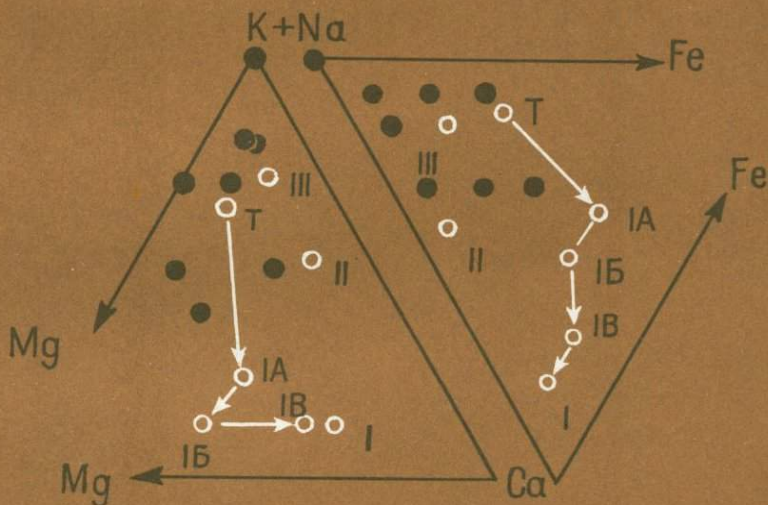


Д. Н. МУРАШКО

ПРОПИЛИТЫ Прибайкальского вулканического пояса



« НАУКА »
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Д.Н. МУРАШКО

ПРОПИЛИТЫ
Прибайкальского
вулканического
пояса

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук А.А. Бухаров



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990



5238

Пропилиты Прибайкальского вулканического пояса / Мурашко Д.Н. -
Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 102 с.
ISBN 5-02-029511-6.

В монографии на основании нового минералого-петрографического и геохимического материала дана характеристика гидротермально-метасоматических образований скарн-пропилитовой формации в вулканогенных толщах протерозойского возраста южной ветви Прибайкальского вулканического пояса. Установлено, что физико-химические условия образования метасоматитов варьируют от низко- до среднетемпературных (100-300°C) и характеризуют интервал глубин от 3 км до палеоповерхности. Рассмотрены благоприятные признаки для поисков месторождений эпитермального типа. Определены минеральный состав и условия образования гидротермально измененных пород с абразивными свойствами.

Книга рассчитана на петрографов, петрологов, геологов и палеовулканологов, занимающихся изучением метасоматитов и связанных с ними рудных и нерудных полезных ископаемых.

Ил. 46. Табл. 18. Библиогр.: 94 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук Л.З. Резницкий, В.Н. Собаченко

Утверждено к печати

Институтом земной коры СО АН СССР

М 1804020300-104 409-90 II полугодие
042(02)-90

ISBN 5-02-029511-6

© Издательство "Наука",
1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среднепротерозойский этап геологической истории в Прибайкалье ознаменован активным магматизмом, в результате чего сформирован Прибайкальский вулканический пояс (ПВП), в пределах которого широко проявлены гидротермально-метасоматические процессы. Несмотря на относительно древний возраст (1900–1600 млн лет), вулканогенные образования не несут на себе следов значительной складчатости и метаморфизма, что выгодно отличает пояс от других районов развития докембрийского вулканизма, где первичная природа и облик пород затусованы наложенными процессами, связанными с последующими тектономагматическими активизациями.

По характеристике гидротермально измененных пород в различной геологической обстановке и на определенных объектах накоплен обширный материал, обобщенный во многих теоретических работах по метасоматозу. Детальное и всестороннее описание скарнов приводится в работах В.А. Жарикова /1968/, Д.А. Михайлова /1973/, "Железomagнезиальный метасоматизм..." /1980/; вторичных кварцитов – Н.И. Наковника /1964/; пропилитов – В.Л. Русинова /1972/, М.М. Василевского /1973/. Низкотемпературные метасоматиты нескольких формаций подробно рассмотрены в работах И.П. Щербаня /1975/ и И.П. Щербаня с соавторами /1985/. На современное состояние учения о метасоматозе определяющее влияние оказали работы Д.С. Коржинского, положившие начало систематическому изучению гидротермально измененных пород на основе принципов термодинамики, что позволило оценить физико-химические условия минералообразования и подойти к решению таких вопросов, как источники рудных элементов и форма их переноса в гидротермальном процессе.

Для систематики гидротермально измененных пород большое значение имеет классификация, предложенная В.А. Жариковым и Б.И. Омеляненко /1978/ и основанная на генетических принципах. Из формаций, связанных с гранитоидным магматизмом, авторы выделяют формации умеренных и малых глубин, т.е. обусловленные становлением субвулканических интрузий и вулканическим процессом.

Особый интерес представляют современные проявления и обширные поля гидротермально измененных пород, которые образу-

ют метасоматическую формацию со множеством фаций. Особенность современной метасоматической формации в том, что принцип сходства вещественного состава для ее выделения неприемлем /Набокр, 1969/. В природе имеются простые и сложные метасоматические формации гидротермально измененных пород, к последним из которых относятся формации вулканогенных областей. Изучение действующих гидротермальных систем позволяет подойти, основываясь на принципе актуализма, к оценке генезиса гидротермально измененных пород и более древних областей.

Вместе с тем нельзя не отметить, что гидротермально измененные породы многих весьма значительных по площади и своеобразных по геологическому строению районов изучены сравнительно слабо. На фоне большого числа данных о проявлениях метасоматических процессов в фанерозое отчетливо заметна недостаточная изученность докембрийских образований. В большинстве случаев такая неравномерность в исследованиях вызвана тем, что докембрийские вулканогенные области претерпели в своем развитии значительные изменения, обусловленные проявлениями более поздних тектономагматических активизаций и интенсивным метаморфизмом. В такой обстановке распознавание поствулканических явлений естественно затруднено. В пределах ПВП, геологическому строению которого посвящены работы А.А. Бухарова /1967, 1973, 1987/, М.П. Лобанова /1966/, Э.Н. Копылова /1973/, широко проявлены процессы гидротермально-метасоматического изменения горных пород, которые, как правило, отмечались различными исследователями, в то время как минеральный состав и физико-химические условия их образования изучены явно недостаточно. Так, М.П. Лобановым с соавторами /1979/ описаны листвениты зон смятия в нижнепротерозойском фундаменте ПВП, А.А. Бухаровым /1967/ отмечены процессы окварцевания, серицитизации, хлоритизации и адуляризации в связи с жерловыми, околожерловыми и реже субвулканическими фациями вулканитов мужиной-тонгодинского комплекса, с которыми также связана пропилитизация. Вторичные кварциты в туфах хибеленской свиты неоднократно отмечались А.А. Бухаровым /1967, 1973/, М.П. Лобановым /1966/, П.М. Хреновым с соавторами /1975/ и отнесены позднее к формации пропилитов /Бухаров, 1973; Хренов, 1981/. В северной части пояса В.Н. Собаченко и В.Д. Номоконов /1979/ описали низкотемпературные фенакитсодержащие натровые метасоматиты эпидот-хлоритового типа, наложенные на липаритовые порфиры и гранит-порфиры. В.Б. Савельевой /Летников и др., 1986/ изучены минеральный состав, геохимические особенности и флюидный режим тектонитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса (ЮВПВП), образованных до порфирам мужиной-тонгодинского комплекса и затронутых процессами железо-магnezияльно-кальциевого метасоматоза. В вулканитах пояса известны многочисленные кварцево-жильные поля /Докембрийские вулканические структуры..., 1979/, залегающие в околожерловых эффузивно-туфогенных и субвулканических образованиях.

Основными задачами при рассмотрении гидротермально-метасоматических образований ЮВПП являются изучение минерального состава новообразований для определения формационной принадлежности метасоматитов, а также установление вертикальной зональности с целью оценки физико-химических условий образования гидротермально измененных пород и эволюции химического состава гидротермальных растворов. Совершенно необходимо решение вопроса об источнике вещества при метасоматозе, что имеет важное петрологическое и металлогеническое значение.

Ряд проблем, затронутых в работе, автор обсуждал с С.О. Балышевым, Н.В. Вилором, В.О. Глазуновым, Л.В. Днепровской, А.С. Ескиным, В.В. Лашкевичем, В.И. Левицким, Н.В. Нартовой, В.Б. Савельевой, пользовался консультациями Ф.А. Летникова и С.Б. Брандта. Разностороннюю помощь в технической подготовке рукописи к печати оказали С.А. Ладыгин, Л.Г. Черных, Т.Н. Юртаева. Автор приносит всем глубокую благодарность.

Список принятых сокращений

АБ - альбит	МУ - мусковит
АКТ - актинолит	ПИ - пирит
ГЕМ - гематит	ПЛ - плагиоклаз
ГР - гранат	ПС - песчаник
ДИ - диопсид	СЕР - серицит
ДЛ - доломит	СУЛЬФ - сульфиды
КА - кальцит	ТР - тремолит
КБ - карбонаты	ФЛ - флюорит
КВ - кварц	ХЛ - хлорит
КПШ - калиевый полевой шпат	ЭП - эпидот

ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОЙ ВЕТВИ
ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Подробное описание акитканской серии можно найти в работах А.А. Бухарова /1973, 1987 и др./, поэтому ниже приводятся лишь основные данные из этих источников, необходимые для рассмотрения гидротермально-метасоматических процессов.

Сложенный отложениями акитканской серии ПВП орографически выражен Байкальским и Акитканскими хребтами. Южная граница распространения вулканитов пояса располагается на побережье оз. Байкал в районе мысов Покойники - Шартла, на севере они выклиниваются в бассейне р. Малой Чуи. Восточная граница почти повсеместно проходит по тектоническому и стратиграфическому контакту с осадочно-вулканогенными и магматическими образованиями нижнего протерозоя. С запада пояс обрамляется терригенными отложениями верхнего протерозоя.

В хр. Акиткан среди отложений акитканской серии выделяются домугдинская и чайская свиты. Первая из них представлена трахитовыми, трахиандезитовыми и трахидацитовыми порфирами при подчиненном количестве андезитовых порфиритов, фельзитовых и кварцевых порфиров. Туфы и туфогенные отложения местами слагают до 30 % разреза свиты. Мощность вулканогенно-терригенных отложений 2000-3000 м. В центральной части хр. Акиткан заметно усиливается метаморфизм пород, вплоть до полной их перекристаллизации с образованием биотитовых и роговообманковых гнейсов. Эффузивы сопровождаются линейно вытянутыми телами граносиенит- и гранодиорит-порфиров, тождественных интрузиям первой фазы ирельского комплекса. Среди эффузивов характерно преобладание продуктов трещинных лавовых излияний.

Вулканогенные и терригенные образования чайской свиты представлены пестроцветными, зелено- и светло-серыми континентальными песчано-конгломератовыми отложениями и алевролитами, среди которых на большей части площади залегают туфы кварцевых порфиров, туффиты, лиловые и серые кварцевые порфиры, миндалекаменные базальтовые порфириты. Мощность отложений достигает 3000-3500 м.

В Байкальском хребте выделяются хибеленская вулканогенная и малокосинская терригенная свиты, которые по латерали фашиально замещаются. Хибеленская свита объединяет в своем объеме ошеконский и мужинай-тонгодинский вулканогенные комплексы, первый из которых является более древним и характеризуется

следующими особенностями: чередованием в разрезе нормально-осадочных пород с эффузивами и пирокластическими породами с увеличением роли пирокластики к верхним частям разреза; отсутствием грубообломочных разновидностей пород; существенно кислым (липаритовым) составом лавовых пород, присутствием в верхних горизонтах разреза игнимбритов.

Наиболее полный разрез вулканогенных отложений мужиной-тонгодинского комплекса (рис. 1) известен в районе междуречья р. Ледяной и руч. Среднего Кедрового (рис. 2). В истоках р. Ледяной - руч. Елохин прослеживается базальный горизонт. На граносиенит-порфирах Ледянинской гранодиоритовой интрузии с нормальным стратиграфическим контактом залегают:

Мощность, м

1. Аркозовые песчаники, гравелиты, алевролиты, в нижних частях преобладают песчаники серые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, встречаются конгломераты 47-55
2. Покров кварцевых порфиров с крупными оплавленными вкрапленниками голубовато-серого опаловидного кварца и таблитчатыми вкрапленниками плагиоклазов 300
3. Ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, реже гравелиты, линзы грубозернистых песчаников и валунно-галечных конгломератов 260-520
4. Переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, туффиты лилово-серые, зеленые, слоистые и косослоистые, часто со знаками ряби течения, по простиранию фациально замещаются туфами и туфобрекчиями 160-210
5. Алевролиты и туфоалевролиты, пепловые туфы плотные, лиловые и вишнево-лиловые 100
6. Чередующиеся туфоалевролиты, туфопесчаники с округлыми пустотами, выполненными карбонатным материалом, серо-зеленые, зеленые, серо-лиловые, лиловые 160-200
7. Песчаники и туфопесчаники темно-лиловые, алевролиты зелено-серые, плотные, косослоистые, со знаками ряби течения и трещинами усыхания, прослой литокластических туфов . . . 330-360
8. Фельзитовые порфиры и туфолавы коричневые, серые, зеленовато-серые 250-300
9. Переслаивающиеся туфопесчаники и туфоалевролиты, зеленые, серые и лиловые, часто косослоистые, иногда брекчиевидные, линзы и прослой фельзитовых порфиров 180-250
10. Фельзитовые порфиры, туфолавы с прослоями и линзами туфов и туффитов 300-350

Общая мощность разреза 1980-2320 м.

Петролого-геохимические особенности эффузивных пород детально изучены Э.Н. Копыловым /1973/, по данным которого основное место в составе мужиной-тонгодинского комплекса занимают трахиандезитовые порфиры и риолитовые порфиры. Первые представлены породами темно- и зеленовато-серого цвета. Для них характерна порфировая структура с афанитовой и тонкозернистой основ-

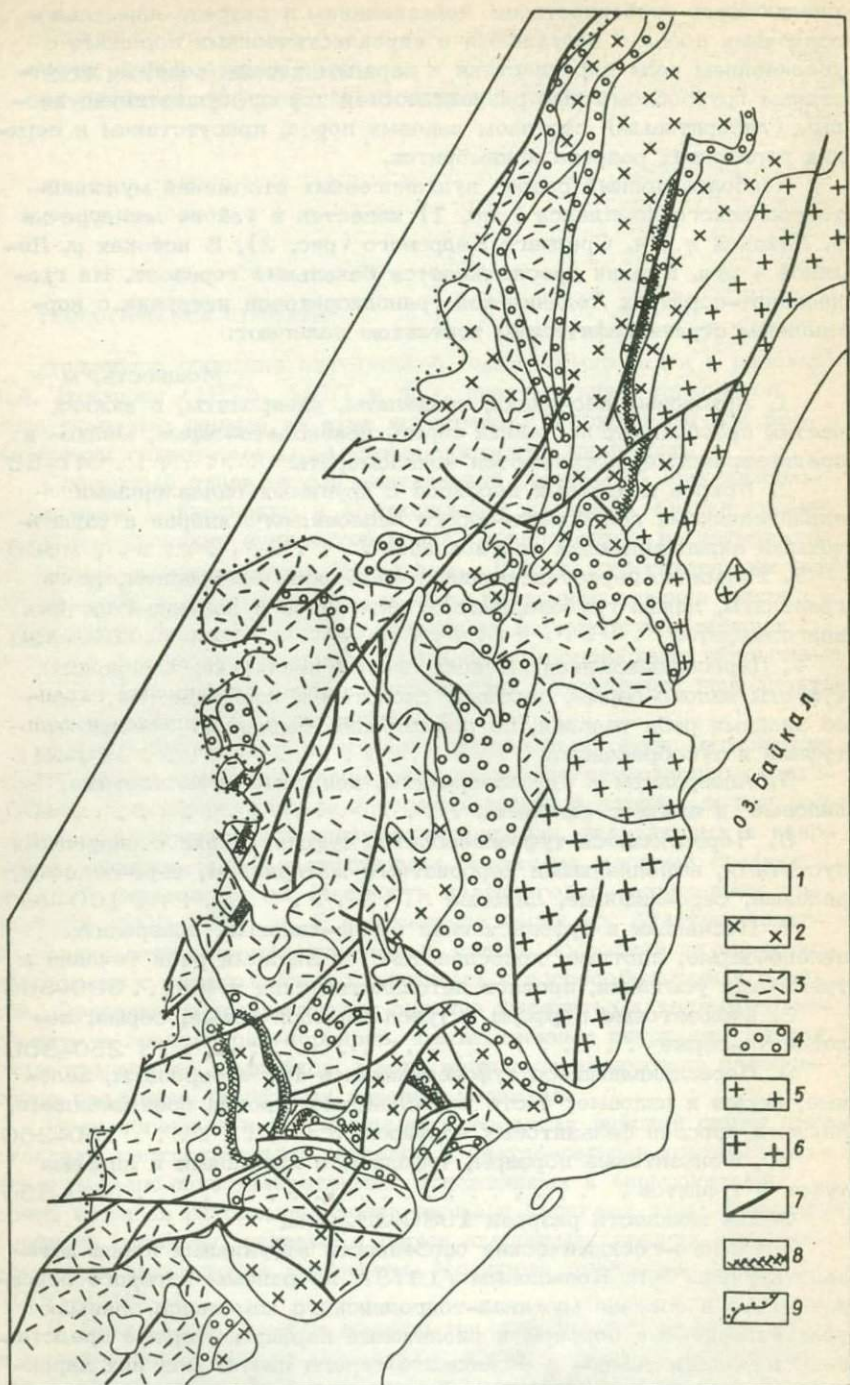


Рис. 1. Геолого-петрографическая схема Кедрово-Тонгодинской рудной зоны (Северное Прибайкалье) (составлена с использованием материалов А.А. Бухарова, Э.Н. Копылова, И.М. Широбокова (1963)).

1 - четвертичные отложения; 2-4 - средний протерозой, хибеленская свита; 2 - экструзии и покровы кварцевых порфиров, 3 - фельзиты, кластолавы и игнимбриты, 4 - туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты; 5, 6 - ирельский комплекс: гранитоиды (5) и диабазы, габбро-диабазы, габбро-диориты (6); 7 - тектонические нарушения; 8 - пласты пропилитов; 9 - граница распространения верхнепротерозойских отложений.

ной массой. Наиболее обычные порфировые выделения - плагиоклаз и моноклинный пироксен. Основная масса в зависимости от степени раскристаллизованности и взаимного расположения минеральных индивидов имеет микрофельзитовую, микропйкилитовую и микрогранофировую структуры. Главными породообразующими минералами являются кварц и полевой шпат. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом.

Риолитовые порфиры мужинай-тонгодинского комплекса - массивные порфировые породы розовато-, палево- и темно-серого цвета. В зависимости от минерального состава порфировых вкрапленников риолитовые порфиры подразделяются на кварцевые и фельзитовые. Первичные темноцветные минералы полностью замещены хлоритом, эпидотом, карбонатами. Основная масса составляет 70-88 % объема породы. В ее составе определяются кварц и щелочной полевой шпат. Наиболее распространенные структуры основной массы - микрофельзитовая и микропйкилитовая. Акцессорные минералы в этом типе пород представлены магнетитом, цирконом, апатитом, ортитом.

Суммируя петрографические особенности эффузивов мужинай-тонгодинского комплекса, Э.Н. Копылов /1973/ подчеркнул, что риолитовые порфиры - преобладающий тип пород; проходящими минералами интрателлурической стадии кристаллизации в них являются плагиоклаз, кварц и роговая обманка; калиевый полевой шпат главным образом входит в состав мезостазиса и очень редко образует самостоятельные порфировые выделения; количество циркона резко преобладает над апатитом в составе акцессорных минералов.

Интрузивные комагматы вулканогенных образований мужинай-тонгодинского комплекса распространены наиболее широко в пределах вулканического пояса, в сравнении с субвулканическими телами других вулканогенных комплексов. Для ЮВПВП самой значительной является Среднекедровская интрузия периферического магматического очага Кедрово-Тонгодинской группы палеовулканов, которая протягивается от м. Средний Кедровый до устья р. Лебяной. Длина массива 15 км, ширина колеблется от 2 до 8 км /Лобанов,

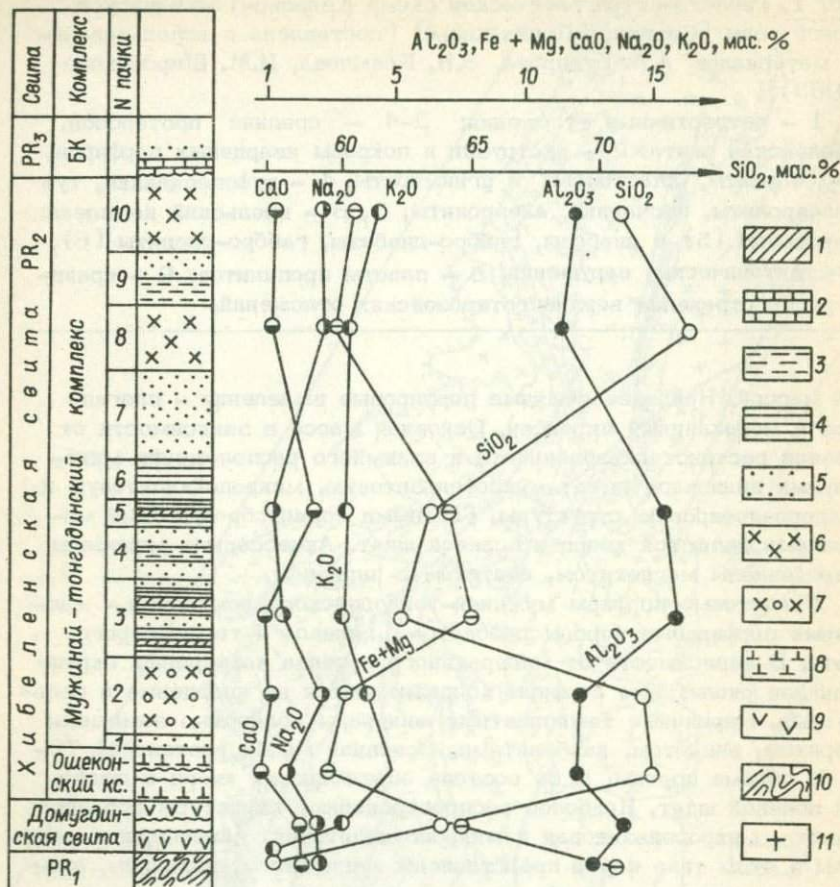


Рис. 2. Схематический разрез мужинай-тонгодинского комплекса и его петрохимическая характеристика.

1 - пласты пропилитов; 2 - известняки; 3 - туфопесчаники и туфоалевролиты; 4 - туфы; 5 - песчаники; 6 - порфиры в экструзивном залегании; 7 - кварцевые порфиры в покровном залегании; 8 - эффузивы ошеконского комплекса; 9 - эффузивы домугдинской свиты; 10 - метаморфизованные отложения нижнего протерозоя; 11 - гранитоиды нижнего и среднего протерозоя ирельского комплекса.

1966; Копылов, 1973; Бухаров, 1973/. На поверхность выходит лишь западная половина массива, восточная его часть скрыта водами Байкала. Среди гранитоидов массива в зависимости от глубины их формирования выделяются породы гипабиссальной и абиссальной фаций.

Гранит-порфиры и граносиенит-порфиры гипабиссальной фации слагают апикальные части массивов, которые вмещают кварцевые

порфиры и терригенно-осадочные породы нижних частей разреза мужиной-тонгодинского вулканогенного комплекса — фундамента палеовулканов Кедрово-Тонгодинской группы. Гранит-порфиры имеют эруптивные контакты с кварцевыми порфирами.

Граниты абиссальной фации слагают центральные части массива, образуя овалы среди гранит-порфиров гипабиссальной фации, имея с последними постепенные переходы.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА В ПРОТЕРОЗОЕ

Для выяснения хода развития постмагматических процессов рассмотрим в общих чертах историю формирования ПВП в протерозое, подробный же ее анализ можно найти в работах Л.И. Салопы /1967/ и А.А. Бухарова /1973/.

В раннем протерозое на раздробленном архейском основании заложились Байкальская геосинклинальная система, отложения которой к концу раннего протерозоя претерпели складчатость и метаморфизм (рис. 3). Результатом складчатости явилось формирование поднятий и опусканий, предшествовавших образованию вулканического пояса. Поднятия вывели на поверхность раннепротерозойские гранитные интрузии (кочериковский и муьский комплексы), а обломочный материал эродированных терригенно-вулканогенных и гранитоидных раннепротерозойских пород накапливался в соседних с поднятиями прогибах, что зафиксировано в аркозовых песчаниках и конгломератах нижней части разреза домугдинской свиты. К этому моменту развития Байкальской геосинклинальной области и относится заложение и начало формирования ПВП.

Вулканогенные породы ПВП отлагались в узком грабенообразном прогибе, возникшем в зоне краевого шва у подножия поднятий раннепротерозойской геосинклинали. Аkitканский прогиб, в котором начали накапливаться отложения домугдинской свиты, связан с Северо-Байкальской ветвью глубинного разлома, которая была в среднем протерозое зоной высокой магматической проницаемости земной коры, что способствовало выведению магматических расплавов на поверхность. В таких условиях логично предположить воздействие глубинных эманаций (сквозьмагматических растворов, по Д.С. Коржинскому), на что указывают интенсивные процессы метасоматической фельдшпатизации, широко развитые в раннепротерозойских образованиях. Ранними продуктами магматического очага явились андезитовые, андезит-дацитовые, риодацитовые и трахиандезитовые лавы домугдинской свиты, излияния которых по типу характерны ареальному трещинному вулканизму.

Рост глыбового поднятия (Байкало-Витимского) сопровождался увеличением Аkitканского прогиба в широтном и особенно в южном и юго-западном направлениях. Это время характеризуется возникновением тектонических напряжений, способствовавших образованию поперечных глубинных разломов, а также созданием новых зон по-

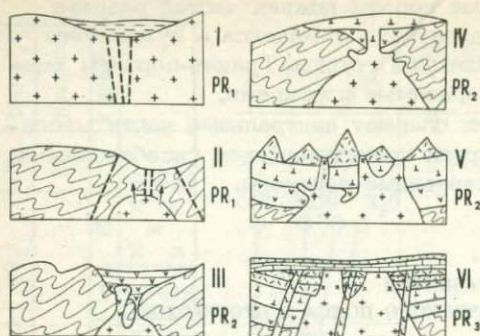


Рис. 3. Эволюция Прибайкальского вулканического пояса в протерозое. I-VI — этапы эволюции. Усл. обозн. см. на рис. 1,2.

вышенной проницаемости. Вулканическая деятельность перемещается на юг, в бассейн р. Ошекон, образуя большие массы кислых лав, пирокластики, туфов и игнимбритов ошеконского вулканогенного комплекса.

Дальнейшая история связана с ростом горного поднятия и эволюцией магматического очага. Накопление континентальных терригенных и вулканогенных образований мужиной-тонгодинского вулканогенного комплекса и отложений чайской свиты происходило в узком трогообразном прогибе в момент поднятия горной области, когда существовал резко расчлененный горный рельеф, обусловивший интенсивное протекание эрозионных процессов.

Конец среднего протерозоя ознаменовался прекращением кислой магматической деятельности, полным разрушением и нивелировкой ранее образованных горных цепей, формированием платформенных терригенных осадков тепторгинской серии, представляющих собой продукт переотложенной мощной коры выветривания. Начало позднепротерозойского этапа характеризуется длительной пенепленизацией и образованием коры выветривания.

С эффузивными породами ПВП тесно ассоциируют гипабиссальные интрузивные образования, рассмотренные выше.

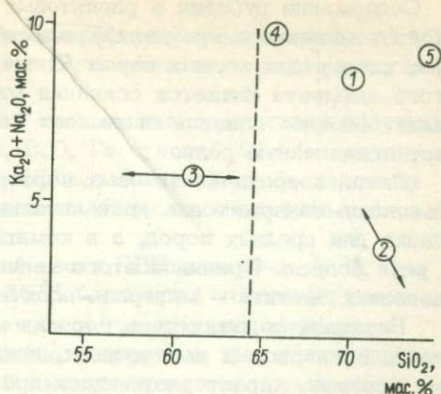
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петрохимические особенности пород ПВП с разной степенью детальности рассмотрены в ряде работ /Лобанов, 1966; Бухаров, 1973, 1987; Копылов, 1973/. Наиболее полный материал приводится в работе А.А. Бухарова и Е.А. Некрасовой (1975). Не ставя целью детальное петрохимическое описание вулканитов, которое можно найти в перечисленных работах, рассмотрим их наиболее общие особенности (рис. 4)

Эффузивы домугдинской свиты (см. рис. 4, поле 4) занимают среднее положение между трахиандезитодацитами и андезитодацитами, т.е. характеризуются повышенной щелочностью. По мнению А.А. Бухарова /1987/, лавы являются производными магмы ба-

Рис. 4. Классификационная диаграмма пород Прибайкальского вулканического пояса.

1-3 - породы хибеленской свиты (1 - порфиры, 2 - песчаники, 3 - туфы); 4 - эффузивы домугдинской свиты; 5 - порфиры чайской свиты. Стрелками указаны пределы изменения параметров.



зальтового состава при значительной роли процессов магматической дифференциации. Повышенная щелочность объясняется процессами ассимиляции вмещающих силикатных пород.

Чайская свита (поле 5) характеризуется более кислым составом лав, щелочность которых также несколько повышена (трахириодациты). Породы свиты в основном принадлежат к петрохимической ассоциации, близкой к типу Йеллоустонского парка, а жерловой фации - к более щелочной ассоциации типа Этны /Бухаров, 1987/. В целом эволюция вулканитов чайской свиты направлена в сторону уменьшения щелочности.

Среди пород хибеленской свиты выделяются кварцевые порфиры (поле 1) мужиной-тонгодинского вулканогенного комплекса, для которых характерно повышенное содержание щелочей, туфопесчаники (поле 2), процессы осадочной дифференциации в которых привели к снижению щелочности; и туфы (поле 3), занимающие среднее положение по щелочности между порфирами и туфопесчаниками, но отличающиеся по содержанию кремнекислоты (туфы андезитов, андезито-дацитов). При этом необходимо отметить, что в исключительно тонкозернистом цементе туфов и туфопесчаников возможно развитие (хотя и незначительное) минералов зеленосланцевой ступени метаморфизма (хлорита например), которые могут несколько исказить действительный состав пород, особенно туфов и туфоалевролитов.

Средние составы гранитоидов Среднекедровской интрузии подтверждают ее комагматичность порфирам хибеленской свиты.

Петрохимический анализ пород ПВП в хронологической последовательности (см. рис. 2) подчеркивает выявленные особенности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Геохимической характеристике эффузивов ПВП посвящена работа Э.Н. Копылова /1973/, на основании которой рассмотрим некоторые наиболее важные аспекты поведения отдельных элементов в процессе образования пород ЮВПП.

Содержание рубидия в риолитовых порфирах мужиной-тонгодинского комплекса и гранитах Среднекедровского массива соответствует кларку для кислых пород /Виноградов, 1962/. Носителем этого элемента является основная масса породы. На поведение рубидия основное влияние оказывает калий, в то время как фтор играет подчиненную роль.

Литий в трахиандезитовых порфирах мужиной-тонгодинского комплекса содержится в незначительных количествах, на уровне кларка для средних пород, а в комагматичных гранитоидах его в 2 раза больше. Причиной этого является отсутствие в эффузивных разностях биотита — минерала-носителя лития.

Бериллий содержится в породах мужиной-тонгодинского комплекса в кларковых количествах, исключение составляют риолитовые порфиры, характеризующиеся предельно низкими концентрациями. Плутонические фации несколько обогащены этим элементом по сравнению с эффузивными.

Содержание стронция в образованиях как ПВП в целом, так и его южной ветви значительно ниже кларковых, причем эффузивные и плутонические разности в массе имеют одинаковые концентрации этого элемента, заключенного главным образом в полевых шпатах. В процессе формирования риолитовых порфиров с ростом содержания кремнекислоты в породах количество стронция резко уменьшается вслед за содержанием кальция.

Эффузивные породы мужиной-тонгодинского комплекса значительно обогащены Ва относительно кларковых значений так же, как и их плутонические комагматы (Среднекедровский массив). В процессе развития магматического очага соотношение K/Wa и содержание Ва не меняются.

Свинец также находится в эффузивных и плутонических разностях ПВП в повышенных (относительно кларковых) количествах, превышая последние в 1,5–2 раза, а содержание цинка находится на уровне средних значений для соответствующих типов пород.

Поведение олова, содержание которого находится на уровне кларкового, связывается с влиянием фтора.

Геохимической истории редкоземельных элементов (РЗЭ) на магматическом этапе в последние годы уделяется большое внимание. Повышенный интерес к РЗЭ вызван их чувствительностью к изменениям физико-химических условий в природных системах, что позволяет использовать данные о их поведении для выяснения многих петрологических вопросов.

Распределение редкоземельных элементов в эффузивах ЮВПВП изучено В.О. Глазуновым /1984/, который подчеркнул, что вулканогенные образования характеризуются аномально высокими содержаниями РЗЭ в сравнении с данными А.П. Виноградова /1962/ для соответствующих типов пород.

