелости Ди-Гр-Би тектонитов.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ Т И Р ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

Использование рентгеновского микроанализатора дало возможность определить составы сосуществующих минералов и подойти к оценке термодинамических условий их формирования (табл. 39, 40).

Термодинамические условия формирования сланцев оценивались по составам сосуществующих Гр и Би, Гр и Пл, Амф и Пл, по известным уравнениям и графикам. Оценка Т и Р производилась в четырех разрезах.

Температура рассчитывалась по формуле Л. Л. Перчука [1983]:

$$t^{\circ}C = \frac{3947,5}{\ln K_D + 2,868} + 252,25 \left(X_{Mn}^{\Gamma p} - 0,035\right) - 273,$$

исходя из предположения об изоморфном замещении в гранате,

Mn≠Mg + Fe и Fe≠Ca.

Давление оценивалось по формуле

$$P(10^{5}\Pi a) = [A + BT + 24,939T [ln X_{An}^{\Pi\pi} + 2ln (1 + X_{An}^{\Pi\pi}) - ln X_{Grcs}^{\Gamma p}] + 3 (1 - X_{An}^{\Pi\pi})^{2} (8577 + 39293X_{An}^{\Pi\pi}) - 3 [(23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Py}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Grcs}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T) X_{Fy}^{\Gamma p} (1 - X_{Fy}^{\Gamma p}) + (23864 - 5,196T$$

+  $(10058 + 1,079T) X_{Grcs}^{\Gamma p} (2 - X_{Grcs}^{\Gamma p})]]/[C - 19,106 (0,2 - X_{Grcs}^{\Gamma p})^2]$ , rme A = 48569, B = -176,728, C = -6,306, T - температура, К.

где A = 48509, B = -176,728, C = -6,506, T — температура, К. В ряде случаев оценка температур и давлений производилась по валовому составу Би и Пл, что, естественно, искажает результаты.

Экспериментальный Амф-Пл геотермобарометр Л. П. Плюсниной, используемый нами, разработан для метабазитов, тогда как в наших пробах чередуются алюмосиликатные, карбонатные и магнезиально-железистые сланцы, что не дает нам основания оперировать абсолютными значениями, а позволяет лишь сопоставлять их друг с другом.

РТ-условия начала образования Амф оценивались по составам ассоциирующих Пл и незонального Амф либо Пл и центральных частей зонального Амф и составляли T~550° С и P~ 3,5 кбар. В зонах рассланцевания за счет роста T и P увеличивается степень преобразования пород вплоть до появления Ди, что отвечает, по схеме С. П. Кориковского [1979], уровню Би-Му гнейсов. При этом в богатых СаО породах образуются зональные Амф с резким возрастанием от центра к краям зерен содержаний Al (от 1,71 до 2,52 ф. е.), одновременно растет суммарное количество щелочей, Ті, Fe, а Ca, Mg, Mn уменьшается. Поскольку в этом же направлении возрастает основность Пл (от № 36,9 до 42,4), то в итоге это дает T~ 570--580°С и P~ 6 кбар.

В бедных CaO породах на первых этапах формирования тектонических зон возникает ассоциация Кв + Пл + Би + Ди + Гр при резком сокращении доли Пл. Характерная черта таких зон — отсутствие Карб, уменьшение содержания Са и рост Al. В ряде случаев гранаты таких ди-

Составы ассоциирующих

			Проба	№ 96-1	la seconda da	harmon and the second	Проба .	№ 96-5
Компо- нент	Амфц	Биц	Пл <sub>ц</sub>	Амф <sub>кр</sub>	Би <sub>кр</sub>	Пл <sub>кр</sub>	Би	пл
SiO,	47,43	36,02	57,74	44,64	37,47	58,37	35,49	63,20
TiO.	0,35	1,41	0,00	0,37	1,37	0,00	1,96	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,69	22,24	24,58	14,30	22,36	25,19	19,78	22,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,11	0,00	0,09	0,08	0,00	0,20	0,00
FeO	11,69	12,56	0,06	12,71	11,80	0,11	22,57	.0,24
MnO	0,20	0,08	0,00	0,19	0,04	0,00	0,24	0,00
MgO	12,28	11,81	0,00	9,80	12,44	0,00	8,55	0,00
CaO	10,74	0,06	7,12	10,54		8,55	0,07	0,32
Na <sub>a</sub> O	0,77	0,33	6,20	1,03	0,16	6,40	0,26	9,08
K <sub>2</sub> O	0,62	7,07	0,78	1,12	7,10	0,05	9,50	0,13
Σ	93,86	91,70	96,48	94,74	92,82	98,66	98,62	98,83
Si	7,106	2,754	2,668	6,684	2,809	2,642	2,692	2,818
AlIV	0,894	1,246	1,339	1,316	1,191	1,344	1,308	1,200
Ti	0,039	0,081	0,000	0,041	0,077	0,000	0,112	0,000
Cr	0,011	0,006	0,000	0,010	0,005	0,000	0,012	0,000
AlVI	0,817	0,579	0,000	1,208	0,785	0,000	0,461	0,000
Fe	1,466	0,803	0,002	1,594	0,740	0,004	1,432	0,009
Mn	0,025	0,005	0,000	0,024	0,003	0,000	0,016	0,000
Mg	2,742	1,346	0,000	2,186	1,390	0,000	0,967	0,000
Ca	1,724	0,005	0,352	1,690	-	0,415	0,006	0,159
Na	0,223	0,049	0,556	0,300	0,023	0,561	0,038	0,785
K	0,118	0,690	0,046	0,213	0,679	0,003	0,920	0,008
Пироп	-	-	_		-		- 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1	-
Альм		-	-	h ( 3	-		-	-
Спес	-	-		-	-	-	-	-
Грос	-		- /	114				
Увар	1.0	-						
$\mathbf{X}_{Ca}^{\Pi\pi}$	-	-	36,90	-	-	42,39	-	16,67

стеновых тектонитов обнаруживают прямую зональность (разрезы № 99, 167). В них в направлении от центра к краю зерен возрастают содержания Mg, Fe и уменьшаются Mn, в то время как для Ca в одних случаях отмечаются как уменьшение (разрез № 99), так и возрастание (разрез № 167). Зональность Пл либо не проявлена, либо очень слабо выражена, как на разрезе № 99, где от центра к краю зерен она незначительно возрастает от 27,9 до 28,4; биотиты обычно не зональны. Определения температур и давлений по Би-Гр геотермометру и Гр-Пл геобарометру колеблются соответственно в пределах 423—503°С и 4,3—6,1 кбар для центральных частей зональных Гр; 540—580°С и 7,0—7,5 кбар — для их краевых частей. Следовательно, образование Гр охватывает интервал от верхов зеленосланцевой фации до Би-Му при отсутствии характерных минералов ставролитовой (хлоритоид, ставролит). Необходимо отметить, что некоторые гранаты из Гр-Би и Гр-Ди-Би пород не обнаруживают зональности (разрез № 95), что указывает на их неодновременный рост.

Наряду с фиксацией в зональных гранатах нарастания T и P устанавливаются и регрессивные явления. Так, в разрезе № 95, судя по центральной части Гр,  $T = 505 - 510^{\circ}$ С, P = 7 кбар, а по краевой —  $T \sim \sim 495 - 505^{\circ}$ С и P = 6,5 - 7 кбар.

На рис. 43 представлена PT-диаграмма, где отображена направленность изменения T и P по мере усиления степени переработки пород в 156 минералов, вес. %

Проба	N 96-5	1	Проба	a Nº 95			I	Іроба м	99-2	
$r\mathfrak{p}_{\eta}$	$\Gamma p_{\rm Kp}$	Би	Пл	Грц	$\Gamma p_{\rm KP}$	плц	грц	Бикр	пл <sub>кр</sub>	$\Gamma p_{\rm Kp}$
37,28	37,63	39,85	63,89	36,99	37,66	61,85	36,44	38,72	61,85	36,83
0,10	0,10	1,12	0,00	0,06	0,06	0,00	0,12	1,21	0,00	0,12
22,17	22,36	18,61	22,00	21,71	21,73	23,10	20,41	19,52	23,06	20,63
0,23	0,13	0,00	0,00	0,16	0,13	0,00	0,09	0,12	0,00	0,13
33,13	34,23	12,42	0,00	29,06	29,72	0,00	27,23	18,28	0,00	32,98
4,44	3,72	0,12	0,00	3,72	3,64	0,00	7,28	0,15	0,00	3,63
2,41	2,45	11,93	0,00	3,46	3,38	0,00	1,13	9,16	0,00	2,58
2,08	1,85	0,00	3,68	2,33	2,31	6,03	5,70	0,06	6,00	3,58
0,00	0,00	0,34	9,41	0,00	0,00	8,57	0,00	0,37	8,29	0,00
0,09	0,09	7,62	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	8,48	0,09	0,00
101,94	102,57	92,02	98,98	97,48	97,95	99,63	98,39	96,08	99,29	100,49
2,952	2,959	3,069	2,844	3,004	3,023	2,759	2,995	2,952	2,765	2,970
0,048	0,041	0,931	1,154	0,000	0,000	1,214	0,005	1,048	1,215	0,030
0,006	0,006	0,065	0,000	0,004	0,004	0,000	0,007	0,069	0,000	0,007
0,014	0,009	0,000	0,000	0,010	0,008	0,000	0,006	0,007	0,000	0,008
2,022	2,033	0,759	0,000	2,078	2,055	0,000	1,971	0,707	0,000	1,930
2,194	2,251	0,800	0,000	1,976	1,998	0,000	1,874	1,165	0,000	2,227
0,298	0,248	0,008	0,000	0,256	0,247	0,000	0,507	0,010	0,000	0,248
0,285	0,287	1,369	0,000	0,419	0,404	0,000	0,139	1,041	0,000	0,310
0,176	0,156	0,000	0,176	0,203	0,200	0,288	0,502	0,005	0,287	0,309
0,000	0,000	0,050	0,812	0,000	0,000	0,741	0,000	0,055	0,718	0,000
0,009	0,009	0,749	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,825	0,005	0,000
9,5	9,6	-	-	15,2	14,7	-	$^{4,6}$		1	10,3
73,1	75,0		-	67,2	68,0	-	62,5		-	74,1
9,9	8,3	-	·	9,6	9,4	-	16,9	-		8,3
6,8	6,7	-	-	7,5	7,5		15,7		$\sim$	6,8
0,7	0,5	-	-	0,5	0,4	-	0,3	-	-	0,5
-		-	17,81	-	-	27,85	-	-	28,42	-

тектонических зонах. К сожалению, мы располагаем единственным определением для исходных сланцев по Амф-Пл ассоциациям в 550°С и 3,5 кбар. Во всех остальных случаях это сравнение тектонитов разной зрелости или же отдельных тектонитов без сопоставления с их более или менее измененными разностями. Фиксируются три тенденции:

1) значительное увеличение P при сравнительно небольшом повышении T(см. рис. 43, I п 2), когда для зоны рассланцевания в Пл-Амф сланцах отмечается преимущественный рост P по сравнению с T. Такая же зависимость отмечается в Бы-Гр-Ди тектонитах (см. табл. 40, пр. 167-7), где для центральной части зерен Гр устанавливаются T = 503°C и P == 4,3 кбар, а для периферии — 533°C и 7 кбар. Иными словами, это процесс формирования высокобарных тектонитов за счет существенного увеличения P в квазиизотермических условиях;

2) резкое увеличение T при незначительном возрастании P (см. рис. 43, $2^{a}$ ),



Рис. 43. РТ-диаграмма тектонитов. Пояснения в тексте.

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	61 Day 67	att a set of	and a state of the second s	Проба 🔊	167-1				2.78
Компонент	Амф <sub>ц</sub>	пл	Амфкр	пл <sub>кр</sub>	Би	Би	Пл	Гр <sub>ц</sub>	Гр <sub>кр</sub>
SiO <sub>2</sub>	47,72	57,81	47,98	56,48	36,17	34,70	59,54	35,17	35,62
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,00	0,41	0,00	1,83	1,36	0,00	0,11	0,00
$Al_2O_3$	9,41	23,14	9,44	23,83	16,20	18,36	23,49	18,62	19,27
$Cr_2O_3$	0,20	0,00	0,20	0,00	0,42	0,00	0,00	0,14	0,12
FeO	11,36	0,16	11,18	0,20	15,28	15,74	0,15	28,16	29,64
MnO	0,21	0,00	0,22	0,00	0,13	0,25	0,00	9,23	5,92
MgO	13,90	0,00	14,01	0,00	14,59	12,93	0,00	2,53	3,56
CaO	11,97	6,62	11,92	7,61	0,05	0,00	5,09	1,99	3,27
Na <sub>2</sub> O	1,07	7,35	1,14	6,63	0,30	0,33	8,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,29	0,08	0,22	0,50	7,88	8,64	0,08	0,00	0,00
Σ	96,13	95,16	96,64	95,24	92,85	92,31	96,35	95,94	97,40
Si	6.946	2.706	6.982	2.656	2,763	2.698	2.738	2,996	2.967
AlIV	1.054	1.276	1.018	1.320	1.237	1.302	1.273	0.004	0.033
Ti	0.051	0.000	0.045	0.000	0,105	0.079	0.000	0.007	0.000
$\mathbf{Cr}$	0.023	0.000	0.023	0.000	0.025	0.000	0.000	0.009	0.008
AlVI	0,575	0.000	0,603	0.000	0,223	0,382	0.000	1.864	1.858
Fe	1,398	0,006	1,364	0,008	0,976	1,024	0,006	2,009	2.067
Mn	0,026	0,000	0,027	0,000	0,009	0,016	0,000	0,666	0,417
Mg	3,043	0,000	3,044	0,000	1,662	1,499	0,000	0.321	0,442
Ca	1,884	0,332	1,864	0,383	0,004	0,000	0,251	0,182	0,292
Na	0,305	0,667	0,321	0,605	0,044	0,050	0,713	0,000	0,000
K	0,055	0,005	0,041	0,030	0,768	0,857	0,005	0,000	0,000
Пироп	00,0_946\$	8,0 <u>10</u> 00 <u>7</u> 0	100 <u>01</u> 00110	00,0,1000,	0.40 <u>00</u> .01	10.742	_ <u>000</u> 10	10,6	14,4
Альм	_	-4 <u>1</u> 0, b		2.11.1.5	G.L		0.0	66,7	68,6
Спес			_	2,8 <u>01</u> ,2,	67		0,6	22,1	13,9
Грос	_			<u> 516   8</u> ,	-	-	8, <u>3                                    </u>	0,6	2,7
Увар				6.7 <u> </u>	_	_	6.7		0,4
ХСа		33,07	_	37,62		_	25,90	-	_

Примечание. 96-1: Скап + Кв + Пл + Хл + Ро + Би + Карб; 96-5: Кв + + Пл + Гр + Би; 95: Кв + Пл + Гр + Ди + Би; 99-2: Кв + Пл + Гр + Ди + Би: 167-1: Кв + Пл + Амф + Би + Карб; 167-7: Кв + Пл + Гр + Ди + Би; ц — центр зерна, кр край. Анализы выполнены Т. И. Медведевой и Г. В. Богдановым на рентгеновском микроанализаторе МАР-2.

когда в Би-Гр-Ди тектонитах для центральных зон Гр устанавливаются T = 423°С и P = 6,1 кбар, а для периферических — 540° и 7,1 кбар (см. табл. 40, пр. 99-2). Как следует из приведенных цифр, подобный стиль развития характерен для высокобарных парагенезисов, когда тектонит развивался при сохранении значительных давлений и резком росте теплового потока по зоне;

3) незначительное снижение P в изотермических условиях, характерное для Би-Гр  $\pm$  Хл сланцев (см. табл. 40, пр. 96-5; рис. 43,3). Это подтверждает активный этап образования зрелых тектонитов, когда процесс минералообразования заканчивается при высоких P и T, а регрессивный этап практически не проявлен, что в еще большей мере свойственно другим, рассмотренным выше тектонитам.

На рис. 43 все точки, характеризующие образование зрелых тектонитов с Ди-Гр-Би парагенезисами, располагаются в сравнительно узком интервале,  $T = 505-540^{\circ}$ С, P = 6,4-8 кбар.

Таким образом, тектонитам по сланцам зеленосланцевой фации свойствен прогрессивный тип преобразования, идущий при активном алюмокремниевом или алюмо-кремниево-щелочном метасоматозе и сопровожда-158

№ пробы	Ассоциация	$x_{Mr}^{\Gamma p}$	$X_{\rm Mr}^{\rm Bu}$	$X_{\rm MH}^{\Gamma p}$	lnK <sub>A</sub>	$X_{AH}^{\Pi \Pi}$	$x_{\Gamma poc}^{\Gamma p}$	T,°C	<i>Р</i> , кбар
96-5		0,0963	0,4003	0,1074	1,8341	0,1667	0,0596	585	7,8
96-5	$\substack{ KB + \Pi \pi + E \pi + \\ + \Gamma p_{\kappa p} }$	0,0975	0,4003	0,0889	1,8207	0,1667	0,0530	583	7,3
167-7	$\mathbf{K}\mathbf{B} + \mathbf{\Pi}\mathbf{\pi} + \mathbf{E}\mathbf{\pi} + \mathbf{\Gamma}\mathbf{p}_{\mathbf{\pi}} + \mathbf{\Pi}\mathbf{\pi}$	0,1011	0,5903	0,2226	2,5507	0,2589	0,0572	503	4,3
167-7	$\begin{array}{c} \mathrm{K}\mathbf{b} + \Pi \mathbf{n} + \mathrm{E}\mathbf{u} + \\ + \Gamma \mathbf{p}_{\mathrm{K}\mathrm{p}} + \Pi \mathbf{u} \end{array}$	0,1374	0,5903	0,1428	2,2023	0,2589	0,0908	533	7,0
99-2	$\mathbf{K}_{\mathbf{B}} + \mathbf{\Pi}_{\mathbf{\pi}} + \mathbf{E}\mathbf{u} + \mathbf{\Gamma}\mathbf{p}_{\mathbf{u}} + \mathbf{H}\mathbf{u}$	0,0459	0,5337	0,2012	3,1693	0,2786	0,1660	423	6,1
99-2	$\begin{array}{c} {}^{\mathrm{KB}}\mathrm{+}\Pi\pi\mathrm{+}\mathrm{E}\pi\mathrm{+}\\ \mathrm{+}\Gamma\mathrm{p}_{\mathrm{Kp}}\mathrm{+}\mathrm{J}\pi\end{array}$	0,1003	0,4698	0,0891	2,0729	0,2842	0,0998	540	7,1
95	$\mathbf{K}_{\mathbf{B}} + \mathbf{\Pi}_{\mathbf{I}} + \mathbf{\Sigma}_{\mathbf{I}} + \mathbf{\Pi}_{\mathbf{I}} + \mathbf{\Gamma}_{\mathbf{D}_{\mathbf{I}}}$	0,1458	0,6289	0,0957	2,2955	0,1777	0,0714	507	7,0
95	То же	0,1479	0,6289	0,1082	2,1595	0,1777	0,0707	508	7.0
95	Кв + Пл + Бп + + Дп + Гр <sub>ер</sub>	0,1439	0,6289	0,0962	2,3108	0,1777	0,0745	504	7,1
95	То же	0,1463	0,6289	0,0890	2,2913	0,1777	0,0709	506	6,9
95	»	0,1354	0,6289	0,0949	2,3824	0,1777	0,0669	494	6,4

РТ-параметры минеральных равновесий

Примечание. Ц-центр зерна, кр-край.

ющийся инверсией флюидного режима от восстановительного к окислительному, который и характеризует стадию образования наиболее зрелых тектонитов.

## Глава VI

# ТЕКТОНИТЫ ПО КИСЛЫМ ЭФФУЗИВАМ И ГРАНИТОИДАМ

В предыдущих главах мы рассмотрели тектониты по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций, сформировавшиеся при высоких T и P. Для выяснения условий образования тектонитов по породам средних и малых глубин изучены зоны БТК и БТМ по протерозойским кислым эффузивам и гранитоидам в Северном Прибайкалье.

Основное внимание было уделено кислым эффузивам акитканской серии [Бухаров, 1973] в южной части Байкальского хребта на участках от руч. Юж. Кедровый до р. Ледяной. Здесь широко развиты терригенные, пирокластические и эффузивные образования хибеленской свиты, выделяемые А. А. Бухаровым в мужинайско-тонгодинский вулканогенный комплекс. Нами преимущественно изучались тектониты в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах. Для всех этих пород характерна полнокристаллическая основная масса, во вкрапленниках первых обычны округлые зерна Кв и таблитчатые — Пл (альбит-олигоклаза) и Кпш, иногда отмечаются Амф и Би. Плагиоклазы вкрапленников зачастую соссюритизированы и эпидотизированы, основная масса породы подвержена хлоритизации, эпидотизации, серицитизации.

Химический анализ эффузивов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Компо- нент	137	138	148-4	151-7	137-2	147	148-9	149-4	156-6	149	150-4
SiO <sub>2</sub>	73,58	73,71	73,81	73,99	76,65	72,63	75,38	73,81	72,51	72,97	78,03
$TiO_2$	0,56	0,80	0,46	0,42	0,43	0,58	0,38	0,46	0,53	0,54	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	12,15	12,65	12,45	10,15	12,75	12,00	12,60	12,90	12,00	10,25
$\rm Fe_2O_3$	1,07	1,41	1,09	1,69	0,10	1,31	0,60	-0,47	0,73	1,88	1,36
FeO	3,47	2,99	2,40	2,10	2,59	2,93	1,71	2,89	3,94	2,81	1,36
MnO	0,08	0,04	0,04	0,08	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	0,09	0,04
MgO	0,21	0,12	0,12	0,14	2,74	0,57	3,50	0,39	0,37	0,25	0,12
CaO	1,33	0,63	0,39	0,67	0,56	0,90	0,12	1,16	1,15	0,98	1,26
Na <sub>2</sub> O	2,56	3,50	3,01	3,26	1,25	3,50	1,25	2,75	3,15	-2,31	2,10
K <sub>2</sub> O	4,21	4,65	6,16	4,85	2,23	3,10	2,50	5,35	3,35	4,83	3,50
$P_2O_5$	0,13	0,06	0,06	0,06	0,11	0,14	0,06	0,09	0,13	0,12	0,10
H <sub>2</sub> O-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	0,12	0,16	0,08	Не обн.	0,03	Не обн.	0,21
$H_2O^+$	0,82	0,19	0,14	0,43	2,57	1,04	-2,81	-0,56	0,49	0,75	0,45
F	0,05	0,03	0,03	0,03	0,12	0,03	0,12	0,03	0,03	0,06	0.04
$CO_2$	0,06	0,06	Не обн.	0,22	Не обн.	0,66	0,11	Не обн.	0,22	0,22	0,33
$-0_{2}$	0,02	-	-	-	0,05	0,01	0,05	-		0,02	0,01
Σ	100.40	100.31	100 331	00.40	99.621	00.361	00.62	100,591	00.58	99.79	90.55

Примечание. Анализы 1—7 — руч. Водопадный: 1—4 — кварцевые порфиры, 5— 6 — катаклазированные кварцевые порфиры, 7 — бластомилонит; 8—16 — руч. Сев. Кедровый: 8, 9, 15 — кварцевые порфиры, 10—14, 16 — бластомилониты; 17—19 — руч. Юж. Кедровый:

Судя по силикатным анализам (см. табл. 41), среди кварцевых порфиров выделяются риолитовые и риодацитовые порфиры. Все породы принадлежат к группе K-Na, пересыщенных Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>.

В кварцевых порфирах изучены зоны катаклаза и милонитизации: Видимая мощность зон катаклаза от нескольких метров до первых десятков метров, а милонитов редко достигала 2—3 м. Макроскопически выделяются 3 типа тектонитов: 1 — катаклазиты, 2 — милониты без низкотемпературных минеральных преобразований основной массы, 3 — милониты со значительным преобразованием основной массы за счет широкого проявления низкотемпературных метасоматических процессов.

Катаклазиты представляют собой породы массивного облика, иногда брекчиевидной текстуры. Вкрапленники приобретают волнистое угасание, раздроблены на ряд блоков, в них появляются многочисленные зоны перекристаллизации с гранобластовой структурой. Порода рассечена сетью тонких трещин, в результате чего имеет блоковую текстуру. Первичная структура основной массы сохраняется на отдельных участках, но в основном наблюдается перекристаллизация, исчезновение микролитов Кпш, причем иногда зерна укрупняются. Структура породы на участках перекристаллизации становится близкой к роговиковой. Вкрапленники полевых шпатов мутнеют и краснеют. Вдоль зон катаклаза широко проявлены метасоматические процессы.

В катаклазированных породах выделяются два основных типа метасоматических преобразований, которые составляют в ряде случаев соответственно внешние и внутренние зоны метасоматических колонок, наиболее хорошо проявленные в разрезе № 137. Во внешних зонах развиты эпидотизация и хлоритизация, во внутренних — серицитизация, окварцевание, отмечаются согласные и секущие кварцевые прожилки мощностью до 1—2 см. Реже встречаются катаклазиты, где в условиях высокого парциального давления кислорода происходило интенсивное окис-160.

Таблица 41

п тектонитов, вес.%

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		24
155-2	150-3	155	154-2	154	153-3	153-1	153-4	142-3	140-1	141-3	141-2	142-2
74,12	70,46	72,91	72,00	72,49	72,34	70,88	71,25	71,89	65,35	72,55	79,38	72,30
0,51	0,52	0,53	0,53	0,55	0,36	0,50	0,59	0,57	0,66	0,41	0,36	0,65
11,75	13,00	12,80	12,90	12,75	12,95	11,95	13,05	12,65	15,50	10,90	9,40	11,75
1,71	1,94	1,71	1,37	1,37	2,47	1,90	2,22	2,58	2,32	0,83	0,81	2,40
1,90	2,81	1,94	3,32	2,66	2,00	1,99	2,12	2,22	3,10	6,47	2,23	3,52
0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,10	0,29	0,09
0,31	0,91	0,86	0,21	0,86	0,16	0,79	0,23	0,29	1,41	0,42	0,25	0,25
1,04	2,56	1,06	1,42	1,06	0,63	3,16	0,19	1,66	1,38	1,92	0,68	0,65
-3,26	2,30	3,02	3,20	2,34	2,98	3,48	3,02	3,73	2,63	3,10	1,50	1,08
3,57	2,85	3,06	4,45	3,45	5,53	2,75	4,84	3,65	4,08	2,50	4,60	6,39
0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,04	0,12	0,13	0,14	0,12	0,10	0,07	0,13
0,06	0,10	0,06	0,08	0,12	0,04	0,04	0,07	Сл.	0,36	0,15	Сл.	0,10
0,88	1,49	1,52	0,68	1,66	0,28	0,87	0,82	0,15	2,69	0,09	0,31	0,53
0,12	0,11	0,15	0,03	0,12	0,03	0,32	0,13	0,03	0,12	0,03	0,07	0,08
0,39	0,17	0,33	0,17	0,22	0,22	0,72	0,28	0,72	0,11	0,44	0,17	0,55
0,05	0,05	0,06	0,01	0,05	-	0,13	0,05	-	0,05	0,01	0,03	0,03
						-					100.00	100 11

99,73 | 99,37 |100,08|100,53| 99,80 |100,08| 99,43 | 99,96 |100,33| 99,87 |100,00|100,09|100,44 17 — фельзит-порфир, 18, 19 — бластомилониты; 20—24 — р. Ледяная: 20 — кварцевый порфир, 21, 22 — бластокатаклазиты, 23, 24 — бластомилониты. Аналитик Г. В. Бондарева, ИЗК СО АН СССР.

ление железа, в результате чего образовались пустоты выщелачивания, а породы приобрели красноватую окраску.

Бластомилониты в отличие от катаклазитов характеризуются появлением линейной текстуры, обусловленной разрушением вкрапленников кварца и полевых шпатов, их растягиванием, размазыванием, постепенным исчезновением, при этом порода приобретает темный афанитовый облик. Амфибол и биотит исчезают, иногда появляется обильная вкрапленность пирита. Совместно с эпидотом присутствует цоизит. В милонитах полностью (в отличие от катаклазитов) исчезает первичная структура, и размер зерен основной массы обычно уменьшается. Структура флюидальная, образована мелкими, вытянутой формы, с неровными очертаниями зернами лейкократовых минералов размером 0,004—0,010 мм.

В каре в верховьях р. Ледяной встречены ультрамилониты — тонкозернистые породы черного цвета, имеющие темную окраску в шлифах как при одном, так и при скрещенных николях. Полевые шпаты и кварц образуют тонкие вытянутые полоски, полевые шпаты обычно замещены серицитом, появляется хлорит. Кроме того, отмечается карбонатный метасоматоз (образование прожилков карбоната). На отдельных участках наблюдается укрупнение зерен кварца.