В ходе эволюции вулканизма от кварцевых порфиров второго горизонта разреза хибеленской свиты (мужиной-тонгодинский

вулканогенный комплекс) до фельзит-порфиров, завершающих этот разрез, устанавливается некоторое увеличение щелочности и повышение содержания РЗЭ.

Сравнительное распределение РЗЭ аналогичных по составу эффузивов ПВП и Курило-Камчатской зоны, В.О. Глазунов /1984/ показал характерность для первых аномальных значений по большинству элементов, что связано с тектономагматическими условиями формирования вулканического пояса.

Геохимия РЗЭ пород северной части ПВП изучалась В.Н. Собаченко /Собаченко, Смирнова, 1982/, который установил повышенную концентрацию этих элементов в гранитоидах ирельского комплекса, закономерное уменьшение содержания Eu в последних от I фазы к III, выявил, что РЗЭ выносятся из пород субстрата при кислотном выщелачивании и концентрируются в щелочных метасоматитах, где главными минералами-концентраторами тяжелых лантаноидов являются фергусонит, самарскит, пирохлор и эвксенит, а лантаноидов цериевой группы - ортит и монацит. Намечена, кроме того, прямая зависимость содержания РЗЭ в щелочных метасоматитах от уровня их концентрации в породах субстрата.

Таким образом, эффузивные породы ПВП характеризуются повышенным (относительно кларкового) содержанием Ba, Pb, РЗЭ, в то время как концентрация Li и Sr незначительна. Остальные элементы находятся в кларковых количествах.

Глава 2

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВУЛКАНИТАХ ЮЖНОЙ ВЕТВИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Для областей с активно проявленным вулканизмом характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических образований. Действительно, имея в виду те процессы и пароксизмы, которые связаны с вулканической деятельностью и те огромные массы растворов и паров, пропитывающие вмещающие толщи в обстановке значительных градиентов температуры и давления, трудно представить породу, сохранившую в таких условиях свой первоначальный облик и состав. Не являются исключением и ПВП в целом и его южная ветвь в частности. Породы пояса в различной мере затронуты поствулканическими изменениями, из которых главное место занимает формация пропилитов, что вообще характерно для вулканических областей, так как даже сам термин "пропилит" - "идуший впереди", в переводе с греческого, введенный в геологическую литературу в 1868 г. Ф.Рихтгофеном /Русинов, 1972/, первоначально предназначался для зеленокаменных андезитов третичного возраста, вмещающих руды золотосеребряной формации. С тех пор

смысл и объем термина претерпели существенные изменения. В настоящее время под пропилитами понимают формацию гидротермально измененных пород (часто рудовмещающих), возникшую в зоне действия вулканов, гипабиссальных и приповерхностных интрузий /Наковник, 1954/. Часто при этом указывается на преимущественное развитие процесса по вулканогенным породам основного и среднего состава с образованием актинолит-эпидот-альбитовых, хлорит-эпидот-альбитовых и хлорит-кальцит-альбитовых метасоматитов, отражающих соответственно понижающиеся по температуре субфации. Характерны зеленокаменный облик, сохранение реликтовой (порфировой, например) структуры, наличие участков кислотного выщелачивания и скоплений рудных минералов /Русинов, 1972/. При этом состав исходных пород (основной или средний) ограничен не строго, а скорее обуславливает степень и интенсивность изменения, когда именно основные и средние породы наиболее подвергнуты пропилитизации, в то время как известны случаи развития пропилитов и по кислым породам /Наковник, 1954; Фремд, Исаева, 1963; Василевский, Ротман, 1965; Русинов, 1968/. Х. Кельх /Kelch, 1962/ определил пропилитизацию как процесс эндогенного разложения под действием магматических газов и паров с характерным образованием анатаза и сфена в виде псевдоморфоз, причем, как правило, в восстановительных условиях. Х.Г. Уилшир /Wilshire, 1957/ считал пропилитизацией изменение любой вулканической породы без сильной деформации с образованием ряда вторичных минералов — серицита, эпидота, альбита, кальцита. Главная причина пропилитизации, по мнению этого исследователя, заключается в воздействии грунтовых вод, содержащихся в вулканических брекчиях и нагретых интрузивной магмой.

Таким образом, под термином "пропилит" следует понимать продукты гидротермально-метасоматического изменения пород, чаще вулканогенных основного и среднего состава, с образованием типоморфных вторичных минералов — актинолита, эпидота, хлорита, альбита, адуляра, кальцита, серицита, цеолитов. Фашия кварц-серицитовых метасоматитов, вероятно, также должна быть отнесена к формации пропилитов в том случае, когда образуется вместе с ними, не являясь членом самостоятельной формации вторичных кварцитов. Последний вывод дискуссионен, однако вряд ли следует выделять в самостоятельную формацию метасоматиты, образование которых связано с эволюцией химического состава гидротермального раствора в процессе формирования пропилитовых ассоциаций. Подобное предположение находит подтверждение и в определении метасоматической формации /Жариков, 1968/, учитывающем образование последней в результате одного петрогенетического процесса.

Минеральный состав гидротермально измененных пород формации пропилитов довольно разнообразен. Кроме перечисленных выше типоморфных минералов, широко распространены кварц, пирит, лейкоксен, цеолиты. В породах, насыщенных серицитом и пиритом, иногда отмечается диаспор /Радонова, 1967, 1970/, что, вероят-

но, должно служить аргументом для отнесения подобных образований к формации вторичных кварцитов. Как указывалось выше, в некоторых случаях / Kelch, 1962/ отмечается значительное количество анатаза и сфена. Для пропилитизированных пород Испании /Lodder, 1966/ характерны ассоциации с вермикулитом. Значительно реже встречаются стильпномелан, пумпеллиит, пренит /Зарайский и др., 1966/, однако в пропилитах Камчатки, Курильских островов и Казахстана последний развит относительно широко /Русинов, 1972; Сычев, 1978/. В ряде случаев отмечается присутствие биотита /Русинов, Тихомиров, 1982/, турмалина /Фрейд, Исаева, 1963/, гематита /Малхасян, 1966/, каолинита и других глинистых минералов /Сычев, 1978/. Последнее должно указывать, по-видимому, на переходный тип к формации аргиллизитов.

В природе гидротермально-метасоматические образования проявлены чрезвычайно разнообразно. Наряду с полнопроявленными метасоматитами, когда порода полностью замещается новообразованными минералами, а также с участками околорудного интенсивного метасоматоза, известны и зоны слабых изменений, для которых характерно развитие небольшого объема вторичных минералов. Околотрещинный метасоматоз и образование жил, проявленные локально, отличаются, тем не менее, значительными амплитудами колебания химического состава раствора и термодинамических условий. Все эти процессы, несмотря на их внешние различия, должны рассматриваться совместно, а проявленные в пределах ограниченных блоков земной коры - как результат единого гидротермально-метасоматического цикла. В.А. Жариков и Б.И. Омеляненко /1978/ подчеркнули, что слабые изменения вызываются теми же растворами, которые произвели интенсивное преобразование.

Из всего многообразия гидротермально измененных пород ЮВПП по морфологическим признакам выделяются три группы. Первая - площадные метасоматиты - включает в себя пласты в пределах туфогенных толщ, подвергшиеся существенной гидротермальной проработке и обладающие абразивными свойствами. Термин "площадные метасоматиты" отражает проявление интенсивного процесса метасоматоза на значительной территории и применялся В.Л. Русиновым /1972/ для характеристики пропилитизации.

Вторую группу определяют локальные метасоматиты, в число которых включены прожилки, прожилковые зоны и жилы различного состава, а также небольшие по размерам метасоматические зоны, отличающиеся от вмещающих пород как по внешним признакам (окраска, секущие взаимоотношения), так и по минеральному и химическому составу.

Третья группа охватывает ограниченные в пространстве зоны слабого изменения (термин предложен В.Л. Русиновым /1972/ и по содержанию близок к термину "околожилные пропилиты"), такие, когда ввиду тонкозернистого сложения пород и (или) незначительной проработки петрографическими методами не удается оп-

ределить характер минеральных новообразований. Выделение таких зон проводилось с помощью математической обработки большого числа химических анализов вулканогенных пород ЮВПВП.

Площадные метасоматиты. К площадным метасоматитам ЮВПВП отнесены пласты гидротермально измененных пород, обладающие абразивными свойствами, изучение которых привело в 1960-х годах геологов М.Е. Свинтицкого, Ю.П. Попова и А.А. Бухарова к открытию нескольких месторождений "микрокварцитов". Следует отметить, что такое определение сложилось в практике поисковых и разведочных работ из-за высокой плотности микрокварцитов яшмовидного, до "сливного" в центральных частях пластов, облика и предполагает /Петрографический словарь, 1981/ тонкозернистое (0,05-0,1 мм и менее) сложение, кварцевый (70-100 % объема породы) состав с примесью полевых шпатов, слюд, талька, силлиманита и других минералов, а также метаморфический генезис.

Пласты "микрокварцитов" приурочены к туфогенно-терригенным отложениям хибеленской свиты среднего протерозоя. В третьем горизонте разреза свиты (см. рис. 2) по руч. Водопадному отмечаются два пласта, первый из которых, расположенный стратиграфически ниже, имеет прослеженное простирание 930 м при мощности, колеблющейся от 2,2 до 3,7 м, и залегает согласно со слоистостью вмещающих темных, почти черных туфов. В последних отмечаются участки и прослой с изменением окраски до светло-зеленой мощностью до 0,5 м в эндоконтакте с "микрокварцитами", представляющими собой белую матовую породу, очень тонкозернистую и плотную. Этот пласт в дальнейшем будет называться Кедровый-1, или пропилитами типа I (обоснование отнесения этих пород к формации пропицитов дается ниже).

Второй пласт, залегающий стратиграфически выше, имеет простирание более 870 м при мощности 9-20 м и согласные взаимоотношения с вмещающими туфогенными отложениями. Приконтактовые изменения выражены в окварцевании и образовании участков и зон осветления в туфах. Прослой таких осветленных туфов отмечаются и в центральной части пласта, который будет называться далее Кедровый-2, или пропилитами типа II.

В пятом горизонте разреза хибеленской свиты пласт "микрокварцитов" отмечен на нескольких участках. Наиболее хорошо изучен уч. Ветвистый, расположенный в верховьях одноименного ручья, впадающего в оз. Байкал. Кроме того, в верхнем течении р. Заворотной отмечена пластовая залежь, согласная с вмещающими породами (уч. Перевальный). Породы здесь собраны в вытянутую куполообразную складку северо-восточного простирания, в сводовой части которой расположен пласт "микрокварцитов" мощностью 8 м при простирании 100 м. Породы однородные, тонкозернистые, серовато-зеленые, с раковистым изломом. Околопластовые изменения выражены в окварцевании с образованием зон мощностью 1-2 м. Участок Надежда (рис. 5,а), расположенный в бассейне р. Правой Тонгоды, включает две разновидности "микрокварцитов" - тонкозернистые,

Рис. 5. Строение пластов пропилитов третьего типа на участках Надежда (а) и Толококтай (б).

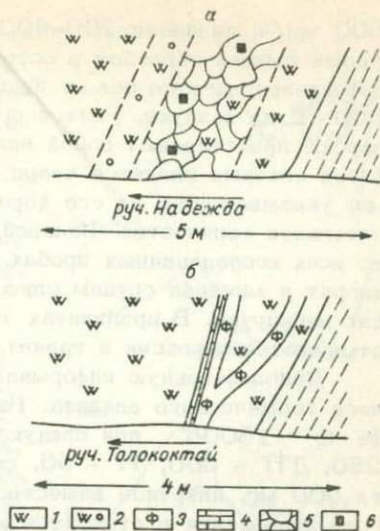
1 - пропилиты; 2 - участки осветления в пропилитах; 3 - флюоритизация; 4 - карбонатизация; 5 - "давленный" пропилит со следами тектонического воздействия; 6 - сульфидная минерализация; пунктиром показаны вмещающие туфогенные породы.

однородные, массивные, серовато-зеленые и "сливного" облика, светло-зеленые, с редкими яшмовидными прослоями и полосчатой текстурой, общей мощностью около 16 м и простираением 700 м. На эти породы очень похожи "микрокварциты" уч. Толококтай (р. Правая Тонгода), имеющие мощность 14-18 м и простираение 600 м. (рис. 5,б). В целом для гидротермально измененных пород пятого горизонта характерны зеленый цвет различных оттенков, плотное тонкозернистое сложение. Далее эти породы будут называться пропилитами типа III, а пласт - Заворотный.

Таким образом, в разрезе хибеленской свиты площадные метасоматиты занимают определенные стратиграфические уровни. Первый пласт, Кедровый-1, нижний в вертикальной колонке, так же, как и второй, Кедровый-2, залегающий несколько выше по вертикали, расположен в непосредственной близости от кровли периферического магматического очага (субвулканические гранитоиды Среднекедровского массива) в пределах третьего туфогенно-терригенного горизонта хибеленской свиты, который служил эрозионной поверхностью при извержении вулканов Кедрово-Тонгодинской группы. Третий пласт, Заворотный, входит в состав пятого горизонта хибеленской свиты и отделен от первых двух четвертым туфогенно-терригенным горизонтом.

Микроскопическое изучение минерального состава площадных метасоматитов формации пропилитов в значительной мере затруднено их тонкозернистым сложением, что вызвало необходимость применения для этой цели комплекса физических методов, включающего в себя рентгенографический и дифференциальный термический анализ /Нартова и др., 1986/.

Рентгенографический анализ включал в себя получение дифрактограмм от поликристаллических препаратов на дифрактометре ДРОН-3. Использовались Cu -излучение, Ni -фильтр, напряжение 40 кВ, ток 30 мА. Регистрировалась область $50-102^{\circ}2\theta$, скорость движения счетчика 2 град/мин, скорость движения ленты



600 мм/ч, диапазон 200–400 имп, постоянная времени 0,5–1,0 с. Кроме съемки образцов в естественном состоянии были получены дифракционные картины от препаратов после прокаливания при 550 °С на воздухе. Рентгенографическое изучение показало, что породы представляют собой полиминеральные системы, основной фазой которых является кварц с четкими и интенсивными рефлексами, указывающими на его хорошую раскристаллизованность и значительное количество. Полевой шпат – плагиоклаз – присутствует во всех исследованных пробах. В качестве примесей отмечаются хлорит и минерал группы слюд, содержание их в разных образцах варьирует. В пропилитах типа I кроме кварца и плагиоклаза отмечаются пироксен и гранат.

Дополнительную информацию дает применение дифференциального термического анализа. Измерения проводились на дериватографе $\cdot Q = 1500D$ при следующих условиях: чувствительность ДТА – 250, ДТГ – 500, ТГ – 50, скорость нагрева 15 град/мин, навеска 500 мг, инертное вещество – прокаленная окись алюминия. Нагрев проводился в атмосфере воздуха до температуры 1150–1200 °С. Анализ кривых ДТА, ДТГ и ТГ (рис. 6) позволил выделить следующие минеральные фазы (в скобках указана температура эндотермических эффектов, °С): пропилиты типа I – кварц (570), в небольших количествах серицит (815–850), эпидот (925–950), актинолит (1010–1025); пропилиты типа II – кварц (570), в небольших количествах хлорит (500–600), эпидот (925–950); пропилиты типа III – кварц (570), эндотермический эффект которого менее интенсивен и хуже выражен, чем у пород первых двух типов, что может свидетельствовать о присутствии халцедона, хлорит (500–600), эффект которого частично перекрывает кварцевый, кальцит (750–780) и в небольших количествах серицит (815–850) и эпидот (925–950). Привлекает внимание, кроме того, закономерное возрастание потери массы пробы при анализе в ряду пропилиты типа I – пропилиты типа III от 0,6 до 1,8 %.

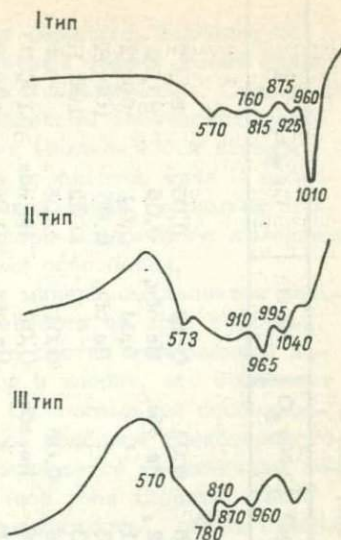
Суммируя результат применения комплекса методов для фазовой характеристики пород (табл. 1), необходимо заметить, что полученные данные носят качественный характер и позволяют выделить лишь основные различия в минеральном составе площадных метасоматитов. В пропилитах типа I определено установлено значительное количество моноклинного пироксена и граната (см. рис. 6), по данным дифференциально-термического анализа фиксируется амфибол. Состав этих минералов, определенный на микрозонде (табл. 2), показал, что пироксены относятся к ряду диопсид – геденбергит и характеризуются железистостью 40 % при содержании волластонитовой молекулы – 50 %, энстатитовой – 30 и ферросилитовой – 20 %. Гранаты представлены кальциевыми разновидностями, причем гроссуляр содержит до 21 % минала альмандина, в то время как андрадит почти не содержит примесей, количество которых не превышает 1 %. Состав амфибола, который встречается в пропилитах типа I в резко подчиненных количествах, соот-

Рис. 6. Характерные кривые ДТА пропилитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса. Цифры – температура минимума и максимума термических эффектов ($^{\circ}\text{C}$).

ветствует актинолиту, среднему члену ряда тремолит – ферроактинолит с незначительным преобладанием Fe над Mg.

Очень характерны для пропилитов типа I выделения флюорита, приуроченные к скоплениям пироксен-гранатового и гранат-эпидотового состава. Переходные зоны от вмещающих туфов к метасоматитам изменены с образованием эпидот-хлоритовой ассоциации.

Минеральный состав пропилитов типа II определяется кварцем, эпидотом, серицитом и небольшим количеством хлорита. Надо отметить, что на термограммах пород этого типа пик серицита выражен очень слабо и в значительной мере размыт. Причину такого отражения термического поведения на термограмме следует искать, вероятно, в воздействии хлорита,



Т а б л и ц а 1. Минеральный состав площадных метасоматитов

Минерал	Тип метасоматитов		
	I	II	III
Кварц	0 +	0 +	0 +
Полевые шпаты	0	0	0
Пироксен	0	-	-
Серицит	+	-	0 +
Кальцит	-	-	+
Хлорит	+	0 +	0 +
Эпидот	+	+	+
Гранат	0	-	-
Амфибол	+	-	-
Флюорит	0	-	-
Потеря массы, %	0,6	0,9	1,8

Примечание. 0 – рентгеноструктурный анализ; + – дифференциальный термический анализ; прочерк (-) – отсутствие данных. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР Т.А. Сутуриной и Н.В. Нартовой.

Т а б л и ц а 2. Вариации химического состава минералов пропицитов I типа, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O	Σ
1	51,84	0,07	0,40	10,99	0,80	10,04	24,35	0,01	0,20	0,07	98,77
2	52,14	0,09	0,30	10,26	0,62	11,36	24,92	He обн.	He обн.	0,04	99,72
3	52,55	0,06	0,16	9,97	0,41	11,73	25,01	"	0,01	0,01	99,92
4	51,67	0,02	0,15	12,14	1,04	10,09	24,95	"	He обн.	0,05	100,12
5	52,76	0,02	0,04	9,43	0,23	12,39	25,23	"	"	0,02	100,13
6	51,77	0,03	0,37	12,84	0,61	9,79	23,96	0,05	0,01	0,05	99,49
7	52,86	0,03	0,09	10,34	0,49	11,29	24,90	He обн.	0,02	He обн.	100,03
8	51,87	0,04	0,08	11,26	1,09	10,30	25,06	"	He обн.	0,06	99,76
9	51,59	0,03	0,29	13,05	0,59	9,25	24,85	"	0,01	0,05	99,71
10	52,27	0,03	0,08	10,60	0,88	10,92	24,98	0,04	He обн.	He обн.	99,80
11	53,62	0,03	0,39	19,69	1,12	10,82	12,69	He обн.	0,02	0,05	98,43
12	53,28	0,02	0,37	19,62	1,18	10,97	12,56	0,01	0,02	He обн.	98,03
13	38,19	0,12	28,40	5,247	0,09	0,08	24,47	He обн.	0,02	0,06	96,68
14	37,90	0,07	28,88	5,06	0,12	0,03	24,18	"	0,04	He обн.	96,28
15	38,11	0,05	27,93	6,35	0,13	0,04	24,22	"	He обн.	0,07	96,9
16	35,54	0,36	19,94	0,77	0,53	0,04	37,52	"	0,03	0,03	94,76
17	35,48	1,30	19,85	1,32	0,45	0,04	37,42	"	0,02	0,02	95,9
18	37,79	0,05	28,28	5,35	0,09	0,01	24,14	"	0,03	0,02	95,76
19	35,89	0,38	20,30	0,99	0,42	0,06	37,83	"	0,01	He обн.	95,88
20	37,41	0,04	27,62	6,54	0,01	0,02	24,54	"	0,01	"	96,19
21	36,34	0,15	19,57	0,88	0,52	0,01	37,38	"	0,02	0,02	94,89
22	37,87	0,05	26,80	7,72	0,03	0,01	24,06	"	He обн.	He обн.	96,54
23	37,95	0,05	27,51	6,88	0,11	0,03	24,16	"	0,01	0,00	96,7

Примечание. Анализы 1-10 - пироксены, 11, 12 - амфиболы, 13-19 - гранаты гроссулярового ряда, 20-23 - гранаты андрадитового ряда; анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО АН СССР В.Н. Ананьевым.

эффект которого накладывается на эффект серицита, совпадая по температуре. Характерный и ярко выраженный эффект имеет эпидот, роль которого в составе пропилитов типа II значительна. Сравнение результатов качественного анализа комплексом физических методов и данных микроскопического изучения (возможности которого сильно ограничены) минерального состава пропилитов типа II позволяет отнести последние к кварц-серицитово-эпидотовой фации (в рамках пропилитовой формации), выделяя участки кварц-эпидотового изменения, которые макроскопически выглядят зонами осветления.

Для пропилитов типа III характерным минералом является кальцит, который встречается в виде вкрапленности на всех участках, где проявлены эти породы. Кроме того, в состав минеральной ассоциации пропилитов III типа входят кварц и хлорит, что позволяет отнести их к хлорит-кальцитово-эпидотовой фации. Отличительной особенностью этих пород является наличие участков наиболее тонкозернистого сложения и "сливного" облика, что вызывается увеличением количества кварца и кальцита при подчиненной роли хлорита. Часто такие участки образуют своеобразную "пятнистость", общая ориентировка которой согласна со слоистостью вмещающих пород.

Количественная характеристика минерального состава площадных метасоматитов, как указывалось выше, значительно затруднена их тонкозернистым сложением. Приближенная оценка (в рамках применимости микроскопического метода) показывает, что пропилиты I типа содержат до 70 % пироксена и до 20 % граната. В пропилитах II типа установлено до 15 % эпидота; кварц, серицит и хлорит слагают тонкозернистый агрегат, занимающий, как правило, большую часть шлифа. Для III типа пропилитов характерно значительное количество кальцита (до 35 %) и кварца (до 40 %), новообразования которых существенно превышают по размерам выделения вторичных хлорита и эпидота, количество которых в сумме достигает 20 %.

Как правило, при изучении петрохимических особенностей гидротермально-метасоматических пород, а также для установления баланса вещества при метасоматозе используются методы, учитывающие физико-механические свойства пород.

Определение объемной массы пород ЮВПВП показывает незначительные вариации этой величины как для гидротермально измененных, так и для свежих разностей. Как видно из гистограммы (рис. 7), значения объемной массы большинства пород находятся в пределах $2,7-2,9 \text{ г/см}^3$. Достаточная по представительности выборка (более 100 определений), включающая основные разновидности пород, позволяет принять этот предел характерным для ЮВПВП, вследствие чего в дальнейшем при анализе петрохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований физико-механические характеристики считались постоянной величиной и не учитывались.

Сравнение химического состава пропилитов I типа и вмещающих

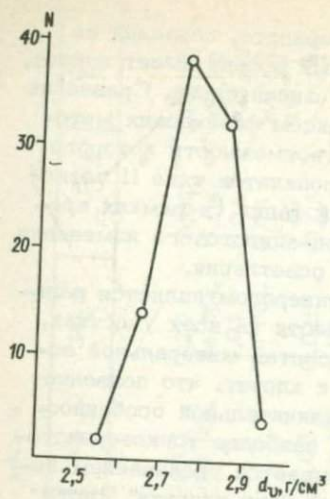


Рис. 7. Гистограмма значений объемной массы пород южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

Рис. 8. Петрохимическая характеристика пропилитов I типа.

1 - кварцевые порфиры; 2 - дайки диабазов; 3 - туфы; 4 - песчаники; 5 - пропилиты; 6 - сульфидная минерализация; 7 - карбонатизация; 8 - флюоритизация.

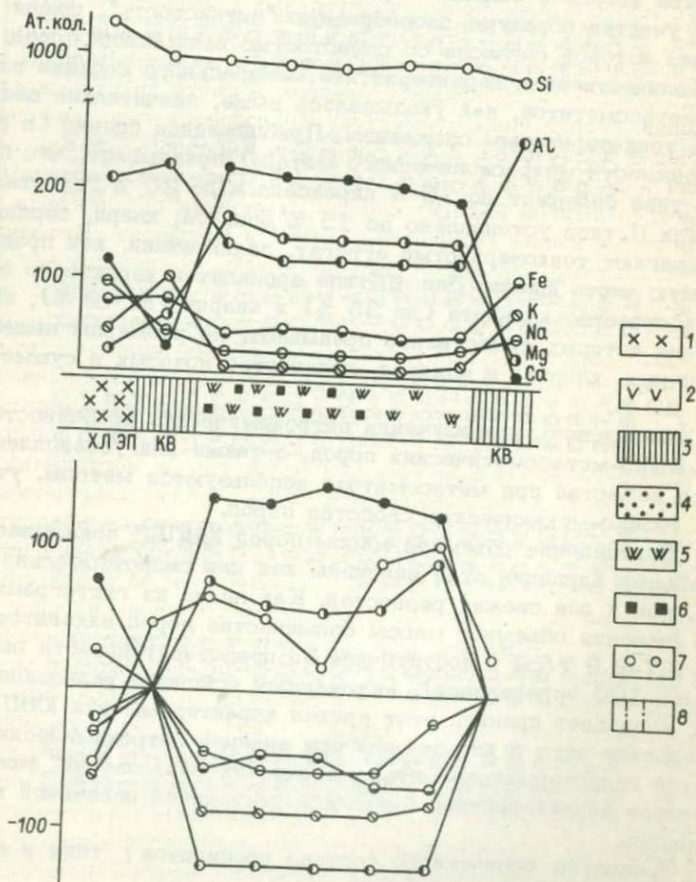
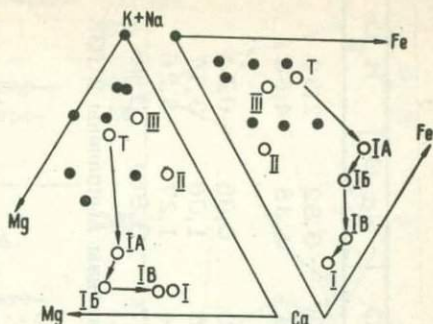


Рис. 9. Диаграмма магний - сумма щелочей - кальций - суммарное железо площадных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

T - туфы; IA, IB, IB - переходные зоны в пропилитах I типа; I, II, III - пропилиты соответствующего типа. Залитые кружки - пропилиты Болгарии /Радонова, 1969/ и Приморья /Петраченко, 1974/.



их пород (табл. 3, рис. 8) показало, что формирование метасоматитов связано с привнесом значительных количеств Ca, Mg и в некоторых случаях Si. Все остальные элементы выносятся, причем наиболее активно алюминий, щелочи и железо. Наличие в породах вкрапленности сульфидных минералов почти не отражается на поведении петрогенных элементов, наблюдается лишь небольшое увеличение количества Fe. Диаграмма магний - сумма щелочей - кальций - суммарное железо (рис. 9) для сопоставления площадных метасоматитов ЮВПВ с более молодыми пропилитами различных фаций Болгарии /Радонова, 1969/ и Приморья /Петраченко, 1974/, анализы которых приведены в табл. 4, показывает, что пропилиты I типа существенно отличаются от классических преобладанием Ca, в то время как точки составов молодых пропилитов тяготеют к щелочному углу диаграммы. Более полную картину поведения петрогенных элементов в процессе пропилитизации I типа можно получить, рассмотрев переходные зоны от пропилитов к вмещающим породам (рис. 10, табл. 5). Здесь отчетливо видно, что по мере приближения к метасоматитам в породе постепенно накапливается Ca, Mg и ближе к вмещающим породам Si, причем количество Mg преобладает над Ca. В этот период происходит образование эпидот-хлоритовой ассоциации и частичного окварцевания. В центральной части пласта основное место в числе привносимых элементов занимают Ca и Mg. Этот процесс показан на рис. 9 стрелками от фронтальных зон к тыловым. Обращает на себя внимание подобная направленность процесса пропилитизации модельной исходной породы, выведенная теоретически В.А. Жариковым /1982/ из анализа типовой метасоматической колонки. Отличие модели заключается в привносе в породу Al на последнем этапе, при сохранении в то же время значительной доли кальциевых силикатов (эпидота, в частности) в составе минеральных парагенезисов.

Пропилиты II типа отличаются большей неоднородностью состава (рис. 11). В основной массе пород отмечается привнос Si и

Т а б л и ц а 3. Химический состав площадных метасоматитов и вмещающих их пород южной ветви Прибайкальского вулканического пояса, мас. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Песчаники (11)	76,49	11,40	0,60	2,19	0,67	1,09	3,82	2,39
Туфы (5)	58,58	18,01	3,03	5,36	2,48	1,36	1,38	4,58
Пропилиты								
I (6)	65,71	5,70	0,66	1,89	5,95	16,63	0,65	0,34
II (3)	74,53	13,49	0,88	1,55	0,21	3,25	1,06	3,17
III (7)	69,82	14,17	2,08	1,74	1,15	3,34	1,27	3,26
III "сливные" (2)	75,99	12,26	1,01	1,05	0,47	3,47	3,86	1,48

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее в скобках указано количество анализов. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР.

Т а б л и ц а 4. Химический состав гидротермально измененных пород формации пропилитов, мас. %

Номер анализа	Фашия	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	КВ + СЕР	60,8	18,0	0,8	0,3	1,7	0,7	0,9	4,5
2	КА + АБ + ХЛ	55,4	16,0	3,6	2,5	2,5	6,1	2,8	2,7
3	ЭП + АБ + ХЛ	54,4	15,2	2,1	2,3	5,7	4,5	3,3	1,6
4	СЕР + ХЛ + АБ	56,4	15,9	1,9	2,4	4,8	2,1	3,3	2,3
5	КВ + СЕР	73,6	12,7	1,1	1,2	1,3	0,7	2,4	5,1
6	ХЛ + ЭП	70,0	12,5	3,8	1,0	0,3	1,6	2,9	3,9
7	КВ + АБ + ЭП	76,9	9,9	3,2	0,6	0,0	3,0	3,1	1,0
8	КВ + СЕР + АБ	71,0	17,2	0,8	0,3	0,1	0,2	3,8	5,9

П р и м е ч а н и е. 1-4 - пропилиты Болгарии /Радонова, 1969/; 5-8 - пропилиты Приморья /Петраченко, 1974/.

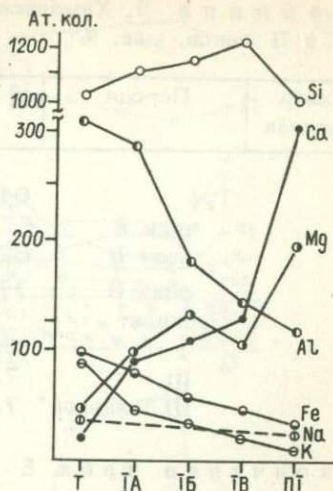
Рис. 10. Петрохимическая характеристика зон перехода от пропилитов I типа к вмещающим породам.

T - туфы; ПI - пропилиты первого типа (Ia, Ib, Ib - зоны перехода).

Ca, а участками привносится Na.

Пропилиты III типа ЮВПВ в петрохимическом отношении характеризуются увеличением количества Si и Ca по сравнению с вмещающими породами, что проявлено на участках Толококтай и Надежда (рис. 12), причем отмечается однородность состава, когда зоны "сливного" облика, особенно ярко выраженные на уч. Надежда (табл. 5), отличаются от нормальных пропилитов лишь небольшим увеличением количества Si и Ca (рис. 13), что, вероятно, вызвано максимальной проработкой гидротермальными растворами. В то же время такие зоны в пределах Заворотненского месторождения отличаются значительной долей Na вместе с Si и Ca. Больше того, в тектонически ослабленных участках этого месторождения количество Ca не отличается от такового во вмещающих породах, а Na интенсивно привносится. К сожалению, мы не можем, по вышеуказанным причинам, достоверно судить о результатах такого поведения Na, отраженных в минеральном составе. Можно лишь предположить проявление процесса альбитизации, однако данные дифференциального термического анализа не дают такой информации вследствие термоинертности полевых шпатов, а рентгеноструктурный анализ не позволяет разделить группу полевых шпатов на фоне значительного количества кварца. Остановимся еще на некоторых неоднородностях в строении пласта Заворотненского месторождения. Участки, к которым приурочена сульфидная минерализация, по содержанию Si сопоставимы с зонами максимальной проработки. Интенсивное развитие процесса карбонатизации, выражающееся в образовании частой вкрапленности кальцита, явилось следствием привноса Ca.