В редких случаях непосредственно в обнажениях можно проследить переходы от неизмененных кварцевых порфиров к бластомилонитам. Так, в районе руч. Сев. Кедровый по мере приближения к зоне милонитизации в кварцевых порфирах, содержащих в небольшом количестве хлорит и эпидот, появляются отдельные маломощные (несколько сантиметров) зонки милонитизации. В них полевые шпаты вкрапленников подвергаются катаклазу, приобретают блоковое строение и волнистое погасание, иногда замещаются Сер и Эп. Вкрапленники Кв также вытягиваются в полоски, образуя структуру течения.

Геохимическая характеристика

№ пробы	Название породы	Na <sub>2</sub> O	K20	Li	Rb	Sr	Co	Ni	v
1	2	3	4	5	6	7	8	9	1 10
137	Кварцевый порфир Кварцевый порфир ка-	2,84	4,25	10	130	240	5,1	6,9	21
137-2	таклазпрованный То же	$2,16 \\ 1,32$	$^{3,00}_{2,18}$	8,9 49	78 96	190 Не обн.	$^{4,0}_{3,5}$	$4,0 \\ 2,2$	24 19
138	Кварцевый порфир	3,66	4,56	2,6	120	81	2,8	9,4	5,4
100-1	катаклазированный	2,66	4,09	34	100	Не обн.	9,2	4,6	6,9
142-3 140-1	Кварцевый порфир Кварцевый порфир ка-	4,00	3,86	9,6	110	250	5,1	8,0	18
	таклазпрованный	2,84	4,06	73	220	220	6,7	5,0	24
141	То же »	$1,43 \\ 3,26$	2,53	39 8.2	260	170	$^{4,0}_{9,2}$	4,1 13	29
141-2	Кварцевый порфир ми-	1.01	1.50	10	100	100			10
142-2	лонитизированный	1,64	4,56	13	190 280	$\frac{120}{200}$	4,6	5,7	10
141-1	»	3,98	3,93	13	110	260	4,5	5,5	17
147-1	Кварцевый порфир	3,00	4,40	38	170	190	5,7	3,5	24
147-2	таклазпрованный То же	$3,75 \\ 4,20$	$^{3,00}_{2,33}$	44 31	68 110	$\frac{190}{270}$	$^{5,0}_{6,5}$	$^{4,6}_{4.7}$	15 21
148-4	Бварцевый цорфир	2.91	5.87	3.7	190	54	2.3	6.1	3.8
148-3	Кварцевый порфир ка- таклазированный	2,27	4,30	14	130	240	3,2	3,4	4,5
151-7	Кварцевый порфир	3,30	4,64	3,4	170	81	2,5	6,3	6,8
148-9	Сланец хлорит-серици- товый	1,33	2,73	51	91	He	2,8	$^{2,5}$	5,4
151-3	То же Епорионий исровир, ка-	0,18	$^{2,00}$	170	61	32	12	18	70
140-1	таклазированный	2,73	3.69	1,6	130	81	2,6	$^{3,7}$	4,2
152-1	Фельзит-порфир	3,40	5,09	5,1	150	90	1	3,3	4,0
104	нитизированный	3,56	5,00	11	140	75	$^{2,4}$	3,7	4,1
153-3	Фельзит-порфир	3,20	5,45	6,5	190	90	2,3	4,1	3,0
153-2	клазированный То же	$2,30 \\ 3,60$	$^{4,64}_{3,43}$	$^{5,0}_{10}$	$\begin{array}{c} 160 \\ 150 \end{array}$	$\begin{array}{c} 150 \\ 200 \end{array}$	$^{2,8}_{5,0}$	$5,1 \\ 7,1$	14 17
153-4	Бластомилонит биотит-	2.20	5.0	14	100	200	5.4	20	95
153	Серидитовыи То же	3,20 3,00	4.09	95	160	180	6.8	3,0 3,5	30
153-1	»	3,67	2,57	41	73	270	4,4	3,5	20
149-3	Кварцевый порфир	3,22	4,70	12	180	160	4,0	6,6	18
149-4	То же	2,73	5,36 5,82	23	200	190	5,4	12	32 26
155-0	Сланец хлорит-серици-	0,00	0,01		100	100	0,0	-1,1	20
455.4	товый	3,50	3,30	53	160	190	5,6	3,7	18
155-1	то же »	1,82	4,50	150	370	110	4.7	3.0	20
150-1	*	2,82	4,18	73	240	270	6,4	4,2	30
150-3 155-2	» Кварцевый порфир ми-	2,60	2,80	51	120	270	5,2	2,9	18
	лонитизированный	3,50	3,70	24	370	180	4,4	2,4	15
162						S 9	2		- 6 b -

эффузивов акитканской серин

Cr	Sc	Sn	рь	Zn	ΣFe	$\frac{\rm FeO}{\rm Fe_2O_3}$	Na <sub>2</sub> O+ +K <sub>2</sub> O	$\frac{K_*O}{Na_2O}$	$\frac{Rb}{Sr}$	K Rb	Cr V	Ni Co
11	12	13	14	15	16	17	18 .	19	20	21	22	23
5,1	15	6,5	32	73	5,02	2,41	7,09	1,50	0,54	273	0.24	1.35
$^{6,0}_{3,0}$	$^{6,8}_{6,7}$	8,0 3,1	20 2,8	110 75	$4,19 \\ 2,97$	2,01 3,95	$5,16 \\ 3,50$	$^{1,39}_{1,65}$	0,41	$\begin{array}{c} 319\\188 \end{array}$	0,25 0,16	1 0,63
16	6,8	11	12	12	4,22	1,67	8,22	1,25	1,48	355	2,96	0,63
3	7,1	11	3,2	99	5,40	2,51	6,75	1,54	÷	339	0,44	0,50
8,4	11	4,4	37	57	4,31	1,11	7,86	0,97	0,44	291	0,47	1,57
$\substack{\substack{6,8\\21}}$	$^{11}_{13}_{7,8}$	$     \begin{array}{r}       6.1 \\       4.2 \\       4.8     \end{array} $	33 29 30	77 50 87	$5,76 \\ 4,18 \\ 7,61$	$^{1,33}_{1,58}$ $^{3,01}_{3,01}$	$^{6,90}_{6,87}_{5,79}$	$^{1,43}_{3,80}_{0,78}$	$\substack{\substack{1\\1,53\\0,42}}$	$     \begin{array}{r}       153 \\       174 \\       296     \end{array} $	$^{0,13}_{0,43}_{0,72}$	$^{0,75}_{1,03}_{1,41}$
9,8 6,3 10	8,0 17 10	$^{3,7}_{5,0}_{4,6}$	16 38 32	38 65 55	$^{3,25}_{6,23}_{3,34}$	$^{3,71}_{1,82}$ $^{0,65}$	$^{6,20}_{8,30}_{7,91}$	$2,78 \\ 4,89 \\ 0,99$	$^{1,58}_{1,40}_{0,42}$	$     \begin{array}{r}       499 \\       204 \\       297     \end{array} $	$0,98 \\ 1,63 \\ 0,59$	$^{1,24}_{0,96}_{1,22}$
4,6	8,4	3,3	34	76	4,33	4,03	7,40	1,47	0,89	215	0,19	0,61
$\substack{6,5\\8,2}$	7,5 11	$^{4,2}_{7,5}$	57 34	120 74	$4,40 \\ 4.80$	$\substack{2,41\\3,66}$	$\substack{6,75\\6.53}$	$^{0,80}_{0.55}$	$\substack{0,36\\0,41}$	$\frac{366}{476}$	$^{0,43}_{0,39}$	$^{0,92}_{0,72}$
7,1	12	$^{6,2}$	11	21	3,60	2,40	8,78	2,02	3,52	256	1,87	2,65
5,7	12	6,8	16	46	5,04	1,67	6,57	1,89	0,54	275	1,27	1,06
6,8	11	3,4	26	76	3,92	1,36	7,94	1,41	2,10	227	1,08	2,52
4,6	$^{6,4}$	4,6	3,8	45	2,33	2,82	4,06 -	2,05		249	0,85	0,89
3	6,8	4,4	1,6	6,8	4,99	4,20	2,18	11,1	11,91	272	0,04	1,5
6,0	10	5,5	580	120	3.66	2,16	6,42	1,35	1,60	236	1,43	1,42
3	7,2	6,1	22	47	3,53	1,18	8,49	1,50	1,67	282	0,75	3,3
3	7,2	6,3	20	38	3,52	2,29	8,56	1,40	1,87	296	0,73	1,54
$^{6,0}$	4,4	$^{6,5}$	44	90	4,26	0,95	8,65	1,70	2,11	238	2	1,78
$^{8.5}_{6,7}$	12 13	$^{4,4}_{3,3}$	28 37	29 70	$^{3,86}_{3,53}$	$\substack{1,95\\0,98}$	$^{6,94}_{7,03}$	$\substack{2,02\\0,95}$	$^{1,07}_{0,75}$	$\begin{array}{c} 241 \\ 190 \end{array}$	$^{0,61}_{0,39}$	1,82 1,42
$^{4,7}_{3,5}$	9,0 12 10	$4,7 \\ 4,8 \\ 3,7$	$     \begin{array}{c}       40 \\       38 \\       45     \end{array} $	81 85 84	$4,15 \\ 4,22 \\ 3,87$	$^{1,40}_{1,31}_{1,09}$	$^{8,20}_{7,09}_{6,24}$	$1,56 \\ 1,36 \\ 0,70$	$0,95 \\ 0,89 \\ 0,27$	$218 \\ 212 \\ 292$	$^{1,34}_{0,15}_{0,28}$	$^{0,75}_{0,52}_{0,80}$
$7 \\ 7,4 \\ 3,0$	8 5,5 7,4	$^{4,3}_{3,5}_{4,1}$	34 18 21	38 32 56	$3,31 \\ 3,53 \\ 4,57$	$   \begin{array}{c}     1,61 \\     2,60 \\     4,08   \end{array} $	7,92 8,09 9,12	$1,46 \\ 1,96 \\ 1,76$	$     \begin{array}{r}       4,13 \\       0,74 \\       0,84     \end{array} $	$217 \\ 222 \\ 302$	$0,39 \\ 0,23 \\ 0,12$	$1,65 \\ 2,22 \\ 0,63$
2,8 6,0 6,8 2,4 2,5	10 20 10 15 11	4,4 6,2 5,5 4,5 4,4	27 37 34 22 30	$     \begin{array}{c}       71 \\       85 \\       66 \\       69 \\       58     \end{array} $	3,48 4,00 4,15 4,25 4,79	$0,94 \\ 0,63 \\ 1,33 \\ 0,95 \\ 1,71$	$     \begin{array}{r}       6,80 \\       7,32 \\       6,32 \\       7,0 \\       5,40 \\     \end{array} $	1,06 3,02 2,47 1,48 1,08	0,84 5 3,36 0,89 0,44	471 457 101 145 194	$0,16 \\ 0,18 \\ 0,34 \\ 0,08 \\ 0,14$	$0,66 \\ 0,59 \\ 0,64 \\ 0,66 \\ 0,56$
4,6	6,3	3,8	28	60	2,80	1,17	7,20	1,06	2,06	83	0,31	0,55

11\*

163

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
150-4	Кварцевый порфир	2,40	3,54	18	110	120	3,4	8,8	18
149	То же	2.55	4.73	20	180	160	3.6	6.7	23
154-2	Бварцевый порфир	3.60	4.46	13	170	180	4.4	3.8	22
154-5	Тоже	3,60	4,46	16	140	160	5.7	12	16
154-4	»	3.50	5.08	4.5	150	190	3.9	3.1	15
154	Бластомплонит хлорит- серицитовый	3,00	3,70	53	190	160	4,4	4,3	15
104-0	10 же	4 50	4,40	47	140	100	16	2,0	44
139 139-2	Граносненит Граносиенит милонити-	3,50	3,82	21	110	160	10	6,6	38
159-2	зированный	3,45	4,00	12	110	260	6,6	5,7	20
139-3	Бластомилонит муско- вит-хлоритовый	2,48	0,77	170	67	Не обн.	9,2	4,8	24
		Сарми	инская	серия					
135-10	Дацит	3,17	5,89	38	260	54	2,5	3,2	′ 4,3
133-4	дацит милонитизиро-	2.00	5.00	34	130	220	7.6	3.1	78

скея; Со, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Zn — в ГЕОХИ СО АН СССР. Эти породы по мере усиления милонитизации сменяются собственно

эти породы по мере усиления милонитизации сменяются сооственно милонитами — породами со слабополосчатой текстурой, флюидальной структурой, размер зерен основной массы уменьшается. Благодаря присутствию Хл и Сер структура породы ближе к микролепидогранобластовой. Мощность катаклазированных порфиров около 4 м, а собственно бластомилонитов не более 1 м.

В ряде случаев возникают породы сланцеватой текстуры, зеленоватого цвета, с изредка сохраняющимися вкрапленниками кварца, вкрапленники полевых шпатов обычно исчезают. Основная масса серицитизирована и хлоритизирована, имеет микролепидогранобластовую структуру, изредка милонитизация сопровождается карбонатизацией полевых шпатов.

Кроме вышеописанных, встречаются мелкоочковые бластомилониты по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам. Порфирокласты представлены Пл и Кпш, плагиоклазы эпидотизированы, основная масса серицитизирована и биотитизирована.

В правом борту руч. Водопадного на контакте дайки диабазов и кварцевых порфиров находится зона рассланцевания видимой мощностью в несколько метров. Катаклаз диабазов (ассоциация МПир + Пл<sub>55</sub> + Рудн) сопровождается амфиболизацией пироксенов, серицитизацией плагиоклазов. По мере усиления катаклаза и приближения к контакту с кварцевыми порфирами Хл → Пир одновременно в большом количестве образуется сфен, Сер → Пл, в породе появляется Кв. На следующей стадии катаклаза порода приобретает неясно выраженную лепидобластовую структуру, сланцеватую текстуру и зеленую окраску, на отдельных участках образуются прожилки Кв. На контакте рассланцованных диабазов и кварцевых порфиров образуются сланцеватые породы зеленого цвета, состоящие из Кв, Сер, Хл, в небольшом количестве отмечается Сф.

## петрохимия и геохимия тектонитов

В отличие от вышеописанных примеров в породах акитканской серии зоны БТМ выражены не столь отчетливо, и процессы метасоматического преобразования их проявлены крайне неравномерно. Все это затрудняет 164

Окончание табл. 42

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
$10 \\ 8,2 \\ 6,5 \\ 16 \\ 3,7$	$     \begin{array}{r}       6,7 \\       7,8 \\       11 \\       9,5 \\       6,0 \end{array} $	3,3 5,1 5,9 5,5 4,7	22 28 31 39 34	19 58 53 84 47	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c} 1,47 \\ 2,91 \\ 1,47 \\ 1,70 \\ 0,76 \end{array}$	$5,94 \\ 7,28 \\ 8,06 \\ 8,06 \\ 8,58$	$1,48 \\ 1,85 \\ 1,24 \\ 1,24 \\ 1,45$	$0,92 \\ 1,13 \\ 0,94 \\ 0,88 \\ 0,79$	267 218 218 264 281	$0,56 \\ 0,36 \\ 0,30 \\ 1 \\ 0,25$	2,59 1,86 0,86 2,11 0,80
6,8 3,9 3,8	12 5,8 7,5	$5,1 \\ 4,8 \\ 5,3$	30 29 27	75 54 78	4,08 3,37 3,54	$^{1,50}_{0,96}_{2,19}$	$^{6,70}_{7,64}_{5,74}$	$^{1,23}_{1,40}_{0,28}$	$^{1,19}_{0,93}_{0,23}$	$162 \\ 264 \\ 234$	$0,45 \\ 0,22 \\ 0,27$	$0,98 \\ 0,68 \\ 0,63$
					Ирель	ский ко	мплекс					
10	12	7,2	40	120	7,98	3,48	7,32	1,09	0,69	288	0,26	0,66
7,6	15	6,8	39	99	6,74	1,96	7,45	1,16	0,42	302	0,38	0,86
3	3,6	2,4	3,4	63	8,38	4,62	3,25	0,31	-	95	0,13	0,52
					Сарм	инская	серия					
5,1	3,4	12	49	180	4,06	1,43	0,06	1,86	4,81	188	1,19	1,28
5.2	14	9.7	35	190	6.08	0.45	7.00	2.5	0.59	319	0.67	0.41

определение направленности массопереноса петрогенных и редких элементов. Поэтому в данном случае мы фиксируем стиль преобразования исходной породы и определяем тенденцию к выносу или привносу тех или иных компонентов, полагая, что от первого к третьему типу тектонитов их зрелость возрастает. При этом градация типов преобразования пород следует в порядке убывания массопереноса того или иного компонента. Исходные для выводов данные приведены в табл. 41 и 42. Прежде всего рассмотрим типы синтектонических метасоматитов, которые прослеживаются во всех выделенных нами типах тектонитов. При этом необходимо учесть, что чем выше зрелость тектонита, тем более четко выражена его петрохимическая и геохимическая специфика, в то время как в БТК иногда происходит наложение нескольких этапов преобразования пород и специфические черты процесса выражены не столь однозначно. Кроме того, на изученных нами четырех участках наиболее зрелые БТМ встречены лишь на трех (ручьи Юж. Кедровый, Водопадный и Сев. Кедровый), а БТМ второго типа — на двух (руч. Сев. Кедровый и р. Ледяная). Все это затрудняет их сопоставление, но, учитывая разнообразие аналитических данных и однотипность проявления метасоматических процессов, дать общую оценку этим тектонитам можно.

Проявление Mg-Si метасоматоза с формированием по кварцевым порфирам БТМ Хл + Сер состава установлено в одной из зон на руч. Водопадном (см. табл. 41, пр. 148-9), где на фоне интенсивного поступления в породу Mg и значительно меньшего Si из редких элементов привносятся лишь Sn, Li, U, Th и выносятся почти все остальные определяемые нами элементы, за исключением Со (см. табл. 42). В БТМ второго типа такие метасоматические проявления не установлены, но хорошо проявлены в БТК руч. Водопадного (см. табл. 41, пр. 137-2). Здесь наблюдается значительное увеличение содержаний Mg и Si (последнего в значительно больших количествах, чем в предыдущем случае), когда Mg и Si выступают почти на равных началах. Отмечается рост содержания Li и вынос всех остальных элементов, за исключением V (?) и Zn, когда их количества сопоставимы. Таким образом, для Mg-Si метасоматоза в зрелых тектонитах характерен привнос Li, Sn, U, Th, а в незрелых-лишь одного Li с отчетливо выраженной тенденцией к удалению из Хл-Сер метасоматита всех остальных петрогенных и редких элементов (табл. 43).

.№ пробы	Порода	υ	Th
137 137-1 137-2	Кварцевый порфир Кварцевый порфир катаклазированный То же	5,8 1,6 1,3	$22,2 \\ 16,2 \\ 13,5$
138 138-1	Кварцевый порфир Кварцевый порфир катаклазпрованный	$^{3,4}_{3,1}$	14,5 17,7
142-3 140-1 141 141-3 141-1 141-2 142-2	Кварцевый порфир Кварцевый порфир катаклазированный То же » Кварцевый порфир милонитизированный То же »	$     \begin{array}{r}       6,1 \\       7,4 \\       4,3 \\       2,5 \\       4,3 \\       8,4 \\       7,4 \\       \end{array} $	$\begin{array}{c} 13,0\\25,9\\19,7\\15,4\\19,7\\23,6\\27,0\end{array}$
147-1 147 147-2	Кварцевый порфир Кварцевый порфир катаклазированный То же	2,1 1,4 6,5	$ \begin{array}{c c}  & 17,1 \\  & 14,2 \\  & 24,7 \end{array} $
148-4148-3151-7148-9151-3	Кварцевый порфир Кварцевый порфир катаклазированный Кварцевый порфир Сланец хлорнт-серицитовый То же	${}^{6,1}_{7,2}$ ${}^{1,6}_{5,4}$ ${}^{1,5}$	$24,3 \\ 23,0 \\ 15,2 \\ 20,3 \\ 20,7$
$\begin{array}{c} 152-1 \\ 152-2 \\ 153-3 \\ 153-5 \\ 153-2 \\ 153-4 \\ 153 \\ 153-1 \end{array}$	Фельзит-порфир Фельзит-порфир милонитизированный Фельзит-порфир Фельзит-порфир катаклазированный То же « Сланец хлорит-серицитовый То же	$\begin{array}{c} 4,1\\ 4,4\\ 2,9\\ 6,8\\ 2,9\\ 6,3\\ 4,3\\ 1,3\end{array}$	$\begin{array}{c c} 24,6\\ 25,0\\ 21,1\\ 17,6\\ 16,0\\ 20,8\\ 24,4\\ 18,2\\ \end{array}$
149-3 149-4	Кварцевый порфир То же	4,4 5,9	24,6 21,4
$\begin{array}{c} 150-6\\ 155-2\\ 150-4\\ 149\\ 155\\ 155-1\\ 156\\ 150-1\\ 150-3\\ \end{array}$	Кварцевый порфир Кварцевый порфир милонитизированный То же » Сланец хлорит-серицитовый То же » » » »	2,0 7,8 2,7 4,5 3,8 8,8 9,8 5,4 7,1	19,4 17,8 14,8 23,4 16,0 22,8 23,1 25,2 18,7
$     \begin{array}{r}         154-2 \\         154-5 \\         154-4 \\         154 \\         154-6 \\         \end{array} $	Кварцевый порфир То же * Сланец хлорит-серицитовый То же	5,9 7,7 8,5 9,9 5,3	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
139	Граносненит	2,9	16,0

## Содержание U и Th в эффузивах и тектонитах акитканской серии, 10-4%

139-2 Бластомилонит биотит-амфиболовый 1,6 15,2 139-3 Бластомилонит мусковит-хлоритовый 5,0 14,1

Примечание. Пробы 139—139-3 — ирельский комплекс. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология». Если масштабы привноса Mg и Si значительно меньше (см. табл. 41, ир. 154) и формируются Хл-Сер БТМ, то проявляется все та же направленность метасоматического процесса, но наряду с перечисленными выше элементами возрастает доля Ti, P и Rb. Иными словами, характерными элементами, концентрировавшимися в Хл-Сер милоните (в порядке убывания), являются Li, Sn, U, Th, Ti, P, Rb, Zn. Следовательно, в данном случае мы фиксируем начальные стадии образования специфических редкометальных метасоматитов, описанных ранее в литературе [Архангельская, Гинзбург, 1975].

В зонах милонитизации во всех остальных случаях устанавливается проявление метасоматических процессов, сопровождаемых выносом SiO<sub>2</sub>, но всегда в различных количествах отмечается привнос Mg в сочетании с другими элементами.

Mg-Na-Al метасоматоз с формированием по кварцевым порфирам Хл+Сер БТМ характеризуется ростом концентрации в милоните Li, Ti, Zn и Sc, с проявлением тенденции к уменьшению содержаний K, Ni, V, Cr, Th, Au.

**Ca-Fe-Mg-Al-(Na) метасоматоз** сопровождается образованием Cep+ Хл + Эп тектонитов, в которых накапливаются, кроме перечисленных элементов, Ti, F, Li, Sr, Sc, Pb, U, Mn, т. е. широкая гамма элементов, родственных главным петрогенным и формирующим тип метасоматита. При этом из породы выносятся столь же разнообразные по свойствам элементы (см. табл. 42), когда в подвижное состояние переходят вместе со щелочами Ni, Cr, V, Th и Au. Если вместо Fe в породу поступает Na и в тектонитах образуется ассоциация Би + Cep, то спектр накапливаемых в породе элементов расширяется главным образом за счет увеличения изоморфной емкости Би (см. табл. 42). Парадоксальным является факт образования Би на фоне выноса K, вместе с которым из породы удаляются Si, Cr, Sn, Rb.

В свете сопоставления двух групп синтектонических метасоматитов, в одной из которых за счет Би резко возрастает количество концентрируемых в породе элементов, более точным будет не суждение о том, что флюид привносит в породу какие-то элементы, а вывод о степени их концентрирования в данной породе.

**Ca-Mg-Na метасоматиты** характеризуются сужением круга элементов, концентрируемых в породе (см. табл. 42), среди которых необходимо выделить F, Li, Sr, Sc, Co, V, где F и Li образуют группу, свойственную щелочному метасоматозу (связь с Na), а остальные — щелочно-земельному. Соответственно из породы вместе с K и Si выносятся Fe, Rb и Sn.

Таким образом, наиболее характерная черта рассмотренных БТМ с широким проявлением низкотемпературных метасоматических процессов — отсутствие четко выраженной их специализации. В метасоматитах одновременно происходит накопление полярных по свойствам элементов, например Si, Mg, Na, Rb и т. д. То же самое относится и к элементам, которые покидают породу. Как следует из нашего опыта изучения тектонитов, подобная ситуация возникает при высокой массоемкости тектонита в отношении флюида и инверсии флюидного режима, неизбежных при подобном характере взаимодействия в системе раствор — порода [Летников и др., 1985].

В тектонитах второго типа проявлены метасоматические процессы совсем иного рода, идущие с привносом значительных количеств Si, Na, K и реже Fe (см. табл. 41). В тех случаях, когда в породу привносятся Si, K и Na, в ней одновременно накапливаются преимущественно литофильные компоненты, свойственные процессам гранитизации — F, Li, Rb, Th, U. В случае K-Fe-Si или чисто Fe метасоматоза вместе с железом в милоните концентрируются Sn, Zn, Pb, Cr. Отличительной чертой этой группы метасоматитов является вынос оснований, иногда щелочных элементов и широкой гаммы халькофильных и сидерофильных элементов (см. табл. 42).

Перераспределение	петрогенных	н	редких	ком
-------------------	-------------	---	--------	-----

March 10 March 10		Метасоматии	гы I типа
Тип метасоматоза	Состав метасомати- тов	Привнос	Вынос
Mg-Si	Хл + Сер	Li, F, Mg, Si, Zn(?)	Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, P, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb
Mg-Na-Al	Хл + Cep + Карб	—	-
Ca-Fe-Mg-Al	Сер + Хл + Эп	—	-
Ca-Mg-Na-Al	Би + Сер		57 - 418 - <u>-</u>
Ca-Mg-Na	Эп + Карб + + Сер ± Би	_	
Si-K	Кв + Сер(?)		
Si	Кв	-	
Si-Na	Кв		
K-Fe-Si	Кв + Пи	-	
Fe	Пи(?)		
Na-Mg-Al-Fe-Ca	Эп + Хл	Na, Mg, Al, Fe, Ca, Ti, Mn, Pb, Zn, Au	Si, K, V, Rb
Fe-Si-Ca-Mg	Эп + Хл	Fe, Si, Ca, Mg, Mn, V, Cr, Zn	Al, K, Rb, Sr, U
Al-Mg-Fe-K	Сер ± Хл	Al, Mg, Fe, K, F, Ni, Cr, Sr	Si, Na, V, Zn, Rb, Li, Th

В метасоматитах первого типа, где в значительно меньшей мере (чем в третьем типе) проявлены процессы хлоритизации, эпидотизации и серицитизации, широко отмечаются явления привноса и выноса петрогенных и рудных компонентов.

Когда в тектоните накапливаются Na, Mg, Al, Fe и Ca, вместе с ними растут содержания Ti, Mn, Pb, Zn и Au (табл. 44) и снижаются Si, K, V, Rb. Здесь отчетливо превалируют черты щелочно-земельного метасоматоза с развитием процессов десиликации породы. Если вместе с Fe и щелочно-земельными элементами привносится Si, то из породы выносятся Al, Sr и U, а накапливаются Mn, V, Cr, Zn.

#### понентов в тектонитах по кислым эффузивам

Метасома	титы II тнпа	Метасома	титы III тица
Привнос	Вынос	Привнос	Вынос
-	-	Li, Sn, U, Th, Ti, P, Rb, Mg, Si	Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, Sr, Co, Ni, V, C r, Sc, Pb
	-	Mg, Na, Al, Ti, F, Li, Zn, Sc	K, Ni, V, Cr, Th, Au
	-	Mg, Ca, F, Ti, Li, Sr, Sc, Pb, U, Mn	Si, Na, K, Ni, Cr, V, Rb, Th, Au
		Ti, Ca, Mg, Na, Al, F, Li, Sr, Sc, Co, V, Mn	Si, K, Cr, Sn, Rb
-	-	Mg, Ca, F, Na, Li, Sr, Sc, Co, V	Si, Fe, K, Rb, Sn
Si, K, Mn, F, Li, Rb, Th	Ti, Al, Fe, Ca, Na, Ni, V, Sc, Zn, Pb, Sr		-
Si, F, Cr	Al, Fe, Mg, Na, K, Co, Sr, V, Zn, Rb, Au, Th		-
Si, Na, F, Rb, U, Ti	Al, Fe, K, Au, Co, Ni, V, Th		-
K, Fe, Ti, Si, F, Li, Rb, Sc, Zn, Th	Al, Ca, Na, Ni, V, Cr, Sc		
Fe, F, Zn, Sn, Pb, .Cr	Mg, Ca, Na, Co, Sr, Au		
1		-	en de <u>prot</u> ensie en de la constante en de la constante de la const
			and a second
	-	_	ala, na antinutigation

Проявление собственно алюмометасоматоза с ростом в тектоните содержаний Mg, Fe и K приводит к увеличению, наряду со F, концентраций Ni, Cr, Sc, т. е. типичных сидерофилов. Снижение в тектоните содержаний гранитофильных элементов (Si, Na, Rb, Li, Th) подтверждает преобладание щелочно-земельной тенденции метасоматоза, но обеднение вновь формируемой породы V и Zn указывает на то, что на стадии инверсии процесса переход от щелочно-земельной к собственно калиевой тенденции (замена Xл на Сер) сопровождается выносом V и Zn.