Подводя итог рассмотрению минерального и химического состава площадных метасоматитов ЮВПВ, необходимо остановиться на вопросах метасоматической зональности. В современном уровне эрозийного среза вулканогенные породы хибеленской свиты имеют крутое падение, что не позволяет построить полную метасоматическую колонку. В то же время в телах пропилитов I типа отмечается зональность, которая выражена сменой пироксен-гранатовой минеральной ассоциации центральных частей пластов пропилитовыми ассоциациями актинолит-эпидот-хлоритовой и эпидот-хлоритовой



Т а б л и ц а 5. Химический состав переходных зон в пропилитах I и II типов, мас. %

Номер анализа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Туф	61,35	0,71	17,51	1,85	5,20
2	зона А	67,24	0,62	14,40	6,33	
3	зона Б	69,98	0,38	9,11	5,20	
4	зона В	77,83	0,39	7,33	3,60	
	Пропилит					
5	I	62,15	0,35	6,22	0,41	1,97
6	III	73,88	0,32	12,60	3,65	
7	III "сливной"	75,72	0,26	12,19	3,00	

О к о н ч а н и е т а б л . 5

Номер анализа	Порода	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Туф	0,09	1,93	1,30	1,52	4,23
2	зона А	0,08	3,95	4,51	He опр.	2,17
3	зона Б	0,10	5,54	5,93	"	1,65
4	зона В	0,08	4,11	7,33	"	0,64
	Пропилит					
5	I	0,07	8,04	17,39	0,97	0,46
6	III	0,05	0,68	3,18	He опр.	2,48
7	III "сливной"	0,04	0,25	3,47	"	1,52

П р и м е ч а н и е. Анализы 1, 5 выполнены в ИЗК СО АН СССР, аналитик Н.И. Яковенко; анализы 2-4, 6, 7 выполнены рентгено-спектральным методом в Иркутском университете; в анализах 2-4, 6, 7 приведено суммарное железо.

фаций. Это единственный случай, когда зональность проявлена качественно, т.е. представлена сменой минерального состава. Пропилиты II типа характеризуются количественным изменением содержания эпидота, когда в центральной части пласта выделяются участки с преимущественным развитием этого минерала в числе новообразованных, в то время как к периферии увеличивается количество хлорита и серишита. В породах III типа зональность выражена лишь в химическом составе увеличением содержания Si и Ca в зонах осветления.

Зональные изменения свойств метасоматитов, вероятнее всего, являются локальными элементами вертикальной зональности, кото-

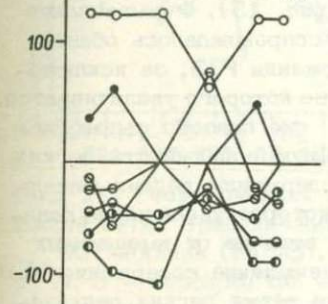
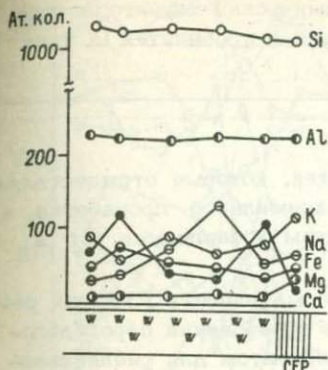


Рис. 11. Петрохимическая характеристика пропилитов II типа. Усл. обозн. см. на рис. 8.

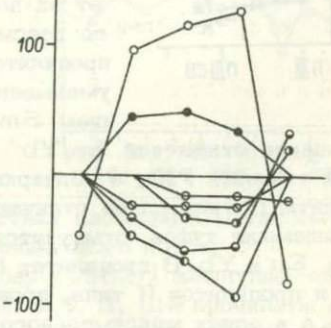
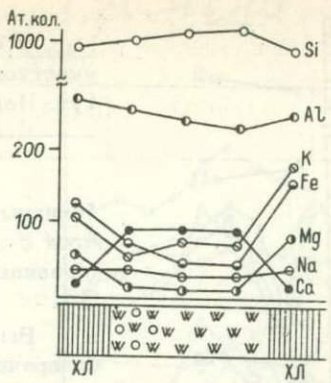


Рис. 12. Петрохимическая характеристика пропилитов III типа (уч. Надежда). Усл. обозн. см. на рис. 8.

рая в целом может рассматриваться в последовательности образования пластов пропилитов от I типа к III.

Большое внимание в последние годы уделяется изучению геохимической истории образования различных пород, что особенно важно при установлении их генезиса и источника вещества. Формирование пропилитов I типа в породах ЮВПВП сопровождалось накоплением значительных количеств F (рис. 14, табл. 6) и, в меньшей мере, Sr и Sn что привело к возрастанию F/Li отношения, в то время как рост K/Rb и Ba/Rb отношений связан со значительным выносом Rb. В пропилитах II типа продолжается накопление Sr, к которому добавляется Be, для остальных элементов, главным образом Li и Rb, фиксируется уменьшение содержания так, что отношения F/Li, K/Rb и Ba/Rb остаются почти на уровне вмещающих пород. Метасоматоз, приводящий к образованию пропилитов III типа, сопровождался продолжающимся накоплением Sr. Кроме того, в этих породах увеличивается содержание Pb, а в тех случаях, когда процесс метасоматоза доходит до образования

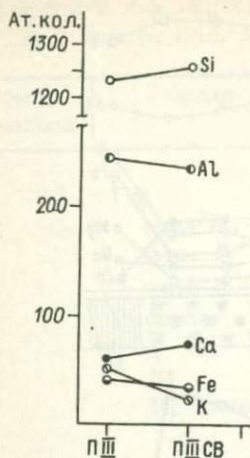


Рис. 13. Петрохимическая характеристика участков осветления в пропилитах III типа (уч. Надежда).

"сливных" разностей, которые отождествляются с зонами максимальной проработки, к названным элементам добавляются Cr и Sn.

Высокая информативность РЗЭ для реставрации условий образования пород делает их достойным объектом для специального рассмотрения (рис. 15). Формирование пропилитов I типа сопровождалось общим уменьшением содержания РЗЭ, за исключением Sm, количество которого увеличивается.

Уменьшение отношений La/Yb и La/Y не связано с преобладанием тяжелых РЗЭ, а подчеркивает большую подвижность легких. Пропилиты II типа слабо отличаются по содержанию редких земель от вмещающих туфов, отмечается лишь некоторое увеличение количества Eu и Yb. В пропилитах III типа, в отличие от вмещающих пород и пропилитов II типа, происходит уменьшение содержания Eu и Yb, а в зонах максимального изменения также легких редкоземельных элементов — La и Ce, однако отношения La/Yb и La/Y увеличиваются на всем протяжении процесса. Относительные содержания РЗЭ (рис. 16) подчеркивают выявленные закономерности. Интересно отметить отсутствие ярко выраженной европиевой аномалии в туфах и пропилитах II типа, в то время как для остальных пород это явление фиксируется отчетливо. Характер кривых, особенно в правой части спектра, указывает на вероятное фракционирование РЗЭ в процессе метасоматоза, причем II тип пропилитов отличается наиболее сглаженной линией. Общая геохимическая история РЗЭ заключается в накоплении элементов самариевой и иттербиевой групп при образовании пропилитов I и II типа (рис. 17), а пропилиты III типа характеризуются накоплением легких РЗЭ. Этот процесс продолжается вплоть до появления наиболее измененных разностей.

Заканчивая рассмотрение площадных метасоматитов ЮВПВП, остановимся на отличии гидротермально измененных пород формации пропилитов от весьма сходных с ними по внешнему облику и минеральному составу продуктов зеленокаменного метаморфизма. Д.С. Коржинский /1974/ показал, что характерной чертой метасоматических образований является наличие зональности, вызванной тем, что скорость продвижения фронтов замещения различных минералов исходных пород различна, в результате чего образуется ряд зон с прерывистым от зоны к зоне изменением минерального состава породы и резкими фронтами замещения. В случае образования пропи-

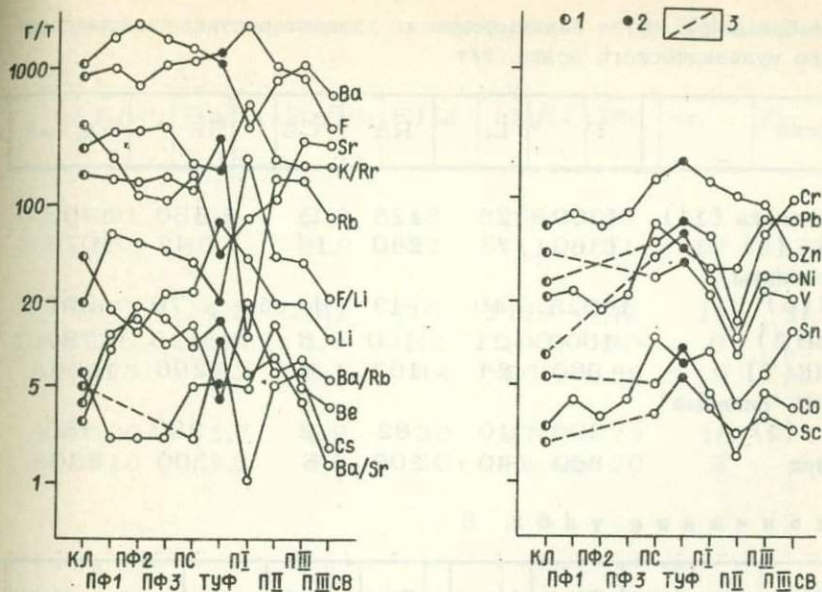


Рис. 14. Геохимическая характеристика площадных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

КЛ - кларк (по А.П. Виноградову /1962/) для гранитов; ПФ 1, 2, 3 - порфиры; ПС - песчаники; П I, II, III - пропилиты соответствующего типа; П III СВ - зоны осветления в пропилитах III типа.

1 - кларковые содержания; 2 - туфы; 3 - отсутствие данных.

литов выделенных типов отчетливая зональность отмечена лишь в породах I типа, а в пропилитах II и III типа это лишь небольшие зоны с постепенными переходами. Тем не менее очевидно, что образование резкого фронта замещения будет происходить в условиях интенсивного процесса, постоянства температуры и физико-механических свойств среды /Коржинский, 1974/. Значение последнего фактора специально подчеркнуто Д.С. Коржинским /1953/, причем именно в случае различия в пористости пород могут образовываться постепенные переходы между замещаемой и новообразованной породой, когда зональность выражается не качественным изменением минерального состава, а его количественными взаимоотношениями, что и наблюдается при образовании площадных метасоматитов ЮВПП.

Ряд признаков, характеризующих пропилитизированные породы и позволяющих отличить их от продуктов зеленокаменного метаморфизма, был сформулирован В.П. Логиновым и В.А. Русиновым /1979/. Первый из этих признаков предполагает ограниченность по площади полей пропилитизации и приуроченность последних к местам скопления субвулканических интрузивов. Как было показано

Т а б л и ц а 6. Геохимическая характеристика площадных вулканического пояса, г/т

Порода	F	Li	Rb	Cs	Sr	Ba
Песчаники (11)	1200	25	125	2	160	1400
Туфы (5)	1360	73	280	16	42	1076
Пропилиты						
I(6)	14025	40	13	He обн.	70	297
II(3)	1000	21	160	5	120	790
III(7)	960	24	193	6	296	1208
III "сливные" (2)	300	10	82	2	280	480
Кларк	800	40	200	5	300	830

О к о н ч а н и е т а б л . 6

Порода	Cr	Ni	Co	Sc	V	La	Ce
Песчаники (11)	50	43	5	5	23	170	290
Туфы (5)	76	57	12	15	105	75	175
Пропилиты							
I(6)	68	32	6	6	37	28	55
II(3)	18	15	2	3	13	73	140
III(7)	54	36	8	9	57	75	140
III "сливные" (2)	120	35	5	5	49	64	100
Кларк	25	8	5	3	40	60	100

Примечание. Кларковые значения приведены по А.П. Виноградову /1962/ для гранитов. Анализы редкоземельных элементов выполнены в Институте геохимии им. академика А.П. Виноградова СО АН СССР, остальные - в ИЗК СО АН СССР.

выше, пластообразные тела пропилитов всех трех типов имеют ограниченные размеры, а наличие субвулканических интрузий ирельского комплекса (Среднекедровского массива, в частности) дополняет картину.

Сильным аргументом в пользу поствулканического, метасоматического генезиса пластообразных тел, отнесенных к формации пропилитов, является отсутствие сланцеватости, что не характерно для продуктов зеленокаменного метаморфизма, образованных на значительных глубинах и, следовательно, при большом давлении

метасоматитов и вмещающих их пород южной ветви Прибайкаль-

Be	K/Rb	Ba/Sr	Ba/Rb	F/Li	Mg/Li	Pb	Sn	Zn
5	191	8,8	11,2	48	268	69	15	145
5	165	15,4	3,9	22	411	51	10	178
4	325	4,1	20,1	415	1669	42	11	162
13	198	6,6	4,9	48	100	40	6	154
5	175	4,3	6,1	44	500	59	9	114
3	180	1,7	5,9	30	470	79	18	42
6	210	2,8	4,2	30	He опр.	20	3	60

Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Y	ΣPЗЭ	La/Y	La/Yb
24	100	22	1,5	20	7,0	74	709	2,3	24,3
16	60	8	2,2	17	4,0	33	390	2,3	18,9
He опр.	31	11	1,2	He опр.	2,0	14	137	2,1	14,3
"	45	10	2,8	10	4,7	38	324	1,9	15,5
10	47	10	1,4	10	3,0	25	323	3,0	25,4
10	40	10	1,0	7	1,9	17	249	3,8	33,7
12	46	9	1,5	9	4,0	34	296	1,8	15,0

(по имеющимся оценкам /Логинов, Русин, 1979/, минимальная глубина образования пумпеллиита принимается в 5-6 км от дневной поверхности, что соответствует давлению нагрузки не менее 1,5 кбар).

Минеральный состав, несмотря на его сходство с зеленокаменными породами, все же может дать дополнительные аргументы для выделения формации пропилитов. Отличительные признаки новообразованных минералов гидротермального генезиса /Плошев и др., 1981/ - псевдоморфозы, агрегаты свободного роста, неравномерность распределения в исходной породе, лишь последний может быть применен для пропилитов I типа с неравномерно распространенными в породе новообразованиями пироксена и граната. Тонкозернистая структура пропилитов II и III типа делает морфологические признаки неприемлемыми. Характерным для пропилитов яв-

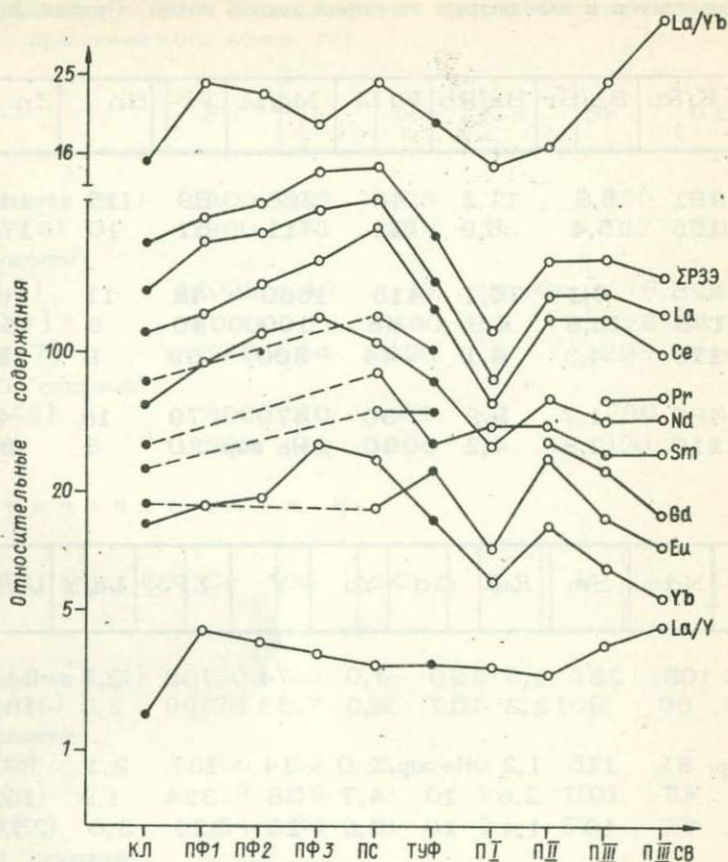


Рис. 15. Редкоземельные элементы в площадных метасоматитах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса и во вмещающих их породах. Усл. обозн. см. на рис. 14.

ляется отсутствие (или незначительное развитие) цоизита, что наблюдается и в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса. Кроме того, ниже будет описана жильная кварц-сульфидная минерализация, которая обычна для заключительных этапов пропилитизации.

Таким образом, на различных стратиграфических уровнях хибеленской свиты выделяются три типа пород, образованных в процессе поствулканического изменения туфов андезитодацитового состава, которые по ряду признаков можно уверенно отнести к формации пропилитов. Метасоматиты характеризуются большой ролью Ca, Mg и Si в образующем их растворе. Полученные данные позволяют предположить наличие единого гидротермального процесса, обусловившего появление на первом, относительно высокотемпературном, этапе своеобразных минеральных ассоциаций I

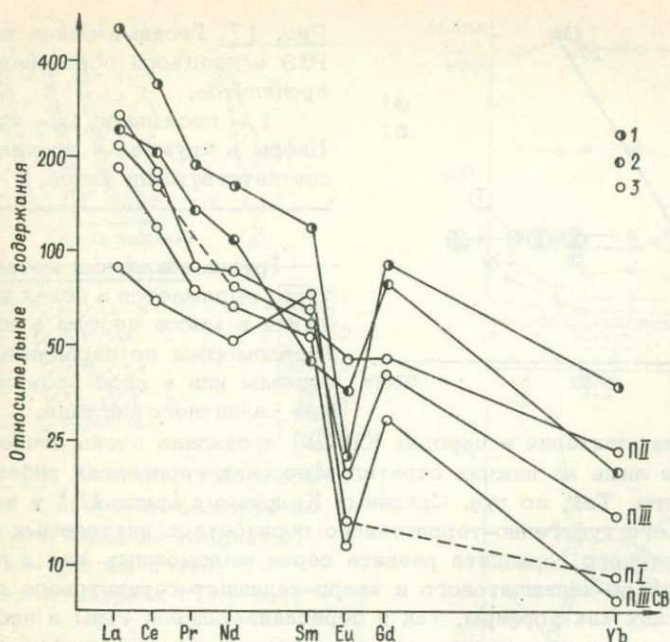


Рис. 16. Относительные содержания РЗЭ в площадных метасоматитах и вмещающих их породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

1 - песчаники; 2 - туфы; 3 - пропилиты. Ост. усл. обозн. см. на рис. 14.

типа, в то время как снижение температуры приводит к образованию пропилитов, по составу и свойствам близких к классическим, проявленным в молодых (относительно докембрия) геологических обстановках. Вмещающие площадные метасоматиты породы - образования лагуно-озерных фаций - служили фундаментом для вулкаников в момент извержения Кедрово-Тонгодинской группы палеовулканов. В то же время установлено /Бухаров, 1973, 1987/ близповерхностное залегание (не более 3,5-4 км) гранит-порфировой кровли периферического магматического очага, поставлявшего вулканический материал. Наличие таких близповерхностных периферических магматических очагов известно в областях современного вулканизма и, в частности, на Камчатке, где под Авачинским вулканом /Штейнберг и др., 1966/ по ряду геофизических данных устанавливается очаг, кровля которого залегает на глубине 1,5-2 км ниже уровня моря. Следовательно, туфогенные отложения, в которых развиты пропилиты, были зажаты между вулканиками, экструживно-силловыми фациями палеовулканов и кровлей периферического очага, а образование пропилитов происходило на глубине от 3 до 2 км от земной поверхности.

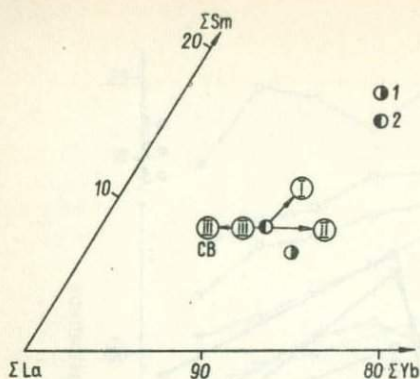


Рис. 17. Геохимическая история РЗЭ в процессе образования пропилитов.

1 — песчаники; 2 — туфы.
Цифры в кружках — пропилиты соответствующих типов.

Группа локальных метасоматитов выражается в зонах изменения в массе породы в виде псевдоморфоз по первичным минералам или в виде прожилков и жил различного состава.

Калишпатизация в породах ЮВПВ проявлена очень слабо и отмечается лишь на нижних стратиграфических горизонтах хибеленской свиты. Так, по руч. Среднему Кедровому (рис. 18) у контакта третьего туфогенно-терригенного горизонта с кварцевыми порфирами второго горизонта развита серия маломощных жил и прожилков кварц-калишпатового и кварц-калишпат-серицитового состава, секущих как порфиры, так и переслаивающиеся туфы и песчаники. В строении жил отмечается зональность, выражающаяся в том, что центральные зоны некоторых из них имеют кварц-серицитовый состав, в то время как калишпат приурочен к зальбандам. В среднем течении руч. Водопадного в песчаниках третьего горизонта разреза фиксируются прожилковые зоны кварц-калишпат-серицитового состава. Новообразования в прожилках расположены зонально, причем в зальбандах кроме калишпата развит хлорит, а центральная часть сложена кварцем и серицитом. В песчаниках нижнего течения руч. Южного Кедрового встречаются прожилки, сложенные калишпатом, которые рассекаются более поздними эпидотовыми. Выделения эпидота присутствуют и в ранних, существенно калишпатовых прожилках. Наконец, в кварцевых порфирах р. Заворотной содержатся участки интенсивной калишпатизации, выраженные как в появлении калишпата в массе породы, что придает ей мясо-красный цвет, так и в образовании кварц-калишпатовых маломощных жил.

Процесс калишпатизации выражен привнесом во вмещающие толщи щелочей (рис. 19) в том случае, когда калиевый полевой шпат ассоциирует с серицитом, или кремния и калия при образовании кварц-калишпатовых жил и прожилковых эсч. Выносятся в этом случае Ca, Mg и Fe, содержание остальных компонентов остается на уровне вмещающих пород.

Актинолит-эпидотовая минеральная ассоциация развивается в породах нижних стратиграфических уровней и встречается в шлифах достаточно редко ввиду наложенности минеральных фаз низкотемпературного этапа. В гранитоидах Среднекедровского массива наблюдается образование актинолита и эпидота по биотиту. В таких слу-

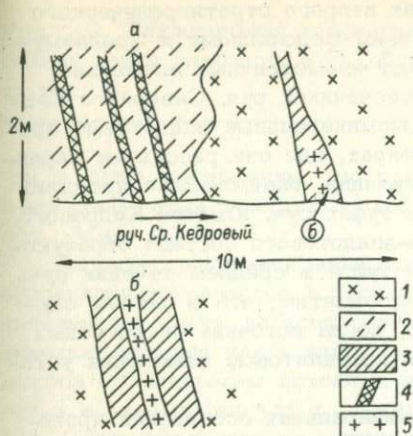


Рис. 18. Контакт туфогенной пачки с кварцевыми порфирами (руч. Средний Кедровый). а - разрез пачки, б - фрагмент разреза (1/2 нат. вел.).

1 - порфиры; 2 - туфы и туфопесчаники; 3 - 5 - минеральные ассоциации: 3 - КПШ, 4 - KB-КПШ, 5 - KB-СЕР.

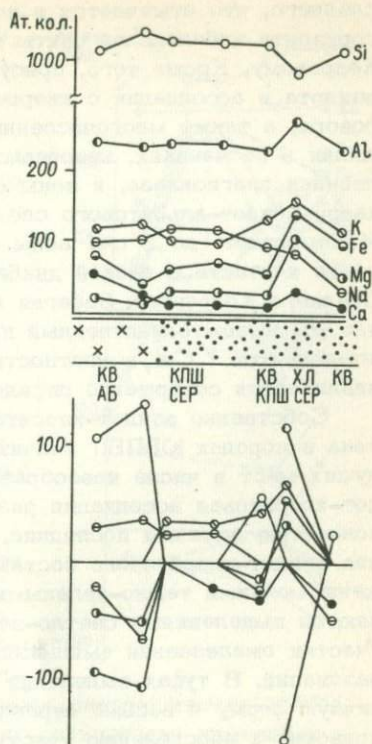


Рис. 19. Петрохимическая характеристика зоны контакта порфиров с туфогенной пачкой (руч. Средний Кедровый). Усл. обозн. см. на рис. 8.

чаях, как правило, актинолит частично замещается хлоритом, что отмечается также и по руч. Южному Кедровому. В целом актинолит-эпидотовая минеральная ассоциация приурочена к субвулканическим гранитоидам Среднекедровского и Лебяжинского массивов и кварцевым порфирам второго горизонта разреза хибленской свиты по ручьям Северному и Среднему Кедровым, причем в нижнем течении руч. Северного Кедрового хлоритизация наложена на эпидотовый прожилок, который рассекает выделения актинолит-эпидотового состава.

В рамках эпидот-хлоритовой минеральной ассоциации выделяются собственно эпидот-хлоритовая и существенно эпидотовая. Последняя встречается значительно реже, так как эпидот почти повсеместно ассоциирует с хлоритом или им замещается. Тем не менее присутствие, хотя и редкое, обособленных от хлорита выделений и прожилков эпидота позволяет выделить его в самостоятельный этап минералообразования, предшествующий отложению собственно эпидот-хлоритовой ассоциации. Как правило, эпидот развивается в виде псевдоморфоз по плагиоклазам, причем до полного замещения по-

следного, что отмечается в порфирах второго стратиграфического горизонта хибеленской свиты по ручьям Водопадному и Среднему Кедровому. Кроме того, присутствуют изометричные выделения эпидота в ассоциации с кварцем в песчаниках руч. Северного Кедрового, а также многочисленные мономинеральные эпидотовые прожилки в песчаниках, кварцевых порфирах, где они пересекают вкрапленники плагиоклаза, и зоны эпидотизации, окаймляющие прожилки кварц-эпидот-альбитового состава в туфах руч. Южного Кедрового. Маломощные (до 1 см) зоны кварц-эпидотового состава образуются на контакте с дайкой диабазов и туфов в среднем течении руч. Среднего Кедрового. Забегая вперед, отметим, что в данном случае мы имеем единственный пример, когда источник петрогенных компонентов (Ca , в частности) при пропиловом изменении устанавливается совершенно определенно.

Собственно эпидот-хлоритовая минеральная ассоциация проявлена в породах ЮВПВ значительно шире и занимает одно из ведущих мест в числе новообразований. В кварцевых порфирах эпидот-хлоритовая ассоциация развивается по плагиоклазам, часто полностью замещая последние, а также образуя зональные выделения эпидот-хлоритового состава, причем центральные их части сложены мелкими темно-зелеными чешуйками хлорита, которые окаймляются выделениями светло-зеленого эпидота. Очень характерны участки ожелезнения вмещающих пород вокруг таких зональных образований. В туфах выделения эпидота с хлоритом имеют изометричную форму и весьма неравномерно распределены в породе, что приводит к обособлению участков и зон, макроскопически выделяющихся светлым оттенком на фоне темных туфов. Кроме новообразований, в массе породы отмечается большое число маломощных, до нитевидных прожилков эпидот-хлоритового и кварц-эпидот-хлоритового состава, пересекающих все разновидности вулканитов. Характерной особенностью рассматриваемой минеральной ассоциации является присутствие флюорита, сопровождающего как выделения в массе породы, так и кварц-эпидот-хлоритовые прожилки. Нередко к эпидот-хлоритовой ассоциации приурочены скопления рудного минерала или его рассеянная вкрапленность.

Образование кварц-эпидотовых прожилков приводит к повышению в породах количества Si и Ca и уменьшению количества алюминия и щелочей. На контакте с дайкой основного состава отмечается аналогичное поведение компонентов (рис. 20), однако количество Ca в дайке превышает таковое в эпидотизированных туфах.

Кварц-эпидот-альбитовый парагенезис встречается в породах ЮВПВ очень редко. Примерами могут быть прожилки кварц-эпидот-альбитового состава в туфах. Кроме того, при рассмотрении площадных метасоматитов указывалось на возможное образование альбита в пропилах III типа.

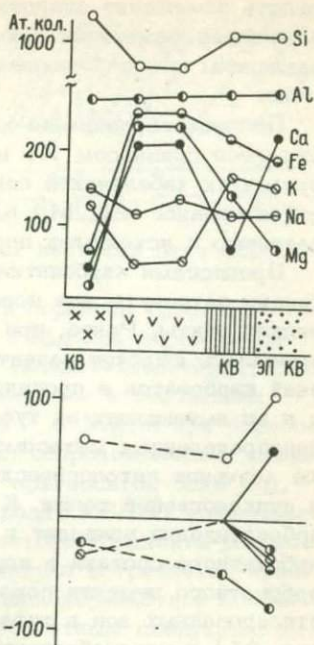
Альбитизация вкрапленников плагиоклаза (см. рис. 19) в порфирах второго горизонта хибеленской свиты приводит к накоплению

Рис. 20. Эпидотизация туфопесчаников вблизи дайки диабазов. Усл. обозн. см. на рис. 8.

Si и Na и уменьшению (по сравнению с неизменными разностями) количества Fe, Mg и Al.

Хлорит-серицитовая минеральная ассоциация встречается в песчаниках хибеленской свиты на всех стратиграфических уровнях как в виде псевдоморфоз по минералам исходных пород, так и в виде прожилков и прожилковых зон. Среди последних по минеральному составу выделяются хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые. Очень часто в прожилках отмечается зональное строение, когда хлорит и серицит слагают зальбанды, а центральная часть имеет существенно кварцевый состав. Псевдоморфозы хлорита и серицита развиваются главным образом по обломкам полевых шпатов, иногда полностью замещая последние. В туфах хлорит-серицитовое изменение в массе породы приводит к образованию своеобразной пятнистости, различимой при достаточном увеличении под микроскопом. Светлые пятна сложены тонкозернистым агрегатом кварц-серицит-хлоритового состава с преобладанием кварца и серицита, в то время как хлорит занимает основное место в более темных пятнах, к которым, как правило, приурочены скопления рудного вещества. Прожилки кварц-хлорит-серицитового состава с различной долей отдельных минералов (обычно более тонкие) в туфах встречаются так же часто, как и в песчаниках. Влияние физико-механических свойств пород выражается в том, что прожилки, пересекающие относительно крупнозернистые породы, достигая границы с тонкозернистыми, либо исчезают, либо становятся нитевидными, а выделения хлорита "размазаны" по границе раздела. В порфирах хлорит и серицит развиваются по вкрапленникам плагиоклазов, образуя псевдоморфозы, что особенно ярко представлено в нижнем течении руч. Южного Кедрового. Кроме псевдоморфоз и прожилков, хлорит-серицитовый парагенезис является главной составной частью цемента зон брекчирования в туфах и песчаниках.

Важная особенность рассматриваемой минеральной ассоциации — повсеместная приуроченность выделений рудных минералов. Выше отмечались темные пятна в тонкозернистых туфах, которые сложены хлоритом и серицитом, насыщенными рудным веществом. Имеются случаи, когда удается в пределах одного образца про-



следить замещение эпидота хлоритом по трещинкам спайности и дальнейшее замещение хлорита рудным минералом по этим же направлениям с образованием в некоторых случаях своеобразной решетки.

Процесс образования хлорит-серицитового парагенезиса сопровождается привнесом Si и Fe. На нижних стратиграфических горизонтах хибеленской свиты в песчаниках (см. рис. 19) фиксируется привнос Al, Mg и K, а количество Si не меняется по сравнению с исходными породами.

Процессами карбонатизации в пределах ЮВПВ в различной степени затронуты все породы, начиная с пятого горизонта хибеленской свиты. Ранее, при описании площадных метасоматитов, отмечалось широкое развитие вкрапленников и линзовидных выделений карбонатов в пропилитах III типа. Карбонатизация отмечается и во вмещающих их туфах, однако не приводит к образованию полнопроявленных метасоматитов, что еще раз подчеркивает большое значение литологической и физико-механической неоднородности вулканогенной толщи. Кроме рассеянной вкрапленности, процесс карбонатизации приводит к образованию линзовидных выделений карбонатного состава в порфирах в верховье р. Правой Тонгоды, карбонатного цемента пород в зонах брекчирования в туфах, карбонатизированных зон в туфах в среднем течении р. Заворотной (рис. 21) и разнообразных по составу и мощности прожилков. С карбонатами часто ассоциируют хлорит и рудные минералы, так же, как и при хлорит-серицитовом изменении. Часто отмечается флюорит.

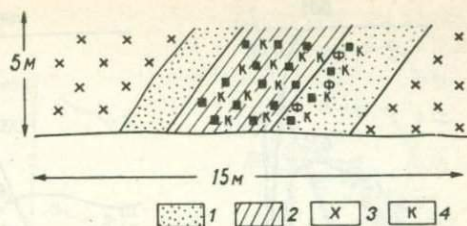
Диагностика карбонатных минералов проводилась с помощью дифференциального термического анализа /Мурашко, Нартова, 1985/.