Если сопоставить между собой все три группы синтектонических метасоматитов, то видно, что чем выше их зрелость, тем интенсивнее массоперенос и шире спектр привносимых и удаляемых из породы микроком-

Таблица 45

№ анализа	№ прсбы	Порода	Au
1	137	Кварпевый цорфир	0.2
2	137-2	Кварцевый порфир катаклази-	
		рованный	0,2
3	138	Кварцевый порфир	1,7
4	148-4	То же	$^{0,2}$
5	151-7	»	$^{0,2}$
6	147	Кварцевый порфир катаклази-	
1.0		рованный	1,9
7	148-9	Сланец хлорит-серицитовый	$^{0,2}$
8	149-4	Кварцевый порфир	2,9
9	150-6	То же	2,7
10	149	Кварцевый порфир милонитизи-	
		рованный	0,7
11	150-4	То же	$^{2,2}$
12	155-2	»	1,7
13	156	Сланец хлорит-серицитовый	3,2
14	150-3	То же	0,2
15	150-1	»	0,2
16	155	»	0,4
17	100-1	» x	0,2
18	154-2	Кварцевыи порфир	4,8
19	104	Сланец хлорит-серицитовыи	0,2
20	153-5	Фельзит-порфир	0,2
21	100-1	Биотит-серицитовыи сланец	0,3
22	100	10 Ke	0,2
20	142-0	Кварцевын порфир	0,2
24	141	рованный	$^{0,2}$
25	141-2	Кварцевый порфир милонити- зированный	0,2

Содержание Ан в эффузивах и тектонитах акитканской серии, мг/т

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом. Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Волынец. Анализы 1—7 — руч. Водопадный; 8—19 руч. Сев. Кедровый; 20—22 — руч. Юж. Кедровый; 23—25 — р. Ледяная.

понентов. При кремниевом метасоматозе степень извлечения компонентов выше, чем при щелочно-земельном. В большинстве проб кварцевых порфиров содержание Au составляет 0,2—4,8 мг/т. В БТМ второго типа происходит некоторое снижение его концентрации (0,2—2,2 мг/т), резко она падает в милонитах Хл-Сер состава (до 0,2 мг/т). Катаклазированные кварцевые порфиры характеризуются вариациями в содержании Au 0,2— —1,9мг/т (табл. 45).

По высокой степени извлечения петрогенных и рудных элементов из кислых эффузивов можно сделать вывод о значительной агрессивности флюида зон тектонитов, его высоком окислительном потенциале, что и подтверждается при проведении флюидных анализов.

### ФЛЮИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ТЕКТОНИТАХ

Результаты флюидного анализа кислых эффузивов и тектонитов приведены в табл. 46.

Бластокатаклазиты (тектониты I типа) характеризуются резким (в 2—5 раз, иногда на порядок) возрастанием содержания  $H_2O$  по сравнению с кварцевыми порфирами, причем одновременно усиливается степень метасоматической переработки породы. Во внутренних зонах метасоматических колонок (кварц-серицитовые метасоматиты) количество  $H_2O$  увеличивается до 23—28,5 мл/г. Одновременно растет содержание водорода (от 0,4 до 1,3 мл/г) и метана (от 0,006 до 0,01 мл/г), в то время как СО и CO<sub>2</sub> не меняется. Отношение H/C резко повышается, что свидетельствует о вод-170

. Таблица 46

Флюндная характеристика эффузивов и тектонитов акитканской серии, мл/г

№ пробы	Порода	$H_2O$	CO2	со	CH4	$H_2$	$\frac{\mathrm{H_2}}{\mathrm{H_2O}}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σ <sub>raa</sub>	<sup>2</sup> ra3+H <sub>2</sub> O	$\frac{H}{C}$	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
137	Кварцевый порфир	8,63	0,12	0,07	0,006	0,39	0,045	0,583	0,586	9,216	94	0,064
137-1	Кварцевый порфир катакла-					100000000	100000000	1.00	and the fact			Constanting in
	зпрованный	13,2	0,02	0,04	Сл.	0,89	0,067	2	0,95	14,15	503	0,067
137-2	То же	23,2	0,11	0,08	0,01	1,34	0,058	0,727	1,54	27,74	249	0,062
137-3	>	28,4	0,09	0,07	0,01	0,99	0,035	0,778	1,16	29,56	350	0,039
138	Кварцевый порфир	2,83	0,07	0,07	0,006	0,24	0,085	1	0,386	3,216	43	0,120
142-3	Кварцевый порфир	4,00	1,50	0,02	-	0,21	0,053	0,013	1,73	5,73	5,5	0,302
140-1	Кварцевый порфир катакла-											
	зированный	18,9	0,09	0,08	Сл.	0,59	0,031	0,889	0,76	19,66	232	0,039
141	То же	16,7	0,11	0,06	$\rightarrow$	0,42	0,025	0,545	0,59	17,29	204	0,034
141-3	>	7,10	0,06	0,03		0,42	0,059	0,500	0,51	7,61	172	0,067
141-2	Кварцевый порфир милони-		75.357			is not	10 Notestan	NO365H	1199744-0180	In the second se		E S S S S S S S S S S S S S S S S S S S
	тизированный	$^{5,26}$	0,17	0,05	0,006	0,30	0,057	0,294	0,526	5,786	50	0,091
142-2	То же	7,20	0,10	0,02		0,52	0,072	0,2	0,64	7,84	132	0,082
141-1	Бластомилонит хлорит-сери- цитовый	6,55	1,73	0,04	0,006	Сл.		0,023	1,776	8,326	7,5	0,213
147-1	Кварцевый порфир	11,4	0,11	0,05	0,006	0,99	0,087	0,455	1,156	12,56	152	0,092
147	Кварцевый порфир катакла-											
15.00	зпрованный	16,0	0,16	0,15	0,02	0,74	0,046	0,938	1,07	17,07	103	0,063
147-2	То же	15,3	0,09	0,04	Сл.	0,94	0,061	0,444	1,07	16,37	690	0,065
148-4	Кварцевый порфир	4,66	0,05	0,04	Сл.	0,09	0,019	0,8	0,18	4,84	107	0,037
148-3	Кварпевый порфир катакла-	1.50.1		1.0		10.2		11.201	100	5		a contract
- Carrier	зированный	14,0	0,07	0,04		0,44	9,031	0,571	0,55	14,55	268	0,038
151-7	Кварцевый порфир	3,22	0,10	0,26	-	Сл.	-	2,6	0,36	3,58	18	0,101
148-9	Сланец хлорит-серицитовый	28,6	0,09	0,05	0,006	0,69	0,024	0,556	0,836	29,436	408	0,028
151-3	То же	56.7	0,09	0,09	0,02	1,89	0,033	1	2,09	58,79	594	0,036

										Окон	чани	е табл.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
151-4 148-7	Кварц Кварцевый порфир катакла-	1,20	0,03	0,01	-	0,05	0,042	0,333	0,09	1,29	66	0,070
	зированный	7,44	0,77	0,53	Сл.	Сл.	-	0,688	1,30	8,74	12	0,149
152-1 152	Фельзит-порфир Бластомилонит биотит-сери-	0,18	0,18	0,07	-	0,10	0,556	0,389	0,35	0,53	2	0,660
	цитовый	4,56	0,18	0,04	0,01	0,64	0,140	0,222	0,77	5,43	46	0,142
153-3 153-5	Фельзит-порфир Фельзит-порфир катаклази-	$^{5,05}$	0,09	0,04	Сл.	Сл.	-	0,444	0,13	5,18	79	0,025
	рованный	4,26	1,10	0,21	0,02	0,94	0,221	0,191	2,27	6,53	8	0,348
153-2	То же	21,8	0,09	0,07		0,33	0,015	0,778	0,49	22,29	278	0,022
153-4	Бластомилонит биотит-сери-	E 75	0.00	0.02	0	0-		0.999	0.10	5 07	07	0.020
153	цитовыи То тто	0,70	0,09	0,03	0.000	0.57	0.045	0,333	0,12	15 856	97	0,020
153-1	**************************************	7,14	1,92	0,08	0,000	0,37	0,045	0,035	2,59	9,73	7	0,155
149-3	Кварцевый порфир	5.00	0.20	0.79	0.01	0.45	0.09	3.95	1 45	6.45	11	0.225
149-4	То же	4.36	0.10	0.08	0.01	1.14	0.261	0.8	1.33	5,69	59	0,234
150-6	»	11.8	0.05	0,02		0,78	0,066	0.4	0.85	12.65	365	0,067
155	Сланец хлорит-серициговый	10,0	0,56	0.04		2,60	0,26	0,071	3.2	13.2	42	0,242
155-1	То же	23.6	0,016	0,12		0,21	0,009	7.5	0.346	23,946	354	0,014
156	>>	2,00	0,17	0,29		0,26	0,13	1,706	0,72	2,72	10	0,265
150-1	>>	17,4	0,08	0,03	-	0,42	0,024	0,375	0,53	17,93	331	0,030
150-3	»	20,6	0,18	0,10	0,01	0,49	0,024	0,556	0,78	21,38	147	0,036
155-2	Кварцевый порфир мплони-						1.0.0	_				
	тизпроданный	5,46	0,07	Сл.	Сл.	Сл.			0,07	5,53	157	0,013
150-4	То же	6,15	0,34	0,26				0,765	0,6	6,75	21	0,089
149	»	10,6	0,22	0,05		0,09	0,008	0,227	0,36	10,96	84	0,033
154-2	Кварцевый порфир	9.20	0.04	0.06	_	0.83	0,090	1.5	0,93	10.13	208	0,092
154-5	Тоже	9.52	1.01	0.04		0.14	0,015	0.040	1.19	10,71	19	0,111
154-4	»	3,30	2,40	0.03				0.013	2.43	5,73	3	0,424
154	Бластомилонит хлорит-сери- питовый	19.0	0.14	0.09	0.02	0.74	0.039	0.643	0.99	19.99	160	0.050
154-3	Тоже	8.40	0.051	0.02		0.104	0.012	0.392	0.175	8,575	253	0,020
154-6	»	9,92	0.05	0.04	Сл.	0.74	0.075	0.8	0.83	10.75	245	0.077

но-водородном характере флюида, воздействующего на породу. Отношение  $CO/CO_2$  значительно возрастает во внешней зоне и несколько понижается во внутренней. Магнезиально-железисто-кремниевый и магнезиальный метасоматоз протекал также в условиях окислительного флюидного режима. Во всех этих пробах возрастает содержание  $H_2O$  и  $H_2$ , тогда как количество CO и  $CO_2$  фактически не меняется, увеличивается и отношение H/C при снижении доли газа во флюиде. Для всех проб характерны эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, при этом отношение  $FeO/Fe_2O_3$  либо не меняется, либо несколько уменьшается. Судя по анализам, формирование хлоритовых, хлорит-серицитовых бластокатаклазитов происходит в условиях водно-водородного флюида.

Бластомилониты второго типа формировались под воздействием флюида, мало отличавшегося по составу от флюида исходных пород. Содержание H<sub>2</sub>O в нем увеличивается незначительно, доля CO и CO<sub>2</sub> практически не меняется, в то же время количество H<sub>2</sub> либо не меняется, либо уменьшается, что сопровождается некоторым снижением H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O.

В бластомилонитах третьего типа (хлорит-и биотит-серицитовых) состав флюида, так же как и в бластокатаклазитах, характеризуется резким увеличением  $H_2O$  при некотором росте или уменьшении количества  $H_2$ , доля  $CO_2$  и CO иногда возрастает. Бластомилониты формируются при повышении  $P_{O_2}$  (преимущественное уменьшение отношения  $H_2/H_2O$ ) и в ряде случаев при возрастании во флюиде  $H_2O$  и росте отношения H/C. Кварцевые жилы, образующиеся в процессе кислотного выщелачивания, характеризуются, как и хлорит-серицитовые сланцы, среди которых они находятся, окисленными флюидами.

Таким образом, в бластомилонитах устанавливаются три разных флюидных режима: первому свойствен относительно «сухой» флюид, по составу близкий к составу флюида исходных пород, но характеризующийся ростом концентрации фтора; во втором наблюдается увеличение содержания  $H_2O$  и иногда  $H_2$  при росте отношения H/C. Этот флюидный режим характерен для магнезиального, магнезиально-кремниевого метасоматоза с типоморфными элементами Li, Zn, Sc, Rb, Sn. При магнезиально-кальциевом метасоматозе, сопровождающемся привносом таких элементов, как Li, Sr, Sc, Co, V, прослеживается тенденция к росту во флюиде доли окислов углерода, уменьшению отношения H/C и появлению карбоната. В целом же для тектонитов по кислым эффузивам характерен целый ряд типичных особенностей.

1. Различная степень окисления  $H_2$  и CO (см. табл. 46), когда, судя по отношениям  $H_2/H_2O$  и CO/CO<sub>2</sub>, различаемых иногда на 1—2 порядка, это флюидные системы, где  $H_2O \gg H_2$ , но примерно сопоставимы количества CO и CO<sub>2</sub>.

2. Преимущественно водные (водно-водородные) системы с резко подчиненной ролью CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, что выражается в очень высоких значениях H/C.

3. Высокая степень окисленности флюида и его преимущественно водный состав — благоприятный фактор массопереноса компонентов породы и формирования зрелых синтектонических метасоматитов.

4. В результате широкого проявления в породе гидратсодержащих фаз (Хл, Сер, Эп) на завершающих стадиях процесса в верхних частях тектонических зон или в тупиковых оперяющих структурах можно ожидать инверсии флюидного режима с окислительного на восстановительный и формирования сульфидного, золотого и серебряного оруденения.

## ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ ТАТАРНИКОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Татарниковский комплекс гранитоидов, расположенный в Северо-Западном Прибайкалье, приурочен к системе глубинных разломов. Детально геология и петрология массива были изучены Н. А. Срывцевым

Химический	состав	исходных	пород	и	тектонитов	татарниковского	KOMII-
			лекса.	B	ec.%	and filling to an in	

Компонент	157	157-2	158	158-1	159-1
SiO <sub>2</sub>	64,74	63,29	61,14	63,04	64,20
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,76	1,07	0,88	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,05	15,80	15,55	15,25	17,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	2,44	2,54	3,09	0,80
FeO	5,65	4,63	5,32	4,48	2,47
MnO	0,14	0,11	0,19	0,14	0,05
MgO	0,81	1,64	0,69	1,08	5,55
CaO	2,86	2,83	3,03	4,75	0,12
Na <sub>2</sub> O	3,12	2,05	3,75	3,85	0,23
K <sub>2</sub> O	4,90	3,64	5,45	2,00	4,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,16	0,39	0,22	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,13	0,07	0,13	0,05
$H_2O^+$	0,73	2,13	0,73	1,28	4,02
F	0,14	0,15	0,14	0,12	0,12
CO <sub>2</sub>	0,33	0,17	0,11	0,26	0,44
-O <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
Σ	99,96	99,87	100,11	100,52	100,19

Примечание. 157 — адамеллит; 157-2 — биотит-мусковитовый бластомилонит; 158 — кварцевый мощонит; 158-1 — биотит-мусковитовый бластомилонит; 159-1 — хлорит-мусковитовый бластомилонит. Аналитик Г. В. Бондарева, ИЗК СО АН СССР.

[1974]. Возраст татарниковского комплекса по данным Rb-Sr и K-Ar методов оценивается им как раннепротерозойский.

Выделяются два этапа в становлении пород татарниковского комплекса: ранний — образование кварцевых монцо- и гранодиоритов Рельского и кварцевых монцонитов и адамеллитов Татарниковского массивов, и поздний — внедрение даек диабазов и аплитов.

В верховьях р. Татарниково Русло были опробованы тектониты в

Геохимическая	характеристика	пород
---------------	----------------	-------

№ пробы	Порода	Na <sub>2</sub> O	K20	Li	Rb	Sr	Co	Ni	v
157	Аламеллит	3 20	4 80	36	250	110	12	3.7	26
157-8	Тоже	3.60	4.80	49	260	160	9.3	3.0	19
157-1	Адамеллит катаклази- рованный	3,26	4.80	62	240	130	7.1	1,6	12
157-2	Бластомилонит биотит- мусковитовый	2.51	3.80	33	160	260	19	30	87
157-5	Милонит	5.40	4,60	35	210	150	7,9	4,0	15
158	Монцонит	3.90	5.48	24	180	130	7,0	3,0	7.4
158-2	То же	3.90	5.26	16	130	130	7.5	3.2	8,2
158-3	>>	3.90	5.20	28	220	100	5.0	2,8	8.4
158-1	Бластомилонит муско- вит-биотитовый	4,46	2,30	23	95	270	16	5,2	32
159-1	Сланец хлорит-муско- витовый	0,56	4,46	31 .	270	He	5,6	16	20
222	1000					onp.			
159	Кварц-альбит-калишпа- товая порода	4,10	1,70	19	130	390	6,8	6,5	16

Примечание. Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O,  $\Sigma$ Fe = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, всс.%, U, Th — %10<sup>-4</sup>; остальные — ва, Т. В. Бобровская; Co, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Zn в ГЕОХИ СО АН СССР, U, Th — в ЦХЛ ПГО 174

адамеллитах и кварцевых монцонитах. Кварцевые монцониты представляют собой серые средне-крупнозернистые массивные породы, сложенные Кпш (~80%), Пл, в небольшом количестве Кв, МПир, Амф и Би. Среди акцессориев в значительном количестве встречаются апатит и циркон. Пироксены и рудные минералы обрастают каймами Би и Амф, плагиоклазы слабо соссюритизированы. Адамеллиты представляют собой мелкосреднезернистые серые массивные породы порфировидной структуры. Порфировые вкрапленники сложены плагиоклазом (№ 30), слабо серицитизированным, сменяющимся по краям антипертитом и калиевым полевым шпатом. Темноцветы представлены Амф, Би, редко амфиболизированным Пир, в большом количестве присутствует акцессорный Ап. Рудные минералы обрастают по краям сфеном.

В монцонитах и адамеллитах довольно часто зоны милонитизации мощностью от нескольких десятков сантиметров до десятка метров. При , этом совместно с гранитоидами подвергаются катаклазу и милонитизации дайки аплитов, пегматитов и кварцевые жилы. При катаклазе кварцевых монцонитов и адамеллитов прежде всего наблюдается Амф -> Пир (появление сине-зеленого амфибола), затем образование линейной текстуры, первоначально очковой («очки» представлены порфирокластами Кпш и реже Пл). При усилении милонитизации образуются тонко-мелкозернистые тонкополосчатые, иногда плойчатые милониты с редкими реликтами полевых шпатов и темно-серой до черной основной массой. Структура породы приобретает черты лепидогранобластовой. В породе возрастает содержание Би, Сф и Эп.

В бластомилонитах широко развиты процессы метасоматоза, что проявляется в полном исчезновении Амф, замещении его Би, затем Му — Би-В лейкократовой части породы наблюдается перекристаллизация квар. ца. В некоторых случаях мусковитизация сопровождается образованием метасоматических прожилков карбоната. Интенсивная метасоматическая проработка свидетельствует о том, что бластомилониты являлись зонами повышенной проницаемости.

Однако встречаются милониты с иным типом преобразования. Это очень прочные тонкозернистые породы черного цвета мелкоочковой текстуры (ультрамилониты). «Очки» в них представлены округлыми зернами Кпш и Ро, иногда Пл. В основной массе интенсивно проявлена амфиболизация.

Третьим типом бластомилонитов по породам татарниковского комплекса являются хлорит-мусковитовые сланцы. Формирование их начинается с образования гнейсовидных очковых бластокатаклазитов. При

Таблица 48

Cr	Sc	Sn	Pb	Zn	U	Th	ΣFe	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O	Rb Sr	$\frac{Cr}{V}$	Ni Co
$^{8,7}_{3}$	16 11	13 13	46 52	120 160	8,3 9,6	34,6 35,8	7,21 7,50	2,08 2,47	1,5 1,33	2,27 1,63	0,34 0,16	$\left  \begin{array}{c} 0,31\\ 0,32 \end{array} \right $
8,4	10	9,2	41	110	10,7	32,7	7,07	2,70	1,47	1,85	0,7	0,23
37 5,9 3 3 3	27 13 23 22 12	8,6 46 7,7 6,8 12	31 59 36 30 47	$     \begin{array}{r}             110 \\             160 \\             160 \\             150 \\             140 \\             140         \end{array} $	$5,8 \\ 9,9 \\ 6,6 \\ 8,3 \\ 9,0$	25,7 44,4 14,5 15,1 25,1	$7,12 \\ 7,45 \\ 8,06 \\ 8,85 \\ 7,22$	1,75 2,51 3,01 2,85 2,80	$     \begin{array}{r}       1.51 \\       0.85 \\       1.41 \\       1.35 \\       1.33 \\     \end{array} $	$0,62 \\ 1,40 \\ 1,38 \\ 1 \\ 2,2$	$0,43 \\ 0,39 \\ 0,41 \\ 0,37 \\ 0,36$	$\begin{array}{c} 1,58\\ 0,51\\ 0,43\\ 0,43\\ 0,56\end{array}$
3	12	10	51	140	8,2	22,9	7,57	1,26	0,52	0,35	0,09	0,33
3	6,9	23	6,3	40	6,4	57,7	3,42	1,92	7,96	CHEETING No.	0,15	2,86
3	4,6	12	8,9	35	21,3	57,9	2,74	3,89	0,41	0,33	0,19	0,96

татарниковского комплекса

г/л. Na2O, K2O, FeO, Fe2O2, Li, Rb, Sr определены в ИЗК СО АН СССР. Аналитики О. В. Агалако-«Иркутсктеология». этом темноцветы замещаются амфиболом актинолитового ряда, эпидотом и сфеном, полевые шпаты серицитизированы. При усилении степени метасоматической проработки образуются Аб-Кв-Хл-Му сланцы. В ряде случаев кислотное выщелачивание приводит к образованию Кв-Аб-Кпш тонкополосчатых бластомилонитов с очень небольшим содержанием Хл.

В табл. 47 приведены силикатные анализы исходных пород и тектонитов по ним. Основная черта метасоматического процесса в тектонитах — привнос Mg. Если рассматривать ряд милонитов от Би + Му к Хл + Му как эволюционный, то отмечаются следующие особенности. На ранних, высокотемпературных стадиях процесс протекает со снижением содержаний Si, Na, K, что присуще щелочно-земельному метасоматозу. Как указывалось выше, Мд постоянно привносится в тектониты, а в случае, когда по кварцевым монцонитам образуется Би-Му БТМ, в них растет и концентрация Са при одновременном увеличении степени окисления Fe в минералах. Переход к Хл-Му БТМ знаменуется повышением степени накопления в тектонитах Si, Al, Mg (в 8 раз) и выносом Ti, Fe, Ca, Na, K, P. Иными словами, развитие Si-Al-Mg метасоматоза приводит к переводу в подвижное состояние щелочей, Fe и Ca. В результате сопоставления этих двух разновидностей метасоматоза очевидна инверсия флюидного режима, когда Mg-Ca метасоматоз ранних стадий сменяется Si-Al-Mg на поздних. Отсюда можно сделать вывод о том, что на фоне постоянного привноса Мд в тектоническую зону наблюдаются инверсионные явления за счет увеличения во флюидах активности компонентов, извлекаемых из породы, а затем входящих в состав минералов тектонита.

Ранние этапы катаклаза адамеллитов протекают практически без изменения химического состава породы (табл. 48) с проявлением тенденции к снижению содержаний Co, Ni, V, Sc, Sn, Pb, Zn и увеличению Li и U при постоянстве Na и K. Образование Би-Му БТМ по адамеллитам сопровождается выносом Na, K, Li, Rb, Sn, Pb, U и Th и накоплением столь характерных для щелочно-земельного метасоматоза Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc при снижении отношения FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 2,08 в адамеллитах до 1,75 в БТМ. Характерно резкое снижение отношения Rb/Sr и увеличение Ni/Co.

Инверсия флюидной системы и переход ее от щелочно-земельной к собственно щелочной знаменует этап формирования бластомилонитов, в которых по отношению к Би-Му БТМ возрастает количество Na (более чем в 2 раза), K, Rb, Sn (в 5 раз), Pb, Zn, U, Th и снижается Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc с возрастанием степени восстановленности Fe в породе. В соответствии с этим растут отношения Rb/Sr и падают Ni/Co.

На фоне проявления высокотемпературных метасоматических пропессов проявляются две тенденции: Ca-Mg( $\pm$ Na) с формированием Би-Му БТМ и кремне-щелочная, характеризуемая Кв-Аб-Кпш метасоматитами (см. табл. 48). В первом случае во вновь образуемой породе накапливаются Na, Sr, Co, Ni, V, т. е. типоморфные элементы щелочно-земельного метасоматоза, и выносится Rb при примерно равных содержаниях для остальных элементов в обеих группах сравниваемых пород. Кв-Алб-Кпш метасоматиты имеют характерные черты, свойственные описанным выше, и некоторые отличия. Прежде всего в них по отношению к исходному адамеллиту возрастает содержание Na, Sr (более, чем в 3 раза), Ni, V, U, Th и снижается K (в 3 раза), Li, Rb, Sc, Pb (в 4—5 раз), Zn (в 4 раза). Такое снижение в одном геохимическом цикле содержания элементов, различных по своим физико-химическим свойствам, может быть объяснено или сложностью состава исходного флюида, или же тем, что эти метасоматиты образовались на стадии инверсии.

Переход от натриевой к калиевой ветви процесса знаменуется образованием Хл-Му БТМ (см. табл. 48), где по отношению к исходному адамеллиту проявляется процесс выноса Na (в 6 раз), Sc, Pb, Zn, U и привноca Li, Rb, Ni, V, Sn, Th. Накопление в составе БТМ компонентов, отличающихся по своим физико-химическим характеристикам, опять же объясняется нечетко выраженной направленностью процесса, когда в БТМ

12 D.		
А. Летн	№ пробы	Пор
ииков,	157	Адамеллит
В. Б	157-8	То
. Савели	157-1	Адамеллит к ный
ъева, С.	157-2	Бластомилонит витовый
0. B	157-5	Милонит
алып	158	Кварцевый мон
шев	158-2	То
	158-3	»

Результаты хроматографического анализа пород татарниковского комплекса, мл/г

№ пробы	Порода	H₂O	CO2	со	CH4	$H_2$	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σ <sub>газ</sub>	$\Sigma_{ra3+H_2O}$	H C	$\frac{\Sigma_{ra3}}{\Sigma_{ra3}+H_2}$
157	Адамеллит	3,60	0,17	0,21	0,01	1,70	0,472	1,750	2,04	5,64	31,5	0,362
157-8	То же	2,58	0,06	0,04	0,006	1,79	0,694	0,667	1,896	4,476	87	0,424
157-1	Адамеллит катаклазирован- ный	2,10	0,10	0,12	4	0,80	0,381	1,2	1,02	3,12	26,5	0,327
157-2	Бластомилонит биотит-муско- витовый	10,8	0,16	0,11	0,01	2,10	0,194	0,688	2,38	13,18	93	0,181
157-5	Милонит	4,0	0,065	0,09	0,01	1,30	0,325	1,385	1,465	5,465	66	. 0,268
158	Кварцевый монцонит	9,9	0,08	0,04	Сл.	1,14	0,115	0,5	1,26	11,16	189	0,113
158-2	То же	7,84	0,07	0,05		1,19	0,152	0,714	1,31	9,15	152	0,143
158-3	»	6,25	0,13	-	-	0,69	0,110	-	0,82	7,07	109	0,116
158-1	Бластомилонит-биотит-муско- витовый	7,1	0,12	0,03	-	2,1	0,296	0,25	2,25	9,35	124	0,241
159-1	Сланец хлорит-мусковитовый	38,9	0,65	0,04	-	0,88	0,023	0,062	1,57	40,47	116	0,039
159 ,	Кварц-альбиткалишпатовая порода	20,1	0,07	-	-	0,78	0,039	_ *	0,85	20,95	601	0,041
157-4	Кварц	0,06	0,08		-		-	-	0,08	0,14	1,5	0,571
157-3	Кварц милонитизированный	0,32	0,04	0,04		0,05	0,156	1	0,13	0,45	9,5	0,289
159-2	То же	0,18	0,04	0,04	-	0,05	0,278	1	0,13	0,31	6	0,419
	H. 18338.8		1		1	the second second	L		2 2 2 2	1 1		1 m - 12

Примечание. Аналитики Н. В. Забсева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

177

образуются одновременно Хл и Му, концентрирующие различные по свойствам элементы.