Кривые нагревания исследуемых карбонатов (рис. 22) были получены на дериватографе Q-1500 Д в атмосфере воздуха при следующих условиях: навеска 300 мг, скорость нагрева 10 град/мин, эталон - прокаленная окись алюминия, нагрев до 1000 °С. Все исследованные карбонаты являются кальцитом и характеризуются одним значительным по величине эндотермическим эффектом асимметричной формы. Начальная температура диссоциации 659-660-675 °С, максимум достигается при температуре 910-915-920 °С. Потеря массы по кривым ТГ составляет 36,6; 38,6; 40,3; 41,3; 42,0; 43,0 %. Кальцит, как правило, имеет белый цвет, однако в районе Заворотненского месторождения встречены прожилки кварц-хлорит-кальцитового состава, где последний имеет ярко-красный цвет.

Кроме описанных проявлений карбонатизации в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса, необходимо отметить широкое распространение желвакообразных выделений кальцита в порфирах среднего течения руч. Толококтай, стратиграфически ниже одноименного участка пропицитов III типа. Как хорошо видно в шлифах, кальцитовые выделения окружены оболочкой эпидота с

Рис. 21. Метасоматические процессы в туфогенной толще (р. Заворотная).

1 - туфопесчаники;
2 - туфы; 3 - порфиры;
4 - карбонатизация. Ост.
усл. обозн. см. на рис. 5.



прослоями стильномелана. На генетическом значении этих образований мы остановимся ниже.

Привнос Са в процессе карбонатизации порфиров (рис. 23) сопровождается увеличением количества Si и Mg при образовании кварц-кальцитовой ассоциации и Fe - для кальцит-хлоритовой. В зоне брекчирования с кальцит-хлоритовым цементом в песчаниках (рис. 24) повышается содержание Са, Fe и Mg, а при образовании участков интенсивной карбонатизации, сопровождаемых значительным количеством флюорита (рис. 25), привносится один Са.

Анализ распространения кальцита в породах ЮВПВП показывает наличие определенного уровня в пределах пятого горизонта разреза хибеленской свиты, ниже которого этот минерал встречается крайне редко. В такой обстановке, учитывая близповерхностное положение пятого горизонта в разрезе, кажется вероятным следующий механизм процесса карбонатизации. Гидротермальные растворы, содержащие значительные количества углекислоты, при подъеме к поверхности вскипали, теряя при этом CO_2 , что вместе с повышением концентрации кальция вследствие удаления летучих из раствора создавало благоприятные условия для осаждения кальцита. Таким образом, массовое появление кальцита в составе минеральных ассоциаций определяет положение уровня вскипания гидротермального флюида.

Гематит встречается в виде примазок и редкой вкрапленности в порфирах всех горизонтов хибеленской свиты, однако максимальное развитие получил в верхней части постройки палеовулкана Правотонгодинского - Среднекедровского. Здесь в серых порфирах и темно-зеленых туфах, интенсивно измененных с образованием альбит-хлоритовой ассоциации, гематит представлен в виде вкрапленности и прожилков, причем последние тяготеют к порфирам. Выделяются две генерации прожилков - "сухие", без кварца, извилистые, нитевидные, иногда с раздувами до 1 см, и кварцевые, количество гематита в которых варьирует в широких пределах.

Отложение гематита сопровождалось привнесением Fe, Mg и Al, а также хлоритизацией туфов (рис. 26), а в порфиры, где развита хлорит-альбитовая ассоциация, привносится дополнительно Na.

Окварцевание (в числе прочих процессов гидротермально-метасоматического изменения пород) широко развито в пределах ЮВПВП и проявилось в образовании кварцевых и кварцсодержащих прожилков и жил различной мощности, состава и рудной нагрузки. На этот факт неоднократно обращалось внимание в литературе в связи с

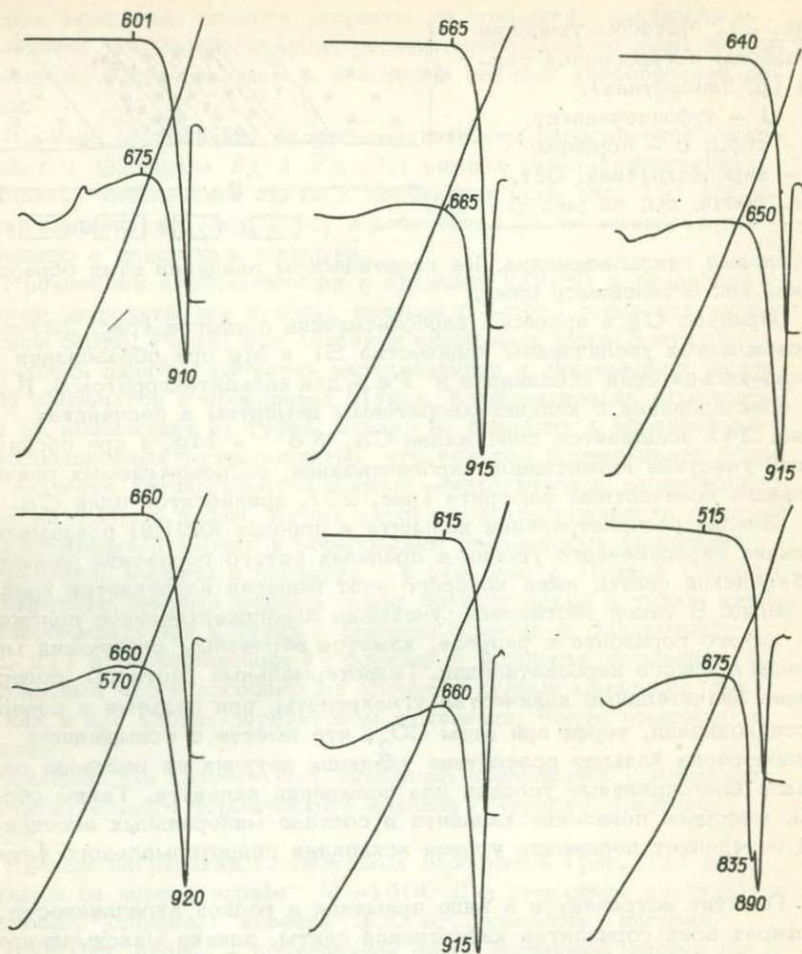


Рис. 22. Кривые нагревания кальцита из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса. Цифрами указана температура минимума и максимума термического эффекта ($^{\circ}\text{C}$).

благоприятной общей геологической обстановкой ПВП в целом и его южной ветви в частности для образования в их пределах эпипермальных кварц-сульфидных месторождений /Бухаров, 1973; Бухаров, Обухов, 1976; Докембрийские вулканические структуры ..., 1979/.

Основное внимание уделяется жильному и, в меньшей степени, прожилковому окварцеванию, главным образом в пределах Кедрово-Тонгодинской рудной зоны, а окварцевание, вызванное образованием пород формации пропицитов и являющееся промежуточным звеном между последними и вмещающими их туфами, описано выше.

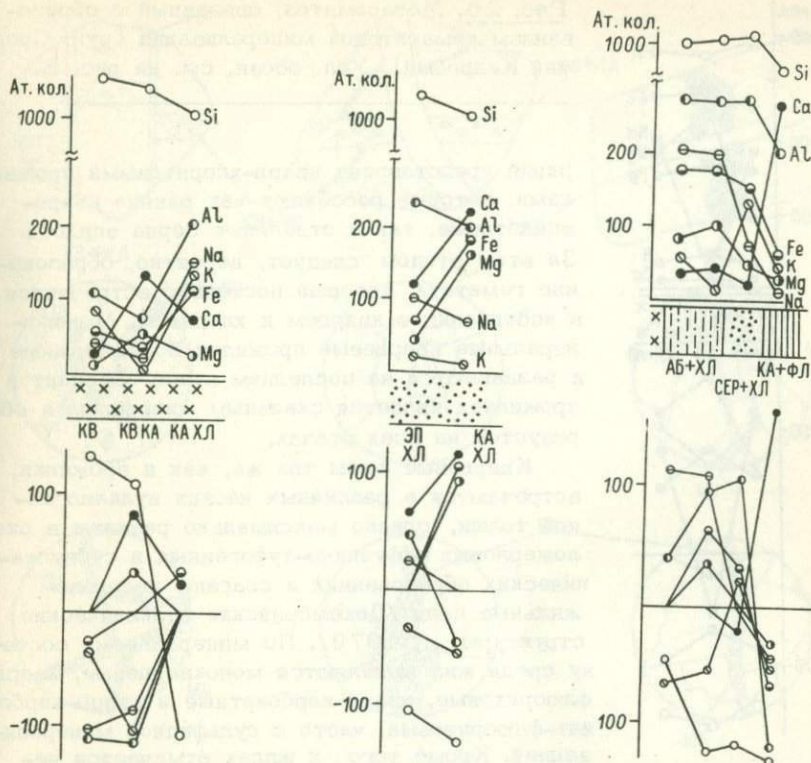


Рис. 23. Метасоматические процессы в порфирах (р. Заворотная). Усл. обозн. см. на рис. 8.

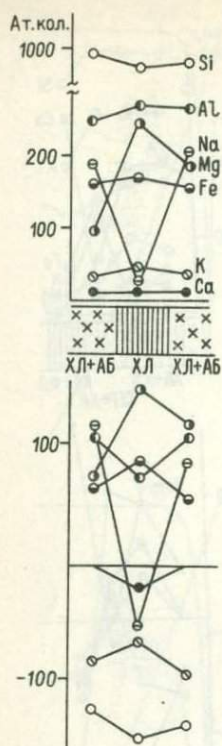
Рис. 24. Зона брекчирования в песчаниках (руч. Водопадный). Усл. обозн. см. на рис. 8.

Рис. 25. Метасоматические процессы в туфогенной толще (р. Заворотная). Усл. обозн. см. на рис. 8.

Отметим также кварцевые брекчии с кальцитом, хлоритом, ортитом и сульфидами в цементе и с туфогенными породами в обломках.

Прожилковое окварцевание проявлено во всех типах пород и на различных стратиграфических уровнях. По составу выделяются мономинеральные кварцевые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, флюоритовые и карбонатные прожилки, как правило, тонкие, нитевидные. Взаимоотношения прожилков, отмеченные в образцах и шлифах (рис. 27), позволяют наметить такую последовательность процесса. Самые ранние прожилки сложены кварцем и эпидотом, иногда с хлоритом, причем, как часто видно в шлифах, последний замещает эпидот, развиваясь по трещинам спайности. Следующая гене-

Рис. 26. Метасоматоз, связанный с образованием гематитовой минерализации (руч. Средний Кедровый). Усл. обозн. см. на рис. 8.



рация представлена кварц-хлоритовыми прожилками, которые рассекают как ранние кварц-эпидотовые, так и отдельные зерна эпидота. За этим этапом следует, вероятно, образование гематита, который постоянно встречается в ассоциации с кварцем и хлоритом. Мономинеральные кварцевые прожилки более мощные и развиваются на последнем этапе. Серицит в прожилках является сквозным минералом и образуется на всех этапах.

Кварцевые жилы так же, как и прожилки, встречаются в различных частях вулканогенной толщи, однако максимально развиты в околожерловых эффузивно-туфогенных и субвулканических образованиях и слагают кварцевожильные поля /Докембрийские вулканические структуры ..., 1979/. По минеральному составу среди жил выделяются монокварцевые, кварц-флюоритовые, кварц-карбонатные и кварц-карбонат-флюоритовые, часто с сульфидной минерализацией. Кроме того, в жилах отмечается не-

большое количество мусковита, хлорита и эпидота. Отчетливо выделяются две генерации кварца, из которых первая представлена крупными кристаллами, часто раздробленными, а вторая образует заполнение трещинок и межзернового пространства. С этой генерацией связано образование эпидота, серицита, хлорита и карбонатов. Часто вдоль контакта жил с вмещающими породами проходит тонкий (доли миллиметра) прожилков кварца второй генерации.

Термохромографический анализ кварца, выполненный по методике, разработанной в ИЗК СО АН СССР и апробированной в целом ряде работ /Летников и др., 1981, 1986; Флюидный режим ..., 1977, 1980; и др./, показал, что флюид характеризуется существенно водным составом (табл. 7) с повышенным содержанием углеродистых газов в некоторых пробах, для которых Н/С отношение равно 1. Сравнение полученных данных с составом флюида из различных типов пород (табл. 8, рис. 28) дает основание для выделения на диаграммах $H_2O - CO_2 - CO$ и $H_2O - CO_2 - H_2$ поля существенно водного состава, куда попадает большинство анализов кварца из гранитов, пегматитов, грейзенов, гидротермальных жил, и поля углекислого состава, образованного точками анализов из метаморфогенных жил Ленского района /Летников, Вилор, 1981/. Кварцевые жилы Кедрово-Тонгодинской рудной зоны в большинстве

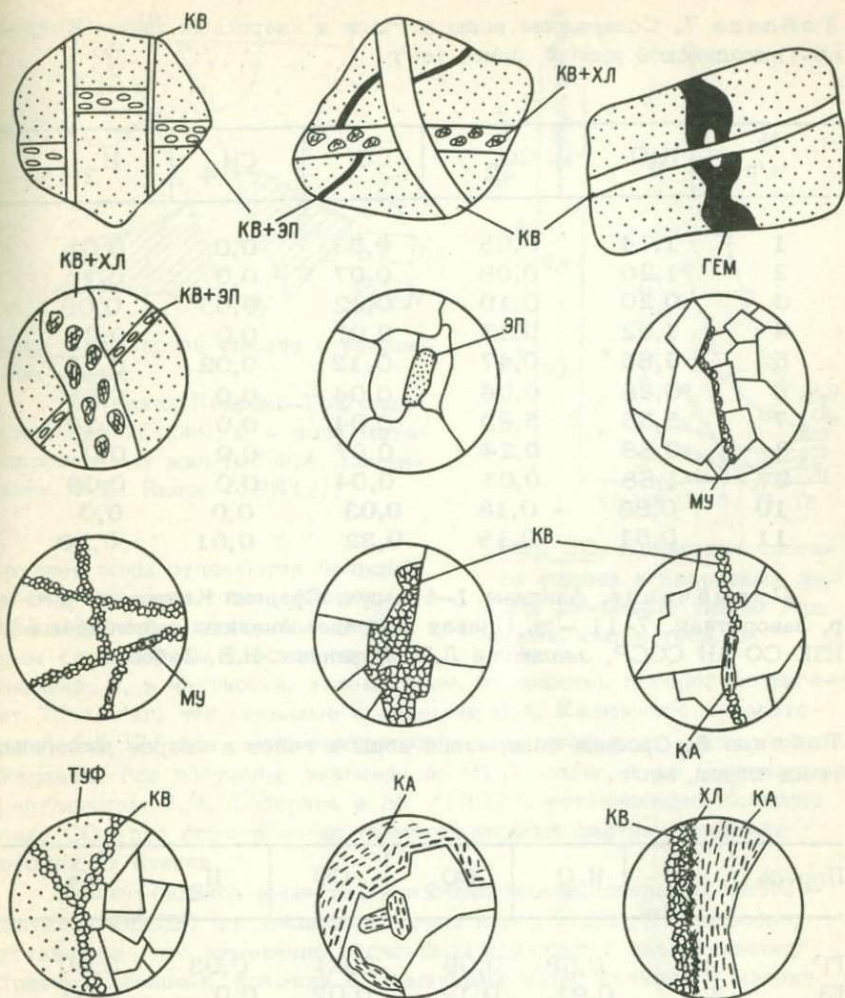


Рис. 27. Взаимоотношения кварцевых прожилков и строение жил Кедрово-Тонгодинской рудной зоны.

своем содержат флюид I типа, однако некоторые анализы занимают промежуточное положение. Сравнивая абсолютные величины содержания компонентов флюида в кварце (рис. 29), можно заметить уменьшение количества воды, углекислоты и менее явно водорода и CO в ряду гидротермальная жила - пегматит - грейзен - гранит. Коэффициент восстановленности флюида из кварца гранитоидов мало отличается от гидротермальных жил, в то время как в пегматитах и грейзенах фиксируются окислительные условия. На фоне приведенных данных кварцевые жилы Кедрово-Тонгодинской

Таблица 7. Содержание воды и газов в кварцевых жилах Кедрово-Тонгодинской рудной зоны, мл/г

№ п/п	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂
1	1,74	0,05	0,03	0,0	0,0
2	1,20	0,08	0,07	0,0	0,15
3	0,20	0,19	0,22	0,03	0,09
4	1,92	0,23	0,07	0,0	0,09
5	5,85	0,47	0,12	0,02	0,15
6	0,88	0,06	0,04	0,0	0,50
7	5,55	5,80	0,04	0,0	0,20
8	0,88	0,24	0,07	0,0	0,0
9	1,88	0,03	0,04	0,0	0,09
10	0,88	0,18	0,03	0,0	0,0
11	0,51	0,19	0,32	0,01	0,20

Примечание. Анализы 1-4 - руч. Средний Кедровый, 5-6 - р. Заворотная, 7-11 - р. Правая Тонгода. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР, аналитики Л.В. Баранова, Н.В. Забоева.

Таблица 8. Средние содержания воды и газов в кварце различных типов пород, мл/г

Порода	n	H ₂ O	CO ₂	CO	H ₂	Кв
ГР	27	0,58	0,09	0,03	0,03	0,10
ГЗ	3	0,91	0,12	0,02	0,0	0,03
П	7	1,64	0,19	0,02	0,04	0,06
ГЖ	17	3,18	0,39	0,06	0,17	0,10
МЖ	19	0,04	0,34	0,17	0,01	0,70
КТ	11	1,95	0,68	0,10	0,13	0,25

Примечание. Характеристика 1-5-й групп из /Летников, Вилор, 1981; Летников и др., 1981/; ГР - гранит, ГЗ - грейзен, П - пегматит, ГЖ - гидротермальные жилы, МЖ - метаморфогенные жилы, КТ - жилы Кедрово-Тонгодинской рудной зоны; n - число анализов, Кв - коэффициент восстановленности.

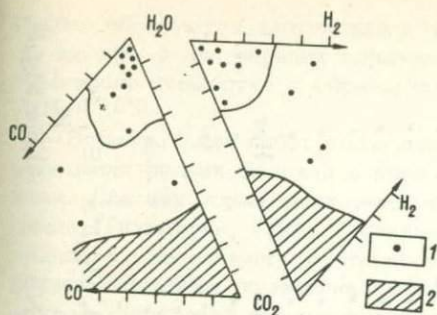


Рис. 28. Состав флюида в кварцевых жилах.

1 - жилы Кедрово-Тонгодинской рудной зоны, 2 - поле метаморфогенных жил (по Ф.А. Летникову, Н.В. Вилор /1981/).

рудной зоны отличаются большей общей насыщенностью флюидом, обеспеченной, однако, значительным содержанием газовой составляющей, и, в частности, углекислоты, количество которой достигает 70 мл/кг, что сравнимо с данными В.А. Калужного с соавторами /1982/ для полиметаллических и золоторудных месторождений Украины, где получены значения до 91,3 мл/кг, и не противоречит результатам Л.М. Бабурина и др. /1982/, установивших большую роль CO_2 при формировании гидротермальных систем, особенно рудных их этапов.

Анализ баланса вещества при образовании локальных метасоматитов ЮВПВП по различным типам пород (табл. 9) позволяет установить, что изменение песчаников приводит к значительному привносу щелочей, кремния и, в меньшей мере, кальция и магния. Наиболее часто эти породы изменяются с образованием минеральных ассоциаций с калиевым полевым шпатом (причем кроме К может привноситься и Na), а также эпидот-хлоритовой и хлорит-серицитовой ассоциации, когда фиксируется увеличение содержания щелочей, алюминия и кремния.

Что касается туфов, то эти породы наиболее подвержены эпидотовому, эпидот-хлоритовому и хлорит-серицитовому изменению, сопровождающемуся накоплением Fe, Mg, Ca и Si. Щелочной метасоматоз проявлен здесь слабо, а из щелочей привносится главным образом Na с образованием хлорит-альбитовой минеральной ассоциации.

В порфирах всех стратиграфических горизонтов хибеленской свиты основными новообразованными парагенезисами являются эпидот-хлоритовый и кальцит-хлоритовый с привносом Ca и Fe.

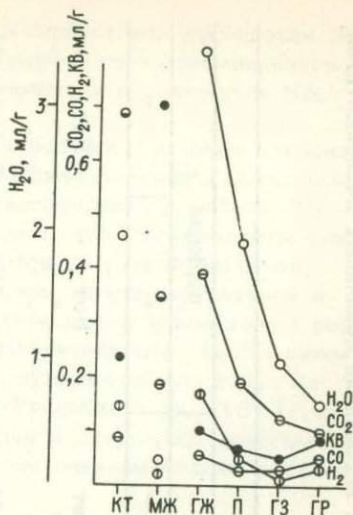


Рис. 29. Сравнение состава флюида в кварцевых жилах различных типов. Усл. обозн. см. в табл. 8

Таблица 9. Баланс вещества при образовании некоторых минеральных ассоциаций локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса

Ассоциации локальных метасоматитов	Вмещающие породы					
	песчаники		туфы		порфиры	
	+	-	+	-	+	-
КВ + КПШ	Si, K	Ca, Fe, Mg	Her	Her	Her	Her
КПШ + СЕР	K, Na	-	"	"	"	"
КВ + ЭП	Si, Ca	Al, Fe, K, Mg	Si, Ca	"	"	"
ЭП + ХЛ	Ca, Al, Na	Si, K	Fe, Na, Ca, Mg	Si, K	Ca, Fe	Si, K, Na, Al
ЭП	Si, Ca	Al, K, Na	Her	Her	Her	Her
	Ca, Al	Si	"	"	"	"
	-	-	Al, Fe, Mg	Si	"	"
	-	-	-	Na, Si	"	"
ХЛ	Al, Fe, Mg	Si	Fe, Mg	Na, Si	"	"
	-	-	Fe	Si, K	"	"
	-	-	Mg	Si, Ma	"	"
КВ + ХЛ	Her	Her	Si, Mg	Al, K	Her	Her
КВ+ХЛ+СЕР	"	"	Na, Mg, Si	Al, K	"	"
	Na, Al	Si	Her	Her	"	"
ХЛ + СЕР	Na, Si	-	"	"	"	"
	Al, Na, K	Si	"	"	"	"
КВ + СЕР	Si, Na	Al, K, Fe	Si	Al, K	"	"
ХЛ + АБ	Her	Her	Na, Al, Fe, Mg	Si, K	Na, Al, Mg, Fe	Si, K
АБ	"	"	Her	Her	Na	K
КВ + АБ	"	"	"	"	Si, Na	Al, Fe, Mg, K

Редко образуются хлоритовая и хлорит-серицитовая ассоциации. В то же время для верхних горизонтов отмечается хлорит-альбитовое изменение совместно с образованием гематита с привнесом Na, Mg и Fe.

В целом ряде работ подчеркивается большое значение изучения поведения редких щелочей в процессе гидротермального метасоматоза. Для некоторых месторождений Комсомольского района /Русинов, Тихомиров, 1982/ устанавливается, что метасоматиты одинакового минерального состава отличаются по рудной нагрузке, причем синрудные изменения с образованием кварц-серицитовой и эпидот-хлоритовой минерализации сопровождаются накоплением редких щелочей и уменьшением, хотя и незначительным K/Rb отношения. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на ряде золотосеребряных месторождений /Гундобин и др., 1977/ отмечается постоянство K/Rb отношения в синрудных метасоматитах различного минерального состава, вне зависимости от состава вмещающих пород.

Образование кварц-кашлищатовых и калишпат-серицитовых локальных метасоматитов ЮВПВП (рис. 30, табл. 10) сопровождается накоплением Rb, поведение которого полностью определяется поведением K. Для калишпат-серицитовой ассоциации процесс менее интенсивен, отмечается большое количество Li, геохимически связанного с Mg, и Cs. В эпидот-хлоритовых и хлорит-серицитовых метасоматитах количество редких щелочей заметно меньше такового во вмещающих породах, а сохранение близких значений K/Rb отношения обусловлено большей скоростью выноса Rb. В процессе карбонатизации продолжается общая потеря породами редких щелочей на фоне некоторого увеличения количества Cs (не превышающего, однако, содержания во вмещающих породах), K/Rb отношение здесь имеет минимальное значение (154). Хлорит-альбитовые и хлоритовые метасоматиты, сопровождающие отложение гематита, характеризуются накоплением Mg и, как следствие, Li. Интересно отметить, что увеличение содержания K в хлоритизированных породах не влечет за собой накопления Rb, что вызывает рост K/Rb отношения, достигающего 267. В целом для локальных метасоматитов обращает на себя внимание постоянство K/Rb отношения (за исключением процесса карбонатизации) при широких колебаниях содержания этих элементов.

Возвращаясь к вопросу о вертикальной зональности метасоматитов, которая наметилась последовательностью образования площадных пропилитов, определим место проявлений в ней локального метасоматоза. Для нижних горизонтов разреза хибеленской свиты, с которыми связаны пропициты I и II типа, основными процессами являются щелочной метасоматоз, приводящий к образованию калишпат-серицитовых и кварц-кашлишпат-серицитовых ассоциаций, а при повышении активности Na в растворе - кварц-альбитовых, и пропицитизация с образованием минеральных парагенезисов актинолит-эпидот-хлоритовой и эпидот-хлоритовой фаций. Верхние близпо-

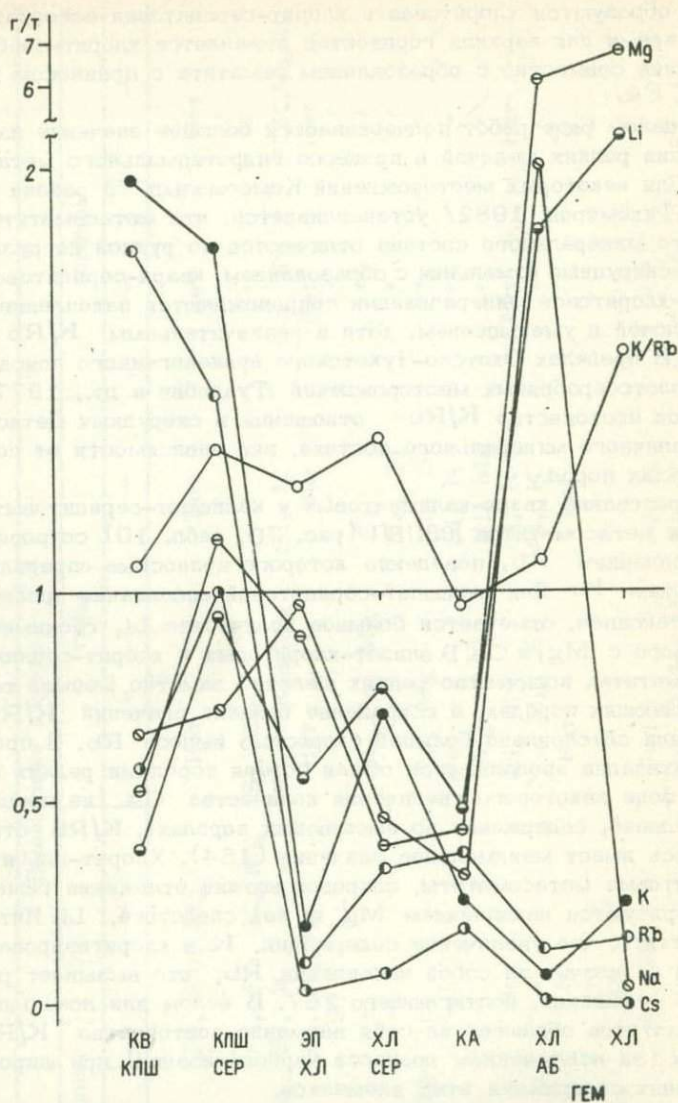


Рис. 30. Поведение редких щелочей при образовании локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса (отношение содержания элемента в метасоматите к содержанию во вмещающей породе).

верхностные горизонты разреза, включающие в себя площадные метасоматиты III типа, характеризуются широко проявленной карбонатизацией на фоне продолжающегося пропилитового изменения с типичными парагенезисами хлорита и кальцита. Кислотное выщела-

Таблица 10. Содержание редких щелочей в локальных метасоматитах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса

Метасоматиты	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Cs	K/Rb
КВ+КПШ по песчаникам	0,36	2,40	4,71	9,7	220	1,2	214
КПШ+СЕР по песчаникам	0,75	2,76	4,22	23	160	1,9	264
ЭП+ХЛ по туфам	2,14	1,24	0,68	49	31	1,2	219
ХЛ+СЕР по ту- фам	1,04	0,62	3,14	50	130	2,3	242
КА по туфам	0,80	0,34	1,40	22	91	3,0	154
ХЛ+АБ+ГЕМ по порфирам	3,50	6,99	0,65	43	17	Не обн.	382
ХЛ+ГЕМ по туфам	19,01	0,15	1,20	185	45	1,0	267
Песчаники	0,67	3,82	2,39	25	125	2,0	191
Туфы	2,48	1,38	4,58	73	280	16	165
Порфиры	0,52	3,37	5,38	24	165	Не опр.	326

Примечание. Петрогенные окислы в мас. %, редкие щелочи в г/т. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР.

чивание выше уровня вскипания гидротермального флюида приводит к появлению кварцево-жильных полей.

Необходимо подчеркнуть, что положение продуктов трех ведущих процессов изменения вулканогенных толщ — пропилитизации, щелочного метасоматоза и окварцевания в разрезе хибеленской свиты (повторяющееся чередование локальных метасоматитов пропилитового ряда с щелочными метасоматитами, большое число кварцевых прожилков на различных стратиграфических горизонтах) — позволяет говорить о воздействии единого гидротермального флюида. Разнообразие одновременно формирующихся метасоматических фаций может определяться /Набоко, 1969/ дифференциацией этого флюида при взаимодействии с вмещающими породами и изменении внешних физико-химических условий. Сказанное подчеркивает сопряженность процессов пропилитизации, щелочного метасоматоза и окварцевания при ведущей роли пропилитизации.

Дополнительную характеристику проявлений локального метасоматоза в породах ЮВПВП дает изучение минералов, состав которых определяется рядом внешних факторов — вмещающими породами, свойствами гидротермального раствора, физико-химическими условиями образования (табл. 11). Минералы изучены на микроанализаторе MAP-2, эталонами служили природные соединения, проанализи-

Таблица 11. Вариации химического состава минералов локальных метасоматитов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
1	26,91	He обн.	19,28	21,28	0,41	18,50	He обн.	He обн.	0,06	86,44
2	25,86	"	19,32	22,10	0,390	18,40	"	"	0,08	86,15
3	26,52	"	20,10	21,92	0,41	17,69	0,08	"	0,09	86,81
4	25,01	0,06	22,54	22,95	0,70	16,31	He обн.	"	He обн.	87,56
5	26,28	He обн.	23,12	23,22	0,52	14,45	"	"	"	87,59
6	26,36	0,05	21,78	24,08	0,85	13,06	0,08	"	"	86,26
7	25,15	0,06	21,74	27,64	0,58	12,07	0,08	"	"	87,28
8	27,20	0,13	21,84	24,95	0,62	9,64	0,21	0,42	"	85,01
9	24,39	He обн.	23,26	29,37	0,57	10,06	He обн.	He обн.	"	87,65
10	24,71	"	18,63	32,95	1,01	10,56	0,11	"	"	87,97
11	26,98	0,05	22,29	29,09	0,36	8,15	0,13	0,22	"	87,27
12	23,12	He обн.	18,98	34,66	0,68	8,70	He обн.	He обн.	"	86,14
13	26,22	"	18,86	35,89	0,98	8,2	"	0,15	0,08	90,37
14	25,97	"	18,93	35,74	1,11	7,40	"	0,17	0,07	89,29
15	25,43	"	18,71	35,98	0,39	6,89	0,22	He обн.	He обн.	87,62
16	26,47	"	18,23	36,18	0,42	6,55	0,11	"	"	87,96
17	23,28	"	21,16	37,19	0,73	3,72	0,17	"	"	86,25
18	23,23	"	21,00	38,20	0,79	3,35	0,17	"	"	86,74
19	24,53	"	20,26	40,29	0,73	3,03	He обн.	"	"	88,84
20	21,65	"	20,39	40,77	0,79	2,58	"	"	"	86,18
21	36,87	"	27,15	8,81	0,26	He обн.	24,26	0,14	"	97,49
22	37,23	0,08	25,99	8,87	0,31	0,02	24,44	He обн.	0,14	97,08
23	38,11	0,07	25,08	10,66	0,22	He обн.	24,29	"	He обн.	98,43
24	37,80	He обн.	25,27	10,18	0,20	"	23,92	"	"	97,37
25	36,86	0,04	26,45	10,36	0,32	"	24,54	0,13	"	97,70
26	36,88	0,05	25,43	11,46	0,16	0,04	24,50	He обн.	"	98,52

27	37,62	0,24	23,97	11,89	0,33	0,07	23,16	0,18	Не обн.	97,46
28	37,54	0,06	24,18	12,65	0,39	0,05	22,48	Не обн.	0,07	97,42
29	34,34	0,07	23,30	13,09	0,38	0,15	23,92	"	Не обн.	95,25
30	36,93	0,07	23,62	13,42	0,14	Не обн.	24,04	"	0,06	98,28
31	37,97	0,06	22,58	13,59	0,33	"	23,36	"	Не обн.	97,89
32	37,68	0,07	21,97	13,22	0,83	0,05	22,60	"	0,08	96,50
33	37,75	Не обн.	22,23	13,87	0,15	Не обн.	24,46	"	Не обн.	98,46
34	36,96	0,09	22,21	14,42	0,26	"	23,55	"	"	97,49
35	37,62	0,05	21,66	14,22	0,15	"	24,39	"	0,07	98,16
36	37,37	Не обн.	21,34	14,97	0,12	0,02	24,13	"	0,06	98,01
37	36,66	"	21,44	15,06	0,31	Не обн.	23,79	"	0,22	97,48
38	36,83	0,07	21,73	16,37	0,24	"	23,65	"	Не обн.	98,89
39	39,58	0,08	19,53	16,66	0,81	0,14	21,77	"	0,36	98,93
40	66,93	Не обн.	19,37	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	11,36	Не обн.	97,76
41	69,41	"	18,62	0,16	"	"	0,51	10,46	0,34	99,50
42	61,05	"	20,62	0,35	"	"	2,42	9,48	3,44	97,37
43	63,49	"	20,43	0,24	"	0,08	1,43	7,64	3,56	96,87
44	66,05	"	19,31	Не обн.	"	Не обн.	1,29	7,42	4,47	98,45
45	62,51	"	18,48	"	"	"	1,19	5,11	11,97	99,29
46	61,64	"	18,01	"	"	"	0,04	0,63	16,83	97,15
47	62,09	"	18,93	0,08	"	"	0,06	0,42	16,06	97,64
48	60,88	"	18,24	0,39	"	"	Не обн.	0,37	16,98	96,86
49	65,00	"	17,27	Не обн.	"	"	"	0,26	16,77	99,30
50	43,69	0,29	37,53	2,36	"	0,64	"	0,16	10,35	95,02
51	43,03	0,37	35,97	3,01	"	0,56	"	0,32	10,43	93,69
52	41,26	0,26	37,85	2,41	"	0,80	"	0,34	10,68	93,60
53	41,56	0,09	38,95	2,28	"	0,51	"	0,28	10,46	94,13
54	44,15	0,42	35,52	2,86	"	0,68	"	0,30	10,34	97,27
55	42,59	0,31	38,34	2,26	"	0,54	"	0,41	10,44	94,89
56	41,84	0,14	38,02	2,40	"	0,52	"	0,32	10,55	93,79
57	42,51	0,28	37,77	2,85	"	0,51	"	0,37	10,09	94,38
58	41,67	0,24	37,51	2,35	"	0,80	"	0,41	10,73	93,71

Примечание. Анализы 1-20 - хлориты, 21-39 - эпидоты, 40-49 - полевые шпаты, 50-58 - слюды. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР Г.В. Богдановым, Т.А. Медведевой.