В табл. 49 приведены результаты хроматографического анализа пород и тектонитов татарниковского комплекса. Прежде всего необходимо отметить отличие по флюидной составляющей адамеллитов и кварцевых монцонитов. Для адамеллитов характерна «сухость» флюидов меньшие содержания H<sub>2</sub>O и высокие отношения H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O (в пределах 0,47—0,69), в то время как в кварцевых монцонитах количество H<sub>2</sub>O в 2—4 раза выше, а отношение H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O не превышает 0,15. Это обстоятельство проявляется и в значениях отношений H/C, которые резко возрастают в монцонитах (табл. 49). Судя по анализам, в адамеллитах флюид существенно водно-газовый, а в монцонитах водный. Для данной группы пород характерна некоторая преемственность флюидного состава БТМ по отношению к исходной породе, особенно для ранних высокотемпературных фаций (Би + Му).

По мере снижения Т и перехода к Хл-Му ассоциациям привнос H<sub>2</sub>O становится все существенней и флюидная система все более удаляется от исходной, близкой к флюидной системе материнской породы.

Ранние этапы метасоматоза характеризовались достаточно высоким уровнем восстановленности флюида, который значительно снижается по мере перехода к Хл + Му и Кв + Алб + Кпш разностям.

Одна из характерных черт этой флюидной выборки для пород татарниковского комплекса — малое количество углеродсодержащих газов (CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>), т. е. типичная водно-водородная ветвь эволюции эндогенных флюидных систем. Хотя данные по гранитоидам и тектонитам татарниковского комплекса и немногочисленны, они представляют определенный интерес для понимания общей схемы развития процесса формирования тектонитов на различных термодинамических уровнях литосферы.

## Глава VII

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

С целью определения влияния различных факторов на развитие метасоматических процессов в тектонитах нами было проведено физико-химическое моделирование на ЭВМ сложных мультисистем, адекватных изучаемым нами породам, по программе «Селектор» [Карпов, 1981]. Мощность и широкие возможности этой универсальной программы были апробированы нами ранее многократно и отражены в наших более ранних публикациях [Летников и др., 1981, 1985; Флюидный режим..., 1980 a, б]. Не останавливаемся на методических аспектах используемого метода, ибоони изучались ранее более детально и на хорошей теоретической основе [Карпов и др., 1976; Карпов, 1981].

#### модель гранитогнейс + Флюид

За основу химического состава породы был взят анализ реального гранитогнейса из шарыжалгайского комплекса (пр. 55—16), по которому образовывались тектониты (см. табл. 50). При расчетах для упрощения модели из анализа было вычтено содержание MgO, скорректировано CaO и добавлена концентрация CO<sub>2</sub> до содержания, определенного методами газовой хроматографии, затем этот состав заново был приведен к 100%. В модельном расчете использовался общий состав гранитогнейса в молях (см. табл. 50).

В исходную матрицу входили Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, C, Cl, H, O, которые образовывали 45 соединений водного флюида, соответствующих основным формам состояния сложного раствора и важнейшим формам переноса петрогенных компонентов, а также Кв, Сан, Пл, РПир, МПир, Гр, Би, Му, Амф, Мг, Гем, Эп, Карб, Хл, Хлд, Сап, Корд, Анд, Сф, Рут с учетом миналов, входящих в состав этих минералов.Термодинамические константы веществ взяты из работ [Дорогокупец, Кар-



Рис. 44. РТ-днаграмма гранитогнейсовой системы. Пояснение в тексте.

пов, 1984; Карпов и др., 1976; Найгебауэр, Казьмин, 1982].

Гранитогнейсовая модель при  $T = 400-900^{\circ}$ С и P = 1-7 кбар рассмотрена на базе исходных данных, приведенных в табл. 50; обобщенная PT-диаграмма, основанная на частных выдачах по отдельным PT-сечениям системы, приведена на рис. 44. Как видно из полученных результатов, границы полей различных парагенетических ассоциаций имеют в основном положительный наклон — до 600—650°С, а в области более высоких температур проявляются более сложные зависимости. Двигаясь по линии возрастания T, мы последовательно получаем различные типы пород со своими специфическими парагенезисами (см. рис. 44).

1. Ассоциация  $KB + \Pi \pi + Bu + My + Kap6 + Mr + C\phi$  устойчива при  $T = 400-450^{\circ}C$  и P = 2,5-7 кбар, по составу отвечает  $KB-\Pi\pi$ -Би-Му сланцам с примесью карбоната и акцессорных Mr и Cф.

2. Повышение T приводит к переходу предыдущей ассоциации в Кв + Кпш + Пл + Би + Му + Мг + Сф + Карб, т. е. за счет уменьшения доли Би и Му в системе одним из ведущих минералов становится Кпш, а Карб переходит в разряд акцессорных минералов. За счет процесса замещения Кпш  $\rightarrow$  Би повышается доля Mr.

3. Дальнейшее повышение *T* приводит к полному исчезновению Карб, что хорошо согласуется с данными по изучению тектонитов по породам зеленосланцевой фации.

4. Рост  $T > 500^{\circ}$ С во всем исследуемом интервале P приводит лишь к некоторому увеличению основности Пл за счет Сф и замещению Рут  $\rightarrow C\phi$ , в основном же ассоциация остается без изменений.

5. При температуре выше 575°С и давлении 1 кбар вдоль граничной линии раздела происходит дробление мультисистемы на несколько узких по PT-интервалам полей устойчивости определенных ассоциаций, и в поле 5 исчезает Му и появляется Корд, что отвечает области высоких P и T.

6. Снижение T и особенно P до самых низких значений приводит к образованию ассоциации KB + Kпш + Пл + Би + Рут + Мг без Му и Корд.

7. Повышение T до 800°С и P до 5 кбар обусловливает появление в существенно Кв + Пл + Кпш системе наряду с биотитом граната и кордиерита.

8. Снижение *T* и *P* приводит к исчезновению Корд, когда темноцветы представлены Гр и Би.

9. Наиболее высокотемпературное поле в интервале 800° и более 800°С и при давлении не более 2,5 кбар характеризуется наличием наряду с Кв + Пл + Кпш породообразующих Гр + Гип и акцессорного Корд, что, в общем, соответствует чарнокиту или Гр-Гип гнейсу гранулитовой фации.

Таким образом, в пределах выявленных в ходе моделирования на ЭВМ полей могут быть размещены главные типы изученных нами маг-12\* 179



Puc. 45. Изменение состава системы при  $T = 500^{\circ}$ С (a) и P = 4 кбар (б).

матических, метаморфических и метасоматических пород гранитоидного состава, и полученные зависимости в общем виде верно отображают эволюцию закрытой алюмосиликатной мультисистемы при росте T и P. Сама постановка задачи, когда мы оперировали неизмененным балансом масс, определяла рассмотрение изохимической системы. Полученные данные являются основой для решения методами физико-химического моделирования открытых систем с вполне подвижными компонентами (в понимании Д. С. Коржинского), что отвечает условиям формирования метасоматитов в тектонических зонах.

Для определения характера изменения направленности процесса в зависимости от вариаций T и P рассмотрим два сечения обобщенной диаграммы: изотермическое и изобарическое. При  $T = 500^{\circ}$ С и P == 1-7 кбар (рис. 45, a) с ростом P до 4 кбар соотношение главных породообразующих минералов меняется мало, и лишь незначительно возрастает доля Му. Выше 4 кбар в системе появляется Карб, расширяется поле Му, резко идет на убыль Мкр, при 7 кбар это ассоциация Кв +  $+ Пл + Би + Му + Карб \pm Кпш с акцессорными Сф и Мг, которые$ 

Таблица 50

Химический состав гранитогнейса, вес.%

Компо-	6 6	Модельный состав						
нент	II po 55-1	1	2	3				
$SiO_2$	70,00	67,20	70,20	69,90				
TiO2	0,37	0,35	0,37					
$Al_2O_3$	14,30	13,73	14,30	14,27				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,03	0,03	0,60				
FeO	3,30	3,38	3,54	3,00				
MgO	1,10	1,05	1,10	1,10				
CaO	2,85	2,09	2,25	2,84				
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,38	3,53	3,41				
K <sub>2</sub> O	3,18	3,05	3,12	3,17				
$H_2O^+$	1,20	3,57	1,20	1,20				
$H_2O^-$	0,12	0,00	0,00	1,20				
$\mathrm{CO}_2$	0,28	2,11	0,28	0,54				
Σ	100,40	100.00	100,00	100,00				

Примечание. 1 — модельный состав пересчитан на 100% с учетом флюидной фазы; 2 — то же, но без учета флоидной фазы; 3 — то же, за вычетом T iO<sub>2</sub>. появляются на уровне 3 кбар, а при P < 3 кбар снижается содержание акцессорных Рут + Мг. Такова эволюция системы в изотермических условиях.

Обратные соотношения между фазами характеризуют изобарическую систему в интервале 400—800°С (рис. 45, б). Здесь при 4 кбар рост T от 400 до 470°С приводит к исчезновению Карб, при 625-630°С исчезает Му, одновременно расширяется поле Пл и Мкр, а при 700—800°C отмечается ассоциация Кв + Мкр + Пл + Би с акцессорными Корд, Гр, Мг, Рут. По мере роста T состав акцессорных минералов изме- $C\phi + Mr(400-500^{\circ}C) \rightarrow$ так: няется  $\rightarrow$  Pyr + Mr (600°C)  $\rightarrow$  Pyr + Kopg + + Mr (700°C)  $\rightarrow$  Kopg +  $\Gamma p$  + Mr + + Рут (800°С).

Таким образом, для одних и тех же составов рост *T* или *P* приводит к качественно иным изменениям фазового состава. Поэтому именно *PT*-диаграммы наиболее полно отображают всю гамму преобразований сложных систем, во многом аналогичных природным объектам.
Дальнейшие построения проводились на базе рассчитанной *PT*-диаграммы (см. рис. 44) или по линии моделирования открытых систем, в которых порода подвергалась метасоматическому преобразованию под действием растворов заданного состава. Как уже указывалось выше, на базе реального гранитогнейса использовались и модельные составы, несколько отличающиеся от исходного (табл. 50).

Моделирование взаимодействия гранитогнейса (3-й модельный состав) с водно-хлоридно-натровым флюидом (NaCl — 0,01 м) проводилось на ЭВМ при заданном балансе масс флюида и P = 3000 бар и T = 200— 350°С. На соответствующей диаграмме (рис. 46, *a*) отображена степень взаимодействия флюида с породой ( $\xi$ ), т. е. по оси абсцисс от 0 до 4 возрастает степень переработки породы — повышение степени ее взаимодействия с флюидом [Карпов, 1981]. На графике отражены поля отличающихся друг от друга по составу парагенетических ассоциаций и линии, отделяющие границы устойчивости той или иной фазы, направление штрихов указывает в сторону поля, где эта фаза устойчива.

От 0 до 2,5  $\xi$  порода не претерпевает существенных преобразований и состав ее отвечает гранитогнейсу: Кв, Пл, Кпш, Би, Му + Эп и Ка, т. е. проявляются процессы эпидотизации, мусковитизации и карбонатизации. При этом на уровне от 2,8 до 0,5  $\xi$  и от 200 до 280°С проходит линия, ниже которой в низкотемпературной области устойчив Ка, а выше ее он как фаза исчезает. Дальнейшее усиление процесса метасоматического преобразования породы, идущее по линии привноса Na, Cl и H<sub>2</sub>O, приводит к растворению SiO<sub>2</sub> и исчезновению Кв как фазы, когда в сравнительно узкой зоне (см. рис. 46, *a*, поле 3) существует порода состава Би + Му + + Эп + Пл + Кпш, из которой затем во всем *T*-интервале исчезает Кпш,



Рис. 46. Диаграмма зависимости минеральных парагенезисов от степени протекания процесса (ξ) и температуры в модели взаимодействия гранитогнейса с водой (а) и со сложным раствором (б).

1 — Кв. Пл., Кпш. Би. Му. Эп., Ка: 2 — Кв. Пл., Кпш.; Би., Му. Эп.; 3 — Би. Му. Эп., Пл., Кпш.; 4 — Би. Му. Эп., Пл.; 5 — Би. Му. Эп.; 6 — Би. Му. Эп., Хл.; 7 — Би. Му Мг. Эп.; 8 — Би. Эп. в широком интервале 5 устойчива ассоциация Би + Му + Эп + + Пл (поле 4).

Усиление метасоматического преобразования породы приводит к появлению парагенезиса Би + Му + Эп (поле 5), который в низкотемпературной зоне (ниже 230°С) сменяется ассоциацией Би + Му + Эп + + Хл (поле 6), в узкой зоне в районе 250°С появляется Мг (поле 7), парагенезис представлен Би + Му + Мг + Эп. В самой высокотемпературной части системы устойчив двухминеральный парагенезис Би + Эп (поле 8). Таким образом, в изученной нами модели при воздействии на гранитогнейс слабо мичерализованного существенно водного хлориднонатриевого раствора при P = 3000 бар и в *T*-интервале  $200-350^{\circ}$ С происходит постепенная смена минеральных ассоциаций за счет выноса петрогенных соединений и вытеснения безводных минералов гидратсодержащими; в высокотемпературной области это двуминеральный парагенезис Би + Эп, а в низкотемпературной — Би + Му + Эп + Хл. Понимая идеальность построенной модели и преобладание процессов выноса над привносом, что приводит к появлению редких и порой экзотических парагенезисов, мы получаем возможность оценить общую направленность эволюции системы и наметить в ней место метасоматитам. Следует заметить, что одной из характерных черт этого процесса является десиликация породы.

Замена в нашей модели простого флюида на более сложный приводит к качественно иным построениям. Исходная матрица осталась той же — это гранитогнейс, но состав флюида стал более многокомпонентным ( $H_2O = 55,51$ , NaCl = 0,01, CaCl<sub>2</sub> = 0,01, MgCl<sub>2</sub> = 0,02 и FeCl<sub>2</sub> = 0,02 M), P = 3000 бар, *T*-интервал 200—350°С. Результаты расчета приведены на рис. 46, 6, принцип построения остался тем же, что и в случае, разобранном выше.

Одной из отличительных черт этой модели является то, что наиболее устойчивый минерал исходной породы — Би, который исчезает на очень высокой ступени преобразования породы, когда она представлена вновь образованным метасоматитом. Примерно до 300°С порядок исчезновения минералов из исходной породы таков: Кпш — Пл — Кв — Му — Би, при T > 300°С — Кпш — Кв — Пл — Му — Би (см. рис. 46, б).

Выделяются две области появления Амф при температуре  $275-200^{\circ}$ С и  $\xi = 1, 2 - 2, 9$  и в высокотемпературной зоне  $> 350^{\circ}$ С и  $\xi = 3, 5-4, 0$ . Карбонат появляется на самых ранних стадиях преобразования породы и по мере нарастания степени ее преобразования постоянно присутствует во всех парагенезисах, постепенно опускаясь до  $225^{\circ}$ С. По вектору возрастания  $\xi$ , кроме Амф и Карб, последовательность появления вновь образованных минералов такова:  $\exists n - Xn - Xng$ , и при высоких ступенях преобразования исходной породы Мг сменяет Гем (см. рис. 46, б).

Из сопоставления этих двух моделей видно исключительно высокое влияние состава флюида и флюидного режима процесса на состав образуемых метасоматитов.

Для полноты понимания процесса преобразования гранитогнейса в метасоматит рассмотрим несколько изобарно-изотермических сечений рассмотренной выше системы с количественным выражением минерального состава. На рис. 47, а представлена диаграмма сопряженного изменения породы и флюида по мере увеличения  $\xi$  от 0 до 4 при 3000 бар и 350°С. Уже на ранних стадиях образуются Эп и Му, содержание которых невелико (5% для Му и 7—8% для Эп), но при  $\xi = 2,5$  исчезает Кпш, а при  $\xi > 3,0$  резко расширяются поля Бп, Эп и Му, затем исчезают Би, сменяясь Амф, и Эп + Му — ассоциацией Хл + Хлд, окончательный состав метасоматита — Хл + Мг примерно в равных количествах. Иными словами, в данном случае получена модель формирования Хл + Мг метасоматитов (руд) при привносе в породу Fe, Na, Ca, Mg существенно хлоридно-натровым водным раствором. Учитывая единую направленность рассмотренного процесса, полученную схему можно представить как метасоматическую колонку с наиболее зрелым метасоматитом при макси-182



Рис. 47. Моляльность независямых компонентов и pH водного раствора, изменение количеств сосуществующих минералов в модели взаимодействия гранитогнейса со сложным раствором при  $T = 350^{\circ}$ С и P = 3000 бар (a);  $T = 300^{\circ}$ С и P = 3000 бар (b);  $T = 250^{\circ}$ С и P = 3000 бар (c);  $T = 200^{\circ}$ С и P = 3000 бар (c);  $T = 200^{\circ}$ С и P = 3000 бар (c).

мальных значениях ξ. В общем виде по кратным сечениям ξ зональность будет выглядеть таким образом: Мг + Хл, Хл + Амф + Хлд ± Мг, Би + Эп + Хл + Му, Би + Эп + Му + Пл, Би + Пл + Эп + Кв + Му, Би + + Кпш + Эп + Кв + Му, что в значительной мере отвечает парагенезисам или фрагментам природных Fe-Ca-Mg метасоматитов по алюмосиликатным породам.

Соответственно общей схеме преобразования породы происходит и изменение состава равновесного раствора, pH его уменьшается от 7,2 до 4,75 на конечных стадиях процесса и особенно снижается концентрация Si, K, Al, резко возрастает у Mg, Ca и сначала уменьшается, а затем снова возрастает у Fe.

Из полученных данных следует, что в равновесии с Мг + Хл метасоматитом на конечных стадиях процесса находится кислый флюид, в котором равновесная концентрация компонентов будет убывать в такой последовательности: Na, Si, Ca, Mg, Al, K, Fe. Та же система при 300°С изменяется в том же направлении, когда на самых ранних стадиях в ней уже появляется Эп, первым из первичных минералов исчезает Кпш, потом Кв, Му и Би (см. рис. 47, 6). Затем на смену Му + Эп приходит Хл, а Хлд + Мг — Би. Поэтому при  $\xi = 3$  равновесный состав породы таков (в порядке уменьшения): Би + Эп + Му + + Пл ± Кв,  $\xi = 3,5$  — Би + Эп + Хл + Хлд + Мг и  $\xi = 4$  — Хл + + Хлд + Мг. Следовательно, снижение *T* приводит к переходу на конечной стадии преобразования породы от ассоциации Хл + Мг к Хл + + Хлд + Мг. Соответственно изменяется и состав равновесного раствора, когда на завершающих стадиях процесса концентрация петрогенных компонентов в растворе убывает в ряду K, Si, Ca, Mg, Na, Al, Fe.

Снижение T до 250°С приводит к существенному изменению системы уже на средних этапах ее преобразования. Одной из отличительных черт процесса является присутствие карбоната (см. рис. 47, e), количество которого постепенно возрастает, затем, когда  $\xi$  достигает 3,0, карбонат исчезает, вытесняясь Эп, а затем появляется вновь. В интервале  $\xi$  от 2 до 3 Эп сменяется Амф, который затем вытесняется Хл. В кратных сечениях  $\xi$  состав метасоматита меняется следующим образом:  $\xi = 2$ , Кв + Му + + Пл + Би + Амф + Карб;  $\xi = 3$ , Му + Би + Кв + Хл + Карб + + Эп;  $\xi = 4$ , Хл + Хлд + Би + Мг. В соответствии с направленностью процесса изменяется и концентрация компонентов в растворе, воздействующем на породу, снижается его pH от 7,1-7,2 до 4,6-4,7 (см. рис. 47, e).

Снижение T до 200°С в еще большей мере ведет к изменению исходной породы уже на самых ранних стадиях ее преобразования, когда проявляются процессы эпидотизации, мусковитизации, амфиболизации и постепенно нарастающей карбонатизации, которая достигает максимума при  $\xi = 4$  (см. рис. 47, г). Порядок исчезновения минералов первичной породы таков: Кпш — Пл — Кв — Би, причем Би появляется вновь как фаза зрелого метасоматита на заключительных стадиях процесса. Если при  $\xi = 3$  это Му + Би + Хл + Кв + Ка + Гем, то при  $\xi = 4$  равновесная ассоциация представлена Хлд + Хл + Би + Ка + Мг. Как и во всех предыдущих случаях pH раствора при «поступлении» флюида в породу был максимален и колебался около 8, тогда как на завершающих стадиях это существенно кислый флюид с pH ~ 5. Концентрация петрогенных элементов во флюиде, равновесном с наиболее зрелым метасоматитом, убывает в следующем ряду: Na, Si, Mg  $\gg$  K, Fe, Al (см. рис. 47, г).

Таким образом, если полученные данные аппроксимировать на природные условия, то при воздействии на алюмосиликатные породы сложного Na-Ca-Mg-Fe хлоридного флюида в одном изобарическом сечении (3 кбар) по мере снижения T от 350 до 200°С смена конечных, наиболее зрелых ассоциаций будет такова: 350°С - Хл + Mr, 300°С - Mr + Хл + Хлд,  $250°С - Хл + Хлд + Mr \pm Би$ , 200°С - Хлд + Хл + Та·+ Би + Ка + Mr. По сути дела, это продукты низкотемпературного метасоматического преобразования пород при проявлении процессов щелочно-земельного метасоматоза, идущего при интенсивной десиликации пород [Омельяненко, 1978; Жариков, Зарайский, 1973], отдельные фрагменты которого отмечаются в природных условиях.

Весьма интересны изменения составных компонентов минералов сложного состава по мере течения процесса, ибо, как было сказано выше, равновесный с метасоматитом флюид все время изменяет свой состав, что сказывается на соотношении минералов в отдельных фазах. Результаты расчетов в мольных процентах приведены в табл. 51—54 и позволяют в общем виде оценить наиболее существенные тенденции.

Для 3 кбар и 350°С по мере увеличения  $\xi$  от 1,4 до 3,2 (см. табл. 51) происходит повышение основности Пл от № 14,6 до 22,6, после чего он исчезает. Для Би в интервале  $\xi = 1,4-3,8$  характерно следующее: при  $\xi = 1,4-2,6$  соотношение Анн, Ист, Фл и Сид миналов практически остается постоянным, в интервале 2,6-3,4 резко идет на убыль содержание Анн и Фл составляющих при значительном возрастании Сид. Содержание 184

	Таблица 51
Состав фаз в модели гранитогнейс $+$ раствор при $T=350^\circ$ С и $P_{ m ofm}=3$ кбар	

224	1999 P.					Степень	взаимодейс	гвия флюнд	ца с породо	й ( <b>ξ</b> )	*			
Фаза	Компонент	3,800	3,600	3,400	3,200	3,000	2,800	2,600	2,400	2,200	2,000	1,800	1600	1400
Плагиоклаз	Алб Ан Σ	-	_	-	77,371 22,629 100,00	77,704 22,296 100,00	81,471 18,529 100,00	34,707 15,293 100,00	84,930 15,070 100,00	85,081 14,919 100,00	85,178 14,822 100,00	85,237 14,763 100,00	85,268 14,732 100,00	85,409 14,591 100,00
Биотит	Анн Ист	63,361 0,237	63,483 0,367	33,446 12,954	32,085 16,115	36,663 13,452	39,527 11,593	43,961 9,297	44,323 9,199	44,578 9,131	44,749 9,086	44,858 9,058	44,922 9,043	44,952 9,040
bilotin	Фл Сид Σ	0,212 36,190 100,00	$0,364 \\ 35,786 \\ 100,00$	$     \begin{array}{r}       11,314 \\       42,286 \\       100,00     \end{array} $	27,721 24,079 100,00	$\begin{array}{c} 28,324 \\ 21,561 \\ 100,00 \end{array}$	29,068 19,812 100,00	29,682 17,060 100,00	29,293 17,185 100,00	29,016 17,275 100,00	28,826 77,339 100,00	28,699 17,385 100,00	28,613 17,421 100,00	28,555 17,453 100,00
	Му Мg-фенг	_	-	18,455 3,606	20,936 8,058	35,591 17,239	46,474 26,074	50,618 36,161	51,357 36,580	50,686 36,040	50,710 35,999	50,732 35,966	50,755 35,933	51,069 36,096
Мусковит	Пар Мар Σ	-		58,695 19,244 100,00	65,586 5,420 100,00	43,633 3,537 100,00	25,795 1,657 100,00	12,576 0,645 100,00	11,422 0,641 100,00	12,648 0,626 100,00	12,668 0,623 100,00	12,680 0,622 100,00	12,693 0,619 100,00	12,773 0,622 100,00
	Tp-1 Tp-2	0,198 0,051	0,510 0,339	-	-	_				_	100 <u>-</u>	101 <u>-</u> 101		_
Амфибол	Fe-Тр Fe-парт	85,330 14,419	89,419 9,729	_	-		-	_	-	-	-	-	- 110	-
	Σ	100,002	100,003						_					
arren	Эп	84,444	81,073	81,090	75,630	63,289	58,269	57,951	56,235	55,075	54,305	53,795	53,452	53,209
Эпидот	Σ	15,556	18,927	18,910 100,00	24,370 100,00	36,711 100,00	41,731 100,00	42,049 100,00	43,765	44,925 100,00	45,695 100,00	46,205 100,00	46,548	46,791 100,00

				Coc	гав фаз	в моде	ели гран	штогней	ic + pac	твор пр	он <i>T</i> =	300°С и	<b>Р</b> <sub>общ</sub> =	3 кбар			Табл	ица 52
on all all all all all all all all all al	Ireanne	1	-			in the	C	сепень вз	аимодей	ствия фл	юида с 1	юродсй (	<u>ξ)</u>	001 21 24	ingel and	san l	THE PARTY OF	100 Jata
Фаза	нент	3,800	3,600	3,400	3,200	3,000	2,800	2,400	2,200	2,000	1,800	1,600	1,400	1,200	1,000	0,800	0,400	
-	Алб	-			_	-	89,899	92,422	92,464	92,490	92,504	92,508	92,503	92,488	92,461	92,415	92,231	92,063
Плагноклаз	Ан			-			10,101	7,578	7,536	7,510	7,496	7,492	7,497	7,512	7,539	7,585	7,769	7,937
	Σ		-		20 <del>-</del>		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Анн	66,007	58,885	42,846	44,271	42,636	45,698	51,878	51,841	51,812	51,789	51,231	51,738	51,703	51,514	51,573	51,284	51,210
	Ист	0,1444	0,496	3,188	10,397	9,916	8,793	6,191	6,198	6,205	6,211	6,154	6,227	6,241	6,246	6,295	6,418	6,538
Биотит	Фл	0,115	0,389	1,944	22,179	31,456	30,283	29,540	29,575	29,600	29,616	30,351	29,632	29,634	29,819	29,627	29,595	29,169
	Спд	33,73	40,230	52,022	23,153	15,592	15,226	12,391	12,386	12,383	12,384	12,264	12,403	12,422	12,421	12,505	12,703	13,083
	Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	My Mg-	-	-	18,414	20,597	20,101	35,580	42,099	42,096	42,098	42,100	6 42,121	42,147	42,188	42,484	42,357	42,752	43,386
	фенг	-	-	2,550	9,873	18,604	27,539	45,133	45,133	45,127	45,110	45,096	45,063	45,010	44,748	44,797	44,296	43,491
Мусковит	Пар	_		44,004	65,656	53,379	35,763	12,485	12,490	12,494	12,498	3 12,503	12,510	12,521	12,487	12,561	12,653	12,817
	Map	-		35,032	3,874	1,910	1,112	0,283	0,281	0,281	0,280	0,280	0,280	0,281	0,281	0,285	0,299	0,306
	Σ			100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Эп	-	76,407	77,075	76,705	72,134	68,689	66,294	65,524	65,020	64,691	64,475	64,329	64,224	64,015	64,633	63,807	61,650
Эпидот	Цо		23,593	22,924	23,295	27,860	31,311	33,706	34,476	34,980	35,309	35,525	35,671	35,776	35,985	35,367	36,193	38,350
	Σ		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
4-1	Ka	-		-		-			-	-	-	-	-	-	-	-	-	99,831
Карбонат	Магн								-									-0,112
	Сп	-	-		in <u>ab</u> ri	11. (2002) (14	147. <u>2.1</u> 00	-	-	Contraction and	-	101 <u>-0</u> -11		-	-			0,057
	Σ		-	-	-	-	-	-	-	- 1		-	· -			-	-	100,00

anar E 1 Ch		1. 10. 13	00	crub q	10 0 10	ogenn	· paint	or neme 1	pacerbop in	pn 1 -	00 0, 100	ų o nou	P	11 2010	1 1200	
dana	Terrorow	1 1 1 1 1	1.192	1.1		44 S.	dillo -	Степени	ь взаимодей	ствия флюг	ида с пород	ой (ξ)	in lat	a para	1.000	1.11
Фаза	помнонент	4,0	3,8	3,6	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	2,0	1,8	1,6	1,0	0,0
Плагноклаз	Алб Ан Σ	111					Ξ	1	$97,52 \\ 2,48 \\ 100,00$	$97,65 \\ 2,35 \\ 100,00$	$97,60 \\ 2,40 \\ 100,00$	$97,18 \\ 2,82 \\ 100,00$	$97,52 \\ 2,48 \\ 100,00$	$97,84 \\ 2,16 \\ 100,00$	97,31 2,69 100,00	$\begin{array}{r}.\\77,63\\22,37\\100,00\end{array}$
Биотит	Анн Ист Фл Сид Σ	$\begin{vmatrix} 83,62\\0,01\\0,01\\16,36\\100,00 \end{vmatrix}$	$\begin{array}{r} 66,99 \\ 0,11 \\ 0,09 \\ 32,81 \\ 100,00 \end{array}$	$50,34 \\ 1,03 \\ 0,61 \\ 48,02 \\ 100,00$	50,87 1,33 0,86 46,94 100,00	$63,29 \\ 2,64 \\ 4,19 \\ 29,88 \\ 100,00$	$\begin{array}{r} 66,10\ 3,69\ 11,33\ 18,88\ 100,00 \end{array}$	58,23 5,39 22,25 14,13 100,00	55,28 5,56 27,41 11,75 100,00	56,52 5,25 26,67 11,56 100,00	58,52 4,80 25,36 11,32 100,00	$61,35 \\ 4,21 \\ 23,39 \\ 11,05 \\ 100,00$	63,44 3,65 22,85 10,06 100,00	66,52 2,84 21,74 8,80 100,00	$63,20 \\ 3,29 \\ 25,16 \\ 8,35 \\ 100,00$	$\begin{array}{c c} 62,13\\ 3,40\\ 26,26\\ 8,21\\ 100,00\end{array}$
Мусковит	Му Мд-фенг Пар Мар ∑	1 F F F	1111	1111	$22,18 \\ 3,22 \\ 44,43 \\ 30,17 \\ 100 \ 00$	$27,07 \\ 2,64 \\ 56,34 \\ 6,95 \\ 100 \ 00$	$\begin{array}{r} 23,79 \\ 16,43 \\ 58,01 \\ 1,77 \\ 100 \ 00 \end{array}$	21,17 19,68 58,39 0,76 100,00	$21,68 \\ 24,04 \\ 53,91 \\ 0,37 \\ 100,00$	25,64 29,29 44,78 0,29 100,00	$28,89 \\ 34,35 \\ 36,52 \\ 0,24 \\ 100,00$	31,55 39,45 28,78 0,22 100,00	33,40 47,03 19,44 0,13 100,00	$\begin{array}{r} 33,\!18\\55,\!14\\11,\!61\\0,\!07\\100,\!00\end{array}$	32,60 56,04 11,27 0,09 100,00	32,39 56,28 11,27 0,06 100,00
Амфибол	Тр Fe-Tp-1 Fe-Tp-2 Парт Парт Σ	11111	111111	11111	111111			20,19 79,10 0,63 0,08 0,00 100,00	$17,76\\81,79\\0,40\\0,05\\0,00\\100,00$	$\begin{array}{r} 12,49\\ 87,40\\ 0,07\\ 0,03\\ 0,01\\ 100,00 \end{array}$	$\begin{smallmatrix} 10,39\\ 89,32\\ 0,26\\ 0,03\\ 0,00\\ 100,00 \end{smallmatrix}$	$\begin{array}{c} 11,70\\ 87,89\\ 0,37\\ 0,04\\ 0,00\\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 9,09\\ 90,57\\ 0,31\\ 0,03\\ 0,00\\ 100,00 \end{array}$			
Эпидот	Цο Эп Σ		111	111	74,66 25,34 100,00	62,41 37,59 100,00	$46,21 \\ 53,79 \\ 100,00$	Ē	=		III	$36,19 \\ 63,81 \\ 100,00$	$34,28 \\ 65,72 \\ 100,00$	$\begin{array}{c c} 33,44 \\ 66,56 \\ 100,00 \end{array}$	52,58 47,42 100,00	$56,89 \\ 43,11 \\ 100,00$
Карбонат	Ка Магн Си Σ	1 I I	96,69 0,85 2,46 100,00	$98,70 \\ 0,53 \\ 0,71 \\ 100,00$		+- 	$99,31 \\ 0,44 \\ 0,25 \\ 100,00$	$99,40 \\ 0,42 \\ 0,18 \\ 100,00$	$99,53 \\ 0,33 \\ 0,14 \\ 100,00$	99,64 0,26 0,10 100,00	99,74 0,18 0,08 100,00	99,85 0,11 0,05 100,00	99,90 0,07 0,03 100,00	$\begin{array}{c} 99,94\\ 0,04\\ 0,02\\ 100,00\end{array}$	99,96 0,03 0,01 100,00	99,55 0,32 0,13 100,00

Состав фаз в модели гранитогнейс + раствор при T = 250°С, Р<sub>обли</sub> = 3 кбар Таблица 53

187

#### Таблица 54

				Coe	тав фаз	в моде	ели гран	штогне	lic + pa	створ п	pu T =	200°C,	Р <sub>обш</sub> = 3	в кбар	1	Т	абли	ца 54
Фаза	Компо- нент	4,4	4,2	4,0	3,6	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	флюйда 2,4	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,2	0,8
Плагио- клаз	Алб Ан Σ	111	111	111	111	111	111	111	111	1.1.1	1.1.1	$09,92 \\ 0,08 \\ 100,00$	99,81 0,19 100,00	99,22 0,78 100,00	$\begin{array}{c} 99,06 \\ 0,94 \\ 100,00 \end{array}$	$99,19 \\ 0,81 \\ 100,00$	$99,14 \\ 0,86 \\ 100,00$	99,09 0,91 100,00
Биотит	Анн Ист Фл Сид Σ			83,89 0,005 0,005 16,10 100,00	1111	$\begin{array}{c} 58,27\\ 0,56\\ 0,38\\ 40,79\\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{c} 68,15\\ 0,31\\ 0,29\\ 31,25\\ 100,00 \end{array}$	$76,49 \\ 0,57 \\ 1,08 \\ 21,86 \\ 100,00$	$78,14 \\ 0,15 \\ 3,77 \\ 16,94 \\ 100,00$	$75,83 \\ 2,04 \\ 9,57 \\ 12,56 \\ 100,00$	64,05 3,27 24,89 7,19 100,00	$66,89 \\ 2,74 \\ 23,18 \\ 7,26 \\ 100,00$	$69,31 \\ 2,41 \\ 21,36 \\ 6,92 \\ 100,00$	$73,15 \\ 1,93 \\ 18,15 \\ 6,77 \\ 100,00$	$\begin{array}{c} 75,70 \\ 1,56 \\ 16,75 \\ 5,94 \\ 100,00 \end{array}$	76,98 1,81 16,38 4,83 100,00	$74,59 \\ 1,40 \\ 13,27 \\ 4,74 \\ 100,00$	$72,36 \\ 1,52 \\ 21,54 \\ 4,58 \\ 100,00$
Муско- вит	Му Мд- фенг Пар Мар Σ	FIII I	1 111	1111	1111	$\begin{array}{r} 41,50\\ 6,32\\ 49,68\\ 2,50\\ 100,00 \end{array}$	28,47 6,16 63,34 2,03 100,00	28,36 12,04 59,20 0,40 100,00	$26,18 \\ 17,71 \\ 56,01 \\ 0,10 \\ 100,00$	$22,14 \\ 23,35 \\ 54,48 \\ 0,03 \\ 100,00$	$\begin{array}{r} 16,\!13\\27,\!84\\56,\!02\\0,\!01\\100,\!00\end{array}$	$18,31 \\ 34.87 \\ 46,81 \\ 0,01 \\ 100,00$	$21,13 \\ 42,13 \\ 36,56 \\ 0,18 \\ 100,00$	$23,52 \\ 49,67 \\ 26,76 \\ 0,05 \\ 100,00$	24,32 58,94 16,70 0,04 100,00	$22,74 \\ 68,03 \\ 9,22 \\ 0,01 \\ 100,00$	$22,22 \\ 68,76 \\ 8,99 \\ 0,03 \\ 100,00$	$21,79\\69,38\\8,82\\0,01\\100,00$
Амфибол	Tp Fe-Tp-1 Fe-Tp-2 Πapr Fe- Πapr Σ		11111	11111		1111	11.11.1	1111	1111	1111	11111			$ \begin{array}{r} 10,86\\88,89\\0,25\\0,00\\0,00\\100,00\end{array} $	$ \begin{array}{r}     15,68 \\     83,88 \\     0,43 \\     0,01 \\     0,00 \\     100,00 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 15,75\\83,81\\0,44\\0,00\\0,00\\100,00\end{array} $	11111	1111
Эпидот	Цо Эп Σ			-		-					111			-	$\begin{array}{r} 44,11 \\ 55,89 \\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 43,38\\56,62\\100,00\end{array}$	$\begin{array}{c} 49,68 \\ 50,32 \\ 100,00 \end{array}$	56,22 43,78 100,00
Карбо- нат	Ка Магн Си Σ	7,78 17,07 75,15 100,00	$\begin{array}{ c c c } 9,38 \\ 14,38 \\ 76,24 \\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c } 92,01 \\ 4,46 \\ 3,53 \\ 100,00 \end{array} $	$\begin{array}{ c c c } 91,58\\ 3,90\\ 4,52\\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c } 91,91\\ 3,47\\ 4,62\\ 100,00 \end{array}$	93,43 3,41 3,16 100,00	94,32 3,52 2,16 100,00	95,66 3,03 1,31 100,00	97,65 1,81 0,54 100,00	98,94 0,81 0,25 100,00	99,72 0,23 0,05 100,00	$\begin{array}{ c c c } 99,95 \\ 0,04 \\ 0,01 \\ 100,00 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c } 99,98 \\ 0,02 \\ 0,01 \\ 100,00 \end{array}$	$ \begin{array}{ c c c c c } 99,99 \\ 0,01 \\ 0,00 \\ 100,00 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 99,99 \\ 0,01 \\ 0,00 \\ 100,00 \end{array}$	99,99 0,01 0,00 100 00

Ист возрастает в интервале 2,6—3,2. После исчезновения в системе Му и появления Амф почти в два раза увеличивается количество Анн, в то время как доля всех остальных миналов снижается. Если на начальных этапах процесса в мусковите преобладает собственно Му, то ввиду высокого потенциала Na на уровне исчезновения его фазы в нем преобладает парагонитовая составляющая при подчиненном количестве Му, Мар и Mg-фенгита.

Амфибол представлен собственно железистым Тр с незначительным участием Fe-паргасита. Точно так же начало преобразования породы характеризуется примерно равными соотношениями Эп и Цо, но в его конце преобладает Эп (см. табл. 51). Из рассмотренного примера видно, что состав парагенных минералов по мере развития процесса метасоматоза изменяется в зависимости от баланса масс в системе, определяющего активность компонентов в растворе, что обусловливает устойчивость различных фаз.

К аналогичному выводу можно прийти, анализируя результаты расчетов и по другим сечениям системы (см. табл. 52-54).

Полученные результаты могут быть использованы для анализа реальных минеральных ассоциаций, в том числе и в тектонитах, что даст возможность решать и обратную задачу — по составу минеральных фаз определять состав флюида и оценивать его изменение в ходе взаимодействия с породой

### Глава VIII

## ОПИСАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Многообразие эндогенных рудных месторождений в значительной мере связано с движением флюидов. В различных геологических системах растворы являются переносчиками рудогенных и петрогенных элементов, а перемещение химических компонентов в земной коре ведет к их рассеянию или концентрации. Кроме того, практически всегда, поднимающиеся из глубины растворы служат носителями такой субстанции, как тепло, и, таким образом, обусловливают прогрев вышележащей толщи пород. Именно поэтому большой интерес представляет всестороннее изучение процессов тепломассообмена применительно к конкретным геологическим структурам. Особое внимание необходимо уделить описанию и оценке процессов переноса тепла и вещества в тектонических зонах, так как в большинстве случаев они являются рудоподводящими и рудоконтролирующими каналами. Непосредственно в зонах разломов наибольшей силы достигают процессы рассеяния и концентрации. К разломам приурочены и крупные температурные аномалии.

Изучение процессов тепломассопереноса есть ключ к пониманию закономерностей преобразования пород и генерации месторождений полезных ископаемых в различных геологических системах.

Таким образом, в этой главе мы рассмотрим вопросы о процессах гидродинамического переноса в тектонических зонах и связанном с ними перераспределении температуры и вещества в окружающих породах.

Отметим, что в качестве исходных использовались положения из классических трудов по механике сплошных сред и тепломассообмену [Лыков, Михайлов, 1959, 1963; Гиршфельдер и др., 1961; Померанцев, 1965; Кэйс, 1972; Лыков, 1978; и др.].

#### ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК СРЕДА ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОПЕРЕНОСА И ТРАНСПОРТА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

В строении горных пород отмечаются твердая, жидкая и газообразная фазы. Причем твердая фаза слагает так называемый минеральный скелет, а жидкая и газообразная выполняют пустоты и полости, имеющиеся как между минеральными зернами, так и внутри минералов. Эти пустоты, заключающие в себе газово-жидкую фазу, и называются поровым пространством породы. Среди пористости различают: 1) пористость общую (абсолютную, физическую полную) — т. е. суммарный объем всех пустот независимо от формы, величины и взаимного расположения; 2) пористость закрытую (отрицательную, замкнутую) — совокупность замкнутых, не имеющих между собой сообщения пор; 3) пористость открытую (насыщенную, эффективную) — совокупность сообщающихся между собой пор и пустот, т. е. объем той пористости, в пределах которой возможно движение жидкости и газов при определенном давлении и температурах. Любую горную породу можно рассматривать как естественную пористую среду с жестким минеральным каркасом.

В плане проводимого исследования представляет интерес лишь изучение открытой пористости, поскольку эта характеристика наиболее важна при исследовании процессов транспорта флюидов через горные породы.

Изучение открытой пористости важно и потому, что именно она определяет в конечном счете проницаемость пород. Под проницаемостью горных пород понимается их способность пропускать через себя жидкость или газы при наличии перепада давления. Иначе говоря, проницаемость — мера легкости, с которой раствор проходит через пористую среду.

Подчеркнем, что пористость свежих неизмененных пород является в основном межзерновой пористостью [Пэк, 1968]. Значение такой пористости не может быть велико и, следовательно, процессы переноса не могут достигать значительных масштабов. То есть для более интенсивного движения растворов необходимы какие-то дополнительные условия.

Одно из таких условий и есть развитие деформаций. В литературе [Файф и др., 1981; Звягинцев, 1978; Пэк, 1968; Ставрогин, 1968; и др.] не раз подчеркивалось, что уже на ранних стадиях развития тектониче-ских напряжений отмечается повышение миграционной способности газово-жидкой фазы, что связано с повышением давления породы на раствор. Деформация кристаллического каркаса создает избыточное давление в межзерновом флюиде. Кроме того, прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку. Хотя происходит общее уменьшение пористости, форма проводящих каналов становится вытянутой, удлиненной, что также способствует облегчению движения флюида. В дальнейшем деформирование горных пород сопровождается развитием в них системы микротрещин и микроразрывов. Породы, прежде монолитные, становятся неоднородными, существенно возрастает их проницаемость. Постепенно по мере увеличения напряжений и развития деформаций возникают так называемые «сквозные» зоны с аномально высокой приницаемостью. Эти зоны трещиноватости (тектонические зоны) будут участками пониженных давлений, в которые устремится флюид из деформированных боковых пород. Действуя как мощные дрены, они вбирают в себя первоначально рассеянный поток и затем транспортируют его с относительно малыми потерями давления на большие расстояния вплоть до самых верхних этажей земной коры [Пэк, 1968].

Таким образом, зоны разломов, обладая намного более высокой проницаемостью, чем вмещающие их породы, являются предпочтительными путями движения рудообразующих растворов. Поэтому в зонах скалывания вдоль сбросов, надвигов и других проявлений интенсивной деформации нередко можно наблюдать локализацию гидротермальных рудных жил. Как известно, на проницаемость горных пород влияют температура, давление, концентрация раствора, его кислотность—щелочность. Я. Н. Белевцев и др. [1972] при исследовании влияния температуры на фильтрационные свойства горных пород определили, что до температуры примерно 100°С проницаемость несколько уменьшается. При дальнейшем повышении температуры она интенсивно растет. Так, для гранитов коэффициент проницаемости при 20°С равен 6,1.10<sup>-4</sup>, при — 100°С — 3,4.10<sup>-4</sup>, при — 200°С — 5,1.10<sup>-4</sup> и при 300°С — 5,1.10<sup>-3</sup> мДарси.

Аналогичные исследования физических свойств горных пород при повышенных температурах проводились Г. П. Зарайским и В. Н. Балашовым [1981, 1983а]. В ходе этих экспериментов ими был установлен интересный эффект, названный тепловым разуплотнением. В связи с этим эффектом проницаемость пород при нагревании в водной среде до температуры 500—700°С повышалась до значительных величин. Для гранита коэффициент проницаемости при 20°С равен 0,15.10<sup>-5</sup>, при 250°С—0,21× ×10<sup>-3</sup>, при 500°С — 0,14 и при 700°С — 2,95 мДарси.

Особую роль играет присутствие при нагревании воды как поверхностно активного вещества. Исследование влияния давления на раствор показывает, что проницаемость пород возрастает с увеличением давления. Это характерно для всех групп горных пород, но только в разных масштабах. Рост проницаемости не может быть беспредельным. При определенных критических давлениях на раствор проницаемость перестает увеличиваться [Белевцев и др., 1972].

Величина pH среды — один из важнейших параметров, определяющих движение раствора. Во многом она контролирует процессы рудоотложения. По А. А. Пэку [1968] наименьшей проницаемостью обладает нейтральный раствор, проницаемость кислотного и щелочного растворов несколько выше. Подтверждаются эти выводы и другими исследованиями [Белевцев и др., 1972], за исключением слабощелочных растворов, которые обладают меньшей подвижностью, а среди кислых и щелочных растворов более подвижны кислые. В отношении нейтральных и щелочных растворов рН = 7—9 на основании экспериментальных данных, полученных для гнейсов, наблюдается постоянное увеличение проницаемости для нейтральных и слабощелочных вод и уменьшение для щелочных растворов с рН = 9 и более.

О влиянии концентрации раствора на проницаемость однозначных выводов сделать нельзя. Однако большинство исследователей все же считают, что с увеличением концентрации раствора возрастает и проницаемость [Пэк, 1968].

Эффективная пористость и проницаемость играют большую роль как в процессах переноса массы, так и в процессах конвективного теплообмена в горных породах, в значительной мере определяя пути и скорости движения теплоносителя, каковым в данном случае является рудообразующий раствор. Но поскольку в горных породах наряду с конвективным теплообменом имеет место и кондуктивный, то в этом случае, кроме выше названных физических свойств, особое значение приобретают теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность, т. е. теплофизические свойства горных пород.

Кондукция (или теплопроводность) есть процесс распространения тепла только вследствие теплового движения структурных частиц вещества (молекул, атомов, свободных электронов). Физической характеристикой интенсивности процесса кондукции является коэффициент теплопроводности k, численно равный плотности теплового потока q при градиенте температур, равном единице.

Под теплоемкостью горных пород понимается количество теплоты, поглощаемой телом при нагревании на один градус, а точнее — отношение количества теплоты, поглощаемой телом при бесконечно малом изменении его температуры, к этому изменению. Обозначается теплоемкость *с*.

rodon rodon vuloriava oranio.Asuridaanva ilianarudi va

Температуропроводность горных пород *a* — физический параметр, характеризующий скорость выравнивания температуры в породе при не стационарной теплопроводности.

Из всех определяемых теплофизических параметров наибольшее значение имеет величина k [Моисеенко и др., 1979], так как перенос тепла в минеральном веществе земной коры зависит главным образом от теплопроводности. Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного газово-жидкой смесью, резко осложняет процесс теплопереноса. Особенно велика роль межзерновой среды в изменении теплофизических параметров для осадочных пород земной коры, отличающихся наибольшей пористостью и влагонасыщенностью. Пониженная теплопроводность заполняющей среды является главной причиной значительных колебаний теплофизических характеристик осадочных отложений. В целом для осадочных пород характерно наибольшее разнообразие значений теплофизических параметров.

В кристаллических породах теплопроводность является в основном функцией теплопроводностей слагающих породу минералов. Таким образом, для интрузивных образований различной основности теплопроводность обусловливается главным образом решеточной проводимостью их кристаллических структур. Повышенная относительно осадочных пород плотность этих пород, значительно меньшие пористость и влагосодержание определяют более высокие средние значения теплопроводности и меньшие колебания этой величины при относительно низких значениях теплоемкости.

По сравнению с интрузивными породами их эффузивные аналоги имеют несколько меньшую теплопроводность и теплоемкость, особенно вулканические стекла. При этом в более молодых вулканитах теплопроводность понижена.

Метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и др.) имеют высокую теплопроводность, что связано с наличием у этих образований плотных кристаллических структур, низкой пористостью и широким развитием метаморфических минералов.

На теплофизические характеристики горных пород в значительно большей степени, чем на транспортные (фильтрационные), оказывает влияние изменение температуры. Таким образом, для получения наиболее точных результатов при решении задач теплопереноса (при определении глубинных тепловых потоков) необходимо знать, как изменяются теплофизические свойства пород с ростом температуры.

Для всех кристаллических пород характерной особенностью является незначительное изменение теплопроводности до температур порядка 60—100°С, что следует приписать наличию влаги в образцах [Саквалеридзе, 1973]. Далее с увеличением Т теплопроводность уменьшается, следуя закону  $k \sim \frac{1}{T} (T - абсолютная температура, К). Аналогично из$ меняется температуропроводность горных пород. Особенно резко она уменьшается с ростом температуры у пород с кристаллической структурой. Объемная теплоемкость горных пород увеличивается при повышении температуры. Причем темп роста теплоемкости у кристаллических пород неодинаков в различных интервалах температур. Обычно от 0 до 673 К он выше, чем при последующем нагреве. Обычно теплопроводность растет с увеличением давления и наиболее значительно изменяется при  $\Delta P$  от 0 до 100 кГс/см<sup>2</sup>. При дальнейшем увеличении нагрузок она растет слабо или остается постоянной [Seipold, Gutzeit, 1980]. Воздействие P увеличивает и температуропроводность исследуемых материалов [Физические свойства..., 1976].

Помимо значения физических параметров пород необходимо отметить важную роль химических взаимодействий, происходящих как между раствором и породой, так и между компонентами самой породы. Указав на это, подчеркнем, что рассмотрение влияния химических взаимодействий на транспорт рудообразующего раствора через породу не входит в сферу, охватываемую настоящей работой, поскольку это повлекло бы за собой чрезвычайные осложнения при решении задач гидродинамики и тепломассообмена.

Подводя итог этому краткому, не претендующему на полноту обзору транспортных и теплофизических характеристик некоторых горных пород, можно сделать следующие выводы.

Важнейшее значение для правильной интерпретации реальной роли различных видов массопереноса имеет характеристика структуры порового и трещинного пространства горных пород, т. е. пористость и проницаемость. Помимо пористости и проницаемости горных пород, при процессах теплообмена большую роль играют и теплофизические характеристики среды: теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность.

Применительно к решению нашей задачи важны такие свойства флюидов, как вязкость, плотность, теплопроводность и теплоемкость. На транспортные и теплофизические свойства большое влияние оказывают такие факторы, как давление, температура и степень деформации горных пород.

Поскольку для тектонических зон характерна повышенная проницаемость горных пород (выше 10<sup>-3</sup> мДарси), постольку в них преобладающими становятся конвективные формы тепломассопереноса, поэтому тектонические зоны реально представлять как гидродинамически сосредоточенные системы движения флюидов.

Для боковых пород, соседствующих с тектонической зоной, преобладающими формами массопереноса будут диффузионные, а ввиду отсутствия теплоносителя теплоперенос в этих породах будет определяться главным образом кондуктивной составляющей. Основываясь на сделанных выводах, мы можем вплотную подойти к рассмотрению задачи описания и оценки переноса тепла и вещества в тектонических зонах.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ В ТЕКТОНИТАХ И ИСХОДНЫХ ПОРОДАХ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Одним из условий оценки процессов теплопереноса в тектонических зонах является определение коэффициентов теплопроводности k в породах, подвергающихся деформациям, сравнительно с исходными вмещающими породами (табл. 55). Такое сравнение необходимо, потому что именно тектонические зоны являются путями проникновения тепла из глубины Земли к ее поверхности, т. е. здесь происходит значительный прогрев горных пород. С этой точки зрения необходимо взглянуть на основные составляющие теплопереноса: конвекцию и кондукцию. Какая из них является преобладающей в данном случае?

Существует две группы методов измерения теплопроводности. Первая группа включает в себя так называемые контактные методы. Их основа — непосредственный контакт с поверхностью исследуемого образца как источника тепла, так и регистратора температуры, когда между ними устанавливается тепловой поток. К числу недостатков этих методов следует отнести необходимость длительной подготовки образца, их малую производительность и большую трудоемкость определений. Несомненное достоинство контактных измерений — их высокая точность.

В последние годы распространяется принципиально новый бесконтактный метод измерения коэффициентов теплопроводности [Попов и др., 1983]. В нем используется точечный источник, не входящий в контакт с поверхностью, например лазер. Приемник же температуры — это высокочувствительный бесконтактный регистратор, фиксирующий электромагнитное излучение с поверхности образца. Метод высокоточный и высокопроизводительный, что обеспечивает широкую перспективу развития его в будущем. Нами определение коэффициента теплопроводности k производилось одним из контактных методов с помощью компаратора теплопроводности, изготовленного в Новосибирском институте метрологии.