зированные в Институте вулканологии ДВНО АН СССР. Расчет формульных коэффициентов производился на ЭВМ БЭСМ-6 по программе, составленной Г.В. Богдановым с использованием стандартных методик и учетом особенностей прибора.

Один из наиболее широко распространенных минералов локальных метасоматитов - эпидот - относится к собственно эпидоту, причем к железистым его разновидностям (поле составов изученных эпидотов на диаграмме Al-Ca-Fe (рис. 31) относительно средних составов /Кепежинскас, Хлестов, 1971/ сдвинуто в железистую область). Использование гистограмм (рис. 32) показало отклонение максимумов железистости и содержания Al от средних значений, в то время как максимумы содержания Si и Ca совпадают.

Для выяснения влияния состава вмещающих пород на образование эпидота удобно использовать метод, предложенный Д.С. Коржинским /1948/, который основан на допущении, что источником Ca и Fe служат вмещающие породы, а железистость эпидота (из формулы состава) равна $f=200 Fe/3Ca$, где Fe и Ca - атомные количества элементов в породе. Применение такого способа оценки баланса элементов (табл. 12) приводит к выводу об избытке Fe во вмещающих породах и дефиците Ca, который можно определить по формуле $Ca = 200 Fe/3f$, принимая железистость (f) эпидота в среднем за 30%, что соответствует аналитическим данным. Таким образом, для образования эпидота необходим значительный привнос Ca особенно в туфогенные породы. Отсюда становится понятной причина широкого развития процессов эпидотизации в порфирах различных стратиграфических уровней хибеленской свиты.

По химическому составу изученные минералы группы хлорита соответствуют ряду прохлорит - рипидолит с отклонениями в сторону тюрингита. На классификационной диаграмме /Кепежинскас, 1965/ изученные хлориты занимают промежуточное положение между типоморфными разновидностями, отличаясь повышенной железистостью (рис. 33). Этот факт отмечается и на гистограмме (рис. 34), где максимум железистости размыт и сдвинут относительно стандартного в сторону больших значений, в то время как по содержанию Si максимумы совпадают.

Сравнение железистости эпидотов и хлоритов в вертикальной колонке гидротермально измененных пород на близповерхностных уровнях до глубины 2 км от палеоповерхности показывает, что этот параметр меняется очень незначительно, сохраняя высокие значения (рис. 35).

Проанализированные светлые слюды из прожилков в ассоциации с кварцем, хлоритом и калишпатом относятся к мусковиту с низким содержанием Fe и Na (рис. 36). Что касается использования данных о химическом составе светлых слюд для реставрации физико-химических условий их образования /Кориковский, 1973/, то это возможно для процессов изохимического метаморфизма в том случае, когда разложение слюд описывается обменными реакциями

Рис. 31. Состав эпидотов из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса (залитое поле).

1-3 - цоизиты по /Дир и др., 1965/; 4 - эпидот из гидротермальных прожилков; 5 - эпидот из гидротермальных жил; 6 - средний состав изученных эпидотов. Анализы 4, 5 даны по /Кеpezинкас, Хлестов, 1971/.

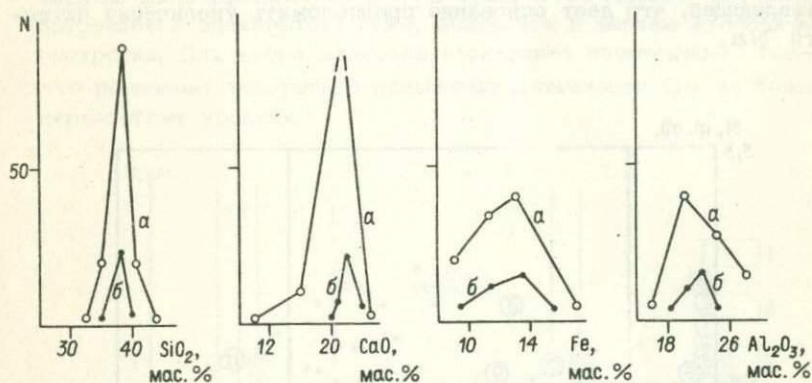
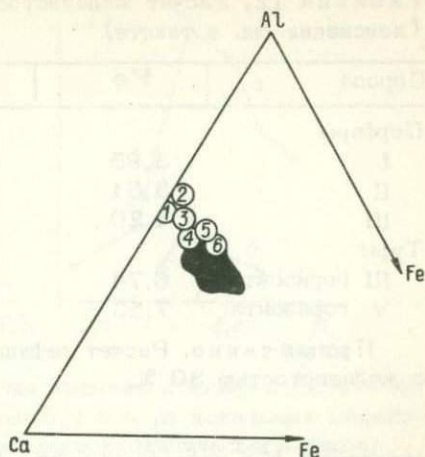


Рис. 32. Гистограмма содержаний основных окислов и железистости эпидотов (а - по /Кеpezинкас, Хлестов, 1971/; б - из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса).

между минералами и основными факторами равновесия являются температура и давление. При метасоматозе режим кислотности - щелочности гидротермального раствора становится дополнительным фактором равновесия, нередко играя определяющую роль в формировании тех или иных минеральных парагенезисов. В такой обстановке мы не можем с полной уверенностью использовать данные о повышении фенгитовости и парагонитовости слюд с увеличением температуры /Кориковский, 1973/ и возрастании содержания селедонитовой молекулы с ростом давления /Evirgen, Ashworth, 1984/. Тем не менее, определенно устанавливается повышенная

Таблица 12. Расчет железистости эпидота и баланса кальция (пояснения см. в тексте)

Порода	Fe	Ca	$f_{\text{эп}}, \%$	ΔCa
Порфиры				
I	3,95	1,55	124	120
II	3,61	1,03	185	111
III	4,20	1,27	165	127
Туфы				
III горизонта	6,74	1,49	227	204
V горизонта	7,53	1,53	247	222

Примечание. Расчет дефицита кальция проведен для эпидота с железистостью 30 %.

активность К в гидротермальном флюиде на нижних уровнях вулканической постройки, где развит калишпат-мусковитовый парагенезис. Выше по разрезу хибеленской свиты в цементе туфогенных отложений появляется серицит, несколько обогащенный парагонитовой составляющей, что дает основание предположить увеличение активности Na.

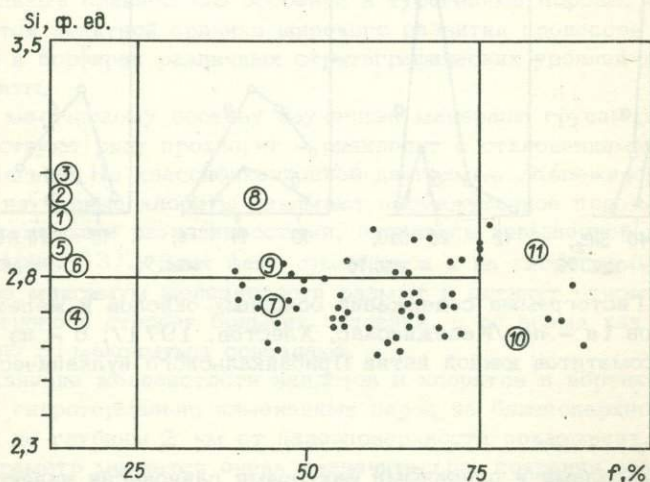


Рис. 33. Классификационная диаграмма хлоритов /Кеpezинкас, 1965/. Залитые кружки — изученные хлориты.

Цифры в кружках — хлориты из: 1 — серпентинов; 2 — ультрабазитов; 3 — кор выветривания; 4 — десилицированных пород; 5 — контактово-метасоматических пород; 6 — полиметаллических месторождений; 7 — кварцевых жил; 8 — основных изверженных пород; 9 — медных месторождений; 10 — песчаников; 11 — из сульфидно-касситеритовых месторождений. Анализы даны по /Кеpezинкас, 1965/.

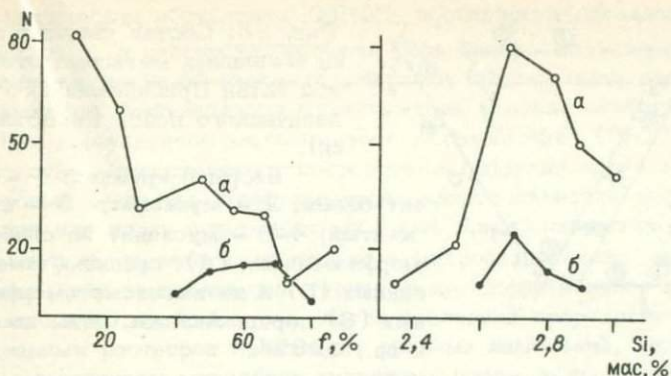


Рис. 34. Гистограмма содержания кремния и железистости в хлоритах (а - по /Кеpezинскas, 1965/; б - из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса).

Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом с ограниченным изоморфизмом К и Na (рис. 37). Альбит, который встречается значительно реже, приурочен к верхам вулканической постройки. Для этого минерала характерен изоморфизм Na-Ca что позволяет говорить о повышении активности Ca на близповерхностных уровнях.

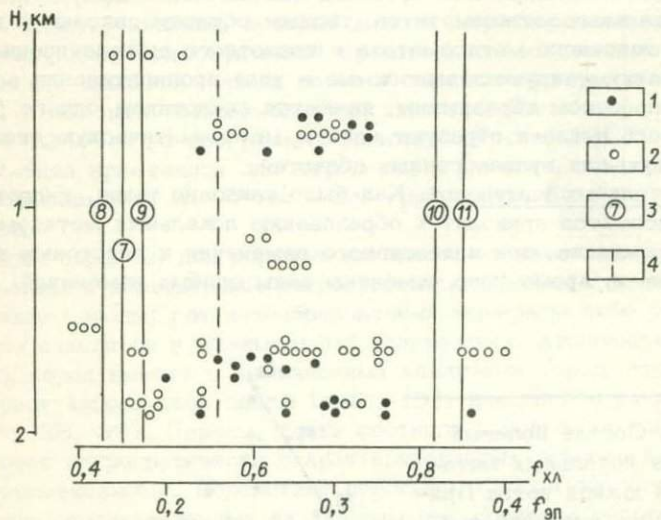


Рис. 35. Изменение железистости хлоритов и эпидотов в вертикальной колонке гидротермально измененных пород.

1 - эпидот; 2 - хлорит; 3 - номера анализов на рис. 33; 4 - средняя железистость эпидота по /Кеpezинскas, Хлестов, 1971/.

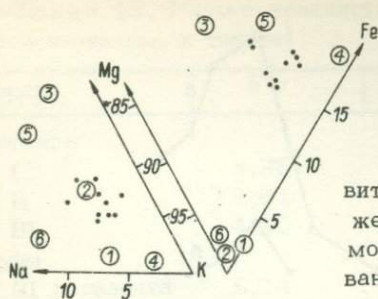


Рис. 36. Состав светлых слюд из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса (залитые кружки).

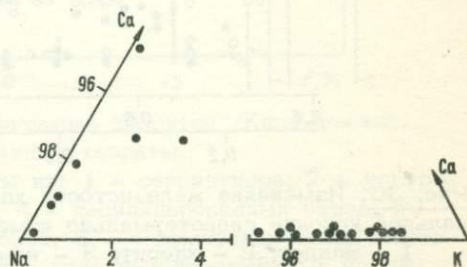
Цифры в кружках: 1 – мусковит белый; 2 – мусковит; 3 – серицит желтый; 4–6 – мусковит из слабометаморфизованных (4), среднеметаморфизованных (5) и из высокометаморфизованных (6) пород. Анализы даны по /Дир и др., 1965/.

Таким образом, для ЮВПВ характерны повышенная железистость темноцветных минералов переменного состава, обусловленная главным образом составом вмещающих пород, и слабая степень изоморфизма в слюдах и минералах группы полевых шпатов. Такие свойства обычны для минералов, образованных в процессе инфильтрационного метасоматоза /Коржинский, 1982/ с ограниченной или исчезающей переменностью состава.

Заканчивая рассмотрение локальных метасоматитов, необходимо остановиться на вопросе сопряженности выделенных минеральных ассоциаций. Парагенезисы пропилитовой формации (эпидот-хлоритовые, хлорит-кальцитовые и другие), занимающие основное место в числе локальных метасоматитов, тесным образом связаны с проявлениями щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, в которых аккумулируются выносимые в ходе пропилитизации элементы. Эти процессы неразрывны, являются следствием одного гидротермального цикла и образуют единую метасоматическую систему, характерную для вулканогенных областей.

Зоны слабых изменений. Как было показано выше, гидротермальный метасоматоз приводит к образованию локальных метасоматитов в виде прожилков, зон интенсивного изменения и пластовых тел пропилитов и, кроме того, отмечены зоны слабых изменений.

Рис. 37. Состав полевых шпатов из локальных метасоматитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.



Геологическая обстановка ЮВПП, особенности локальных метасоматитов и, в частности, большая роль физико-механических свойств пород при их образовании позволяют предположить определяющее значение диффузионного метасоматоза в зонах слабого изменения. При диффузионном метасоматозе /Коржинский, 1982/ перенос вещества осуществляется посредством диффузии через застойные поровые растворы. Диффузия через кристаллические решетки минералов или вдоль поверхностных слоев кристаллических зерен тоже может иметь место, но только в микроскопических масштабах. Таким образом, очевидна тесная связь диффузионного и инфльтрационного метасоматоза, когда последний посредством гидротермальных растворов производит сильные изменения, часто с полным замещением минералов первичных пород, в то время как перпендикулярно потоку растворов действует диффузионный механизм, захватывая как отдельные зерна исходных пород, так и участки более плотного сложения, не затронутые в ходе инфльтрационного метасоматоза.

Ввиду исключительно тонкозернистого сложения вулканогенных пород ЮВПП, петрографические исследования зон слабого изменения практически невозможны, и основным методом их диагностики и изучения становится анализ химического состава с использованием различных петрохимических методик. Первоочередной задачей, как и при рассмотрении любого типа метасоматоза, является определение исходных, наименее измененных пород. В обстановке сложности петрографических данных для этой цели применен метод факторного кластер-анализа, который можно охарактеризовать как метод группировки (классификации) произвольного множества объектов (химических анализов горных пород и самих этих пород в данном случае) с помощью выбранной меры сходства. Расчет проводился на ЭВМ БЭСМ-6 по программе "Кластер" /Гусев, 1977/. Кластер R-типа применялся для выделения элементов, поведение которых взаимосвязано, а Q-тип - для группировки близких по составу пород.

Таким образом, для определения наименее измененных пород по имеющимся достоверным петрографическим наблюдениям выбирались такие породы, где новообразованные минералы либо отсутствуют, либо находятся в минимальных количествах. Химические анализы этих пород вместе с химическими анализами пород, отобранных по разрезу хибеленской свиты (табл. 13), наносились на диаграмму (рис. 38, 39). Породы, точки составов которых находились в поле точек петрографически охарактеризованных разностей, считались неизменными. Вследствие небольшого числа петрогенных элементов, представленных на диаграммах, проверка гипотезы о сходстве проводилась с помощью кластер-анализа Q-типа, и порода считалась неизменной только в случае незначительного отклонения, по данным кластера, от общей выборки. В результате применения описанной методики удалось выделить наименее измененные породы (см. рис. 8) и определить для них пределы содержания петрогенных элементов (табл. 14).

Таблица 13. Химические анализы гидротермально измененных пород южной

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	72,34	0,43	12,50	2,11	2,26	0,06	0,14	1,30	0,04	0,05
2	72,34	0,53	12,45	2,28	2,54	0,05	0,38	1,38	0,07	0,16
3	71,64	0,59	12,94	1,28	2,67	0,06	0,59	1,55	0,14	He
4	73,41	0,42	12,35	1,36	2,26	0,04	0,32	1,03	0,05	опр.
5	70,47	0,51	13,25	0,97	3,23	0,06	0,52	1,27	0,07	"
6	64,45	0,59	16,90	2,25	3,48	0,06	1,96	1,36	0,13	0,17
7	60,57	0,71	18,00	2,45	4,80	0,08	2,01	1,11	0,17	0,66
8	58,60	0,68	19,46	1,57	5,54	0,08	2,19	1,12	1,14	He опр.
9	60,52	0,73	18,30	1,51	5,79	0,08	1,91	1,37	0,19	"
10	62,20	0,69	16,94	2,20	4,87	0,09	1,96	1,23	0,17	0,22
11	59,54	0,81	18,00	3,84	4,16	0,11	2,21	1,43	0,20	0,22
12	58,57	0,90	18,00	3,95	4,42	0,09	2,45	1,49	0,26	He опр.
13	62,12	0,48	18,35	2,82	3,61	0,09	2,75	1,44	0,16	0,66
14	62,14	0,76	16,70	2,16	5,37	0,10	2,30	1,15	0,19	He опр.
15	60,30	0,60	17,23	4,85	3,89	0,08	2,58	1,17	0,19	0,66
16	61,78	0,67	17,62	3,71	3,43	0,08	2,74	1,18	0,17	0,33
17	58,09	0,78	18,59	4,25	4,48	0,06	2,54	1,48	0,19	He опр.
18	60,05	0,79	19,41	1,75	4,90	0,07	2,07	0,99	0,19	"
19	61,94	0,73	16,96	4,07	4,33	0,08	2,20	1,65	0,17	"
20	56,89	0,79	20,69	1,25	4,94	0,06	3,01	1,32	0,17	0,11
21	73,61	0,39	12,30	0,63	2,31	0,03	0,75	1,11	0,12	He опр.
22	72,62	0,33	13,26	0,78	3,26	0,05	1,38	1,21	0,14	0,22
23	75,29	0,38	12,58	0,78	1,40	0,02	0,78	1,32	0,13	He опр.
24	74,50	0,46	12,35	1,12	1,68	0,02	0,75	1,50	0,14	"
25	71,92	0,37	13,83	0,63	1,95	0,03	0,90	1,31	0,16	0,11
26	66,10	0,99	13,05	2,52	5,59	0,09	1,18	3,83	0,28	1,10
27	75,95	0,39	10,80	0,58	2,95	0,07	0,97	0,66	0,10	0,55
28	78,22	0,40	10,75	0,63	1,53	0,03	0,79	1,29	0,12	0,11
29	75,76	0,46	12,20	0,91	1,73	0,03	0,63	1,56	0,16	He опр.
30	76,77	0,52	11,05	0,15	2,22	0,03	0,55	1,2	0,16	"
31	75,52	0,43	11,67	0,60	2,83	0,05	0,63	0,71	0,14	"
32	72,52	0,44	12,80	1,54	2,17	0,05	0,90	1,80	0,13	"
33	75,59	0,48	10,50	1,62	2,62	0,06	1,30	1,30	0,13	"
34	72,62	0,33	12,70	1,06	3,21	0,05	1,18	1,30	0,14	0,22
35	69,08	0,60	14,75	0,97	3,31	0,05	1,30	1,50	0,18	0,05
36	73,52	0,38	12,54	1,09	2,46	0,06	0,82	0,87	0,12	He опр.
37	34,01	0,72	21,02	6,58	7,35	0,07	19,01	0,30	0,09	"
38	62,15	0,35	6,22	0,41	1,97	0,07	8,04	17,39	0,10	0,28
39	57,38	0,23	2,64	0,20	1,41	0,29	12,92	21,73	0,13	He опр.
40	61,47	0,17	6,26	0,66	3,27	0,21	6,44	18,20	0,08	0,66
41	58,68	0,35	8,89	0,69	2,53	0,05	13,76	9,05	0,14	0,77
42	68,37	0,49	11,66	3,45	2,64	0,24	0,77	5,51	0,11	0,44
43	80,00	0,14	3,72	0,42	2,07	0,11	1,97	5,87	0,13	4,18
44	63,85	0,60	13,33	2,46	4,06	0,15	0,82	2,77	0,27	0,66

ветви Прибайкальского вулканического пояса, мас. %

F	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Σ	K/Rb
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,03	0,05	0,39	3,11	4,94	0,056	1,6	0,031	99,75	309
0,03	0,14	0,16	3,44	4,25	0,071	0,99	He опр.	100,2	429
He	He	He опр.	3,38	4,66	He опр.	He опр.	"	He опр.	-
опр.	опр.	"	3,60	4,5	"	"	"	"	-
"	"	"	3,37	5,38	"	"	"	"	-
0,15	0,25	2,78	1,33	4,27	0,64	3,0	0,18	100,16	142
0,17	0,27	2,72	1,47	4,82	1,01	3,54	0,32	100,08	136
0,13	0,10	3,63	1,86	4,61	0,76	2,54	0,2	99,71	182
0,15	0,10	3,30	1,41	4,67	0,99	3,04	0,26	100,14	154
0,07	0,12	3,15	1,73	3,92	1,09	2,78	0,22	99,67	141
0,13	0,26	3,25	1,52	4,80	1,34	2,96	0,13	100,48	162
0,11	0,13	3,8	1,60	4,63	0,43	2,39	0,09	100,42	194
0,15	0,23	2,97	1,08	3,68	0,8	2,3	0,095	100,61	160
0,15	0,13	3,43	1,22	3,80	0,7	0,17	0,063	99,73	2235
0,08	0,11	2,52	1,23	4,35	0,75	2,7	0,16	99,91	161
0,14	0,17	2,93	1,09	4,57	0,73	0,19	He опр.	100,55	2403
0,16	0,4	3,08	1,38	5,00	0,78	0,2	0,017	100,42	2500
0,18	0,18	3,45	1,20	5,14	0,61	0,27	0,15	100,3	1904
0,14	He	2,98	1,71	3,40	0,66	2,0	0,079	100,3	170
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
0,16	0,31	3,27	1,94	5,60	1,1	0,21	0,13	100,45	2667
0,07	0,18	1,06	2,76	4,22	0,23	1,6	0,019	99,52	264
0,12	0,10	1,83	2,73	2,03	0,51	0,88	0,02	100,06	231
0,07	0,15	0,80	3,29	3,00	0,24	0,15	0,01	99,96	2000
0,06	0,12	0,77	3,35	3,23	0,26	1,4	0,035	100,05	231
0,15	0,08	0,9	3,90	3,22	0,36	1,4	0,042	99,46	230
0,04	0,08	1,35	2,86	2,25	0,16	0,79	0,017	99,96	285
0,04	0,06	0,67	2,95	2,75	0,093	0,39	0,002	99,49	239
0,07	0,11	0,58	3,29	1,87	0,24	0,12	0,008	99,76	1558
0,13	0,09	0,93	3,06	2,63	0,24	0,14	0,013	100,23	1879
0,07	0,07	0,5	3,04	3,42	0,15	1,2	0,012	99,75	285
0,08	0,03	0,79	3,08	3,42	0,13	1,00	He опр.	99,95	342
0,05	0,09	0,91	3,35	3,00	0,23	0,97	0,014	99,75	309
0,06	He	1,16	2,40	2,20	0,28	0,96	0,019	99,42	229
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
0,09	0,12	1,33	2,42	3,03	0,56	1,6	0,096	99,8	189
0,12	0,24	1,64	3,32	2,87	0,47	1,6	0,086	99,98	179
0,13	0,03	1,25	2,92	3,75	0,3	1,9	0,017	99,89	197
0,25	0,02	9,71	0,15	1,20	1,85	0,45	0,01	100,5	2667
1,8	0,04	0,10	0,97	0,47	0,7	0,2	He опр.	100,36	235
0,29	He	2,15	0,36	1,06	0,27	0,3	"	100,67	353
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
2,48	0,07	1,25	0,29	0,24	0,42	0,076	0,011	100,37	316
0,52	0,12	1,16	1,01	3,66	0,75	1,5	0,032	99,99	244
0,08	0,29	1,1	2,75	2,13	0,1	1,34	0,24	100,11	159
0,06	0,11	0,06	0,76	0,96	0,064	0,23	He опр.	100,56	417
0,15	0,09	2,02	3,25	4,90	0,065	0,2	0,098	99,58	223

Продолжение табл. 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
45	71,24	0,59	12,75	1,90	3,16	0,06	0,49	1,90	0,09	0,30
46	60,95	1,38	13,00	5,28	4,40	0,13	2,46	5,62	0,26	0,11
47	69,78	0,67	12,95	2,61	3,41	0,06	0,47	2,48	0,11	0,22
48	66,10	0,99	13,05	2,52	5,59	0,09	1,18	3,83	0,28	1,10
49	71,09	0,52	12,60	2,61	2,15	0,08	0,14	2,16	0,09	1,32
50	70,59	0,43	15,30	1,15	1,17	0,02	0,97	2,58	0,04	0,11
51	74,32	0,27	13,10	1,53	1,48	0,06	0,76	2,52	0,05	0,16
52	56,30	0,82	17,60	6,26	2,66	0,10	2,56	4,91	0,18	0,11
53	57,32	0,70	18,70	7,33	1,86	0,02	3,50	0,20	0,10	0,22
54	53,19	0,69	19,00	5,51	3,18	0,04	7,12	0,26	0,10	0,22
55	82,38	0,25	7,10	2,48	1,15	0,05	0,56	2,26	0,05	0,05
56	80,63	0,54	7,45	1,52	2,87	0,07	0,63	1,91	0,15	0,88
57	78,12	0,30	9,65	2,41	0,91	0,08	0,13	4,62	0,06	He onp.
58	75,87	0,24	11,80	0,67	2,08	0,02	0,31	0,84	0,03	0,10
59	75,70	0,27	11,25	1,97	2,45	0,02	0,31	0,72	0,05	0,66
60	89,13	0,06	4,75	0,12	1,73	0,01	0,26	0,40	0,03	He onp.
61	84,03	0,16	8,30	0,97	0,66	0,03	0,48	0,52	0,03	0,05
62	76,57	0,47	11,40	0,98	1,46	0,03	0,72	0,65	0,07	0,05
63	84,23	0,23	7,75	0,90	0,87	0,02	0,44	0,58	0,05	0,05
64	81,40	0,24	9,05	0,67	1,47	0,04	0,58	0,71	0,06	0,74
65	56,36	0,94	17,70	4,82	5,02	0,12	2,96	1,10	0,25	0,22
66	55,25	0,92	19,09	2,68	6,70	0,10	3,13	1,60	0,22	0,11
67	64,92	0,56	12,96	1,77	5,74	0,15	3,65	1,24	0,18	0,22
68	58,51	0,90	18,65	4,04	5,17	0,11	2,96	1,41	0,18	0,11
69	58,19	0,74	18,09	1,98	7,26	0,13	2,94	0,84	0,17	He onp.
70	50,70	0,85	20,81	4,99	5,74	0,25	3,41	1,57	0,19	"
71	63,33	0,69	16,65	1,58	4,92	0,08	2,10	2,25	0,18	0,11
72	63,49	0,64	16,46	3,20	2,95	0,09	1,87	2,94	0,18	0,30
73	45,88	0,14	5,40	1,07	1,34	0,09	0,80	27,5	0,86	0,66
74	62,63	0,19	5,19	0,41	3,27	0,21	4,5	20,1	0,06	1,54
75	63,89	0,70	15,25	2,57	2,71	0,10	2,25	4,41	0,20	1,76
76	63,34	0,61	15,25	2,15	3,95	0,13	2,82	2,35	0,18	1,10
77	61,64	0,51	17,65	3,68	3,45	0,04	2,18	2,06	0,18	0,22
78	62,44	0,68	18,69	1,11	2,51	0,03	2,09	1,89	0,16	He onp.
79	58,51	0,71	19,04	0,85	4,04	0,03	2,31	1,92	0,15	0,06
80	71,72	0,26	14,00	1,15	1,94	0,05	1,00	2,82	0,12	0,44
81	65,90	0,40	15,00	1,33	2,72	0,10	2,58	2,37	0,21	0,88
82	56,41	0,66	16,85	3,73	6,40	0,17	2,99	4,00	0,15	He onp.
83	66,95	0,24	5,46	0,72	1,87	0,21	4,60	18,02	0,06	0,28
84	68,37	0,30	5,61	0,66	1,77	0,07	5,95	14,22	0,07	He onp.
85	65,35	0,27	5,50	0,85	1,93	0,19	5,19	16,9	0,08	"
86	65,81	0,67	15,50	2,59	2,78	0,08	1,82	2,09	0,21	"
87	71,68	0,35	14,20	2,02	0,72	0,04	0,86	4,05	0,08	0,22
88	66,95	0,56	14,96	2,62	2,19	0,05	1,42	3,81	0,13	He onp.
89	74,74	0,31	12,56	1,44	1,47	0,05	0,55	3,44	0,09	0,33
90	69,94	0,43	13,68	1,75	1,55	0,02	1,12	3,31	0,11	0,72
91	68,66	0,46	13,75	2,52	1,78	0,09	1,23	4,99	0,10	0,06
92	71,72	0,15	13,45	1,46	2,31	0,05	0,82	4,47	0,05	0,66
93	73,59	0,14	13,33	1,00	1,49	0,05	0,52	3,55	0,06	0,44
94	64,70	0,14	6,00	0,66	3,17	0,34	4,38	15,75	0,05	2,04
95	67,47	0,51	14,63	2,20	2,10	0,06	1,69	2,77	0,16	0,50
96	73,40	0,12	13,63	0,92	1,50	0,10	1,19	4,84	0,05	0,44
97	74,78	0,15	12,62	0,97	3,20	0,05	0,27	4,79	0,04	0,33
98	76,98	0,13	10,97	0,83	2,19	0,05	0,31	2,12	0,05	0,99
99	50,70	0,85	20,81	4,99	5,74	0,25	3,41	1,57	0,19	He onp.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,03	0,12	He onp.	3,00	4,84	6,15	1,3	He onp.	100,47	372
0,08	0,31	1,46	2,67	2,32	0,28	1,8	0,091	100,43	129
0,03	0,16	0,34	3,14	4,16	0,18	1,00	0,023	100,59	416
0,04	0,06	0,4	2,86	2,25	0,13	0,86	0,026	100,34	262
0,10	0,22	0,47	5,59	0,98	0,03	0,37	0,07	100,24	265
0,13	0,07	1,14	4,00	2,35	0,26	1,0	0,014	100,05	235
0,03	0,08	1,54	5,35	0,33	0,11	0,13	He onp.	100,58	254
0,04	0,16	1,67	7,00	0,17	0,24	0,045	"	100,54	378
0,07	0,02	2;22	6,99	0,65	0,43	0,17	"	99,9	382
0,10	0,03	3,95	6,02	0,42	0,75	0,09	"	99,87	467
0,03	0,07	0,29	2,20	1,21	0,091	0,37	0,009	100,13	327
0,04	0,06	0,76	1,66	1,26	0,062	0,35	0,005	100,43	360
0,04	0,1	0,79	2,00	1,11	0,02	0,15	He onp.	100,32	740
0,05	0,12	0,76	3,44	3,58	0,23	1,62	0,02	99,83	221
0,03	0,12	He onp.	5,95	0,21	0,05	0,053	0,004	99,71	396
0,05	0,08	0,17	0,20	3,44	0,045	1,0	He onp.	100,43	344
0,03	0,13	0,56	1,69	2,90	0,15	0,73	"	100,54	397
0,03	0,1	0,58	3,28	4,00	0,11	0,75	"	100,39	533
0,05	0,07	0,37	2,14	2,46	0,07	0,43	"	100,21	572
0,07	0,07	He onp.	2,13	2,61	0,1	0,43	0,003	99,81	607
0,13	0,34	4,28	0,84	5,05	0,47	2,85	0,12	100,15	177
0,22	0,2	4,16	1,32	4,62	0,65	2,92	0,1	100,38	158
0,12	0,11	3,45	3,15	1,08	0,35	0,54	0,016	99,3	200
0,17	0,22	3,03	1,81	3,27	0,91	1,9	0,082	100,54	172
0,11	0,05	4,08	1,81	3,12	He onp.	He onp.	He onp.	99,46	-
0,07	0,13	4,74	1,63	4,48	"	"	"	99,53	-
0,20	0,24	2,84	1,57	3,28	1,12	2,5	0,19	100,16	131
0,08	0,07	2,61	1,37	3,85	0,41	2,54	0,08	100,13	152
5,00	0,1	8,34	0,34	0,40	0,22	0,91	0,03	100,11	154
2,17	0,04	0,48	0,13	0,14	0,26	0,009	He onp.	100,06	1556
0,16	0,05	1,97	1,94	2,80	0,41	1,5	0,049	100,69	187
0,10	0,08	3,23	1,14	3,56	0,62	1,9	0,048	99,95	187
0,25	0,06	1,91	4,20	2,36	0,81	1,7	0,15	100,29	139
0,14	0,16	1,89	4,42	3,86	0,37	0,18	0,074	100,01	2144
0,14	0,09	1,37	5,50	4,50	0,71	0,19	0,16	99,46	2368
0,25	0,07	1,22	3,58	2,06	0,23	0,91	1,0	100,68	226
0,09	0,09	3,04	2,31	2,83	0,61	1,5	0,044	99,85	189
0,16	He onp.	3,69	3,24	1,14	He onp.	He onp.	He onp.	99,52	-
1,38	0,02	0,33	0,09	0,07	0,2	0,03	"	100,31	233
0,98	0,1	0,34	1,18	0,53	0,36	0,23	"	100,15	230
1,45	0,02	1,41	0,36	0,30	0,33	0,05	"	99,67	600
0,13	0,21	2,78	1,75	3,93	0,39	2,31	0,08	100,37	170
0,10	0,09	1,74	1,03	2,97	0,14	1,73	0,05	100,17	172
0,11	0,27	2,48	1,26	3,02	0,25	1,73	0,06	99,84	175
0,05	0,04	1,37	1,10	2,55	0,11	1,2	0,05	100,04	213
0,09	0,31	1,6	1,21	3,82	0,32	2,66	0,06	99,71	144
0,57	0,2	1,68	1,51	2,44	0,63	1,69	0,06	100,07	144
0,09	0,19	0,66	1,18	3,10	0,22	1,7	0,077	100,36	182
0,06	0,29	1,25	1,35	3,20	0,34	1,7	0,047	100,32	188
2,70	0,08	0,49	0,08	0,04	0,27	0,012	He onp.	99,78	333
0,09	0,07	2,57	1,46	3,42	0,35	1,8	0,043	99,76	190
0,18	0,06	0,71	1,44	1,74	0,28	0,12	0,048	100,25	1450
0,08	0,08	0,4	0,97	1,94	0,08	0,99	0,003	100,64	196
0,08	0,08	He onp.	1,49	3,28	0,09	1,5	0,047	99,52	219
He onp.	0,07	1,05	1,63	4,48	0,13	1,7	0,005	99,49	264