		1. Dec. 1	Зна	чения k, Вт/м.]	ĸ
№ п/п	Порода	№ образца	независимо от текстур- ной ориенти- ровки	параллельно сланцевато- сти (полосча- тости)	перпендику- лярно слан- цеватости (полосчато- сти)
1	2	3	4	5	6
1.2	Шарыя	салгайский	выступ		
1	Эндербит	55-13	2,75		-
2	»	51-14	2,16	terror management	<u></u> R
3	»	60-4	2,56	Starres Man	
4	******	60-5	2,35	10 Gene	-
5	»	60-6	2,20	01 11 10 11 11	1
6	»	60-7	2,37	-	-
1	»	81-15	2,47		-
8	Милонитизированный эндер-	04.40		1.07	0.04
0	ОИТ	81-10	1. C. 277-001.00	1,97	2,31
40	Тоже	01-17		2,20	2,30
10		00-0	1 - DIF-1 - NO	2,29	2,29
49	Амфиболизипораниций энлер-	0.0-1	CONTRACTOR INCO	2,00	2,02
14	бит	51-8	1.93	_	
13	Тоже	58-9	2.67	_	_
14	Хлоритизированный энлербит	79-1	2.93		
15	Биотитизированный эндербит	60-12	2.62	ստ ուղ <u>ու</u> ններու	1 1 1 <u>1 1 1</u> 1 1 1 1
16	Гранит	55-5	2.66		0.68-0.00
17	Гранитогнейс	55-15		2.55	2.42
18	»	55-17	2,80		
19	»	89-4	2,94		
20	»	71-2		2,14	2,64
21	Серицит-хлоритовый сланец	89		3,19	3,18
22	То же	89-1	-	2,53	2,75
23	Хлорит-амфиболовый сланец	55-19		2,76	
24	Биотитовый бластомилонит	86-2	1.	3,53	$^{3,24}$
25	Кристаллосланец	80-2		2,15	2,30
26	»	90-5	2,96		
27	Амфибол-плагиоклазовый тек-	00.0	121120-04		
00	тонит	90-2		2,71	2,47
28	То же	81-3	-	2,54	2,55
29	»	81-8	-	2,32	2,29
50	Амфиоол-плагиоклазовый тек-	80		9.66	9.60
34	Гранат-биотиторый бласто-	00		2,00	2,00
01	инлонит	81-11	No. of Lot. No.	2.94	9 39
32	Биотитовый бластомилонит	81-13	1001 <u>1</u> 0 2444	2.18	2,36
33	Батаклазированный кристал-	01 10	10000000000	2,10	2,00
00	лосланен	86	2.06	1	
34	Катаклазит по гранитизиро-		-17.5		
	ванному кристаллосланцу	49-22	1.81	_	
35	Бластомилонит по гранитизи-		Loves of D	1.0.0	
0.10	рованному кристаллосланцу	49-19		1,81	1.62
36	Диабаз	58-6	2,31		
37	Амфибол-плагноклазовый сла-				
111	нец	81	15 1100	2,26	2,18
38	Катаклазированный диабаз	89-2	2,93	1000 P <u>10</u> 1	

# Таблица 55 Значения *к* в тектонитах и вмещающих породах исследуемого района

39	Диорит	106-2 ]	1.71		
40	»	107-3	1,94		
41	Диорит на контакте с текто-	106.4	2.00	1000	althe g
1.9	и нической зоной	100-1	2,00	2.06	2.02
44	Го же	107-2	2.07	2,00	2,05
40	Матаклазированный диорит	407.4	2,01	9.96	9.90
44	То то	107-1		2,20	2,20
40	Гоббро	146 4	9.97	2,10	2,01
40	adopo »	116-3	2,07		COLL TON

Продолжение табл. 55

1	2	3	4	5	6
48	Габбро	116-2	1.78	_	in Line
49	»	117-1	1,91	Real and a second	item item int
50	Катаклазированное габбро 6	115-3	1,59		
51	То же	115-1	2,05	1 1 <del>2 1</del> 1 1 1	-
52 53	*	119-2	1,72	for the Comme	camp in the lot in
54	Иилонитизированное таббро	117	1,99	2 02	4.07
55	То же	116	1,68		1,57
56	*	116-1		1,82	1,89
57	»	118		1,91	1,90
58	»	119-1	1,73	2.04	
• 60	То же	119-4	2.46	2,01	1,91
61	Плагиоклазовый пироксенит	127-4	2,80		
62	То же	127-3	2,59		nnan 🛶 Thir
63	»	127-2	2,82	-	_
64	»	128-4	3,31	—	_
60	»	128-2	2,71	-	-
00	нит	127-1	2.94		
67	То же	128-1	2,53		
68	Амфибол-плагиоклазовый		1.		1.
	бластомилонит	127	- 1 i <u>-</u> 1 i -	1,58	1,51
69	То же	128	1 1,89		
	О.пь:	хонская се	ерия		
70	Дунит	125-1	3,22		in the second
71	»	126-2	3,86	-	1 m (1 <del>1 1 1</del> 1
72	»	126-4	3,99	0	(1997) 1997
15	Г патаклазированный дунит	120-5	2,05	un in hand	
	Акитканская се	ерия Байк	альского хребп	na	i gunnal
74	Кварцевый порфир	149-3	2,72	-	
76	10 же	156 4	3,13		_
77	in and the second s	154-5	3.28		145
78	Катаклазированный кварце-	1010	0,20		
1000	вый порфир	140-1	2,55		terra terra da a
79	То же	141	2,78		
80	»	141-3	2,71	—	_
82	*	148-3	3,04	_	
83	>	148-7	2.77	-	
84	Милонитизированный кварце-	The second second	-,		
	вый порфир	141-1	_	3,45	3,42
85	То же	141-2	3,27	2.05	2.0/
87	»	149	3.40	3,05	3,24
88	*	149-2	5,40	3.12	3.40
89	»	154	3,51		
90	Очковый милонит по кварце-		Grade Street - M	1.0	THE OUT OF THE
	вому порфиру	150-4		2,95	3,22
91	Тоже	153	2,67	n) nu <del>ra</del> nu in	dan <u>Cunn</u>
92	» Зеленый сланен	142-1	2,05	and the second	Protect Education
94	Хлорит-серицитовый сланен	150-3		2.59	2.60
95	То же	155	2,26		Norder
96	Хлоритовый сланец	155-1	INTER THE	2,76	2,61
97	»	156	2.07	2,54	2,70
98	фельзит-порфир	157	3,27		
100	*	153-2	2,69	-	
101	Катаклазированный фельзит-		-,00	Contact and a second	in additional face of the
	порфир	137-3	3,67	-	-
102	То же	137-4	3,14		
103	» Лиобаа	157-10	2,84		
104	Диабаз катаклазированный	151-1	3.12	a to reason of the	entines.
106	То же	151-2	2,45		ne la brende te
107	Зеленый сланец по диабазу	151-3	1016. <u>24</u> 1.0.444	3,36	3,62
	and a second state of the	1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1	Della harristante	THE CONTRACTOR OF A	1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.

Окончание табл. 55

1	2	3	4	5	6
108 109	Диабаз Диабаз катаклазированный	137-8 137-9	2,00	2,55	2,55
	Ир	ельский комп	лекс		
110 111 112 113 114 115	Граносиенит-порфир » Брекчия Катаклазит Промежуточная порода Бластомилонит	139 139-5 139-6 139-1 139-4 139-3	2,50 2,57 2,45 2,02 2,58 2,45	11111	
	При	морский ком	плекс		
116 117	Гранит биотитовый Гранит рассланцованный	160 160-1	2,92	3,03	3,07

Этот прибор при относительно малой трудоемкости измерений обеспечивает достаточно надежные значения k для любых групп горных пород. На каждом образце выполнялось 5—7 определений и затем рассчитывалось среднее значение k. Для рассланцованных пород и пород с закономерно орпентированными текстурами измерения проводились, где это было возможно, как в направлении, параллельном сланцеватости, так и вкрест нее, с целью выявления анизотропии коэффициентов теплопроводности.

Перейдем к подробному рассмотрению теплофизических свойств пород исследуемых районов.

Шарыжалгайский выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. Первая группа изучаемых пород представлена эндербитами и тектонитами по ним. Эндербиты дают значения k от 2,16 до 2,75, в среднем около 2,42 Вт/м·К. В тектонитах k имеет значения несколько ниже, чем в исходных разностях, при более широком разбросе 1,97— 2,93 Вт/м·К. Для милонитизированных эндербитов параллельно текстурной ориентировке получены значения k от 1,97 до 2,36, перпендикулярно ориентировке — 2,29—2,52 Вт/м·К.

Другая группа пород объединяет граниты, гранитогнейсы и образовавшиеся по ним тектониты. Исходные породы (граниты, гранитогнейсы) сравнительно с эндербитами характеризуются несколько большими значениями k, в среднем 2,60 Вт/м·К. В тектонитах коэффициенты теплопроводности имеют широкий разброс, аналогичный предыдущей группе пород, но значения k чаще всего повышаются от исходных пород к тектонитам; в тектонитах достигают величин превышающих 3,00 Вт/м·К.

Следующая исследуемая группа представлена кристаллосланцами и соответствующими им тектонитами. В исходных породах в данном случае наблюдается широкий разброс значений k, достигающий 2,96 Вт/м·К. Ввиду ограниченного числа замеров нельзя однозначно установить устойчивую взаимосвязь значений коэффициента теплопроводности для кристаллосланцев и тектонитов, однако следует отметить, что значения k в тектонитах не достигают максимальной величины k, характерной для вмещающих пород. Среди тектонитов особенно малы k для БТМ по гранитизированным кристаллосланцам (1,62—1,81 Вт/м·К). Как и у первой группы пород, теплопроводность здесь повышается вкрест рассланцевания тектонита.

Бирхинский массив. Измерение коэффициентов теплопроводности проводилось на образцах средних, основных, ультраосновных пород и тектонитов по ним.

Диориты имеют значения k от 1,71 до 2,00 Вт/м.К. В породах, возникающих в результате катаклаза диоритов, наблюдаем некоторое повышение значений k до 2,07 Вт/м.К. Еще более они увеличиваются в милонитах по диоритам — 2,27 Вт/м.К.

Наибольшим количеством определений охарактеризованы габброиды. В исходных разностях k изменяется от 1,78 до 2,27 Вт/м·К. Для тектонитов характерны широкие вариации k (1,68—2,16), однако значений, превышающих 2,00 Вт/м·К, немного.

Третья группа пород, которые изучались здесь — пироксениты. Для них характерны k от 2,59 до 3,31 Вт/м·К. Тектонические деформации резко снижают эти значения. Для милонитизированных пироксенитов k падает до 1,51 Вт/м·К.

Кроме вышеперечисленных пород, значения k определялись в дунитах из будинообразных тел среди пород ольхонской серии. Именно в этих породах k достигает наибольших значений (до 3,99 Вт/м·К), однако проявление катаклаза резко снижает значение k до 2,63 Вт/м·К.

Среди пород акитканской серии Байкальского хребта теплофизические свойства исследовались в основном в кварцевых порфирах и тектонитах по ним, а также в фельзит-порфирах и соответствующих тектонитах.

Для кварцевых порфиров среднее значение k равно 3,14 при разбросе значений от 2,72 до 3,34 Вт/м·К. В катаклазированных кварцевых порфирах наблюдается понижение значений в среднем до 2,76 при разбросе от 2,55 до 3,04 Вт/м·К. Процессы милонитизации повышают значение kпо сравнению с катаклазированными и даже с исходными породами, и максимальные величины достигают 3,51, средние — 3,23 Вт/м·К. Отметим, что k перпендикулярно сланцеватости обычно выше: параллельно — 3,14, перпендикулярно — 3,32 Вт/м·К. Определения k проводились в зеленых сланцах по кварцевым порфирам. Они характеризуются более широким разбросом значений k - 2,26-3,48 Вт/м·К и более низким средним значением по сравнению с милонитами — 2,82 Вт/м·К. Во всех породах с ориентированной текстурой здесь наблюдается обратная анизотропия коэффициентов теплопроводности, т. е. значения k выше вкрест рассланцевания.

Следующая группа исходных пород — фельзит-порфиры — характеризуются сравнительно с кварцевыми порфирами меньшими величинами k — в среднем 2,93 Вт/м·К. При наложении процессов катаклаза среднее значение k повышается до 3,22 Вт/м·К.

В этом районе были опробованы также гранодиорит-порфиры ирельского комплекса и тектониты по ним. В исходных породах k равен 2,53 Вт/м·К, в катаклазированных гранодиорит-порфирах это значение понижается до 2,02 Вт/м·К, а при милонитизации повышается до 2,69 Вт/м·К.

В районе с. Бугульдейка были отобраны образцы массивных п рассланцованных гранитов приморского комплекса. Здесь рассланцевание повышает значение k на 0,13 — с 2,92 до 3,05 Вт/м-К.

На основании полученной в результате измерений информации можно определить влияние различных факторов на величину коэффициента теплопроводности в тектонитах и форму переноса тепла в тектонических зонах и вмещающих породах.

Состав и структура исходных пород стабильны, что обусловливает небольшой разброс величин коэффициента теплопроводности k по сравнению с тектонитами. В последних наблюдаются более широкие вариации измеряемой величины даже при определениях на одном образце. Связано это, вероятно, с различиями в степени структурной ориентировки тектонитов, с различной степенью их зрелости.

Результаты, полученные при измерениях, в значительной степени неожиданны. Первоначально предполагалось, что теплопроводность деформированных пород повысится по сравнению с исходными разностями, однако во многих случаях наблюдается обратная картина. Такое снижение значений k от вмещающих пород к тектонитам объясняется тем, что породы в зоне разлома подвергались помимо тектонических деформаций еще и интенсивному прогреву. Эти явления, в свою очередь, вызвали изменение структуры порового пространства пород и тепловое разуплотнение [Зарайский, Балашов, 1981, 1983а]. Поскольку теплопроводность флюида значительно ниже, чем теплопроводность минерального скелета пород, постольку совершенно естественно понижение значений k в тектонитах по сравнению с вмещающими породами. В нользу такого вывода говорит более высокая флюидонасыщенность БТМ, когда значительная часть флюида локализована в многочисленных дефектах решеток минералов. Очень часто в тектонитах теплопроводность повышается в направлении, перпендикулярном структурной ориентировке. Вероятно, причиной понижения k по сланцеватости является чередование удлиненных, растянутых зерен минералов с закономерно расположенными тонкими порами. Необходимо подчеркнуть, что проницаемость породы благодаря такой ориентировке порового пространства несомненно повысится.

Приведенные факты дают основание сделать вывод о том, что преобладающей формой теплопереноса по тектонической зоне является конвекция, значение кондукции второстепенно, она не оказывает большого влияния на ход процессов. Для зоны вмещающих пород имеем обратную картину: ввиду более высоких значений k, по сравнению с породами разлома, более низких пористости и проницаемости конвективные формы транспорта тепла подавлены. Здесь первенство остается за кондукцией.

Внутри разлома часто наблюдается описанная выше обратная анизотропия коэффициентов теплопроводности. О тех случаях, в которых это явление имеет место, можно с уверенностью сказать, что кондуктивная теплопередача вдоль тектонической зоны будет иметь меньший масштаб, чем теплоотдача в боковые породы. Это повлечет за собой образование вблизи разлома тепловых ореолов, величина которых зависит от значений k. Однако нам кажется, что наиболее интересны те образцы, в которых обратная анизотропия не наблюдается, т. е. с появлением линейной текстуры или сланцеватости повышается и теплопроводность породы, особенно по вектору, совпадающему с основным направлением текстурных неоднородностей. В таких тектонических телах теплоотдача во вмещающие породы будет много меньше по сравнению с кондуктивным потоком из глубины. Таким образом, в системе возможно сохранение в течение длительного периода так называемого режима термостатирования [Летников, Нарсеев, 1971], что может создать условия, благоприятные для рудообразования.

Если сопоставить между собой все породы, по которым нами были проведены замеры теплопроводности (см. табл. 55), то получается такая последовательность (в порядке уменьшения величины k): дуниты и пироксениты, кислые эффузивы, граниты и гранитогнейсы, эндербиты, кристаллосланцы основного состава и габбро, диориты. Если учесть, что у дунитов значения k достигают 3,86 и 3,99, а у диоритов 1,71 и 1,94, то разницу можно признать довольно существенной. Иными словами, при прочих равных условиях тепловой кондуктивный поток по ультрабазитам или кислым эффузивам будет распространяться со значительно большей скоростью, чем по диоритам, габбро или основным кристаллосланцам, при промежуточном между ними положении эндербитов и гранитоидов.

Сравнение по величине k БТМ по породам различного состава (основным и кислым) отчетливо указывает (рис. 48), что БТМ, отвечающие по T и P амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, обладают значительно меньшей теплопроводностью по сравнению с БТМ фации зеленых сланцев по кислым эффузивам и гранитоидам. Следовательно (опять же при прочих равных условиях), кондуктивный тепловой поток по зоне БТМ будет более интенсивен в верхних частях тектонической зоны, отвечающей по PT-условиям зеленосланцевой фации, что несомненно является благоприятным фактором для широкого проявления на этом глубинном уровне метасоматических процессов и гидротермального минералообразования.

Хотя мы и не располагаем данными по тепло- и массопереносу вдоль зон БТМ, но несомненно, что подавляющая часть тепла переносится флюидами. В этом случае теплоотдача во вмещающие БТМ и не катак-198

#### Рис. 48. Теплопроводность тектонитов.

1—2 — БТМ амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по ультраосновным, основным (1) и кислым (2) породам 3, 4 — БТМ зеленосланцевой фации по ультраосновным и основным (3) и кислым (4) породам.

лазированные породы минимальна и определяется главным образом флюидным теплопереносом по системе пор и трещин и в меньшей мере за счет кондуктивной составляющей. Но в том случае, если флюидный поток по зоне БТМ по каким-то причинам будет заторможен, например, экранирование его в результате тектонических подвижек другим тектоническим нарушением, пересечение дайкой или протузией, то процесс преобразования пород пойдет по другому пути.

Как нами установлено, для многих БТМ теплопроводность поперек сланцеватости выше, чем вдоль нее. Поэтому в случае торможения



флюидного потока и концентрации тепла в зоне, в ней и в сопряженном с ней пространстве будут одновременно протекать два процесса. В самой зоне нарастание Т приводит к повышению степени метаморфизма БТМ и в некоторых случаях при алюмосиликатном составе матрицы к появлению локальных очагов плавления. Одновременно тепловой поток начинает распространяться от зоны БТМ во вмещающие породы. Это явление должно сопровождаться тепловым разуплотнением горных пород и привести к росту их проницаемости для флюндов [Зарайский, Балашов, 1981]. Иными словами, кондуктивный тепловой поток «взламывает» породу и создает в ее объеме тонкую сеть микротрещин, которые заполняются флюидом. Неизбежным следствием этого должно явиться объемное метасоматическое преобразование породы, тем более, что с поступлением флюида общий тепловой поток от зоны БТМ в окружающие породы возрастает. Итогом проявления такого механизма тепло- и массопереноса должно быть метасоматическое преобразование больших масс пород, прилегающих к зоне БТМ, когда в породе, подвергшейся метасоматическому преобразованию, нет явных путей для проникновения растворов, ибо в силу проявления эффекта теплового разуплотнения это главным образом межзерновые поверхности.

Поэтому в силу рассмотренных закономерностей мы приходим к двум простым соотношениям: 1) когда тепловой поток по зоне значительно больше такового во вмещающие породы, околотектонические метасоматические процессы проявлены сравнительно слабо; 2) если соотношение становится обратным, то окружающие БТМ породы должны быть в значительном объеме метасоматически изменены.

Если принять сделанные выводы в постулативном виде, то дальнейшие исследования в этом направлении целесообразно вести по линии оценки степени проявления в БТМ экзо- и эндотермических процессов (экзотермостатирование [Летников, Нарсеев, 1971]), которые могут в значительной мере регулировать тепловой поток в этой структуре п окружающих ее породах.

#### НЕПРЕРЫВНАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И МАССООБМЕНА В ЗОНЕ РАЗЛОМА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

Для решения любой гидродинамической проблемы (в частности, описания и оценки переноса тепла и вещества в тектонических зонах) необходимы следующие основные уравнения: неразрывности, массообмена, количества движения, энергии и состояния. Эти пять уравнений совместно с уравнениями, описывающими зависимость коэффициентов переноса от температуры и плотности, образуют исходную систему для решения гидродинамических задач. С помощью этой системы уравнений и соответствующих граничных условий можно описать множество различных явлений. Записать данные уравнения можно на основе классических работ по гидродинамике и тепломассообмену [Лыков, Михайлов, 1959, 1963; Гиршфельдер и др., 1961; Померанцев, 1965; Кэйс, 1972; Лыков, 1978; Седов, 1973; и др.].

Так как любой процесс протекает в некоторой геометрической замкнутой области, эта область должна быть формально описана. Для исследуемых процессов эту геометрию можно представить следующим образом:

$$G = \{ 0 \leqslant x \leqslant b; \ 0 \leqslant y \leqslant l \}, \tag{1}$$

причем она распадается на две подобласти:

$$G_1 = \{ 0 \leqslant x \leqslant b; \ y = 0 \},\tag{2}$$

где происходят гидродинамические процессы, и

$$G_2 = \{ 0 \leqslant x \leqslant b; \ 0 \leqslant y \leqslant l \}, \tag{3}$$

где протекают процессы тепло- и массопереноса.

Необходимо иметь в виду, что исследуемые системы динамичны, т. е. изменяются и по третьей координате, которой является время т, а следовательно, имеем параболическое пространство:

$$\{0 \leqslant \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 \leqslant x \leqslant b; \ y = 0\},$$

$$\{0 \leqslant \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 \leqslant x \leqslant b; \ 0 \leqslant y \leqslant l\},$$

$$\{0 \leqslant \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 \leqslant x \leqslant b; \ 0 \leqslant y \leqslant l\},$$

где \varTheta — время окончания процесса.

Рассмотрим первую подобласть, где при движении некоторого раствора по разлому происходят гидродинамические процессы. При их исследовании необходимо изучить траектории изменения: плотности —  $\rho(x, \tau)$ , скорости движения —  $v(x, \tau)$ , давления —  $p(x, \tau)$ , температуры раствора —  $T(x, \tau)$ , а следовательно, необходимо решить систему четырех уравнений, в данном случае дифференциально-алгебраических:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} + v \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \frac{\partial v}{\partial x} = + q_{\rho},$$

$$\rho \frac{\partial v}{\partial \tau} = \rho X - \frac{\partial p}{\partial x} + \rho v \frac{\partial v}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2},$$
(5)

$$\begin{split} \rho c_p \frac{\partial T}{\partial \tau} + \rho c_p v \frac{\partial T}{\partial x} &= -p \frac{\partial v}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + k \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + q_T, \\ \rho &= f(\rho, T) \text{ или } p = \varphi(\rho, T), \\ \{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\}, \end{split}$$

где q<sub>о</sub> — источники или стоки массы, q<sub>T</sub> — источники или стоки тепла.

Ввиду того, что плотность, давление и температура связаны алгебраическими соотношениями, заданную систему можно записать тремя уравнениями в частных производных:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} = -v \frac{\partial \rho}{\partial x} - \rho \frac{\partial v}{\partial x} + q_{\rho},$$

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} = X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\varphi(\rho, T)) + v \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2},$$

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = -v \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\varphi(\rho, T)}{\rho c_p} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho c_p} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + Q_{Ts}$$

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\},$$
(6)

где

$$Q_T = \frac{q_T}{\rho c_p}$$
, a  $\frac{\partial}{\partial x} (\varphi(\rho, T)) = \frac{\partial \varphi}{\partial \rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial x}$ .

200

На границах подобласти имеем дополнительные условия:

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} imes \{x = 0; y = 0\}, \ 
ho(x, au) = 
ho_0( au), \ v(x, au) = v_0( au), \ T(x, au) = T_0( au). \ \{0 < \tau \leqslant \Theta\} imes \{x = b; y = 0\}, \ 
ho(x, au) = 
ho_b( au), \ v(x, au) = v_b( au), \ T(x, au) = T_b( au).$$

В качестве начальных условий, в частности, имеем:

$$\begin{aligned} \tau &= 0 \} \times \{ 0 \leqslant x \leqslant b; \ y &= 0 \}, \\ \rho(x, \ \tau) &= \rho_{\rm H}(x), \\ v(x, \ \tau) &= 0, \\ T(x, \ \tau) &= T_{\rm H}(x). \end{aligned}$$
(8)

(7)

Так выглядит формализация гидродинамического движения раствора по разлому (подобласть  $G_1$ ).

Рассмотрим вторую подобласть, в которой происходят тепло- и массоперенос во вмещающих породах. При этом необходимо изучить траектории изменения: температуры пород —  $T_n(x, y, \tau)$ , массонасыщенности пород —  $M(x, y, \tau)$ , а следовательно, решить систему уравнений в частных производных второго порядка вида:

$$c_{p\Pi}\rho_{\Pi}\frac{\partial T_{\Pi}}{\partial \tau} = k_{\Pi}\left(\frac{\partial^{2}T_{\Pi}}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}T_{\Pi}}{\partial y^{2}}\right) + \varepsilon R\rho \frac{\partial M}{\partial \tau} + Q_{\Pi},$$
  

$$\frac{\partial M}{\partial \tau} = a_{m}\left(\frac{\partial^{2}M}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}M}{\partial y^{2}}\right) + a_{m}\delta\left(\frac{\partial^{2}T_{\Pi}}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}T_{\Pi}}{\partial y^{2}}\right) + Q_{M},$$

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b; \ 0 < y < l\}$$

$$(9)$$

или разрешенных относительно частных производных по временной координате:

$$c_{pn}\rho_{n} \frac{\partial T_{n}}{\partial \tau} = (k_{n} + \varepsilon R\rho a_{m}\delta) \left( \frac{\partial^{2}T_{n}}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}T_{n}}{\partial y^{2}} \right) + \varepsilon R\rho a_{m} \left( \frac{\partial^{2}M}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}M}{\partial y^{2}} \right) + Q_{n},$$
  

$$\frac{\partial M}{\partial \tau} = a_{m} \left( \frac{\partial^{2}M}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}M}{\partial y^{2}} \right) + a_{m}\delta \left( \frac{\partial^{2}T_{n}}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}T_{n}}{\partial y^{2}} \right) + Q_{M},$$

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b; \ 0 < y < l\}.$$
(10)

На границах подобласти имеем дополнительные условия:

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = 0; \ 0 < y < l\},$$

$$T_{n}(x, y, \tau) = T_{n_{0}}(y, \tau),$$

$$M(x, y, \tau) = M_{n}(y, \tau).$$

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = b; \ 0 < y < l\},$$

$$T_{n}(x, y, \tau) = T_{n_{b}}(y, \tau),$$

$$M(x, y, \tau) = M_{b}(y, \tau).$$

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; \ y = l\},$$

$$k_{n} \frac{\partial T_{n}}{\partial y} = 0;$$

$$k_{M} \frac{\partial M}{\partial y} = 0,$$

$$(11)$$

где  $k_M$  — коэффициент массопроводности.

Наиболее специфические условия задаются на контакте вмещающих пород и разлома, по которому движется раствор. Специфика заключается в разнородности искомых параметров: во вмещающих породах — массонасыщенность M и температура пород  $T_n$ , а в зоне разлома — плотность  $\rho$ , скорость v и температура T раствора. Естественно, необходимо сформулировать соотношения их взаимосвязи.

Для связи температуры пород и температуры раствора можно воспользоваться законом Ньютона — равенства тепловых потоков кондуктивного теплообмена и конвективного потока, т. е.

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\},\$$
$$-k_{\pi} \frac{\partial T_{\pi}}{\partial y} = \alpha (\rho, v) (T - T_{\pi}),$$
(12)

где  $\alpha(\rho, v)$  — коэффициент теплоотдачи раствора к породам, зависящий от скорости движения и плотности раствора.

Для формализации связи массонасыщенности пород и параметров раствора на границе необходимо более подробно раскрыть физику параметра массонасыщенности пород.

Массонасыщенность пород есть отношение веса раствора, находящегося в породе, к весу породы.

$$M(x, y, \tau) = \frac{M_p(x, y, \tau)}{M_n(x, y, \tau)}.$$
(13)

Для элементарного объема с пористостью § масса породы может быть представлена в виде

$$M_{\pi} = \rho_{\pi} (1 - \xi) \partial x \partial y, \tag{14}$$

а масса раствора

$$M_p = \rho \xi dx dy; \tag{15}$$

откуда массонасыщенность

$$M(x, y, \tau) = \frac{\rho\xi}{\rho_{\rm m}(1-\xi)}.$$
 (16)

Следовательно, плотность на границе вмещающих пород и разлома связана с массонасыщенностью вмещающих пород следующей закономерностью:

$$\{0 < \tau \leqslant \Theta\} \times \{0 < x < b, y = 0\},$$
  

$$\rho(x, \tau) = \rho_{\pi} \left(\frac{1}{\xi} - 1\right) M(x, y, \tau)$$
(17)

или

$$M(x, y, \tau) = \frac{\xi}{(1-\xi)} \frac{\rho(x, \tau)}{\rho_{\pi}}.$$

В качестве начальных условий имеем:

$$\{\tau = 0\} \times \{0 < x < b; \ 0 < y < l\},\$$

$$T_{\pi}(x, \ y, \ \tau) = T_{\pi 0} + \frac{y}{4} \Delta T x,$$

$$M(x, \ y, \ \tau) = M_{\mu}(x, \ y).$$
(18)

Таким образом, формализована модель взаимодействия раствора и вмещающих пород, которая записана в виде двух задач в частных производных гиперболического и параболического типа со смешанными краевыми условиями. Аналитическое решение вышеописанной и формализованной задачи практически невозможно: во-первых, из-за многомерности рассматриваемых геометрических областей, во-вторых, из-за необходимости одновременного решения двух задач различного типа и, в-третьих, из-за смешанных граничных условий. Поэтому необходи-202 мо и рациональное отыскание метода численного решения с применением современных средств вычислительной техники. А это значит, что от непрерывной постановки задачи необходимо перейти к дискретной, используя различные методы аппроксимации и сведение системы в частных производных к системе обыкновенных дифференциальных уравнений, т. е. создание дискретных моделей процессов с дальнейшим их расчетом на ЭВМ.

### СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА В ТЕКТОНИТАХ

Поскольку любая группа горных пород характеризуется своим набором физических параметров, постольку вышеприведенная система уравнений (10) применима к описанию процессов тепло- и массопереноса в любых группах горных пород и, следовательно, в любых геологических структурах. Оригинальностью формального описания процессов переноса тепла и вещества непосредственно в тектонической зоне и близ нее в настоящей работе является введение системы дифференциальных уравнений (6), характеризующей разломы, как гидродинамически сосредоточенные системы движения флюндов, или иначе как тепловые флюндопроводники [Поспелов, 1973]. Описание модели, учитывающей континуальное течение газово-жидкой смеси по тектонической зоне, для геологических систем выполнено впервые.

Само движение раствора по разлому осложняется дополнительными формами транспорта тепла и вещества, достигающими значительных масштабов именно на участках локализации интенсивных тектонических деформаций. Рассмотрим коротко специфику явления тепло- и массопереноса в тектонических зонах.

Дополнительные формы переноса вещества. Поровые каналы пород под воздействием тектонических деформаций становятся протяженными, в связи с этим появляется возможность образования пленок пристеночной жидкости, имеющих значительную длину. В этом случае одной из дополнительных форм переноса будет так называемая термоосмотическая фильтрация [Дударев, Сотников, 1982], т. е. миграция по поровым каналам подвижной пристеночной жидкости в направлении, обратном тепловому потоку. Именно в тектонитах этот процесс должен достигать наибольших масштабов.

В зонах движения флюидов в качестве другой дополнительной формы переноса вещества может развиваться электромиграция, т. е. перемещение заряжезных частиц раствора под воздействием электрических полей (на границе раздела фаз горная порода — поровый раствор образуется двойной электрический слой (ДЭС)). Известно, что при нормальных условиях поверхность горной породы, как правило, заряжена отрицательно, а приповерхностный слой жидкости — положительно.

Кроме того, при развитии в тектонических зонах процессов перетирания, возможно, будут иметь место формы переноса, характерные для трущихся контактов со смазкой.

В области вмещающих пород как дополнительную форму транспорта необходимо учитывать бародиффузию, т. е. диффузионный перенос под воздействием перепада давлений. Нельзя забывать и о том, что рассматриваемая модель двумерна, т. е. лежит в поле координат x и y, однако источники или стоки тепла или массы совсем не обязательно будут действовать в этом же поле. Следовательно, в случае с источниками необходимо учитывать их действие по координате z.

Дополнительные источники тепла. Главными энергетическими эффектами, сопровождающими движение раствора по разлому, могут быть: а) теплота смачивания (гидратации, сольватации); б) теплота набухания и растворения; в) теплота химических реакций [Дударев, 1975]. Естественно, что их учет совершенно необходим для верной оценки общего хода процессов.

На основе вышеизложенных теоретических выводов нами разрабатывается пакет прикладных программ (ППП) TRANSFER. Назначение ППП — одновременный расчет полей температуры и влажности во вмещающих породах и расчет траекторий изменения скорости движения, плотности и температуры раствора, движущегося по трещине. Предусмотрено в ППП и действие дополнительных форм переноса вещества и источников тепла, следует лишь выполнить их математическую формализацию и установить взаимосвязь между ними.

Таким образом, используя ППП TRANSFER, можно будет оценивать процессы тепло- и массопереноса в сложных модельных системах, близких к природным объектам.

## Глава IX

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

При изучении зрелых тектонитов одним из важнейших является во прос об источнике флюидов, петрогенных и рудных компонентов, посту пающих в тектоническую зону. По одной модели — зона тектонита не проникает в глубь коры, и все явления массопереноса в ней осуществляются за счет флюида, высвобождаемого из породы при ее диспергировании. По второй модели — зоны тектонитов являются флюидопроводниками в понимании Г. Л. Поспелова [1973] и глубоко дренируют нижние горизонты тех или иных эндогенных систем. В связи с существованием двух альтернативных точек зрения мы постараемся ответить на поставленные вопросы, оперируя имеющимся в нашем распоряжении фактическим материалом.

В этом отношении очень показателен разрез, изученный на протяжении более 70 км вдоль берега оз. Байкал, где на одном гипсометрическом уровне обнажены породы шарыжалгайской серии. Если сравнить на этом разрезе все изученные тектонические зоны по преобладающему типу метасоматоза (рис. 49), то проявляется удивительная закономерность: от 143 до 110 км по породам кислого или основного состава образуются тектониты с преобладающим Mg-Ca-Fe  $\pm$  Na, Al типом метасоматоза. В интервале 102—86 км в тектонитах проявлен Si-K  $\pm$  Al, Na метасоматоз опять же по породам как кислого, так и основного состава. Далее на восток снова фиксируется привнос в тектониты Fe, Ca, Mg, но при обязательном участии K.

Если сопоставить расположение разных типов тектонитов с геологическим строением Шарыжалгайского блока, то становится очевидной приуроченность тектонитов с Si-K типом метасоматоза к центральным частям Громотухинского и Улановского гранитогнейсовых куполов [Грабкин, Мельников, 1980], т. е. к максимально гранитизированным частям разреза. И хотя на запад и на восток от этой зоны в разрезе преобладают гнейсы, эндербиты и гранитоиды, в них почему-то проявлен иной стиль метасоматоза в тектонитах — преимущественно Mg-Ca-Fe.

Независимо от интерпретации полученных данных очевидно унаследование стиля предшествующего тектонитам эндогенного этапа, а именно: преобладающей гранитизации с формированием гранитогнейсовых куполов.

Как нами указывалось ранее [Летников, 1976], гранитогнейсовые купола развиваются над зонами полихронной гранитизации, хорошо фик-204



Рис. 49. Петрохимическая типизация тектонитов Шарыжалгая. 1 — кислые; 2 — основные породы.

сируемыми геофизическими методами и уходящими в верхнюю мантию. В соответствии с этим можно полагать, что зоны милонитов трассируют глубинную структуру, над которой и в пределах которой развился гнейсовый купол. Поэтому возникающие зоны тектонитов и на регрессивной стадии продолжают играть роль активных флюидопроводников для глубинных гранитизирующих флюидов. Поскольку Si-Na-K метасоматоз сопровождается переводом в подвижное состояние оснований и Fe [Коржинский, 1953], то сопряженным с ним должен быть Fe-Ca-Mg метасоматоз.

Н. Г. Судовиков [1956] практически первым указал на наличие Fe-Ca-Mg метасоматоза в связи с проявлением гранитизации. В дальнейшем эти представления стали предметом острых дискуссий, а в последнее десятилетие были отчасти подтверждены на примере изучения процессов гранитизации в архейских толщах Алдана, Прибайкалья, Карелии [Жданов, 1975; Петрова, Левицкий, 1984; и др.]. В отличие от представлений Н. Г. Судовикова о широком и комплементарном гранитизации процессе формирования «основного фронта» получили признание выводы о более узком, значительно меньшем по масштабам явлении концентрирования оснований в тектонических зонах и прожилках. З. И. Петрова и В. И. Левицкий [1984] описали их под названием «базификаты».

Изложенные выше данные по изучению петрохимии и геохимии тектонитов однозначно указывают на тесную пространственную сопряженность проявления в смежных тектонических зонах процессов Si-K-Na и Ca-Mg-Fe метасоматоза. Исходя из представлений о миграции из мантии гранитизирующих компонентов [Коржинский, 1953], можно полагать, что Si-K-Na метасоматоз в тектонитах по своей природе является первичным, особенно на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а Fe-Ca-Mg — вторичным, аналогичным проявлению «основного фронта» Н. Г. Судовикова или же зоны отложения выщелоченных компонентов в понимании Д. С. Коржинского. В таком понимании динамики развития тектонических зон мы приходим к выводу о неизбежных явлениях инверсии метасоматических процессов по вертикали, когда по мере усиления Si-K-Na метасоматоза будет происходить увеличение активности Ca, Mg, Fe во флюиде, что неизбежно должно привести к инверсии системы и развитию щелочно-земельного метасоматоза. Если считать, что гранитизирующий поток по тектонической зоне является стационарным, то явления инверсии и проявления Са-Мд-Fe метасоматоза будут локальны на фоне доминирующего Si-K-Na метасоматического преобразования тектонитов.

Если же учесть масштабы проявления процессов гранитизации, то вполне определенно можно полагать и об эквивалентном по масштабам проявлении Fe-Mg-Ca метасоматоза в над- и околокупольном пространстве вдоль ослабленных тектонических зон. В этом плане фиксация в тектонитах метасоматитов Si-K-Na или Ca-Mg-Fe типов указывает на их положение относительно очагов гранитизации и гранитообразования и приуроченность к определенным зонам земной коры.

Сопоставление по этому критерию всех рассмотренных синтектонических метасоматитов указывает на их региональное развитие. Даже в тех случаях, когда отдельные из компонентов этих двух триад заменяются другими или же спектр привносимых элементов расширяется, направленность процесса (его стиль) выражена достаточно четко не только в изменении химического состава, но и в смене минеральных ассоциаций.

Сравнение между собой флюидных анализов по изученным тектонитам, несмотря на их гетерогенность, очерчивает два полярных типа флюидных систем (рис. 50). К первому относятся все тектониты по породам гранулитового шарыжалгайского комплекса и породам Бирхинского мас-



206



 по породам зеленосланцевой фации (Тункинские гольцы); 2 — по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций (Шарыжалгайский блок); 3 чо основным и ультраосновным породам (Бирхинский массив).

*Рис. 52.* Температура образования тектонитов.

Геотермометры: I — Амф-Пл (по Л. П. Плюсниной [1983]); 2 — Гр-Ен (по Л. Л. Перчуку и др. [1983]); 3 — Амф-Пл; 4 — Би-Амф (по Л. Л. Перчуку, И. Д. Рябчикову [1976]); 5 — Хл-Му (по Н. В. Котову [1975]). Тектониты по породам: I — Шарыжалгайского блока; II — Тункинских гольцов; III — Бирхинского массива.

сива. Для них характерны минимальные отношения H/C и широкий диапазон значений  $H_2/H_2O$  с фиксацией значительного уровня восстановленности флюида, не отмечаемого больше нигде в тектонических зонах по другим породам. Противоположное место занимают малоглубинные тектониты акитканской серии, развитые по кислым эффузивам. Им свойственны высокие окисленность флюидов и отношения H/C, указывающие на существенно водородный тип флюидных систем. Все другие представители занимают промежуточное положение и отражают различные уровни зарождения и эволюции флюидных систем, тесно связанных с эндогенным режимом формирования вмещающих их комплексов.

Если сопоставить по Т и Р формирования все изученные нами тектониты (рис. 51), то очевидна их преобладающая группировка в интервале  $500-600^{\circ}$ С и широкий разброс значений по P, но преобладающая часть определений укладывается в интервал 6-8 кбар. Поскольку значительная часть определений получена Амф-Пл геотермобарометру П0 Л. П. Плюсниной, где мы предполагаем некоторое завышение по P, то судя по парагенетическим ассоциациям они на 1,5-2 кбар ниже. Но поскольку мы по этому методу сравниваем однотипные метасоматиты с Амф-Пл ассоциациями, то они вполне сопоставимы друг с другом. При наиболее высоких давлениях формировались высокотемпературные тектониты в гранулитовом комплексе. Меньшими давлениями характеризовались условия образования Гр-Би-Ди тектонитов среди пород зеленосланцевой фации и минимальными — тектонитов по габброидам Бирхинского массива. В общем виде это соответствует глубинам, на которых происходило формирование бластотектонитов.

Несколько иные зависимости устанавливаются при сравнении температур равновесных минеральных ассоциаций (рис. 52). Здесь независимо от глубины образования тектонитов Шарыжалгайского блока (I), Тункинских гольцов (II) и Бирхинского массива (III) температуры, определенные по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, Амф-Пл и Гр-Би геотермометрам Л. Л. Перчука, укладываются в интервал 500— 600°С. Вместе с тем значительная часть определений по Амф-Пл геотермометру Л. Л. Перчука размещается в диапазоне 400—500°С, что дает основание полагать, что Амф-Пл геотермометры Л. П. Плюсниной и Л. Л. Перчука различаются приблизительно на 100°. Наиболее высокие значения получены с помощью Би-Амф геотермометра Л. Л. Перчука.

Как и следовало ожидать, минимальные значения характерны для Му-Хл бластотектонитов Шарыжалгая, рассчитанные по Хл-Му геотермометру [Котов, 1975]. Полученные данные позволяют утверждать, что, несмотря на различный состав пород и глубины формирования тектонитов, выделяются вполне определенные группы, сопоставимые по РТ-условиям образования и парагенетическим ассоциациям. Этот вывод выдвигает для решения весьма актуальную проблему, а именно: разработку теоретических основ для создания схемы минеральных фаций тектонитов, ибо, как наглядно показано в этой работе, по условиям формирования тектониты неадекватны обычным метаморфическим породам.

Если сопоставить содержание рудных компонентов в исходных породах и тектонитах, то для наиболее распространенных типов метасоматоза (Si-K-Na или Mg-Ca-Fe) можно определить в первом приближении баланс привноса, что делалось нами для отдельных разрезов. В общем виде выделяются группы элементов, характерные для каждого метасоматического типа. Так, K-Si-Na метасоматоз способствует переводу в подвижное состояние V, Cr, Sc, Co, Ni, Fe, Au, a Mg-Ca-Fe — Rb, Sn, Pb, U, Th. Изменение флюидного режима процесса или расширение круга петрогенных элементов, определяющих тип метасоматоза, обусловливает некоторые вариации составов выделенных групп. Если взять за основу схему В. И. Казанского, согласно которой по вертикали милониты сменяются катаклазитами и зонами брекчирования, то именно этот диапазон наиболее благоприятен для локализации значительных масс рудного вещества. Это вовсе не исключает образования высокотемпературных рудных месторождений непосредственно в бластомилонитах, что было наглядно продемонстрировано В. И. Казанским на примере редкометальных и редкоземельных метасоматитов. В верхних частях этих флюидопроводящих структур следует ожидать формирование сульфидного оруденения. Судя по общей направленности процесса к этим же уровням тектонических зон должны тяготеть продукты Mg-Ca-Fe метасоматоза (хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация и т. д.). Но необходимо подчеркнуть, что проявление Mg-Ca-Fe метасоматоза еще не означает обязательной связи с метасоматитами сульфидов или золота, поскольку для данных типов оруденения нужен восстановительный флюидный режим, а образование сульфидов требует высоких концентраций S<sup>2-</sup>.

Таким образом, необходимо выделять две стороны изучаемого явления: перевод в подвижное состояние рудных компонентов может осуществляться флюидами различного состава, а концентрирование в виде рудных скоплений может произойти лишь при благоприятном флюидном режиме и высоких концентрациях анионов, на базе которых возникает рудная минерализация пород (S, F, O, CO<sub>2</sub> и т. д.). Поэтому только изучение флюидного режима подобных структур в сочетании с другими данными может дать объективное представление об их потенциальной рудоносности, ибо структуры с однообразным флюидным режимом обычно безрудны, рудные скопления более вероятны при инверсии флюидного режима эндогенных систем [Летников и др., 1985].

С целью определения степени влияния флюидного режима на устойчивость минералов были проведены в автоклавах эксперименты при  $T = 500^{\circ}$ С, P = 1000 атм флюида, состав которого изменялся следующим 208 образом: 1) 90%  $H_2O + 10\% H_2$ , 2) 90%  $H_2O + 10\% O_2$ , 3)  $H_2O - 100\%$ . Длительность эксперимента 166 ч. В экспериментах использовались Кв + Алб + Хл + Му + Би + Карб сланцы. Во всех случаях устанавливалась потеря веса образцов главным образом за счет разложения карбоната, при этом степень уменьшения содержания Карб в сланце при восстановительном флюидном режиме была значительно выше, чем в чисто водном или окислительном. Эти экспериментальные данные подтверждают наблюдения над тектонитами в сланцах Тункинских гольцов, когда в тектонических зонах с графитом на самых ранних этапах их формирования происходит разложение карбоната и вытеснение  $CO_2$  в окружающие породы, где образуются вторичные ореолы карбонатизации.

Если учесть, что часть CO<sub>2</sub> переносится вдоль тектонической зоны в едином флюидном потоке, то связывание H<sub>2</sub> в гидратсодержащих фазах и накопление CO<sub>2</sub> должно привести к инверсии флюидного режима с восстановительного на окислительный, что и имеет место выше по разрезу или же в более глубоких горизонтах, проявляясь в поздней наложенной карбонатизации.

Во многом аналогичны описанным нами синтектоническим метасоматитам в зеленосланцевом комплексе Тункинских гольцов алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса на Урале [Огородников, 1975]. Отличаются они степенью проявления метасоматического процесса: в нашем случае мы фиксируем его начальные стадии, а на Адамовском месторождении — завершающие с образованием Кв-Ди или чисто кварцевых тел. В. Н. Огородников справедливо полагает, что метасоматиты сформировались на заключительных стадиях прогрессивного регионального метаморфизма, когда пластические деформации пород сменились хрупкими.

В соответствии с установленной нами ранее эволюцией флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли [Летников, 1982] следует ожидать, что для наиболее древних тектонитов отношения H/C во флюидах должны быть минимальны. Этот вывод в определенной мере подтверждается полученным материалом для тектонитов по магматическим или алюмосиликатным метаморфическим породам (см. рис. 50). Действительно, самые низкие отношения H/C характерны для БТМ и БТК в гранулитовых комплексах Шарыжалгайского блока, а максимальные — для среднепротерозойских кислых эффузивов акитканской серии Байкальского хребта.

В результате такого сопоставления естественен тезисо едином эндогенном источнике флюидов для материнских пород и зон БТМ и БТК. развитых в них. Если это действительно так, то мы приходим к весьма важному выводу: процесс формирования бластотектонитов высокойстепени зрелости является вполне закономерным этапом любой эндогенной системы на регрессивном этапе ее эволюции. В пользу такого вывода говорит и факт унаследования стиля метасоматического преобразования тектонитов на самых начальных стадиях, отвечающих направленности преобразования исходных пород, по которым развиваются тектониты. пород Шарыжалгайского блока для гранитоподобных Так. **ЭTO** K-Na-Si метасоматоз, унаследованный от предшествующей гранитизации. то же самое для алюмосиликатных толщ Тункинских гольцов, проявление Са-Му метасоматоза в габбро и габбро-норитах Бирхинского массива и т. д. Вместе с тем необходимо выделять сопряженные процессы Са-Мg-Fe метасоматоза, обусловленные переводом в подвижное состояние Са, Мд и Fe на ранних стадиях преобразования тектонитов этапа Si-K-Na метасоматоза. Несомненно, могут иметь место случаи формирования БТМ и БТК под воздействием флюидных систем иной эндогенной природы, например, образование БТК Бирхинского массива под воздействием флюидов с Si-Na-K-Al спецификой, которые связаны с более поздними и широко проявленными здесь процессами гранитизации. Но, как следует из изучения таких зон, они существенно отличаются от БТМ Шарыжалгайского блока слабо проявленной метаморфической дифференциацией вещества

(очень слабо выраженная метаморфическая полосчатость с разделением на лейко- и меланократовые слойки) и меньшей зрелостью тектонитов вообще. Поэтому одна из важнейших задач в данной области геологии разработка критериев отличия сингенетических и эпигенетических тектонитов. Решающую роль в этом плане (наряду с другими методами) должны сыграть изотопные исследования.

Исходя из многочисленных данных, приведенных в этой работе, вполне логичным является вывод о том, что БТМ и БТК могут проявляться на той стадии, когда по *PT*-условиям та или иная порода выходит из стадии преобладания пластических деформаций и приобретает необходимую жесткость. Это регрессивный этап эволюции любой эндогенной системы. Исходя из такого постулативного тезиса решение обратной задачи очевидно в первом приближении, а именно: время появления БТМ знаменует переход данного массива пород через определенный *PT*-барьер, разделяющий зоны пластических и хрупких деформаций. Поэтому определение возрастных датировок для зон БТМ приобретает первостепенное значение в плане геодинамических реконструкций. Вместе с тем необходимо помнить, что в зрелых тектонитах на стадии их максимального диспергирования и пленочной гидратации снова могут проявиться пластические деформации, но они, как правило, локальны и не столь широко развиты.

Наш опыт изучения тектонитов в различных геологических обстановках со всей очевидностью подчеркивает, что зрелые БТМ формировались в термостатированных условиях [Летников, Нарсеев, 1971], когда температурный градиент между тектонической зоной и ее ближайшим окружением был невелик. Данный вывод подтверждается многочисленными фактами отсутствия метасоматической зональности вкрест простирания таких зон и близостью по *PT*-условиям формирования минеральных ассоциаций в самих БТМ и окружающих их БТК. Это еще раз подтверждает выдвинутый выше тезис об образовании зон БТМ на определенном регрессивном этапе эволюции любых эндогенных систем, будь то магматические или метаморфические комплексы. Этому этапу соответствуют достаточно высокие температуры пород, в которых формируются БТМ, что создает режим термостатирования, столь необходимый для длительного процесса образования зрелых бластомилонитов.

Если оперировать представлениями о «механическом плавлении» кварцсодержащих пород гранитоидного ряда [Летников, 1975], то ориентировочно можно полагать, что для этих компонентов (гранитоиды, гнейсы, кварцсодержащие сланцы) этап формирования БТМ наступит при достижении T и P линии  $\beta$  —  $\alpha$ -перехода кварца, вдоль которой при ~50°С наиболее вероятны пластические деформации за счет потери устойчивости кварца при его полиморфном переходе. Ниже этой линии начинается зона формирования БТМ, и она является верхним PT-рубежом для образования тектонитов такого рода.

Как следует из теории, напряжение, выдерживаемое горными породами, устойчиво возрастает по мере увеличения степени пластической деформации [Тернер, Ферхуген, 1961], что хорошо иллюстрируется нашими данными по геобарометрам, когда при переходе от хрупких к пластическим деформациям резко падает *P*, при котором образуются минералы этого этапа.

Общеизвестно, что процесс переноса  $H_2O$  в пористых телах, какими являются горные породы, при постоянной T осуществляется тремя способами: капиллярным пропитыванием, пленочным движением и переносом в виде пара. Сама структура и текстура тектонитов указывает на преобладающий флюидный перенос вдоль поверхностей, разделяющих минеральные агрегаты, которые мы называем поверхностями рассланцевания. Еще Г. Л. Поспелов [1973] указал на многие специфические черты пленочного переноса, ибо в условиях возникновения и эволюции тектонитов одной из преобладающих форм нахождения в нем флюида будет непрерывная система тонких пленок, обволакивающих минералы и созда-210 ющих единую систему массопереноса вдоль поверхностей рассланцевания.

Наряду с представлениями о наличии в тектоните единой флюидной пленочной системы, являющейся средой массопереноса, наиболее актуален вопрос о течении этих пленок по градиенту P и T. В какой-то мере этот вопрос рассматривал А. М. Блох [1972] при анализе поведения связанной воды минеральных систем, но его построения не касались бластомилонитов. Теория течения смачивающих пленок хорошо рассмотрена Б. В. Дерягиным и Н. В. Чураевым [1984], хотя в основном для низких T и P. Однако полученные ими результаты позволяют полагать, что в градиентных системах, каковыми являются тектониты, пленочный перенос будет являться одной из эффективных форм миграции вещества по вектору T и P.

Одной из специфических черт формирования БТМ является образование огромной свободной поверхности минералов за счет их-диспергирования. Если учесть высокую флюидопроводность тектонических зон, то правомерен вопрос о степени гидратации таких дисперсных сред. Учитывая работы по определению степени гидратации кварца и силикатов, можно считать все бластомилониты в значительной мере гидратированными. В этом случае гидратные пленки на поверхности тонкодисперсных сред представляют единую сплошную систему, приближающуюся по своим динамическим характеристикам к водному потоку в малопористой дисперсной среде. В таком состоянии зона БТМ является эффективным тепло- и флюидопроводником со значительной массоемкостью в отношении переноса петрогенных и рудных компонентов. Не исключено также, что такая «гидратная смазка» способствует переводу породы в пластическое состояние и образованию плойчатых бластомилонитов.

В отличие от существующих представлений о генерации значительных количеств тепла, выделяющегося при образовании бластомилонитов за счет трения блоков пород вдоль разрывных нарушений, мы полагаем, что возникновение зон БТМ не обязательно фиксирует такие нарушения сместители. Во-первых, мы нигде обычными геологическими методами не зафиксировали однозначно перемещения блоков пород по обе стороны от зоны БТМ. Во-вторых, зачастую геологические данные указывают на отсутствие таких перемещений. Поэтому мы более склонны рассматривать БТМ как зоны, фиксирующие определенные направления сжатия в массе пород, вдоль которых локальные передвижения блоков пород могут иметь место, однако не этот механизм является главным в формировании БТМ.

Если следовать методам аналогий, то, как уже отмечалось многочисленными исследователями, текстура и структура БТМ во многом аналогичны таковой у метаморфических пород. Но ведь метаморфические породы формируются в условиях роста P и T, а не в результате перемещения отдельных слоев относительно друг друга при тектонических напряжениях. Следовательно, структура тектонитов формируется под действием сжимающих усилий, и в этом плане их сходство с метаморфическими породами очевидно. Высокая флюидопроводность таких зон приводит к значительному тепло- и массопереносу вдоль них, и в этом бластомилониты больше напоминают обычные метасоматиты, формирующиеся в условиях направленного стрессового P. Таким образом, зоны бластомилонитов по способу формирования занимают промежуточное положение между метаморфическими и типичными метасоматическими породами.

Находки алмазов в докембрийских метаморфических породах [Haggerty, 1981] или приуроченность алмазосодержащих рыхлых отложений к полям развития метаморфических пород фаций высоких давлений позволяют высказать новую точку зрения на возможность образования алмазов в земной коре вне связи с кимберлитами или другими мантийными породами.

Один из таких участков тяготеет к протяженной зоне активизации, характеризуемой длительностью эндогенных процессов до нескольких сот миллионов лет [Летников и др., 1975], наличием в ней тел ультраосновных-щелочных пород, карбонатитов и основных пород, впоследствии зачастую деформированных и метаморфизованных до эклогитов. Эта глубинная тектоническая зона шириной 10—15, реже 20 км прослежена в докембрийских толщах более чем на 100 км. Отличительная ее черта высокая степень деформированности пород и многократность проявления тектонических движений, характеризуемых формированием на ранних стадиях высокобарных минералов (P = 7-9 кбар,  $T = 750-850^{\circ}$ С), вплоть до образования метаморфогенных эклогитов и более поздних реоморфитов. Для завершающих стадий характерно широкое проявление калиевого или калий-кремниевого метасоматоза с формированием своеобразных синтектонических метасоматитов, имеющих облик мусковитовых или кварц-мусковитовых сланцев, замещающих все ранее сформированные породы, в том числе и эклогиты.

Характерной чертой зон активизации является длительная миграция вдоль них потоков восстановленных мантийных флюидов, что выражается в широком проявлении процессов графитизации всех пород и образовании «сухих» высокобарных эклогитовых парагенезисов. На поздних этапах происходит инверсия флюидного режима, который сменяется окислительным с высоким  $P_{\rm H_2O}$ , что фиксируется процессами амфиболизации эклогитов и образованием биотитовых и мусковитовых метасоматитов. Таким образом, ранние этапы характеризуются одновременностью проявления интенсивных тектонических напряжений и миграцией по зоне восстановленных мантийных флюидов, когда деформация пород и все процессы минералообразования протекают в восстановительных условиях при низких  $P_{\rm H_2O}$  и  $P_{\rm O_2}$ .

В свете геологических данных и на основе современных достижений физики твердого тела, химической физики и экспериментальной минералогии выдвигаются две равнозначные гипотезы для объяснения образования алмазов в условиях земной коры при умеренных и даже сравнительно низких Р и Т. Ранее [Летников, 1978] нами был сформулирован тезис о том, что алмазоносность той или иной кимберлитовой трубки определяется степенью обогащения и сохранности в ней микролитов алмаза, возникающих в мантии в восстановительных условиях. Дальнейшая кристаллизация алмаза «на затравку» или эпитаксиальный рост могут происходить по различным механизмам, в том числе и за счет поступления углерода из газовой фазы в восстановительных условиях. Если вернуться к рассматриваемому случаю и учесть широкое развитие в зоне активизании мантийных глубинных пород, предположив в них наличие микролитов алмаза, то при деформации таких пород и одновременном воздействии восстановленных флюидов мог идти эпитаксиальный рост алмаза, ибо, как это было показано Б. В. Дерягиным, Д. В. Федосеевым [1977], этот процесс может протекать при сравнительно низких Т и Р. Если учесть сохранение такого режима на протяжении нескольких десятков миллионов лет [Летников и др., 1975], то вероятность роста достаточно крупных кристаллов следует признать довольно высокой. При подобном подходе роль мантийных магматических пород сводится к «поставке» в зону активизации микролитов алмаза «затравок» для роста более крупных кристаллов. В этом случае скопления алмазов будут очерчивать бывшие контуры тел мантийных пород, преобразованных более поздними процессами в высокодеформированные тектониты различного состава. Если они формировались в восстановительном флюидном режиме, то в них вероятно сохранение микролитов алмаза и их эпитаксиальный рост.