Продолжение табл. 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
100	65,04	0,72	15,11	3,74	3,17	0,13	2,25	1,67	0,15	He опр.
101	69,28	0,42	12,96	1,98	4,38	0,09	3,05	0,40	0,14	0,66
102	69,99	0,53	14,46	1,36	3,72	0,06	1,76	0,83	0,13	0,28
103	86,81	0,16	4,60	0,60	2,73	0,08	0,97	0,49	0,06	He опр.
104	66,95	0,82	14,91	3,47	2,21	0,08	1,70	1,98	0,22	0,11
105	75,99	0,23	12,26	1,01	1,05	0,05	0,47	0,79	0,08	0,66
106	64,94	0,55	16,44	0,70	3,52	0,04	1,79	1,29	0,16	He опр.
107	72,10	0,41	13,61	1,15	3,37	0,06	1,25	1,40	0,12	"
108	68,08	0,56	13,31	3,27	4,27	0,08	2,04	1,46	0,14	"
109	58,68	0,38	19,41	1,21	6,01	0,12	2,34	1,11	0,13	0,66
110	78,72	0,06	10,98	0,43	0,84	0,03	0,14	0,71	0,02	He опр.
111	65,98	0,89	15,50	2,83	3,26	0,08	1,75	0,46	0,29	0,20
112	59,17	0,90	18,00	3,39	5,87	0,10	3,30	1,28	0,19	0,05
113	70,05	0,38	13,72	1,49	3,59	0,04	1,05	1,08	0,16	0,22
114	79,53	0,17	7,25	1,61	3,94	0,04	1,77	0,88	0,09	He опр.
115	66,97	0,55	15,26	0,86	4,06	0,04	1,70	1,97	0,16	"
116	70,86	0,26	12,21	1,08	4,44	0,05	2,41	1,25	0,11	0,22
117	67,10	0,54	14,55	1,73	3,75	0,09	2,23	1,62	0,22	0,44
118	62,00	0,71	17,83	2,25	4,08	0,07	1,93	0,85	0,19	He опр.
119	72,06	0,50	13,39	1,88	2,87	0,07	1,57	1,26	0,16	"
120	69,17	0,58	14,00	2,33	3,02	0,06	1,4	1,4	0,17	"
121	67,87	0,67	15,05	2,59	2,75	0,05	1,68	1,63	0,16	0,05
122	66,75	0,72	15,49	0,90	4,65	0,07	1,31	1,33	0,20	He опр.
123	69,14	0,68	13,20	2,38	2,05	0,04	1,68	3,03	0,21	0,22
124	66,95	0,62	14,48	0,82	3,33	0,07	1,61	5,73	0,19	He опр.
125	57,35	0,41	9,85	1,71	9,62	0,41	5,11	9,92	0,19	"
126	71,24	0,46	12,75	3,07	3,16	0,07	1,40	2,26	0,12	0,11
127	73,81	0,23	10,00	3,65	2,20	0,13	2,14	4,22	0,09	0,66
128	74,53	0,16	13,49	0,88	1,55	0,05	0,21	3,25	0,04	He опр.
129	69,94	0,37	12,90	1,60	1,20	0,06	1,03	4,49	0,10	1,21
130	72,52	0,49	13,50	1,63	2,09	0,08	1,20	2,10	0,16	0,16
131	72,59	0,41	12,51	1,39	2,82	0,09	0,68	2,05	0,08	1,21
132	86,81	0,16	4,60	0,60	2,73	0,08	0,97	0,49	0,06	He опр.
133	74,61	0,12	13,05	0,62	1,38	0,02	0,33	4,30	0,04	0,22
134	75,01	0,12	13,40	0,80	1,71	0,03	0,30	3,77	0,04	He опр.
135	67,76	0,48	14,09	2,77	2,60	0,09	0,77	6,20	0,14	0,11
136	72,42	0,40	13,50	1,18	1,93	0,04	1,00	2,20	0,15	0,22
137	76,07	0,21	12,45	1,50	0,67	0,05	0,51	4,58	0,05	0,11
138	60,30	0,73	17,00	2,04	6,35	0,13	2,52	1,75	0,26	He опр.
139	75,15	0,35	11,85	0,50	2,40	0,07	0,80	2,22	0,04	"
140	62,63	0,93	18,00	2,07	2,34	0,04	1,71	1,71	0,18	0,11
141	61,59	0,72	18,10	4,37	2,97	0,05	2,13	1,17	0,18	He опр.
142	57,24	0,88	18,50	4,66	4,15	0,07	2,40	1,20	0,22	0,11
143	59,30	0,86	17,11	2,48	5,04	0,10	2,34	1,70	0,19	He опр.
144	64,30	0,69	16,24	1,28	4,10	0,06	1,58	1,38	0,16	"
145	70,59	0,43	15,30	1,15	1,17	0,02	0,97	2,58	0,04	0,11
146	55,74	0,90	20,15	1,85	6,23	0,12	2,51	1,42	0,20	0,88
147	78,53	0,35	10,48	1,01	2,08	0,03	0,74	1,49	0,12	He опр.
148	81,27	0,32	8,70	0,86	1,68	0,05	0,63	0,63	0,08	0,66
149	80,92	0,48	9,38	0,52	1,27	0,02	0,85	1,01	0,12	He опр.
150	61,49	0,60	18,94	0,88	2,93	0,04	1,58	1,68	0,21	0,22
151	71,61	0,51	14,40	1,32	1,45	0,03	1,00	2,40	0,16	0,05

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,22	0,09	2,67	1,76	3,42	1,01	2,25	0,08	100,18	152
0,09	0,11	2,74	1,93	1,90	0,89	1,2	0,046	100,16	158
0,10	0,23	2,54	0,95	3,14	0,45	0,16	0,037	100,06	1963
He	0,02	1,13	1,03	0,73	He опр.	He опр.	He опр.	99,45	-
опр.									
0,12	0,1	2,07	3,31	2,32	0,27	1,56	0,04	100,38	149
0,03	0,21	1,08	3,86	1,48	0,1	0,82	0,02	99,21	180
0,14	0,39	1,27	4,15	4,29	0,51	0,18	0,13	99,61	2383
0,10	0,2	1,63	2,90	2,25	0,37	0,12	0,079	100,51	1875
He	0,08	2,53	1,98	2,08	He опр.	He опр.	He опр.	99,95	-
опр.									
0,14	0,18	2,54	6,24	1,08	0,57	0,58	0,022	100,18	186
0,19	0,05	0,46	3,00	4,65	0,03	1,8	0,08	100,2	258
0,08	0,06	2,60	2,23	3,80	0,35	2,31	0,05	100,29	165
0,17	0,17	3,26	1,88	2,95	1,0	1,8	0,076	100,68	164
0,10	0,29	1,70	2,71	3,35	0,49	1,7	0,044	99,93	535
0,07	He опр.	2,21	1,30	0,64	He опр.	He опр.	He опр.	99,47	-
0,12	0,05	1,36	4,00	2,54	"	"	"	99,59	-
0,12	0,14	2,19	2,82	1,85	0,66	0,67	0,011	100,01	205
0,20	0,07	2,40	2,64	2,47	0,68	1,2	0,032	100,05	206
0,14	0,14	3,79	1,72	3,90	0,49	0,22	0,097	99,56	1773
0,11	0,03	1,86	3,00	1,86	0,43	1,1	0,04	100,57	169
0,09	0,07	1,21	2,83	4,25	0,34	2,3	0,12	100,58	185
0,10	0,07	1,28	2,30	4,17	0,71	2,3	0,12	100,42	181
0,13	0,13	1,85	2,75	4,00	0,27	1,9	0,003	100,23	211
0,10	0,34	2,27	1,44	3,38	0,31	2,2	0,06	100,2	154
0,22	0,18	1,20	3,00	1,30	He опр.	He опр.	He опр.	99,61	-
0,50	0,28	2,10	1,75	0,63	"	"	"	99,62	-
0,11	0,14	0,95	2,84	1,91	0,38	1,2	0,046	100,59	159
0,07	0,03	1,38	1,24	0,68	0,49	0,31	0,012	100,50	219
0,10	0,05	1,30	1,06	3,17	0,21	1,6	0,05	99,87	198
0,07	0,12	2,05	2,82	2,05	0,19	1,25	0,04	100,02	164
0,08	0,12	0,96	2,47	3,10	0,32	1,6	0,056	100,66	194
0,10	0,21	1,94	1,59	2,69	0,26	0,15	0,024	100,32	1793
0,07	0,08	1,24	1,03	0,73	He опр.	He опр.	He опр.	99,47	-
0,10	0,09	1,01	1,07	3,00	0,13	1,6	0,043	99,96	188
0,09	0,11	0,76	0,91	3,43	0,13	0,17	0,061	100,44	2018
0,13	0,05	1,16	1,60	2,20	0,16	0,89	0,01	100,1	247
0,06	0,12	1,31	3,61	2,00	0,21	1,1	0,021	100,14	182
0,04	0,13	1,23	1,06	1,95	0,23	1,5	0,04	100,63	130
0,10	0,22	2,75	5,40	0,12	0,59	0,065	He опр.	99,67	185
0,03	0,07	1,24	4,66	0,24	1,4	0,069	"	99,62	348
0,10	0,14	1,34	5,00	3,43	0,37	1,5	0,036	100,53	229
0,14	0,26	2,55	1,85	4,42	0,65	0,19	0,074	100,44	2326
0,19	0,17	2,71	1,76	5,05	0,88	3,4	0,21	99,31	149
0,14	0,23	3,64	1,61	5,00	0,81	2,4	0,17	99,68	208
0,11	0,05	2,44	2,16	5,00	0,69	2,3	0,12	99,50	217
0,13	0,10	1,19	4,00	2,35	0,37	2,8	0,11	100,02	84
0,16	0,06	2,67	1,68	5,83	1,15	3,8	0,15	100,33	153
0,06	0,12	0,59	3,24	1,07	0,18	0,077	He опр.	99,89	1390
0,03	0,05	0,12	2,10	3,06	0,07	0,5	"	100,24	612
0,08	0,18	0,57	3,47	0,90	0,19	0,065	"	99,77	1385
0,11	0,04	2,18	3,95	4,55	0,36	1,9	0,027	99,40	239
0,07	0,10	0,17	4,12	2,33	0,23	1,1	0,02	100,42	21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
152	77,36	0,14	12,21	0,56	1,58	0,02	0,14	1,17	0,04	Не опр.
153	71,96	0,53	13,54	0,21	2,28	0,02	0,84	1,67	0,18	
154	75,71	0,31	11,64	1,06	1,87	0,02	1,21	0,55	0,13	
155	75,25	0,43	12,85	0,58	1,23	0,03	0,81	1,46	0,14	0,11
156	76,77	0,36	11,85	0,73	0,95	0,02	0,60	1,70	0,12	0,05
157	68,60	0,62	16,60	1,13	1,39	0,03	0,85	1,60	0,18	0,11
158	71,51	0,60	14,15	0,60	1,64	0,03	1,00	1,45	0,16	0,11
159	79,41	0,16	9,65	0,58	1,03	0,03	0,30	1,00	0,04	Не опр.

Примечание. Анализы 1-5 - порфиры неизменные; 6-20 - туфы неизменные; 21-36 - песчаники неизменные; 37-41 - пропилиты I типа; 42-57 - пропилитизированные порфиры; 58-64 - окварцованные порфиры; 65-99 - пропилитизированные туфы; 100-103 - окварцованные туфы; 104-110 - щелочные метасоматиты по туфам; 111-146 - пропилитизированные песчаники; 147-149 - окварцованные песчаники; 150-159 - щелочные метасоматиты по песчаникам. Анализы 3-5 даны по /Копылов, 1973/, остальные выполнены в ИЗК СО АН СССР.

Для выяснения формационной принадлежности слабых изменений в породах ЮВПВП использовались упомянутые выше диаграммы и математические методы. При этом принималось, что привнос в породы Fe, Mg и Ca приводит к образованию парагенезисов пропилитовой формации, а в случае присутствия дополнительных (относительно неизменных пород) количеств K и Na формируются щелочные пропилиты. Щелочные метасоматиты образуются с привносом K и Na, иногда Si, который, в свою очередь, является преобладающим компонентом среди привносимых в процессе окварцевания. Выделенные таким образом группы пород в рамках формаций проверялись кластер-анализом R-типа. На диаграмме (см. рис. 38) отчетливо видно, что слабые изменения по всем типам пород происходили с привносом Ca. Исключение составляют окварцованные песчаники, а при образовании щелочных метасоматитов по туфам количество этого элемента почти не меняется. Увеличение содержания в породах Si вызывается исключительно окварцеванием, при остальных процессах его количество либо уменьшается, либо находится на уровне вмещающих пород. Щелочной метасоматоз песчаников (см. рис. 39) сопровождается привносом как K, так и Na, в то время как для туфов и порфиров характерно увеличение главным образом количества Na. В песчаниках щелочной метасоматоз приводит к росту содержания K, а содержание Na увеличивается при образовании щелочных пропилитов. Из данных о проявлениях локального метасоматоза видно, что щелочной метасоматоз максимально проявлен на нижних стратиграфических горизонтах хибеленской свиты, т.е. в низах вулканической постройки, близких к магматическому очагу. Пропилитизация, в свою очередь, является процессом, захватывающим вышележащие толщи, хотя отмечается и на нижнем уровне. Таким образом, намечается повышение активности Na в верти-

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,06	0,07	0,74	4,37	1,27	0,09	0,64	0,02	99,77	198
0,12	0,12	1,31	4,12	2,80	0,17	0,27	He опр.	99,65	1037
0,11	0,13	0,96	4,53	1,28	He опр.	He опр.	"	99,46	-
0,07	0,19	0,71	4,20	1,59	0,24	0,11	"	99,62	1446
0,06	0,10	0,72	4,12	1,15	0,23	0,61	0,018	99,30	189
0,07	0,03	0,84	7,65	0,70	0,19	0,24	He опр.	100,40	292
0,06	0,12	0,69	5,00	2,85	0,17	0,86	0,009	99,97	331
0,06	0,05	0,17	0,55	7,11	0,14	2,8	0,021	100,14	254

кальной колонке, на что обращалось внимание и ранее, при рассмотрении локальных метасоматитов.

Редкие щелочи в процессе слабых изменений характеризуются выносом при окварцевании всех типов пород, щелочном метасоматозе туфов и песчаников, образовании щелочных пропилитов по туфам и пропилитов по порфирам. Накопление, в свою очередь, характерно для Li и Cs при пропилитизации песчаников, а одного Cs в щелочных пропилитах по туфам и пропилитах, образованных за счет порфиров. При щелочном изменении туфов и песчани-

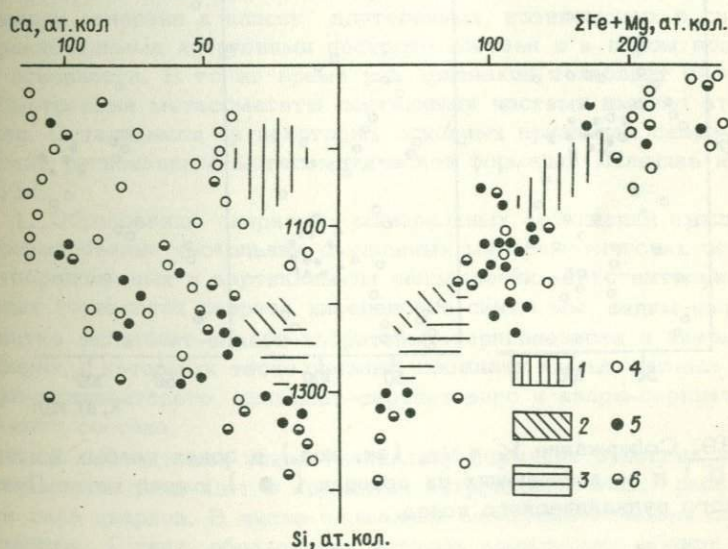


Рис. 38. Петрохимическая характеристика (ат. кол.) зон слабых изменений и вмещающих их пород южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

1-3 - наименее измененные породы: 1 - туфы, 2 - порфиры, 3 - песчаники, 4-6 - слабые изменения по туфам (4), порфирам (5), песчаникам (6).

Таблица 14. Предельные содержания основных петрогенных элементов и железистость в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса, ат. кол.

Компонент	Песчаник		Туф		Порфир	
	min	max	min	max	min	max
Si	1200	1300	950	1075	1170	1230
K	38	92	78	110	90	115
Na	75	128	32	62	98	120
Ca	12	32	18	30	15	30
Al	202	290	328	406	244	260
f	48	92	130	185	55	75

Примечание. $f = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg$.

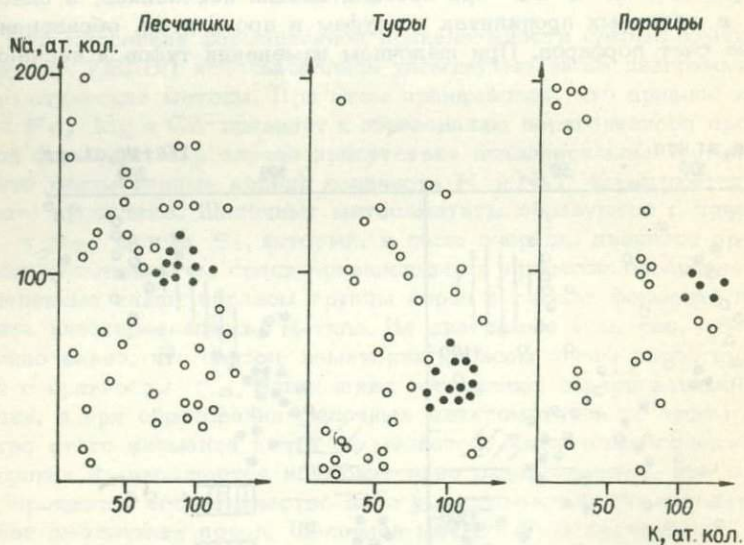


Рис. 39. Содержание K и Na (ат. кол.) в зонах слабых изменений (O) и во вмещающих их породах (●) южной ветви Прибайкальского вулканического пояса.

ков, а также при окварцевании последних растет K/Rb отношение, причем за счет уменьшения количества Rb. При образовании остальных типов метасоматитов K/Rb отношение падает, что, исходя из поведения Rb очевидно, связано с выносом K.

Дополнительные данные о поведении петрогенных элементов дает применение кластер-анализа R-типа, т.е. определение выборочного коэффициента корреляции между элементами (табл. 15). В некоторых случаях одна из групп элементов, имеющих тесные связи между собой, выделенная кластер-анализом, совпадает с привносимыми в породу элементами. Такая картина имеет место при пропилитизации и окварцевании всех типов пород, т.е. процессов, которые играют заметную роль при слабых изменениях. Иногда, как например, при образовании щелочных пропилитов по порфирам, летучие компоненты (CO_2 и F) имеют слабую связь с остальными привносимыми компонентами. Противоположным случаем является слабая связь между всеми элементами, привнос которых приводит к метасоматозу. Такой характер имеет кластер щелочных метасоматитов по песчаникам и туфам. Возможно, здесь мы имеем дело с влиянием двух типов метасоматоза — диффузионного и инфльтрационного, причем последний приводит к более быстрому обогащению одними элементами, в то время как другие элементы отлагаются по диффузионному механизму.

Заканчивая описание метасоматических процессов, проявленных в породах ЮВПВП, рассмотрим их формационную принадлежность. Из выделяемых региональных метасоматических формаций /Плюшев и др., 1981/ особое внимание привлекает скарн-пропилитовая, в рамки которой наиболее полно укладывается имеющийся фактический материал. Необходимо оговориться, что скарн-пропилитовая формация отнесена к классу плутогенных, возникающих в связи с гранитоидными интрузиями пестрого состава и в целом повышенной основности. В то же время ряд признаков позволяет считать рассмотренные метасоматиты составными частями именно этой формации. Остановимся на некоторых основных признаках скарн-пропилитовой региональной метасоматической формации /Плюшев и др., 1981/.

1. Образованию скарновых минеральных ассоциаций предшествует формирование нескольких смешанных метасоматических зон, слабо упорядоченных в вертикальном направлении. Действительно, на нижних горизонтах разреза хибеленской свиты мы видим широкое развитие актинолит-эпидот-хлоритовых парагенезисов в кварцевых порфирах, с которыми тесно связаны прожилки и маломощные жилы кварц-калишпатового, калишпат-серицитового и кварц-серицит-хлоритового состава.

2. В контактовых зонах (поскольку формация отнесена к плутогенным, то речь идет о контактах интрузивных масс) располагаются тела скарнов. В числе площадных метасоматитов мы описали пропилиты I типа, образование которых происходило вблизи от периферического магматического очага. Как было показано, минеральный состав этих пород во многом определяется скарновым парагенезисом граната и пироксена.

3. В экзоконтактовой зоне располагается широкий ореол пропилитов с внутренней температурной упорядоченностью, что мы и на-

Таблица 15. Группировка петрогенных элементов и баланс вещества при слабых изменениях в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса

Порода	Вмещающие породы		
	песчаники	туфы	порфиры
Неизмененные породы	Fe, Mg, Ca, CO ₂ Si, Al, K, Na, F	Al, K, Na, F Si, Mg, Ca, CO ₂	Si, Na, CO ₂ , F Al, Mg, Ca, K
Щелочные метасоматиты	Al, Fe, Mg, Ca, Na, CO ₂ , F Si, K + Si, K, Na	Al, Fe, Mg, Ca Na, CO ₂ Si, K, F, + Si, Na	Нет
	Al, K, Fe, Mg, CO ₂ , F Si, Ca, Na + Al, Fe, Mg, Ca, CO ₂ , F	Al, K, Na Si, CO ₂ + Si, Ca, Na, F, CO ₂	Al, Fe, Mg, Ca, Na Si, K, CO ₂ , F + Al, Fe, Mg, Na, CO ₂ , F
Пропилиты	Al, K, Na Si, Mg, Ca, CO ₂ , F + Al, Fe, Mg, Ca, CO ₂ , F	Si, Al, Fe, K, Na Mg, Ca, CO ₂ , F + Mg, Ca, CO ₂ , F	Al, Fe, K, Na Fe, Mg, Ca, CO ₂ , F + Fe, Mg, Ca, CO ₂ , F
Окварцованные породы	Al, Mg, Ca, Na, F Si, Fe, K, CO ₂ + Si, CO ₂	Al, Ca, K, F Si, Mg, Na, CO ₂ + Si	Al, Fe, Ca, Na, CO ₂ Si, Mg, K, F + Si, CO ₂ , F

Примечание. Верхние строки - результат группировки кластер-анализом R-типа (положительная связь), нижняя строка - принос элементов в процессе изменения.

блюдаем на всем протяжении разреза хибеленской свиты с удалением от периферического магматического очага, когда зональность как в пределах локальных метасоматитов, так и при площадном изменении проявлена вполне отчетливо.

Таким образом, имеющийся фактический материал по проявлениям метасоматических процессов в породах ЮВПВ позволяет со всей определенностью говорить о принадлежности метасоматитов к скарн-пропилитовой региональной метасоматической формации, а понятие формации несколько расширить и считать ее магматогенной, включив в число процессов, обуславливающих ее образование (кроме плутонизма), и вулканический процесс.

Глава 3

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ ЮЖНОЙ ВЕТВИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПРОПИЛИТИЗАЦИИ НА ЭВМ

Накопление эмпирических данных о петролого-геохимических особенностях гидротермально измененных пород в конечном итоге должно привести к их обобщению и реставрации физико-химических условий в процессе образования метасоматитов. С этой целью был использован программный комплекс "Селектор" /Казьмин и др., 1975; Карпов, 1981/, позволяющий решать широкий круг задач физико-химического моделирования на ЭВМ различных типов взаимодействия "вода - горная порода" методом минимизации свободной энергии Гиббса в гетерогенных, закрытых и открытых (по Д.С. Коржинскому) мультисистемах с использованием принципа частичного равновесия. Теоретическая возможность таких расчетов обоснована И.К. Карповым /1972, 1981/.

Особенностью данной программной реализации метода минимизации свободной энергии Гиббса является необходимость решать обратную задачу путем подбора удовлетворяющих природным условиям решений прямой задачи. Другими словами, для оценки физико-химических условий требуется определение их граничных значений или реперов исходя из анализа минеральных парагенезисов измененных пород. Д.С. Коржинский /1948/ выделил три фации, отражающие снижение температуры в вертикальной колонке - эпидот-актинолитовую, эпидот-хлоритовую и хлорит-кальцитовую, назвав их впоследствии гипабиссальной, субвулканической и приповерхностной /Коржинский, 1953/. Из этого следует, что актинолит, эпидот и кальцит являются индикаторными минералами для определенных температурных ступеней. В то же время многие данные свидетельствуют

о широком интервале по температуре образования этих минералов. Так, Г.М. Власов /1965/ показал, что уровень парообразования, ниже которого образуются эпидот-хлоритовые метасоматиты, достигает 40 м от поверхности, С.И. Набоко /1969/ приводит данные о появлении эпидота и альбита на глубине 100 м и менее, а Г.А. Карпов /1976/ на основании изучения керна скважин Паужетского гидротермального поля определил следующие температуры образования минералов пропилитов ($^{\circ}\text{C}$): кальцит - 90-200, кварц - 50-200, пирит - 90-200, клинохлор - 80-200, пеннин - 90-200, альбит - 90-200, гематит - 90-180, эпидот - 120-200, для актинолита температура не приводится, а глубина образования оценена в 108 м от поверхности.

Что касается данных о составе светлых слюд из локальных метасоматитов ЮВПВП, то выше отмечалось, что при гидротермальном процессе на перераспределение компонентов большое влияние оказывает режим кислотности - щелочности растворов, что не позволяет использовать этот минерал в качестве геотермометров.

Из сказанного следует, что минеральные парагенезисы низкотемпературных метасоматитов не несут во многих случаях информации для непосредственной оценки термодинамических условий их образования. Тем не менее, значительный интерес вызывают индикаторные минеральные ассоциации гидротермальных месторождений, выделенные и рассчитанные И.Н. Говоровым /1977/. Для апокарбонатных грейзенов им предложен, в числе других, калишпат + мусковитовый рН-метр (рН=4-6 при $T = 200-400^{\circ}\text{C}$ и $P = 500-1000$ бар); для месторождений касситерит-силикатно-сульфидной группы - хлорит + мусковитовый рН-метр (рН = 3-4,5 при $T = 200-600^{\circ}\text{C}$ и $P = 250-1750$ бар). Большая группа индикаторных минеральных ассоциаций выделена для свинцово-цинковых месторождений, сопровождающихся пропилитовыми изменениями: эпидот + альбитовая (рН=3-5, $T = 300-400^{\circ}\text{C}$, $P = 250-500$ бар); эпидот + хлорит + кальцитовая (рН=3,5-5,5, $T = 250-450^{\circ}\text{C}$, $P = 250-500$ бар); эпидот + андрадитовая (рН= 4,5-6, $T = 250-500^{\circ}\text{C}$, $P = 250-500$ бар). Последняя ассоциация важна также для установления минимальной температуры образования скарнового парагенезиса, которая, по расчетам И.Н. Говорова /1977/, оценивается примерно в 300°C .

Следовательно, для предварительного ограничения температурного интервала пропилитизации применимы результаты изучения современных гидротермальных систем. Учитывая приведенные данные Г.А. Карпова и И.Н. Говорова, целесообразно выбрать этот интервал равным $100-300^{\circ}\text{C}$.

Состав растворов, под воздействием которых образуются пропилиты, широко обсуждается в литературе, однако можно считать решенным /Бернэм, 1982/ то, что летучие компоненты, представляющие первостепенный интерес, включают в себя CO_2 , HCl , H_2S и HF в существенно водном растворе. Свойства раствора (его рН) оцениваются по-разному. А.Г. Бетехтин /1953/ показал, что в

природном процессе участвуют главным образом субнейтральные растворы с рН 6–8, реже 5–9, и подчеркнул, что эти параметры характерны для всей колонны гидротермального флюида в целом, в то время как в локальных ее участках могут происходить существенные изменения. С другой стороны, в современной гидротермальной деятельности /Андреева, Зотов, 1982/ принимают участие три типа вод – субнейтральные (рН 6–6,5), кислые (рН 0–4,5) и рассолы с CO_2 и рН 4,7–5,2. Известны, кроме того, горячие источники с ультракислой реакцией (рН 1,2–2,0) /Роз, Берг, 1982/. Исходя из приведенных данных, кажется целесообразным не ограничивать рН растворов жесткими рамками при моделировании и допустить значительные колебания содержания CO_2 , HCl , H_2S и HF в растворе.

Кроме того, непосредственный анализ флюидной составляющей в кварцевых жилах показал значительную долю CO_2 , а присутствие в растворе HF и H_2S определяется повсеместным распространением флюорита, с одной стороны, и сульфидной минерализации в метасоматитах верхних стратиграфических горизонтов хибеленской свиты – с другой.

Геологическая обстановка ЮВПП позволяет предположить, что гидротермально–метасоматические процессы проявились в интервале от кровли периферического магматического очага до приповерхностных фаций вулканитов (туфолавы и игнимбриты). По данным А.А. Бухарова /1987/, общая мощность видимого разреза хибеленской свиты в районе руч. Среднего Кедрового и р. Ледяной составляет 2500 м. Исходя из этого, описанная выше вертикальная метасоматическая зональность должна отражать различные уровни глубинности от палеоповерхности до 3 км – предположительной глубины залегания кровли периферического магматического очага (Среднекедровская интрузия).

Таким образом, задача физико–химического моделирования состоит в оценке влияния температуры и состава гидротермального раствора на образование основных минеральных фаций пропилитов – глубинной актинолит–эпидотовой, эпидот–хлоритовой и приповерхностной хлорит–кальцитово-эпидотовой. Давление при этом принимается равным давлению насыщенных паров воды для данной температуры.

Переходя к характеристике физико–химической модели и интерпретации результатов ее изучения, остановимся на описании исследованной мультисистемы, которая содержит 48 компонентов в составе водной фазы, образующей гидротермальный раствор, восемь газов, которые могут как растворяться во флюиде, так и выделяться в самостоятельную газовую фазу, и 19 минеральных фаз, в числе которых мусковит состоит из собственно мусковита, парагонита, железистого и магниевого фенгитов, амфибол представлен тремолитом и железистым тремолитом, в фазу хлорита входят клинохлор, амезит и дафнит, а среди эпидотовых минералов клиноцоизит составляет самостоятельную фазу, в то время как эпидот и цоизит представляют собой твердый раствор. Остальные минеральные фазы

состоят из одного компонента. Химический состав породы, используемый при моделировании, соответствовал среднему составу порфиров ЮВПП. Инфильтрационный метасоматоз в модели реализован с помощью числа КСИ – безразмерной величины, отражающей степень протекания процесса /Карпов, 1981/ и обеспечивающей в данном случае соотношение раствор – породы равным 100/1, которое подбиралось эмпирически таким, при котором минеральные фазы образуются в заметных количествах при избытке раствора. Необходимо подчеркнуть, что в первых оценочных расчетах мультисистема содержала в себе большее число компонентов водной фазы, куда вводились практически все соединения независимых компонентов системы, для которых имелись согласованные термодинамические данные. Расчет модели на опорных точках (границы исследованной области по температуре и составу раствора) привел к сокращению числа зависимых компонентов водной фазы.

Влияние температуры. На первом этапе моделирования рассматривалось влияние температуры в восходящей колонке пропилитизации от 300 до 100 °С на метасоматическую зональность. В раствор при этом по очереди вводились различные количества CO_2 , HCl , H_2S и HF при давлении насыщенных паров воды (рис. 40). Минеральные парагенезисы, полученные в модели при таких условиях, соответствуют фациям пропилитов (актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой, по Д.С. Коржинскому /1953/), а при повышении количества CO_2 в системе при 100 °С образуется хлорит-кальцитовый парагенезис, соответствующий приповерхностной фации. С другой стороны, повышение концентрации компонентов в растворе снимает зависимость от температуры и приводит к сокращению числа образующихся фаз, вплоть до мономинеральных зон. Следовательно, имеет место температурная зональность вертикальной метасоматичес-

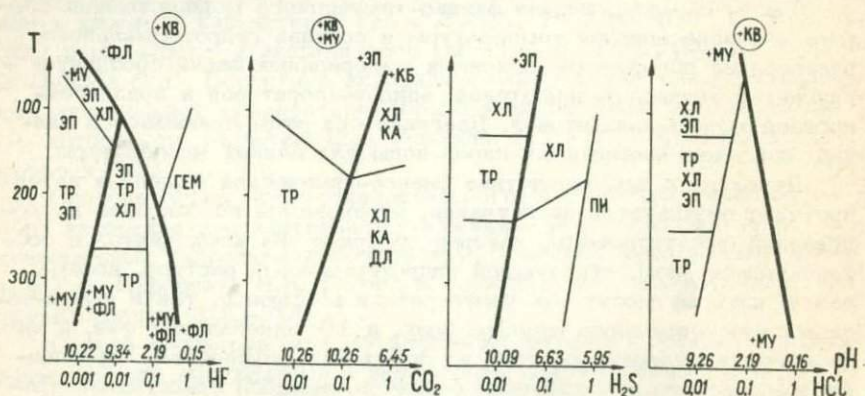


Рис. 40. Диаграмма температура (°С) – состав раствора (моль/л) для минеральных ассоциаций метасоматитов. В кружках показаны минеральные фазы, образующиеся на всем интервале температур.

кой колонки измененных пород ЮВПВ, образованная растворами с низкой концентрацией.

Влияние состава раствора (рис. 41, 42) изучалось в изотермо-изобарических условиях при $T=200^{\circ}\text{C}$ (соответствует температуре многих современных гидротермальных систем в близповерхностных условиях и $P_{\text{общ}} = 15,55$ бар (давление насыщенных паров воды)).

Система с HCl рассматривается с целью оценить влияние раствора, не содержащего летучих компонентов, элементы которых входят в состав минеральных фаз, а играющего роль "инертного окислителя". При малом количестве HCl взаимодействие такого раствора с породой приводит к образованию пропилитовой ассоциации амфибол-эпидот-хлоритового состава, которая при достижении раствором кислых свойств (pH 2-3) сменяется кварц-мусковитовой. Мономинеральная кварцевая зона отлагается из ультракислых растворов с pH около 1.

Система с HF. Расчеты, выполненные для вариантов, когда в состав растворов входит HF, показали, что флюорит образуется даже при небольших количествах этого компонента. Необходимо заметить, что и в этом случае в щелочных условиях отлагается пропилитовая ассоциация. Значительное повышение количества HF в растворе приводит к инверсии режима относительно кислорода и увеличению фугитивности этого компонента при высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала. В таких условиях образуется гематит. Логарифм фугитивности кислорода при образовании пирита и гематита следующий:

	T, °C		
	100	200	300
Пирит, система с 1 M H ₂ S	-60,4	-43,7	-32,9
Гематит, система с 1 M HF	-0,004	0,011	0,015

Система с H₂S рассмотрена с целью оценить условия образования сульфидной минерализации в кварцевых жилах. Из проведенных расчетов следует, что для отложения пирита необходимо значительное количество H₂S в системе при слабокислых свойствах раствора. Логарифм фугитивности кислорода сохраняет высокие отрицательные значения.

Система с CO₂. Присутствие углекислоты в гидротермальном флюиде и ее поведение во многом определяют поведение карбонатных минералов и, в частности, кальцита, массовое выделение которого из раствора может быть следствием дегазации последнего. По результатам моделирования этот процесс начинается при высокой фугитивности CO₂ (табл. 16), которая снижается, хотя и незначительно, с появлением кальцита. Свойства раствора оцениваются как субщелочные.

Подводя итог рассмотрению физико-химической модели процес-

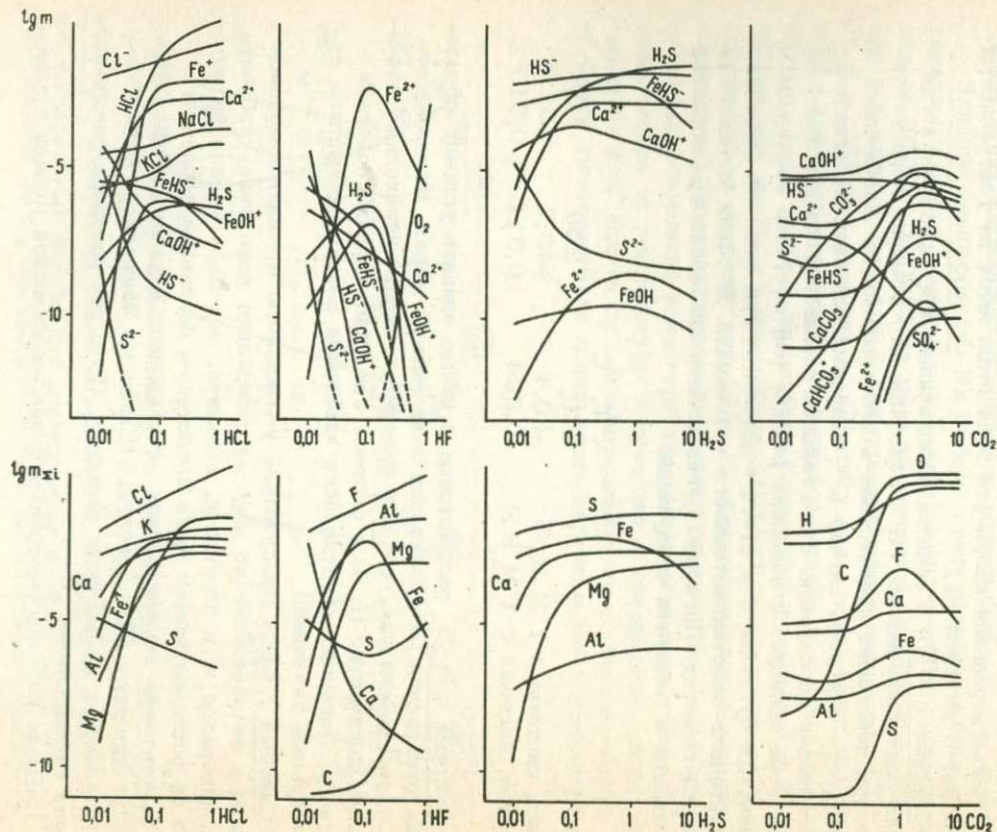


Рис. 41. Поведение компонентов в растворе (моль/л) при образовании минеральных ассоциаций пропилитов.

m – моляльность зависимых компонентов; $m_{\Sigma i}$ – моляльность независимых компонентов; f – фугитивность компонентов в газовой фазе.

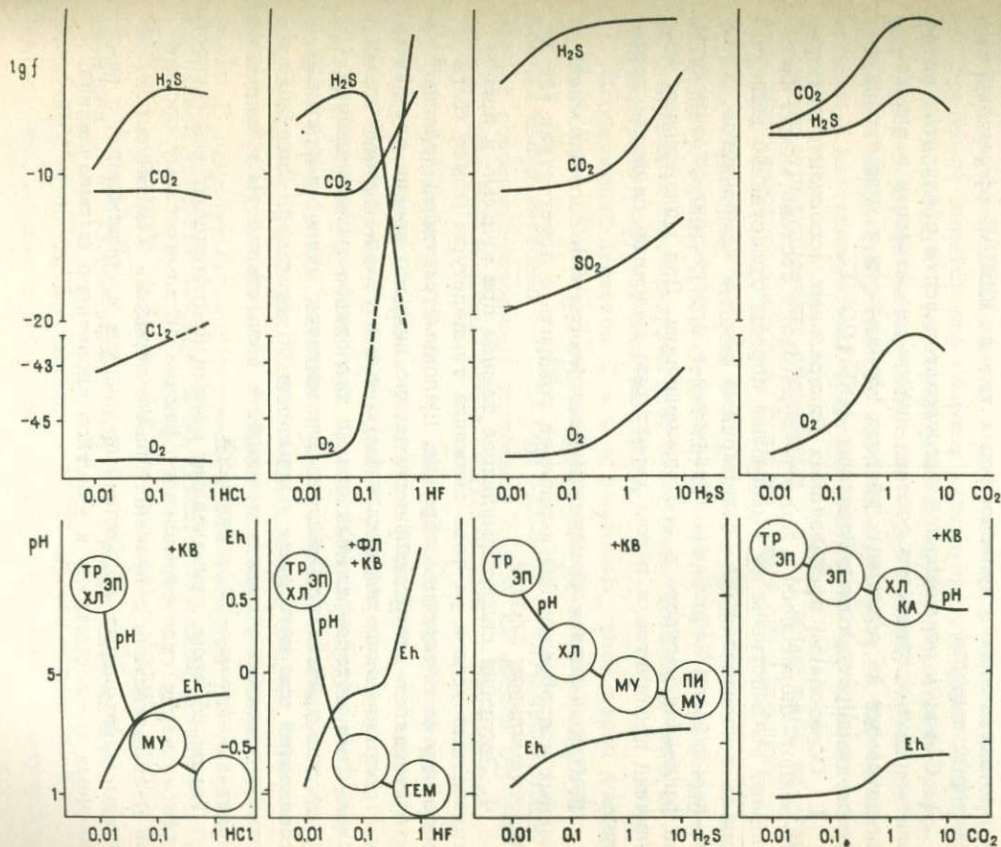


Рис. 42. Поведение компонентов в газовой фазе, pH и окислительно-восстановительный потенциал раствора (моль/л) при образовании минеральных ассоциаций пропицитов. Усл. обозн. см. на рис. 41.

Таблица 16. Логарифм фугитивности CO_2 при образовании кальцита

Количество молей CO_2 в системе	Парагенезис		
	ТР+ЭП	ЭП	ХЛ+КА
0,001	-9,32	Нет	Нет
0,01	-9,26	"	"
0,1	Нет	-5,52	"
1	"	Нет	-0,13
10	"	"	-0,14

са пропилитизации в вулканогенных толщах ЮВПВП формулируем некоторые выводы.

1. Смена в вертикальной последовательности пропилитов актинолит-эпидот-хлоритового состава эпидот-хлоритовыми и хлорит-кальцитовыми на различных уровнях глубинности и может определяться температурным интервалом 300-100 °С.

2. Образование пропилитовых минеральных ассоциаций актинолит-эпидот-хлоритового и эпидот-хлоритового состава может быть вызвано воздействием на вмещающие породы существенно водного флюида с незначительным содержанием летучих компонентов. Хлорит-кальцитовая ассоциация образуется в присутствии углекислоты при дегазации раствора и его ошелачивании. Для минеральных ассоциаций пропилитов в целом характерны щелочные свойства растворов.

3. Повсеместное распространение флюорита в составе минеральных новообразований позволяет говорить о присутствии HF в гидротермальном флюиде.

4. Эволюция гидротермального флюида при подъеме в приповерхностные уровни на фоне снижения температуры может быть представлена следующим образом. Щелочные растворы отлагают актинолит-эпидот-хлоритовый парагенезис нижнего уровня глубинности с сопряженными кварц-кальципатовыми и кварц-мусковитовыми локальными метасоматитами стадии кислотного выщелачивания. Следующий уровень глубинности знаменует эпидот-хлоритовой ассоциацией при некотором уменьшении pH раствора. Дегазация в приповерхностных условиях приводит к возрастанию pH и отложению хлорит-кальцитовых парагенезисов.

Таким образом, приведенные данные подтверждают возможность дифференциации гидротермального флюида по химическому составу при взаимодействии с вулканогенными породами ЮВПВП с образованием минеральных ассоциаций пропилитов и сопряженных с ними щелочных метасоматитов и участков кислотного выщелачивания.

ИЗОТОПНАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА КАРБОНАТИЗАЦИИ

Известно, что динамические и статистические различия свойств изотопов обуславливают фракционирование изотопного состава химических элементов или протекание химических реакций и реакций изотопного обмена. Возникающий при этом изотопный эффект, т.е. сдвиг соотношений между стабильными изотопами элементов, входящих в состав минералов, зависит от физико-химических условий процессов минералообразования. Поэтому, зная закономерности такой зависимости, можно по измеренному значению изотопного эффекта судить об условиях образования минералов /Носик, 1986/. Что касается использования данных о распределении изотопов для выяснения источника вещества при гидротермально-метасоматических процессах, то здесь необходимо остановиться на некоторых общих вопросах фракционирования и источников углерода и кислорода.

На Земле имеется два главных резервуара углерода /Хефс, 1983/ – карбонаты и восстановленный углерод биогенной природы. Эти резервуары характеризуются очень разным изотопным составом: карбонаты являются изотопно-тяжелыми, а биогенный углерод – изотопно-легким. Поэтому считается, что карбонаты с большими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ образованы из углерода органического вещества. В то же время при значениях $\delta^{13}\text{C}$, примерно равных 0 ‰, можно предполагать осадочный источник углерода. Для изотопного кислорода $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается с падением температуры, т.е. эндогенные источники должны обогащать систему легкими изотопами.

Соотношение изотопов С и О в различных типах пород показано И. Хефсом /1983/. В изверженных ультраосновных породах обычен узкий интервал $\delta^{18}\text{O}$ (от 5,0 до 7,0 ‰), что предполагает довольно постоянный изотопный состав кислорода верхней мантии. Для гранитоидных пород "нормальными" значениями $\delta^{18}\text{O}$ являются 6–10 ‰. На распределение изотопов кислорода в магматических породах существенное влияние оказывают глубина их становления (вулканические и плутонические породы), фракционирование изотопов при кристаллизации, ассимиляция вмещающих пород, взаимодействие с метеорными подземными водами, температура образования. Изотопные составы углерода карбонатов, кимберлитов и алмазов отвечают составу ювенильного углерода. В гидротермальных системах предполагается три главных источника углерода: морские известняки со средним значением $\delta^{13}\text{C}$ около нуля, глубинный углерод, для которого диапазон вариации $\delta^{13}\text{C}$ составляет 5–8 ‰, органический углерод из осадочных пород со значениями $\delta^{13}\text{C}$ обычно легче 20 ‰. Кроме того, на изотопный состав углерода влияют его летучесть,

Таблица 17. Распределение изотопов С и О в кальцитах южной ветви прибайкальского вулканического комплекса и во вмещающих его толщах

Номер пробы [†]	Характеристика	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	Зундукская свита, мраморизованный известняк	-1,76	10,7
2	Келянская серия, мраморизованный известняк	0,1	20,3
3	Хибеленская свита		
	кальцит	-3,8	11,7
4	кальцит	-14,2	11,0
5	карбонатитоподобное тело	-4,7	7,6
6	ксенолит кальцитового состава	-5,1	9,5
7	Байкальский комплекс, известняк	5,3	19,5
8	" кальцитовая жила с полиметаллическим оруденением	5,5	19,9

Примечание. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР Л.В. Днепровской. Номера проб соответствуют точкам на рис. 43.

pH, температура, ионная связь флюида и общая концентрация кислорода. Изотопный состав кислорода гидротермальных карбонатов можно использовать для определения изотопного состава кислорода материнского гидротермального флюида.

С этой целью нами определен изотопный состав С и О из кальцитов в гидротермально измененных породах ЮВВП /Днепровская и др., 1986/, а также из карбонатных толщ раннепротерозойского возраста (табл. 17, рис. 43). Кроме того, проанализированы кальциты в породах байкальского комплекса (поздний протерозой).

Анализ полученных данных показывает, что изотопный состав С и О кальцитов в пределах вулканического пояса варьирует в довольно узком интервале, который в целом характерен для пород, образованных в условиях повышенной температуры и, в частности, при гидротермальном процессе в период вулканической активности. Изотопные соотношения в мраморах нижнепротерозойского фундамента вулканического пояса существенно отличаются от таковых в гидротермальных кальцитах и характерны для древних метаморфических карбонатов /Виноградов и др., 1981/.

Особый интерес представляют соотношения изотопов, полученные для желвакообразных выделений кальцита в порфирах руч. Голококтай и для тел карбонатного состава руч. Елохин, которые сопоставимы с величинами, характерными для мантийных пород или пород

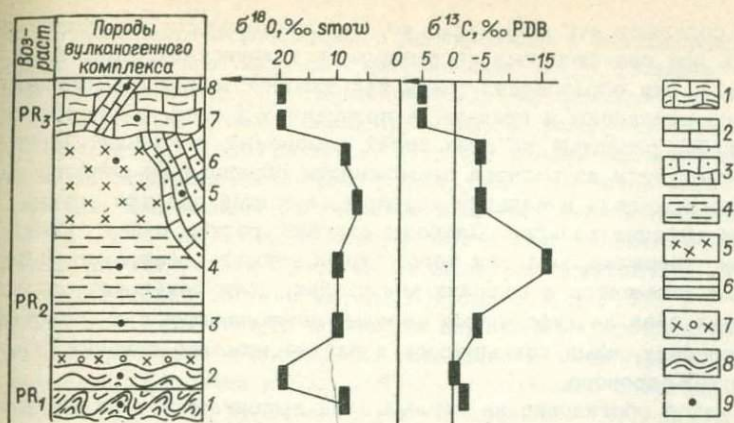


Рис. 43. Распределение изотопов С и О в кальцитах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса и вмещающих его толщ.

1 - известняки; 2 - кальцитовая жила; 3 - карбонатное тело; 4 - туфоалевролиты; 5 - экструзивные кварцевые порфиры; 6 - туфы; 7 - порфиры; 8 - мраморы фундамента; 9 - место отбора пробы.

нижних частей коры. В такой обстановке логично предположить, что эти образования являются ксенолитами мраморов фундамента ПВП, в которых происходили процессы перекристаллизации, вызванные воздействием магматического расплава.

ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

Изучение петрографических и петрохимических особенностей гидротермально измененных пород ЮВПВП и физико-химических условий их образования показало, что одним из важных и нерешенных вопросов остается вопрос об источнике петрогенных элементов в процессе метасоматоза. Как известно, такими источниками могут быть вмещающие породы, гидротермальные растворы, отделяющиеся при кристаллизации интрузивных масс, и трансмагматические флюиды. В каждом конкретном случае установление источников вещества имеет определяющее значение как с петрологических, так и с металлогенических позиций.

Вулканогенные породы ЮВПВП по составу относятся к андезитодацитам и дацит-риолитам и, следовательно, небогаты Са, Mg и Fe, что не позволяет считать их источником этих элементов. Не могут ими быть и комагматичные вулканитам субвулканические гранитоидные интрузии (Среднекедровская и Ледянинская), так как постмагматические растворы, отделяющиеся при их становлении,

хотя и содержат эти элементы, но, как показано Д.С. Коржинским /1953/ для гранитоидных интрузивов, в количествах, явно недостаточных для образования таких кальцийсодержащих фаз, какими являются пироксены и гранаты в пропилитах I типа, а также эпидот, широко развитый во всех типах изменений, и кальцит. Этот вывод следует и из расчета возможности образования эпидота за счет всего железа и кальция порфириров, который показал значительный дефицит кальция. Диабазы слагают редкие дайки, объем которых, очевидно, мал для того, чтобы служить резервуаром петрогенных элементов в широких масштабах, хотя локальное воздействие таких даек на туфогенные породы, заключающееся в эпидотизации последних, нами описывалось в районе нижнего течения руч. Среднего Кедрового.

В такой обстановке на первый план выдвигается влияние трансмагматических восходящих потоков флюидов /Коржинский, 1983/, имеющих глубинное зарождение. На основании изучения распределения изотопов С и О нами /Днепровская и др., 1986/ сделано предположение о том, что желвакообразные выделения кальцита в порфирах руч. Толококтай являются ксенолитами нижнепротерозойского фундамента ПВП, а в формировании гидротермального флюида, приводившего к метасоматозу, большую роль играли процессы смешения магматического и корового вещества. Аномальное содержание редкоземельных элементов в эффузивах Прибайкальского вулканического пояса /Глазунов, 1984/ также связывается с поступлением глубинного вещества по зонам разломов.

Развивая эти тезисы, можно предположить, что при формировании в зоне глубинного разлома магматического очага, поставившего вулканический материал, в сферу его влияния попадали карбонатно-силикатные породы нижнепротерозойского фундамента пояса. Силикатная часть могла ассимилироваться магмой, а карбонатная перекристаллизовываться и существовать в виде ксенолитов. В то же время образование восходящего потока трансмагматических флюидов глубинного происхождения может вызвать /Перцев и др., 1983/ их взаимодействие с веществом ксенолитов с выносом части петрогенных элементов в вышележащие толщи.

Такое теоретическое заключение требует физико-химического и экспериментального подтверждения, которое мы находим в работе Ф.А. Летникова с соавторами /1978/, экспериментально изучившими взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами в условиях, соответствующих образованию и внедрению гранитоидных интрузий (650–1200 °С, 1–4 кбар). Так, ряд опытов показывает, что образование скарновых зон на контакте ксенолита и расплава будет носить эпизодический характер, а мощность этих зон невелика. Другими словами, карбонатные породы, особенно кальцитовая их составляющая, могут находиться в виде ксенолитов в гранитном расплаве и не растворяться в последнем, покрываясь тонкой скарновой оболочкой, причем устойчивость карбонатов прямо пропорциональна давлению углекислого газа.

Трансмагматические флюиды, проникающие в магматическую камеру, существенно изменяют физико-химическую обстановку. Явления "метамагматизма" /Коржинский, 1983/ приводят к тому, что трансмагматический флюид, пришедший в равновесие с магмой, через которую он просачивается, вступает в зону магматического замещения отличных по составу пород, т.е. ксенолитов карбонатного состава, и вызывает растворение и вынос "неравновесных" элементов (Са и Mg). Иначе говоря, поток трансмагматических флюидов как бы очищает расплав от вещества ксенолитов, избыточного относительно состава магмы /Перцев и др., 1983/.

Еще одна особенность поведения карбонатных ксенолитов в гранитном расплаве – постоянная тенденция к концентрации железа на контакте /Летников и др., 1978/, что вызвано спонтанным образованием газовых пузырьков, так называемого "углекислого барьера", который резко затормаживает массоперенос. В ксенолитах из порфиров руч. Толококтай наблюдается именно такое строение, когда между кальцитом и окружающей его скарновой оболочкой (эпидотом) располагается прослойка высокожелезистого стилиномелана. По-видимому, такой механизм приводит к окончательной консервации вещества ксенолитов, когда последние становятся инертными как по отношению к трансмагматическому потоку, так и по отношению к расплаву.

Таким образом, экспериментальные данные полностью подтверждают два аспекта высказанного предположения об источнике петрогенных элементов в процессе метасоматоза – возможность существования в "сухом" гранитном расплаве ксенолитов карбонатного состава без значительной их ассимиляции, с одной стороны, и взаимодействие трансмагматических флюидных потоков с веществом ксенолитов с выносом Са и Mg на вышележащие уровни – с другой.

Что касается растворимости карбонатов, то здесь можно сослаться на работу Б.Н. Рыженко /1981/, который при рассмотрении форм переноса и пределов накопления некоторых химических элементов в высокотемпературных водных растворах показал, что в разбавленных растворах основными формами миграции для Са и Mg являются ионы, а по мере роста минерализации – различные комплексы, причем концентрация этих элементов может достигать 10^{-2} моль/кг H_2O . Очевидно, что эти данные, полученные для температур до $300^\circ C$, нельзя непосредственно использовать для оценки степени выноса Са и Mg из ксенолитов, однако они могут служить дополнительным аргументом в пользу предложенного источника вещества, так же как и данные по метасоматозу на месторождении Брокен Хилл /Plimer, 1985/, которые со всей очевидностью показывают принципиальную возможность обогащения глубинных флюидных потоков целым рядом петрогенных элементов, куда входят Са и Mg. Об этом свидетельствует и расчет равновесий в системе спилит – надкритический флюид при температурах от 400 до $600^\circ C$ и давления 1–2 кбар /Frantz et al., 1981/, показавший, что концентрация Са и Mg во флюиде может достигать 0,1 моль.

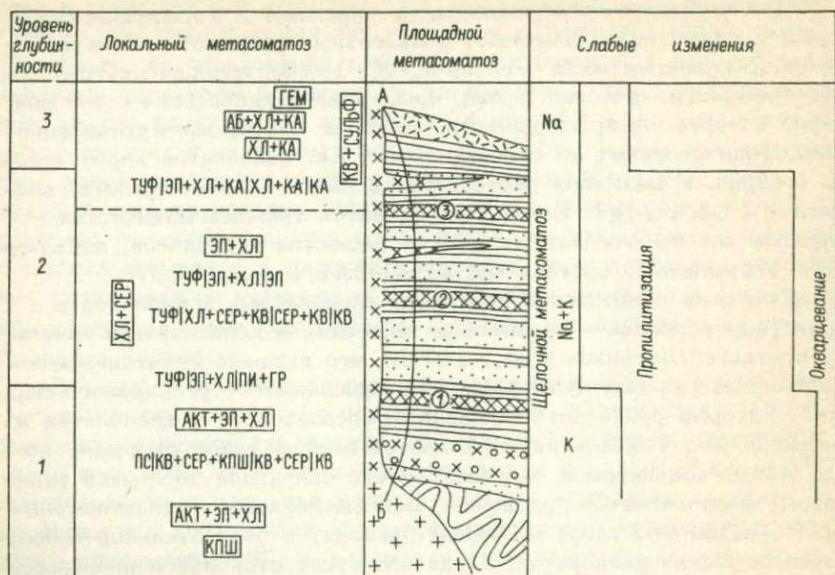


Рис. 44. Гидротермально-метасоматические процессы в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса. Усл. обозн. см. на рис. 1, 2. Пояснения см. в тексте. В рамке выделены основные парагенезисы соответствующего уровня. АБ – уровень современного эрозионного среза.

Суммируя данные о физико-химических условиях гидротермального метасоматоза в вулканогенных толщах ЮВПВП, приведем схему, которая, несмотря на обобщающий характер, дает достаточно полную информацию о взаимосвязи процессов изменения пород на различных уровнях глубинности и в зависимости от ряда других факторов (рис. 44).

На нижнем (1) глубинном уровне, особенности которого определяются непосредственной близостью периферического магматического очага, что в современной геологической обстановке выражено полем развития субвулканических гранитоидов (Среднекедровский массив, например), самым ранним процессом является щелочной метасоматоз с образованием кварц-калийшпат-серicitовой ассоциации, с которой оказывается сопряженной актинолит-эпидот-хлоритовая ассоциация в кварцевых порфирах. Среди слабых изменений на этом уровне пропилитизация и щелочной метасоматоз занимают почти одинаковое по масштабам место, причем последний отличается отчетливой калиевой специализацией. Окварцевание проявлено слабо, главным образом при щелочных метасоматитах.

На следующем по глубине уровне происходит образование скарновой минеральной ассоциации в пропилитах I типа, сменяющейся во фронтальной части пласта пропилитами эпидот-хлоритовой фации. Пропилитизация является определяющим процессом для этого уровня во всех типах метасоматитов. Большое место занимает окварцевание — процесс, который сопровождает образование площадных гидротермально измененных пород и вызывает появление значительного числа прожилков, особенно в верхней части разреза. Для щелочного метасоматоза заметно влияние изменения активности Na, что приводит к появлению хлорит- и кварц-альбитовых парагенезисов. Завершает этот уровень глубинности зона вскипания гидротермального флюида, которая фиксируется по массовому появлению кальцита в составе минеральных ассоциаций, среди которых заметное место занимают кальцит-хлоритовые. Причиной, вызвавшей интенсивное отделение газовой фазы, было, по-видимому, резкое снижение давления, что подтверждается широким распространением прожилков и штокверковых зон. А.Г. Бетехтин /1953/ подчеркнул, что падение внешнего давления обуславливает испарение растворителя (главным образом H_2O), а также удаление из него растворенных газов (например, CO_2 и H_2S) и вообще легколетучих соединений. При рассмотрении механизма образования кварцевых жил, которые отнесены к жилам выполнения, отмечалось, что дросселирование, т.е. резкий спад давления в результате открытия трещины (в понимании Х.Л. Барнс /1982/), является необходимым процессом для образования жил.

Глубинное вскипание растворов характерно для многих вулканических областей /Набоко, 1969; Русинов, 1972; Сержников, 1986/ и служит причиной дифференциации гидротермальных систем по химическому составу, что приводит к формированию вертикальной зональности изменений и к рудоотложению. Так, например, в колонке гидротермально измененных пород одного из андезитовых вулканов /Сержников, 1986/ зона вскипания отражена границей пропилитов с менее глубинными формациями. Рудоотложение при этом вызывается понижением устойчивости тиокомплексов вследствие перехода CO_2 и H_2 в паровую фазу, а pH растворов растет. А.У. Роз и Д.М. Берт /1982/ показали, что при достижении раствором близповерхностных уровней характер производимых им изменений и отложение минералов зависят от трех основных процессов — охлаждения, при котором образуются ассоциации с кварцем, мусковитом и глинистыми минералами; вскипания, которое избирательно удаляет из растворов CO_2 , H_2S и другие летучие соединения, что, в свою очередь, приводит к осаждению калишпата, эпидота или кальцита; конденсации, которая ведет к появлению альбита.

Что касается отложения кальцита из гидротермальных растворов, то наиболее эффективен процесс вскипания /Холланд, Малинин, 1982/, так как гидротермы, поднимаясь без кипения, будут скорее растворять кальцит, чем осаждать его, а уменьшение раствори-

мости из-за постепенного снижения давления более чем компенсируется увеличением растворимости за счет падения температуры.

Суммируя приведенные данные, можно определенно говорить о том, что появление кальцита в составе минеральных ассоциаций начиная с пятого горизонта разреза хибеленской свиты связано с эффектом вскипания гидротермального флюида, которое приурочено к этому уровню.

Подробно механизм образования зон вскипания на основе экспериментальных данных и теоретических расчетов рассмотрен Н.С. Жатнуевым /1987/, показавшим, кроме того, роль границ вскипания и конденсации растворов как геохимических барьеров.