Еще в 50-х годах П. Бриджменом было установлено [Bridgman, 1958], что в экспериментах при высоких *P* и *T* на установках цилиндр поршень или других, близкого им типа, при наличии сдвиговых, а тем более скалывающих усилий происходят резкое ускорение реакций и снижение *P* и *T* фазовых переходов. Позднее этот эффект был с успехом использован для ускорения полимеризации органических соединений [Капустян и др., 1968]. Если увязать эти данные с многочисленными экспе-

риментальными результатами по механохимии [Аввакумов, 1979], то видно, что при тектонических деформациях пород на свежеобразованных сколах минералов образуется огромное число активных центров, обладающих высокой энергией. Эти центры активно взаимодействуют с компонентами газовой смеси, что приводит к образованию высокобарных фаз, метастабильных по РТ-условиям в случае синтеза их по обычной классической схеме. Поскольку на трущихся поверхностях резко возрастает температура (по опытным данным для кварца до 1000°С), происходит эмиссия электронов и возникает «магма-плазма» [Аввакумов, 1979]. то в сочетании с высокими давлениями и одновременным воздействием восстановительных углеродсодержащих газов (СО, СН<sub>4</sub>) на активных центрах может протекать образование микролитов алмазов. На этой стадии крупные кристаллы образоваться не могут, происходит обогащение породы «алмазной пылью». При длительном сохранении подобного режима (по геологическим данным до нескольких миллионов или десятков миллионов лет) на втором этапе должна начаться собирательная перекристаллизация. Если эти условия не реализуются, то алмазоносность породы может быть законсервирована на первой стадии обогащения ее микролитами алмаза без образования крупных кристаллов. Вообще же любые процессы перекристаллизации исходных пород, содержащих микролиты алмаза, протекающие при низкой фугитивности кислорода, должны приеодить к укрупнению алмаза. Рассмотренный процесс наиболее вероятен в породах с низкими содержаниями элементов переменной валентности, особенно Fe и Mn.

Учитывая разобранный механизм образования алмазов в тектонических зонах при одновременном воздействии восстановленных флюидсв, можно допустить и его синтез за счет тонкодисперсного графита, рассеянного в породе. Вероятно, такова природа алмазов в графитовых сланцах Нимба в Либерии [Haggerty, 1981].

Иными словами, для образования алмазов и их укрупнения в глубинных тектонических зонах главным условием является сохранение в течение длительного времени в пределах такой зоны напряженного состояния, приводящего к медленному раздроблению и диспергированию пород при одновременном воздействии восстановленных флюидов в режиме термостатирования. При изучении подобных протяженных и долгоживущих зон следует учитывать их гетерогенность, неодинаковую проницаемость для флюидов, различную окислительную способность пород по отношению к восстановленным флюидам и т. д., что может привести к крайне неравномерному распределению алмазов в таких зонах и их последующему «выгоранию» в CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> или же к переходу в графит. Исходя из имеющихся данных по эволюции флюидного режима в эндогенных процессах, наиболее перспективными следует считать подобные зоны архейского или нижнепротерозойского возраста, что не исключает образования алмазов и в более молодых тектонических зонах с восстановительным флюидным режимом.

Сделанный вывод приобретает еще больший вес в свете открытия К. Шопиным [Chopin, 1984] коэсита и пиропа в голубых сланцах Западных Альп. Судя по выявленным высокобарным минералам, общее давление достигало 28 кбар — и это в тектонической зоне, сложенной парапородами! Полученные К. Шопиным сенсационные результаты дают основание для ревизии многих тектонических зон в аналогичной геологической обстановке, ибо при восстановительном флюидном режиме образование алмаза здесь более чем вероятно.

Таким образом, предприняв попытку хотя бы схематично выяснить основные особенности формирования зон бластомилонитов и бластокатаклазитов высокой зрелости, мы стремились подчеркнуть своеобразие этих геологических тел, природа которых может быть конвергентной. Полученные данные позволят пойти дальше по пути создания единой теории формирования этих своеобразных пород и определить условия их возникновения в конкретной геологической обстановке. 213

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предпринятой нами ранее попытке наметить общие закономерности эволюции флюндного режима тектонических зон [Летников, 1976] подчеркивался ряд специфических черт их развития. Отличие от типичных метаморфических пород заключается в том, что тектониты формируются при активном массопереносе, сопровождаемом метасоматическими процессами. С другой стороны, наличие стрессовых нагрузок приводит к дифференциации вещества в зоне и формированию тонкорассланцованных тектонитов, напоминающих метаморфические породы. Иными словами, это синтектонические метасоматиты, отличающиеся по условиям образования от метаморфитов и метасоматитов.

Учитывая специфику образования тектонитов, еще раз необходимо отметить значительную роль механохимических явлений в процессах преобразования пород и минералов в тектонических зонах. Как было показано Е. Г. Аввакумовым [1979] и П. Ю. Бутягиным [1984], основные закономерности механохимических превращений определяются глубиной разупорядочения структуры минералов. Любой тектонит можно рассматривать как систему с определенным запасом энергии, реализуемой при процессах минералообразования и перекристаллизации и значительно ускоряющей эти процессы. Роль данного фактора может оказаться определяющей для появления высокобарных фаз и, в частности, алмаза.

Изучение многочисленных тектонитов убедило нас в одноактности процессов их формирования без последующего наложения более поздних минеральных ассоциаций. Иными словами, тектониты, «залеченные» в ходе проявления в них метасоматических процессов, составляют с вмещающими их породами единое целое и очень редко унаследуются при последующих тектонических напряжениях.

Сделанный нами вывод о том, что процесс формирования тектонитов высокой зрелости является вполне закономерным для любой эндогенной системы на регрессивном этапе ее эволюции, позволяет ставить вопрос о выделении в общих эволюционных схемах формирования магматических и метаморфических комплексов этапа синтектонических метасоматитов или регрессивных тектонитов — метасоматитов. Одновременно встает проблема типизации этих пород и создания единой схемы минеральных фаций тектонитов. Изложенный в этой работе материал наглядно иллюстрирует особую роль флюидного режима в эволюции тектонических зон, поэтому более корректно такие фации называть флюидно-минеральными. Изучение разнообразных тектонитов показывает, что процесс диспергирования и перекристаллизации сопровождается перераспределением рудных компонентов. Поэтому одной из актуальных задач является разработка критериев оценки рудогенерирующей способности тектонитов, а также прогнозирование оруденения выше по разрезу или в сопряженных с ними тупиковых структурах. Эта задача не может быть решена без детального изучения флюидного режима подобных структур, особенно выявления уровней их инверсии, ибо именно в таких ситуациях отлагаются значительные массы рудного вещества.

Сопоставления регионального плана показали, что кроме петрологических, геохимических и металлогенических данных зоны тектонитов несут важную информацию о геодинамическом режиме каждого конкретного литосферного блока и характере эволюции его глубинных горизонтов.

### СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Акт - актинолит Алб — альбит Альм — альмандин Амф — амфибол Анд — андалузит Ан — анортит Анн - аннит Ап — апатит Бп — биотит Гем — гематит Гип — гиперстен Гр — гранат Грос — гроссуляр Дп — дистен Илм — ильменит Ист — истонит Ка — кальцит Карб — карбонат Кв — кварц Ки — кианит Корд — кордиерит Киш — калиевый полевой шпат Кум — куммингтонит Магн — магнезит Мар — маргарит Мг — магнетит Мкр — микроклин МПир — моноклинный пироксен Му — мусковит Ол — оливин Орт — ортоклаз Пар — парагонит Парг — паргасит Пи — пирит Ппр — пироксен Пл — плагноклаз Пш — полевой шпат Ро — роговая обманка РПир — ромбический пироксен Рудн — рудный минерал Рут — рутил Сан — санидин Сап — сапфирин Сер — серицит Сп - сидерит

Сид — сидерофиллит Скап — скаполит Спес — спессартин Сф — сфен Тр — тремолит Тур — турмалин Увар — уваровит Фенг — фенгит Фл — флогопит Хл — хлорит Хлд — хлоритоид Цпр — циркон Цо - цоизит Эп — эпидот БТК — бластокатаклазит БТМ — бластомилонит  $X_{Mg} = \frac{Mg}{Fe + Mg + Mn} \times 100$  $X_{\rm Ca} = \frac{\rm Ca}{\rm Ca + Na + K} \times 100$  $\mathrm{FeO} + \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$  $f = \frac{2.5}{\text{FeO} + \text{Fe}_{9}\text{O}_{3} + \text{MgO}} \times 100 -$ - железистость породы  $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ k — коэффициент теплопроводности k<sub>п</sub> — коэффициент теплопроводности пород  $k_{M}$ — коэффициент массопроводности а — коэффициент температуропроводности а<sub>т</sub> — коэффициент потенциалопереноса массы с<sub>р</sub> — теплоемкость с<sub>рп</sub>- теплоемкость пород λ — коэффициент динамической вязкости µ — коэффициент кинематической

вязкости
- δ термограднентный коэффициент
- є критерий фазового перехода
- *R* удельная теплота фазового перехода
  - α коэффициент теплоотдачи
- ξ пористость пород
- ,  $\Lambda T$  геотермический градиент
- х, у геометрические координаты
- G геометрическая область
- b, l границы геометрической области
- т время
- Θ конечное время процесса
- v скорость движения раствора: v<sub>п</sub> — на поверхности, v<sub>b</sub> — на глубине
- ρ плотность раствора: ρ<sub>b</sub> на глубине, ρ<sub>н</sub> — в начальный момент времени
- $\rho_{\rm m}$  плотность пород
- Т температура раствора: T<sub>0</sub> на поверхностп, T<sub>b</sub>— на глу-

бине, T<sub>н</sub> в начальный момент времени

- q<sub>р</sub>− источники массы в зоне разлома
- *Q<sub>M</sub>* источники массы во вмещающих породах
- *q<sub>T</sub>*, *Q<sub>T</sub>* источники тепла в зоне разлома
  - *Q*<sub>п</sub> источники тепла во вмещающих породах
  - Х гравитационная составляющая внешних сил
  - М влажность пород: М<sub>п</sub> на поверхностп, М<sub>b</sub> на глубине,
     М<sub>н</sub> в начальный момент времени
  - Т<sub>п</sub> температура пород: Т<sub>по</sub> на поверхности, Т<sub>пb</sub> — на глубине, Т<sub>пн</sub> — в начальный момент времени

### ЛИТЕРАТУРА

Аввакумов Е. Г. Механические методы активации химических процессов. --- Новосибирск: Наука, 1979.— 250 с.

Алехин Ю. В., Вакуленко А. Г., Лакштанов Л. В. Фильтрационный эффект и его связи с конвективным и диффузионным массопереносом в пористых средах. - В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982, c. 144-161.

Архангельская В. В., Гинзбург А. И. Редкометалльные месторождения зон тектоно-магматической активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 175—184.

Балашов В. Н., Зарайский Г. П. Экспериментальное и теоретическое исследование процесса разуплотнения горных пород при нагревании.— В кн.: Очерки физи-ко-химической петрологии. Вып. 10. М.: Наука, 1982, с. 69—109. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова.— М.: Наука, 1974.— 149 с. Барсуков В. Л., Пэк А. А. Роль «автосмешения» растворов в формирования гидро-термальных жильных месторождений.— Геохимия, 1980, № 12, с. 1780—1796. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М.: Недра, 1979.— 275 с. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Кнев: Наукова думка, 1972.— 230 с. Белевцев Я. Н., Лялько В. И., Митник М. М. Энергетические условия метаморфоген-ного рудообразования.— Геологический журнал, 1983, т. 43, № 2, с. 49—58. Березин И. С., Жидков Н. П. Методы вычислений. Т. 2.— М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962.— 640 с. процесса разуплотнения горных пород при нагревании. - В кн.: Очерки физи-

- 1962. 640 с. Бибикова Е. В., Сумин Л. В., Кирнозова Л. И., Грачева Т. В. Последовательность

геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U - Pb метод датирования).— Геохимия, 1981, № 11, с. 1652—1664.

Блох А. М. Связанная вода минеральных систем и роль вмещающих толщ как генераторов природных растворов. Автореф. докт. дис. - М., 1972. - 32 с.

Блох А. М., Паталаха Е. И. Влияние тектонического фактора на обезвоживание по-род и формирование рудообразующих растворов.— Вестн. АН КазССР, 1972, № 4, c. 21-26.

Болдырев В. В., Аввакумов Е. Г. Механохимия твердых неорганических веществ.-Успехи химии, 1971, т. 40, с. 1835-1856.

Бутягин П. Ю. Разупорядочение структуры и механохимические реакции в твердых телах. — Успехи химии, 1984, т. 53, вып. 11, с. 1769-1788.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. — Новосибирск: Наука, 1973. — 139 с. Вукалович М. П., Новиков И. И. Уравнения состояния реальных газов. — М. — Л.:

Госэнергоиздат, 1948.— 340 с.

Гантимуров А. А. Флюндный режим железо-кремниевых систем.- Новосибирск: Наука, 1982.— 72 с.

Гегузин А. Е. Почему и как исчезает пустота? - М.: Наука, 1976.- 206 с.

Геология гранулитов. (Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума в рамках проектов «Геохимия архея» и «Металлогения докембрия» МПГК). — Иркутск: изд. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1981. — 98 с.

Гинзбург А. И. Типы редкометалльных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами (магматизм и связь с ним полезных иско-паемых).— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 120 с. Гирифельдер Дж., Кертисс Ч., Берд Р. Молекулярная теория газов и жидкостей.—

М.: ИЛ, 1961.— 930 с.

Грабкин О. В., Мельников А. И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. - Новосибирск: Наука, 1980. - 90 с.

Данилович В. Н. Трещинная тектоника и ориентировка движения покрова надвига. В кн.: Тр. Иркутск. гос. ун-та, 1950, т. V, вып. 1, с. 3—31. Демидович Б. П., Марон И. А., Шувалова Э. 3. Численные методы анализа: прибли-

жение функций, дифференциальные уравнения. М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962.- 368 c.

Дерягин Б. В., Федосеев Д. В. Рост алмазов и графита из газовой фазы. - М.: Наука, 1977. — 96 с. Дерягин Б. В., Чураев Н. В. Смачивающие пленки. — М.: Наука, 1984. — 157 с. Дорогокупец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равно-

весий. — Новосибирск: Наука, 1984. — 184 с.

Дударев А. Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.--

Новосибирск: Наука, 1975.— 180 с. "Дударев А. Н., Сотников В. И. Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах.— Новосибирск: Наука, 1982.— 108 с. Елисеев Н. А. Метаморфизм.— Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1959.— 414 с. Ениколопов Н. С. Влияние сдвига на скорость процессов полимеризации.— В кн.:

Международный симпозиум по химической физике. Тезисы докладов. М., 1981, c. 83-86.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — М.: ИГЕМ АН СССР, 1959. — 371 с.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.- В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических ис-

следованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—194. Жариков В. А., Зарайский Г. П. Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы.— Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 4, c. 3-18.

Жданов В. В. Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры.-В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 44-53.

Закруткин В. В. Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме.— Ге-ол. и геофиз., 1970, № 3, с. 64—73. Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Тепловое разуплотнение горных пород как фактор

формирования гидротермальных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1981, № 6, с. 19-35.

зарайский Г. П., Балашов В. Н. Горные породы как среда транспорта гидротермальных растворов.— Геологический журнал, 1983а, т. 43, № 2, с. 29—38.
зарайский Г. П., Балашов В. Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов.— Геологический журнал, 1983б, т. 43, № 2, с. 38—49.
Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Беляевская О. Н. Экспериментальное исследова-исстров.— Каланов В. Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов.— Геологический курнал, 1983б, т. 43, № 2, с. 38—49.

ние кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 214 с.

Звягинцев Л. И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1978.— 174 с.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей.-М.: Недра, 1972.— 240 с. Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в раз-

ломах кристаллического фундамента. В кн.: Международный геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М.: Наука, 1972, с. 63-71.

Казицин Ю. В. Метасоматизм в земной коре. — Л.: Недра, 1979. — 207 с. Капустян В. М., Жаров А. А., Ениколопян И. С. Полимеризация мономеров в твердой фазе в условиях высоких давлений и напряжений сдвига. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 3, с. 627—628.

Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.- Новосп-

бирск: Наука, 1981.— 246 с. Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минерало-образования на ЭВМ.— М.: Недра, 1976.— 256 с.

Карнов И. К., Дорогокупец П. И., Лашкевич В. В. Оптимальные по критерию минимакса ошибки термодинамических характеристик породообразующих минералов. В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1977, с. 196—202. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.— 487 с. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы

в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, c. 332-452.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. — М.: Наука, 1969. — 109 с. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

Котов Н. В. Мусковит-хлоритовый налеотермометр. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3, c. 701-704.

Кочергин В. Н., Пампура В. Д., Белоусова Е. А. Тепловые эффекты химических реакций в природных процессах тепло- и массообмена.— Геол. и геофиз., 1972, № 5, c. 114-120.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Геолтехиздат, 1956. — 276 c.

Кутателадзе С. С., Боришанский В. М. Справочник по теплопередаче. М. Л.: Госэнергоиздат, 1959. — 414 с.

Кэйс В. М. Конвективный тепло- и массообмен. — М.: Энергия, 1972. — 446 с. Лариков Л. Н., Фальченко В. М., Мазанко В. Ф. и др. Аномальное ускорение диффузии при импульсном нагружении металлов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, c. 1073-1075.

**Летников** Ф. А. Гранитонды глыбовых областей. — Новосибирск: Наука, 1975. — 213 с. Летников Ф. А. Флюндный режим тектонических зон. В кн.: Дегазация земли и

геотектоника. М.: Главная редакция восточной литературы, 1976, с. 30-32. Летников Ф. А. Проблемы глубинного петрогенезкса. В кн.: Проблемные вопросы геологии и геофизики Восточной Сибири. Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1978, c. 60-65.

Летников Ф. А. Метаморфические породы Кокчетавской глыбы.— В кн.: Флюидный

режни метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980а, с. 181—187.
 Летников Ф. А. Эволюция флюнденого режима эндогенных процессов в геологической истории земли. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1439.
 Летников Ф. А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 2, с. 433—435.
 Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в исторической и состория земле. — Докл. В СССР, 1983, т. 271, № 2, с. 433—435.

геологических процессах. - В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971, с. 38-43.

Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан).- В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 260-268.

Летников Ф. А., Вилор Н. В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1980.- 225 c.

Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюндный режим гранитообразования. — Новосибирск: Наука, 1981. — 184 с.

Летников Ф. А., Жатнуев Н. С., Лашкевич В. В. Флюндные термоградиентные системы. — Новосибирск: Наука, 1985. — 190 с. Лыков А. В. Тепломассообмен. — М.: Энергия, 1978. — 480 с. Лыков А. В., Михайлов Ю. А. Теория переноса энергии и вещества. — Минск: Изд-во

AH ECCP, 1959.- 330 c.

Лыков А. В., Михайлов Ю. А. Теория тепло- и массопереноса.— М. — Л.: Госэнерго-издат, 1963.— 535 с.

Лялько В. И., Митник М. М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. – Кпев: Наукова думка, 1978. – 150 с.

Мастеллер М. С., Бауэр Ч. Л. Методики изучения процессов рекристаллизации метал-лических материалов. — М.: Металлургия, 1982, с. 252—282. Монссенко У. И., Смыслов А. А., Чадович Т. З. Теплофизические свойства горных по-род территории СССР. — В кн.: Тектоника и глубинное строение СССР и его регионов. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1979, с. 40-60.

Молоцкий М. И. Каталитическая активность дислокаций. — Кинетика и катализ,

1972, т. XIII, вып. 4, с. 898—907. Найгебауэр В. А., Казьмин Л. А. Термодинамические характеристики компонентов водного раствора в интервале температур 0—300°С.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзной школы-семпнара «Применение математических методов для описания и изучения физико-химических равновесий». Иркутск, 1982, с. 196-202.

Огородников В. Н. Алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса. — В кн.: Труды Свердловского ордена Трудового Красного Знамени горного института им. В. В. Вахрушева. Свердловск, 1975, вып. 116, c. 80-84.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород.— М.: Недра, 1978.— 215 с.

Остапенко Г. Т. Термодинамические особенности систем с негидростатически напряженными твердыми фазами и некоторые геохимические процессы.- В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М .: Наука, 1975, с. 195—227. Остапенко Г. Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории

метаморфизма. — Киев: Наукова думка, 1977. — 239 с. Пампура В. Д., Кочергин В. Н., Балышев О. А. Физико-математические модели при-родных гидротермальных систем. — М.: Наука, 1973. — 123 с. Перцов Н. В., Траскин В. Ю., Коган Б. С. Физико-химическая механика процессов

разрушения горных пород. В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. М.: изд. ВИМС, 1978, с. 30-42.

Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. — Докл. АН СССР. 1969, т. 186, № 2, с. 441—444. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976. — 287 с. Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Биотит-гранат-

кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.- М.: Наука, 1983.-197 c.

Петров В. В., Попова Н. В., Шемякина Н. М. Низкотемпературный метаморфизм. Метасоматоз и рудообразование. - В кн.: Проблемы регионального и ударного

метаморфизма. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1982, с. 33-45. Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1984. — 200 с.

Пехович А. И., Жидких В. М. Расчеты теплового режима твердых тел.— Л.: Энергия, 1976.— 352 с.

Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. - М.: Недра, 1983.— 287 с.

Померанцев А. А. Курс лекций по теории тепло-массообмена. М.: Высшая школа, 1965.- 350 c.

Попов Ю. А., Семенов В. С., Корыстелев В. М., Березин В. В. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 7, с. 86-93.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасомато-

носислов г. сг. нарадоксы, теолого-шаяческая сущность и механизмы метасомато-за. — Новосибирск: Наука, 1973. — 355 с.
Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. — М.: Наука, 1968. — 147 с.
Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с экло-гитами в докембрии Кокчетавского массива. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3. с. 674. — 676.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. — Л.: Недра, 1966. — 118 с.

'Рудник В. А. Объемно- и нормативно-атомные петрохимические системы пересчетов.-

М.: Недра, 1978. — 268 с. Сакварелидзе Е. А. Теплофизические свойства горных пород в интервале температур 20—500°С. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, с. 125—136.

Седов Л. И. Механика сплошной среды. Т. 1, 2.- М.: Наука, 1973. Т. 1.- 536 с: Т. 2.- 584 с.

Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования. -- Геология рудных месторождений, 1981, № 1, с. 8-17.

Справочник физических констант горных пород. - М.: Мир, 1969. - 543 с.

Срывцев Н. А. Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов Татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. – Иркутск, 1974.— 27 с. Ставрогин А. Н. О влиянии деформации на проницаемость горных пород.— В кн.:

Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М .: Наука, 1968, с. 156-161.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». - Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1956, № 1, с. 29-49.

Таблицы перевода единиц измерений. — М.: Стандартгиз, 1963.— 136 с. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных метаморфических пород.— М.: ИЛ, 1961.— 590 с.

Тулмин П. Ш., Кларк С. П. мл. Температурные условия рудообразования. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 367-388. Уравнения состояния газов и жидкостей. — М.: Наука, 1976. — 263 с.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. — М.: Мир, 1981. — 436 с. Федосеев Д. В., Чужко Р. К., Гривцов А. Г. Гетерогенная кристаллизация из газовой фазы. — М.: Наука, 1978. — 112 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справоч-ник геофизика.— М.: Недра, 1976.— 527 с. Флюидный режим земной коры и верхней мантип.— М.: Наука, 1977.— 214 с.

Флюндный режим метаморфизма. - Новосибирск: Наука, 1980а. - 192 с.

Флюндный режим формирования мантийных пород. — Новосибирск: Наука, 1980б. — 142 c.

Хесснер Ф. Основные проблемы рекристаллизации. - В кн.: Рекристаллизация металлических материалов. М.: Металлургия, 1982, с. 9-22.

Ходаков Г. С. Физика измельчения. - М.: Наука, 1972. - 307 с.

Эндогенное оруденение древних щитов. — М.: Наука, 1978. — 200 с. Bauer S. J., Handin J. Thermal expansion and cracking of three confined water-saturated igneous rocks to 800°C.- Rock Mech. and Rock. Eng., 1983, v. 16, N 3, p. 181-198.

Bridgman P. W. The physics of high pressure, Bell and Sons.- London, 1958.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences.— Contrib. Mineral. Petrol., 1984, v. 86, p. 107— 118.

Haggerty S. F., Toxt P. B., Tompkins L. A.- Trans. Amer. Geophys. Union, 1981, v. 62, N 17, p. 416.

Seipold U., Gutzeit W. Measurements of the thermal properties of rocks under extrême condition .- Phys. Earth and Planet. Inter., 1980, v. 22, N 3-4, p. 272-276.

Wones R. D., Eugster H. P. Stability of biotite .- Amer. Mineral., 1965, v. 50, N 9, p. 1228-1272.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Тектониты по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма	5
Глава II. Петрохимия и геохимия тектонитов по породам грану- литовой и амфиболитовой фаций метаморфизма	19
Глава III. Флюидный режим формирования тектонитов	75
Глава IV. Тектониты по основным и ультраосновным породам	108
Глава V. Тектониты в породах зеленосланцевой фации метаморфизма	135
Глава VI. Тектониты по кислым эффузивам и гранитоидам	159
Глава VII. Физико-химическое моделирование метасоматических процессов	178
Глава VIII. Описание процессов переноса тепла и вещества в тек- тонических зонах	189
Глава IX. Некоторые особенности формирования тектонитов	204
Заключение	214
Список сокращений и условных обозначений	216
Литература калакакака калака калак	218
i posses sociation andindependence ofindependencei	

# Феликс Артемьевич Летников Валентина Борисовна Савельева Сергей Олегович Балышев

### ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ТЕКТОНИТОВ

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства А. М. Самсоненко Художественный редактор М. Ф. Глазьрина Художник Н. А. Пискун Технический редактор А. В. Сурганова Корректоры Р. К. Червова, В. В. Борисова

#### ИБ № 30042

Сдано в набор 20.03.86. Подписано к печати 08.08.86. МН-01244. Формат 70×108 <sup>1</sup>/<sub>18</sub>. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 19.6. Усл. кр.-отт. 20. Уч.-изд. л. 20,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 102. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудовсто Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-и типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

# В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Ультрабазитбазитовые ассоциации раннего докембрия.— 13 л.

В монографии рассмотрены положение и состав ультрабазит-базитовых комплексов Прибайкалья, где сочленяются структуры архейского фундамента Сибирской платформы и его складчатого обрамления. Выявлено, что в архейских кратонах ультраосновные породы образуют особый формационный тип ультрабазитов, представляющих собой часть зеленокаменных поясов, а массивы гипербазитов и габброидов входят в состав гипербазитовой и габроидной формаций офиолитовых поясов.

Для геологов, петрографов, геохимиков.

Многоволновые сейсмические исследования.— 20 л.

В сборнике излагаются результаты исследования по теории, физическим основам, методике и техническому обеспечению многоволновой сейсморазведки, основанной на совместном использовании продольных, поперечных и обменных волн. При этом впервые охвачен весь диапазон применяемых при сейсмических исследованиях частот, включая изучение земной коры и мантии, сейсморазведку методами отраженных и преломленных волн и др. Большое внимание уделено опробованию разработанных методик, аппаратуры и технических средств при решении конкретных геологических задач, в первую очередь при поисках нефти и газа.

Для геофизиков, геологов-поисковиков.

Солоненко Н. В., Солоненко А. В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. — 10 л.

Монография посвящена сравнительному анализу особенностей возникновения и проявления группируемых сейсмических событий в Байкальской рифтовой зоне. Исследовано пространственное распределение афтершоковых последовательностей и роев землетрясений, изучены закономерности высвобождения энергии в этих совокупностях сейсмических явлений. Показано принципиальное различие временных вариаций наклонов графиков повторяемости в афтершоковых последовательностях и роях. Проведен анализ механизма очагов сильных землетрясений, афтершоков и роевых толчков, оценены скорости и направления распространения разрывов в очагах и их линейная протяженность. Рассмотрен возможный механизм возникновения афтершоковых последовательностия афтершоковых последовательностия возникновения афтершоковых последовательности и роев, объясняющий отмеченные закономерности их проявления.

Для геофизиков, сейсмологов, сейсмогеологов.

**Тектоника** центральной части Непского свода/ /Малых А. В., Замараев С. М., Рязанов Г. В., Гелетий Н. К.— 8 л.

В монографии обобщены новые геолого-геофизические материалы центральной части Непского свода. Рассмотрены палеотектонические условия формирования соленосных отложений, постседиментационная тектоника различных уровней фанерозойского осадочного чехла и калиеносных горизонтов ангарской свиты раннего кембрия. Особое внимание уделено генезису, процессам и времени преобазования первично-осадочных карналлитов во вторичные сильвиниты.

Для геологов, геофизиков, гидрогеологов.