При переходе на третий, близповерхностный уровень, где на образование минеральных ассоциаций существенное влияние оказывает, вероятно, экзогенный фактор (атмосфера и метеорные воды), происходит образование кварцево-жильных полей с сульфидной минерализацией, а щелочные растворы отлагают щелочно-пропилитовые ассоциации с хлоритом, альбитом и кальцитом, с которыми связано выделение гематита при возрастании фугитивности кислорода. Таким образом, щелочной метасоматоз имеет здесь существенно натриевый характер. Примечательно, что для молодых вулканических областей обычна обратная зональность щелочей, т.е. повышение активности К на близповерхностных уровнях. С.И. Набоко и С.Ф. Главатских /1985/ приводят данные о том, что повышение содержания К выражается в преимущественном развитии адуляра по сравнению с альбитом. Такая закономерность объясняется более быстрым падением растворимости КСl относительно NaCl при уменьшении температуры /Коржинский, 1963/. Тем не менее, в большом числе пропилитов центральной части Камчатки /Русинов, 1972/ не наблюдается повышения активности калия с падением температуры. Одной из возможных причин такого явления может быть влияние серных анионов, активность которых превышает активность хлор-иона. В таких условиях активность К может либо не меняться, либо даже понижаться с подъемом растворов в верхние части разреза. Описанный механизм кажется вполне вероятным, хорошо объясняющим появление хлорит-альбитовых метасоматитов на завершающем этапе гидротермального процесса.

Глава 4

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Металлогеническая изученность Прибайкальского вулканического пояса и его южной ветви в частности еще недостаточна и, как следствие, в пределах пояса неизвестны крупные месторождения. Однако многочисленные минерализованные зоны в различных

вулканогенных и вулканогенно-терригенных формациях пояса позволили А.А. Бухарову /Докембрийские вулканические структуры... 1979/ установить следующие закономерности.

В гранитно-метаморфическом фундаменте пояса известны редкометалльные зоны, олово-вольфрамовое и висмутовое оруденения. Зеленосланцевые толщи фундамента золотосны. Медные проявления установлены как в зеленосланцевых образованиях фундамента, так и в вулканогенно-терригенных фациях вулканогенных комплексов. Гидротермальные проявления некоторых металлов размещаются в вулканогенно-терригенных эффузивных фациях андезитодацитов начальных этапов формирования пояса, а также связаны с экструзивными и жерловыми фациями кислых лав. С зонами разломов, пересекающими околожерловые фации, связана минерализация полиметаллов, вольфрама (шеелита), золота. Гранит-порфиры периферических магматических очагов несут оловянную, золотую, флюоритовую минерализацию.

Большой интерес в металлогеническом плане представляют находки халькозин-борнитовых руд среди вулканитов южной ветви Прибайкальского вулканического пояса по р. Солнечной А.А. Бухарова /1966/, которые связаны с вулканогенно-терригенными образованиями околожерловых фаций одноименного палеовулкана /Глазунов, 1984/. По генезису руды относятся к вулканогенному гидротермальному типу месторождений, которые связаны с наземным андезит-дацитовым вулканизмом поздних стадий тектономагматической активизации. Околорудные изменения выражены в интенсивной пропилитизации и окварцевании, а рудообразование происходило на небольшой глубине в условиях резкого спада температуры и давления.

Необходимо отметить, что в терригенно-карбонатных отложениях голоустенской и улунтуйской свит байкальского комплекса, который является верхним структурным этажом по отношению к Прибайкальскому вулканическому поясу, проявлено стратиформное полиметаллическое оруденение в виде пластообразных согласных залежей, обнаруживающее отчетливую связь с процессами кальциевого метасоматоза (карбонатизация, флюоритизация).

Таким образом, имеющийся, хотя и немногочисленный материал по металлогении ЮВПВ и гидротермально-метасоматическим процессам, проявленным в его пределах, позволяет согласиться с прогнозными оценками А.А. Бухарова /Докембрийские вулканические структуры..., 1979; Бухаров, 1987/ о перспективности пояса относительно месторождений эпitherмального типа. Наиболее благоприятными при этом следует считать околожерловые фации палеовулканов, где максимально проявлены гидротермальные процессы.

Гидротермально измененные породы как абразивное сырье.
Площадные метасоматиты ЮВПВ, минеральный состав и условия образования которых описаны выше, благодаря своей высокой плотности и тонкозернистому сложению могут рассматриваться как полезное ископаемое — абразивный материал.

В металлообрабатывающей промышленности для изготовления многих металлоизделий применяются горные породы и минералы, имеющие абразивные свойства. Из естественных абразивов известны алмаз, корунд, наждак, гранат, кварц, полевые шпаты, диатомит, трепел, пемза, кремьень, кварцит, песчаник и др. Из них изготавливаются полировальные порошки, круги, бруски, наждачные шкурки и полотна. Однако не все перечисленные минералы и горные породы могут применяться для обработки металлоизделий из легированных и закаленных сталей до высоких (9-13) классов чистоты. По требованиям технических условий породы должны на 70 % и более состоять из неокатанных зерен минералов с твердостью 6-7 и выше по шкале Мооса, при этом цемент должен иметь твердость на 2-3 единицы меньше (для обеспечения эффекта "самозатачивания"). Очень важны равномерное распределение абразивных зерен и массивная текстура. Такие условия реализуются в природе достаточно редко, и, как следствие, редки и крупные месторождения высококачественного абразивного сырья.

Наиболее широко известно месторождение арканзасского камня, или новакулита, расположенное в США (штаты Арканзас и Оклахома) /Goldstein, Hendrick, 1953/. Термин "новакулит" в переводе с латинского обозначает точильный камень для бритв и определяет область его первоначального применения. Он введен в 1796 г. для характеристики тонких, светлых кремнистых пород, похожих на кремнистые сланцы, но отличающихся преобладанием кварца над халцедоном. В дальнейшем под этим термином стали понимать формацию кремнистых сланцев, включающую в себя и собственно новакулиты, т.е. высокоабразивные породы, причем последние отличаются от сланцев по цвету, равномерно-зернистому сложению, отсутствию сланцеватости, меньшему количеству органического и кластического материала. Арканзасские новакулиты относятся к фации Уошито и имеют девон-карбонный (миссисипский) возраст (рис. 45). Они образуют горизонты мощностью 234-340 футов (71-104 м). В них выделяются четыре литологических типа: 1 - светлые тонкопереслаивающиеся кремнисто-глинистые спикюлярититы и зеленоватые кремнистые сланцы и аргиллиты; 2 - темные до серых пиритизированные кремнистые сланцы с коричнево-красными выделениями сапропелевого материала; 3 - красные до зеленых аргиллиты с мусковитом, радиоляриевые кремнистые сланцы и темные сапропелиевые сланцы; 4 - зеленые, коричневые и серые радиоляриевые кремнистые сланцы.

Минеральный состав новакулитов характеризуется существенным преобладанием кварца с примесью глинистых минералов, карбонатов и слюд. Химический состав отражает кремнистый характер пород (табл. 18).

На генезис арканзасских новакулитов существуют различные точки зрения /Goldstein, Hendrick, 1953/; это гипотезы метаморфизованных песчаников, органического происхождения, окремненных известняков, отложения кремния на морском дне

Рис. 45. Стратиграфическая колонка фации Уошито /Goldstein, Hendrick, 1953/.

1 - грубозернистые кварцевые песчаники, конгломераты; 2 - верхний горизонт - новакулиты белые, с железомagneзиальными карбонатами; 3 - средний горизонт - переслаивание новакулитов с темными сланцами; 4 - нижний горизонт - новакулиты белые, массивные; 5 - кремнистые сланцы.

Период	Формация	Стратиграфическая колонка	Мощность, м	Символы
Миссисипий	Песчаники Фотспрингс	△ · △ · △ △ · △ · △ △ · △ · △	50-70	△ · △ · △ 1 △ = △ = 2 △ - △ - 3
Девонский Миссисипий	Новакулиты арканзас	△ = △ = △ △ = △ = △ △ - △ - △ △ - △ - △ △ - △ - △ △ · △ · △ △ · △ · △ △ · △ · △ △ · △ · △	70-100	△ △ 4 △ - △ - △ 5
Силур	Миссури	△ - △ - △ △ - △ - △ △ - △ - △	0-100	

из мутной воды при участии процессов силификации, растреклования и химического осаждения.

Суммируя ранние гипотезы, А. Голдштейн / Goldstein, 1959/ предложил новый взгляд на образование арканзасских новакулитов. По его мнению, на ход процесса влияло большое число факторов. Девонский вулканизм привел к отложению значительных количеств пепла при пенепленизации и меньших - терригенного материала в геосинклинальной области Уошито. Длительное субмаринное выветривание легко переносило растворенные элементы и превратило пепел в почти чистый опал или "изотропный" кварц, причем в этих осадках сохранились радиолярии и губки. Предполагается нормальная морская обстановка в период седиментации с небольшими периодами времени, когда господствовали застойные условия, которые фиксируются по сапропелевым высококремнистым горизонтам со спорами. Скачкообразное увеличение градиента течения вызвало отложение терригенных осадков и привело к переслаиванию со слан-

Таблица 18. Вариации химического состава арканзасских новакулитов /Holbrook, Stone, 1978/, мас. %

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
1	99,03	0,42	0,01	0,07	0,02	0,03	0,03	0,04	0,10
2	99,18	0,26	0,07	0,09	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
3	99,07	0,25	0,01	0,29	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05
4	99,19	0,19	0,03	0,19	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05
5	99,19	0,25	0,01	0,14	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05
6	99,16	0,27	0,04	0,16	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01

цами и тонкозернистыми песчаниками. Некоторая часть верхних горизонтов новакулитов образована в субаэральных или шельфовых условиях, на что указывают следы воздействия приливов. Дальнейшее преобразование осадков связано с их литификацией в процессе развития геосинклинали.

Основной ассортимент изделий из арканзасских новакулитов — различные бруски для обработки и полировки металлоизделий (для этих целей в 1976 г. была добыта 771 т сырья), кроме того, были попытки использовать новакулит для изготовления огнеупорных силикатных кирпичей, добавок к асфальтам, а также в качестве среды для истирания различных веществ. Обращается внимание на новакулит и как на потенциальный источник чистого кремния / Holbrook, Stone, 1978/.

Подробное описание месторождения новакулита связано с тем, что изделия из него получили всемирное распространение (хотя и отмечается преимущественное использование в США) и долгое время были единственными в своем роде.

Сразу после образования Советского государства возникла необходимость в замене импортного абразивного материала, что привело, наряду с поисками новых, к ревизии известных месторождений. Одним из них было Белорецкое месторождение, расположенное в северной части Рудного Алтая и известное с 1788 г. как месторождение поделочного камня (кварца) /Комишан, 1934/.

Месторождение имеет форму жлообразного тела субмеридионального простирания (рис. 46). Вмещающими породами служат граниты, метаморфизованные и гнейсовидные, которые на удалении от района месторождения контактируют с отложениями силура, однако характер контакта не установлен. Представление о возрасте месторождения можно получить лишь косвенным путем, если допустить, что блок окремненных сланцев в пределах месторождения является ксенолитом силурийской толщи. Полезное ископаемое характеризуется следующими отличительными особенностями: твердость близка к 7 (по шкале Мооса), излом ровный или слегка занозистый, шероховатый, значительная крепость и малая хрупкость, отсутствие трещиноватости, сплошная или пятнистая окраска, вкрапленность пирита и халькопирита, тонкое и равномерно-зернистое сложение.

Образование месторождения, по мнению И.С. Комишан /1934/, произошло за счет гидротермальной проработки блока карбонатно-сланцевых пород, причем для кварцита исходной была карбонатная часть. Предполагается значительный привнос кремнекислоты, а температура процесса оценивается в 300–350 °С или несколько ниже.

Использование кварца Белорецкого месторождения в XIX — начале XX в. ограничивалось изготовлением различных поделок (вазы, колонны, камеи, письменные приборы и т.п.). Первая попытка использования белоречита (как он стал называться) в промышленности относится к 1923 г., когда были изготовлены ступки и валики для кожевенного производства, тогда же изготовлены и первые точильные бруски, уступающие, однако, по технологическим свойствам брускам из новакулита.

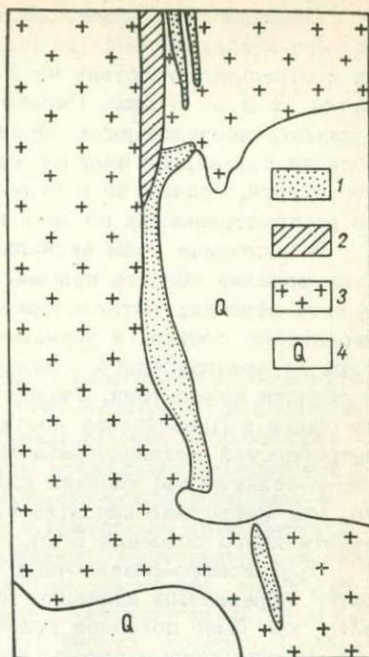
Рис. 46. Геологическая схема Белорецкого месторождения /Комишан, 1934/.

1 - кварцит; 2 - окремненные породы; 3 - граниты; 4 - четвертичные отложения.

Оба месторождения, хотя и отличаются по возрасту, геологической обстановке и по условиям образования, сходны в типе полезного ископаемого - существенно кварцевой породы с малым числом примесей.

Площадные метасоматиты ЮВПВ формации пропицитов значительно отличаются по составу и условиям образования как от арканзасских новакулитов, так и от кварцита Белорецкого месторождения. С другой стороны, по большинству показателей они удовлетворяют требованиям промышленности к качеству абразивного сырья. Поскольку абразивная способность пород во многом определяется микроструктурой их поверхности, изучение последней проводилось с помощью комплекса методов, включающего в себя изучение углеродистых реплик поверхности свежего скола на просвечивающем электронном микроскопе ЭВМ-100ЛМ и изучение этих поверхностей в естественном сложении на растровом электронном микроскопе BS-300. Первый метод является в некоторой степени косвенным, так как исследованию подвергается углеродистый слепок, захватывающий локальный участок образца с наиболее сглаженной поверхностью, в то время как растровый электронный микроскоп, обладая меньшей разрешающей способностью, но большей глубиной резкости, позволяет изучить значительную площадь образца вне зависимости от структуры поверхности (глубины рельефа). Оба метода основаны на допущении, что в тонкозернистых породах раскол проходит по индукционным поверхностям и, следовательно, наблюдаемый микрорельеф скола отражает структуру порообразующего вещества.

Арканзасские новакулиты, изученные с помощью углеродистых реплик /Folk, Weaver, 1952/, послужили прообразом для выделения своеобразного типа поверхности - новакулитового, характерной чертой которого является то, что образцы, состоящие из микрорезко очерченных полиэдрических блоков с гладкими, слегка изогнутыми гранями.



Исследование площадных метасоматитов I и III типа показало, что новакулитовый тип поверхности в "чистом виде" встречается в отдельных участках из 5-6 блоков, размеры которых колеблются от 2 до 6 мкм. Рельеф поверхности скола разнообразный. Просмотр исследованных образцов на растровом электронном микроскопе подтвердил наличие участков с типичной новакулитовой структурой, причем не в отдельных локальных точках, а равномерных распространенных по всей площади образца.

В последние годы экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" определена широкая область применения байкальских "микрокварцитов" во многих отраслях металлообрабатывающей промышленности. По минеральному составу и физико-механическим свойствам они отличаются от арканзасского новакулита и являются его аналогом лишь в области применения. Запасы этого ценного природного абразивного сырья в Прибайкалье достаточны для полного удовлетворения потребностей металлообрабатывающей промышленности страны, а горно-технические условия разработки не сложны. Существенно и то, что месторождения этих пород расположены в зоне народнохозяйственного освоения БАМ.

При геолого-разведочных работах на байкальские "микрокварциты" абразивным изделиям из них дано название "байкалит". Однако, как было показано выше, по своему генезису эти гидротермально измененные породы нельзя называть "микрокварцитами". Также не подходит и термин "байкалит", поскольку он занят для одной из разновидностей зеленого диопсида, открытого на Байкале.

Нам представляется, что гидротермально-метасоматические породы, распространенные в бассейне руч. Среднего Кедрового, рек Заворотной и Правой Тонгоды, связанные с Тонгодинской группой палеовулканов, могут быть определены новым именем - "тонгодит". В известных пластах р. Правой Тонгоды наиболее отчетливо проявлены описанные выше свойства, позволяющие считать породы формации пропилитов, особенно III их тип, высококачественным абразивным сырьем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах ЮВПВ широко проявлены гидротермально-метасоматические процессы в вулканитах андезит-дацитового и дацит-риолитового состава. Анализ петролого-геохимических особенностей метасоматоза показывает, что продукты последнего относятся к скарн-пропилитовой региональной метасоматической формации. В рамках формации выделены площадные и локальные метасоматиты, сопровождающиеся зонами слабого изменения. Фациальный ряд гидротермально измененных пород представлен скарновым, актинолит-эпидотовыми, эпидот-хлоритовыми и хлорит-кальцитовыми парагенезисами, которые отражают уровни глубинности процесса. С пропилитами тесно связаны щелочные метасоматиты кварц-калишпатового и калишпат-серишитового состава, при образовании которых происходит аккумуляция кремния и щелочей, выносимых при пропилитизации. С прижерловыми фациями вулканитов и с участками развития экструзивных образований ассоциируют кварцево-жильные поля, завершающие вертикальную колонку гидротермально-метасоматических образований. Скарновые минеральные ассоциации развиваются исключительно в площадных метасоматитах, отнесенных к пропилитам I типа, образование которых происходит в нижних частях палеовулканической постройки вблизи от периферического магматического очага.

Положение гидротермально измененных пород в вертикальном разрезе хибеленской свиты, слагающие их минеральные парагенезисы, литературные данные и физико-химическое моделирование процесса пропилитизации на ЭВМ с использованием аппарата программного комплекса "Селектор" позволяют установить, что описанные в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса актинолит-эпидот-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и хлорит-кальцитовые метасоматиты разных уровней глубинности определяются температурным интервалом 100-300 °С. Растворы, вызывающие метасоматоз, содержали HCl, HF, H₂S и CO₂ в количествах, которые менялись в процессе гидротермальной деятельности в результате взаимодействия с вмещающими породами и влияния внешних факторов в приповерхностных условиях, что привело, в свою очередь, к отложению минеральных ассоциаций пропилитов и

сопряженных с ними щелочных метасоматитов и участков кислотно-го выщелачивания.

Анализ баланса вещества в процессе метасоматоза пород ЮВПВП отчетливо выдвигает вопрос об источнике петрогенных элементов и главным образом кальция. Проведенные исследования распределения изотопов С и О в кальцитах показывают их гидротермальную природу и значительную роль глубинного источника при формировании гидротермального раствора. В этой связи рассматривается взаимодействие трансмагматических восходящих потоков флюидов с карбонатным веществом, роль которого могли играть мраморы нижнепротерозойского фундамента ПВП, обогащающие своим веществом трансмагматический флюид. Такой механизм не противоречит ни геологическим наблюдениям, ни экспериментальным данным, ни теоретическим расчетам и хорошо объясняет многие особенности гидротермально измененных пород.

Анализ имеющихся данных о металлогении ЮВПВП приводит к выводу о благоприятности геологической обстановки пояса для образования в его пределах различных месторождений эпитептермального типа. Для поисковых работ наиболее перспективны околожерловые и экструзивные фации палеовулканов, где максимально проявлен гидротермальный метасоматоз.

Особый интерес вызывают гидротермально измененные породы с абразивными свойствами, которые описаны как площадные метасоматиты. По физико-механическим свойствам и по структуре эти породы соответствуют требованиям промышленности к качеству абразивного сырья, а по некоторым технологическим показателям превосходят наиболее распространенные в различных отраслях металлообрабатывающей промышленности искусственные абразивы и арканзасские новакулиты. Месторождения этих абразивных пород в Прибайкалье, для которых мы предлагаем собственное название "тонгодит", могут удовлетворить потребности промышленности страны в этом типе сырья, что особенно важно из-за нахождения в зоне народнохозяйственного освоения БАМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева О.В., Зотов А.В. Вертикальная метасоматическая зональность измененных пород в областях современной гидротермальной деятельности // *Метасоматизм и рудообразование*. - Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1982. - С. 94-95.
- Бабурин Л.М., Викулова Л.П., Демян Б.Г. и др. Геохимические параметры и физико-химические условия формирования гидротермальных систем // VI симпозиум МАГРМ: Тез. докл. - Тбилиси, 1982. - С. 10-11.
- Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. - М.: Мир, 1982. - С. 328-369.
- Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. - М.: Мир, 1982. - С. 71-121.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - С. 122-275.
- Бухаров А.А. Основные особенности геологического развития Северо-Байкальского краевого вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1967. - 21 с.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - 139 с.
- Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 202 с.
- Бухаров А.А., Обухов С.П. О докембрийском эпитермальном рудогенезе и металлогении Прибайкальского вулканического пояса // *Геология и геофизика*. - 1976. - № 1. - С. 54-60.
- Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. - М.: Недра, 1973. - 280 с.
- Василевский М.М., Ротман В.К. Мезо-кайнозойские вулканогенные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной области // *Рудоносность вулканогенных формаций*. - М.: Наука, 1965. - С. 258-267.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // *Геохимия*. - 1962. - № 7. - С. 551-571.
- Виноградов В.И., Кулешов В.М., Лицарев М.А. Возможные причины изменения изотопного состава кислорода и углерода архейских карбонатов Алданского шита // *Докл. АН СССР*. - 1981. - Т. 285, № 6. - С. 1195.
- Власов Г.М. Условия образования золотосеребряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным и эффузивным породам // *Рудоносность вулканогенных формаций*. - М.: Наука, 1965. - С. 209-215.

- Глазунов В.О. Редкоземельные элементы в эффузивах южной части Северо-Байкальского краевого вулканического пояса // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. конф. молодых ученых. - Якутск, 1984. - С. 41-42.
- Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. - М.: Наука, 1977. - 239 с.
- Гундобин Г.М., Гуменик В.А., Кравцов Р.Г. Редкие щелочи в метасоматитах золотосеребряных месторождений Приохотья // Геология и геофизика. - 1977. - № 6. - С. 109-115.
- Гусев В.А. Кластер-анализ // Алгоритмы и программы: Информ. бюл. - М., 1977. - № 1. - С. 18.
- Днепровская Л.В., Мурашко Д.Н., Бухаров А.А., Брандт С.Б. Изотопные исследования углерода и кислорода кальцитов из древнего вулкана Прибайкалья // Всесоюзное совещание по геохимии углерода: Тез. докл. - М., 1986. - С. 94-96.
- Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 67 с.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1968. - С. 220-300.
- Жариков В.А. Физико-химические исследования околорудного метасоматоза // Геохимия. - 1982. - № 12. - С. 1754-1779.
- Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1978. - С. 9-28
- Жатнуев Н.С. Модели пародоминирующих гидротермальных систем в докритических условиях // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 293, № 1. - С. 203-206.
- Железозмагнетитовый метасоматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1980. - 235 с.
- Зарайский Г.П., Нечеухин В.М., Старостин В.И. Основные черты метаморфизма вулканогенных пород Блявинского района на Южном Урале // 2-е Уральское петрографическое совещание: Тез. докл. - Свердловск, 1966. - Т. 3. - С. 111-113.
- Казьмин Л.А., Халиуллина О.А., Карпов И.К. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем, когда число фаз превышает число независимых компонентов в исходных условиях, методом минимизации свободной энергии (программа "Селектор"): Институт геохимии СО АН СССР, ноябрь, 1973 // Алгоритмы и программы. - М., 1975. - № 3. - С. 18-19.
- Каложный В.А., Вынар О.Н., Ковалишин З.И. и др. Геохимическая специализация гидротермальных флюидов полиметаллических и золоторудных проявлений Украины (по данным изучения флюидных включений) // VI симпозиум МАГРМ: Тез. докл. - Тбилиси, 1982. - С. 207-208.
- Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в гидротермальных скважинах. - М.: Наука, 1976. - 172 с.
- Карпов И.К. Локальный принцип и алгоритмы расчета на ЭВМ необратимой эволюции геохимических систем // Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 205, № 1. - С. 209-212.
- Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 247 с.
- Кележинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. - М.: Наука, 1965. - 135 с.
- Кележинская К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. - М.: Наука, 1971. - 310 с.
- Комишан И.С. Белоречское месторождение кварца (Алтай). - Л.: Изд-во АН СССР, 1934. - 36 с.

- Копылов Э.Н. Петрология и геохимия эффузивов Северо-Байкальского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1973. - 24 с.
- Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - М.: Изд-во АН СССР, 1948. - 148 с. - (Труды ИГиН АН СССР; Вып. 68).
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - С. 332-452.
- Коржинский Д.С. Особенности постмагматических процессов в вулканических формациях // Рудоносность вулканогенных формаций. - М., 1963. - С. 7-14.
- Коржинский Д.С. Проблема различия метасоматических образований от магматических осадочных // Метасоматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1974. - С. 5-12.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. - М.: Наука, 1982. - 104 с.
- Коржинский Д.С. Проблема трансмагматических флюидов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. - М.: Наука, 1983. - С. 87-90.
- Кориковский С.П. Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. - М.: Наука, 1973. - С. 71-95.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. - М.: Недра, 1981. - 224 с.
- Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 185 с.
- Летников Ф.А., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 151 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 222 с.
- Лобанов М.П. Основные черты магматизма и металлогении центральной части Северо-Байкальского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966. - 24 с.
- Лобанов М.П., Педяш Г.М., Погудин Ю.Б. Листвениты зон смятия Байкало-Муйского зеленокаменного пояса // Основные черты геологии Восточного Саяна. - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1979. - С. 128-130.
- Логинов В.П., Русинов В.Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей // Метасоматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1979. - С. 171-183.
- Малхасян Э.Г. Постмагматические процессы юрского вулканического цикла Малого Кавказа // Современный вулканизм. - М.: Наука, 1966. - С. 205-211.
- Махайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973. - 142 с.
- Мурашко Д.Н., Нартова Н.Б. Развитие карбонатизации в Кедрово-Тонгодинской рудной зоне (Прибайкалье) // Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири: Тез. докл. региональной конф. - Иркутск, 1985. - С. 37-38.
- Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги // Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. - М.: Наука, 1969. - С. 3-8.

- Набоко С.И., Главатский С.Ф. Элементы-индикаторы в эксгаляционном и гидротермальном процессе // Вулканология и сейсмология. - 1985. - № 4. - С. 40-53.
- Наковник Н.И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение // Зап. ВМО. - 1954. - Т. 83. - № 2. - С. 85-94.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. - М.: Недра, 1964. - 339 с.
- Нартова Н.В., Сутурина Т.А., Мурашко Д.Н. Качественный фазовый анализ гидротермально измененных пород // Тез. докл. к XI конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. - Иркутск, 1986. - С. 112-113.
- Носик Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования. - М.: Наука, 1986. - 222 с.
- Перцев Н.Н., Шабынин Л.И., Зотов И.А. Закономерности и эволюция контакто-метасоматических процессов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. - М.: Наука, 1983. - С. 120-126.
- Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 170 с.
- Петрографический словарь. - М.: Недра, 1981. - 496 с.
- Плошев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981. - 262 с.
- Радонова Т.Г. Хидротермально променаната зона в района на мина Елшица, Панагюрско // Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохим., минерал. и петрогр. - 1967. - № 16. - С. 189-204.
- Радонова Т.Г. Зональность пропилитов и вторичных кварцитов Красен-Петеловской зоны Панагюрского района // Геология руд. месторождений. - 1969. - Т. 11, № 2. - С. 53-63.
- Радонова Т.Г. Пропилиты и вторични кварцити от централното Среднегорие и техните съотношение с медно-пиритните орудявания // Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохим., минерал. и петрогр. - 1970. - № 19. - С. 179-187.
- Роз А.У., Берт Д.М. Гидротермальные изменения пород // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982. - С. 148-199.
- Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. - М.: Наука, 1972. - 204 с.
- Русинов В.Л., Тихомиров В.С. Новые данные о вертикальной зональности в пропилитах // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. - М.: Наука, 1982. - С. 60-74.
- Рыженко Б.Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. - М.: Наука, 1981. - 191 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области: В 2 т. - М.: Недра, 1964-1967. - Т. 1: Стратиграфия. - 1964. - 515 с; Т. 2: Магматизм, тектоника, история геологического развития. - 1967. - 699 с.
- Сережников А.И. Сравнительная геохимическая характеристика современных и древних гидротермальных систем вулканогенных областей // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 288, № 2. - С. 457-461.
- Собаченко В.Н., Номоконов В.Д. Особенности проявления фенакитсодержащих натровых метасоматитов в вулканогенных породах докембрия // Геология и геофизика. - 1979. - № 9. - С. 75-83.
- Собаченко В.Н., Смирнова Е.В. К геохимии редких земель при развитии метасоматических процессов в вулканогенных и метаморфических комплексах докембрия // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных

- процессах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - С. 98-111.
- Сычев Б.И. К систематике гидротермально измененных пород медно-порфировых месторождений Казахстана // Геология, вещественный состав и закономерности размещения медных месторождений Казахстана. - Алма-Ата: КазИМС, 1978. - Вып. 1. - С. 103-116.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 213 с.
- Флюидный режим метаморфизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 193 с.
- Фремд Г.М., Исаева М.Д. Минеральные фации, метасоматическая зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии/ Труды Лаборатории палеовулканологии Казахского научно-исслед. ин-та минерального сырья. - Алма-Ата: КазИМС, 1963. - Вып. 2. - С. 156-170.
- Хефс И. Геохимия стабильных изотопов. - М.: Мир, 1983. - 200 с.
- Холланд Д.Г., Малинин С.Д. Растворимость и распространение нерудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982. - С. 370-404.
- Хренов П.М. Негеосинклиналильные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. - М.: Недра, 1981. - 224 с.
- Хренов П.М., Бухаров А.А., Гордиенко И.В. Металлогения вулканоплутонических поясов негеосинклиналильного типа // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Наука, 1975. - Т. 11. - С. 90-100.
- Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Zubin M.И., Таракановский А.А. Геологическое строение Аванчинского вулкана по геофизическим данным // Вулканизм и глубинное строение Земли. - М.: Наука, 1966. - С. 49-56.
- Шербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 200 с.
- Шербань И.П., Копылова Л.В., Шевченко Б.И. Околорудные метасоматиты континентальных рифтовых структур. - М.: Недра, 1985. - 180 с.
- Evirgen M.M., Ashworth J.R. Muscovite Mg + Fe content and unit-cell parametr in greenschist facies geobarometry // An investigation SW Turkey. - 1984. - N 11. - P. 13-22.
- Folk R.L., Weaver C.E. A study of the texture and composition chert // Amer. J. Sci. - 1952. - Vol. 250, N 7. - P. 498-510.
- Frantz J.D., Popp R.K., Boctor N.Z. Mineral - solution equilibria - V. Solubilities of rock - forming minerals in supercritical fluids // Geochim Cosmochim Acta. - 1981. - Vol. 45. - P. 69-77.
- Goldstein A. Cherts and novaculites of Quachita facies // Silica in sediments. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. - 1959. - N 7. - P. 135-149.
- Goldstein A., Hendricks T. Siliceous sediments of Quachita facies in Oklahoma // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1953. - Vol. 64, N 4. - P. 421-442.
- Holbrook D.F., Stone C.G. Arkansas novaculite - a silica resource // Circ. Okla. Geol. Surv. - 1978. - N 79. - P. 51-58.
- Kelch H. Die Genese des propylitisierten Rhyoliths von Plotz (nordl. Halle a. d. s.) // Wiss. Z. Humboldt Univ. Berlin. Math.-naturwiss. - 1962. - Vol. 11, N 5. - P. 758-761.
- Lodder W. Cold-alunite deposits and zonal wall-rock alteration near Rodaiguilar, SE Spain: Diss. Doct. - Amsterdam, 1966. - 102 p.

Plimer J.R. Broken Hill Pb-Zn-Ag deposit - a product of mantle metasomatism // Miner. Deposita. - 1985. - Vol. 20, N 3. - P. 147-153.

Wilshire H.G. Propylitization of Tertiary volcanic rocks near Ebbetts' Pass Alpine Country, California // Univ. Calif. Publ. - Geol. Sci. - 1957. - Vol. 32, N 4. - P. 243-271.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Список принятых сокращений	5
Глава 1. Вулканиды южной ветви Прибайкальского вулканического пояса	6
Геологическое строение	-
История геологического развития Прибайкальского вулканического пояса в протерозое	11
Петрохимические особенности пород	12
Геохимические особенности пород	13
Глава 2. Метасоматические процессы в вулканидах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса	15
Глава 3. Физико-химическая модель метасоматических процессов в породах южной ветви Прибайкальского вулканического пояса	71
Физико-химическое моделирование процесса пропилитизации на ЭВМ	-
Изотопная модель процесса карбонатизации	79
Источник вещества при метасоматозе	81
Глава 4. Основные черты металлогении Прибайкальского вулканического пояса	86
Заключение	93
Список литературы	95

Научное издание

Мурашко Дмитрий Николаевич

ПРОПИЛИТЫ
ПРИБАЙКАЛЬСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Редактор издательства Л.М. Акентьева

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Пискун

Технический редактор Н.М. Остроумова

ИБ № 34688

Сдано в набор 27.11.89. Подписано к печати 06.07.90.
МН-01267. Формат 60x90 1/16, Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 6,5. Усл. кр.-отт. 6,8.
Уч.-изд.л. 7,2. Тираж 600 экз. Заказ № 972.
Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин "Книга - почтой"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
- 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга - почтой");
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 ("Книга - почтой");
- 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 ("Книга - почтой");
- 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
- 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга - почтой");
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79;
- 252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
- 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
- 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57;
- 190164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

- 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4;
- 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19-а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630099 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22("Книга - почтой");
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пушино Московской обл., МР "В", 1
("Книга - почтой");
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
("Книга - почтой");
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").

1 p. 40 н.

5238