

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
СВЯЗАННЫЕ
С МАГНЕЗИАЛЬНЫМИ
КОМПЛЕКСАМИ
И ВУЛКАНИЗМОМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ,
СВЯЗАННЫЕ
С МАГНЕЗИАЛЬНЫМИ
КОМПЛЕКСАМИ
И ВУЛКАНИЗМОМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978



2362

В предлагаемом сборнике рассматриваются условия образования антофилит-асбеста, промышленного флогопита, мусковита, вермикулита, брусита и совокупность полезных ископаемых, связанных с липаритовым вулканизмом. Сюда относятся в первую очередь перлит и обсидиан, а также различные шлаки, пемзы и некоторые строительные и облицовочные материалы.

Книга рассчитана на геологов-петрографов, специалистов по неметаллическим полезным ископаемым, а также на строителей и технологов, использующих неметаллическое сырье.

Ответственный редактор

В.П. ПЕТРОВ

Объектом, освещаемым в настоящем сборнике, являются важнейшие минеральные полезные ископаемые эндогенного генезиса-амфиболовый асбест, слюда как безводная, так и гидратизированная и брусит. Кроме того, в сборнике рассматриваются кислые эффузивы, производные которых в последние годы вызывают все больший и больший интерес исследователей с самых разных сторон. Это в первую очередь различные перлитовые породы, затем обсидиан и, наконец, различные шлаки и пеплы, а также игнимбриты, используемые как ценнейший строительный материал.

Статьи сборника являются результатами исследований сотрудников отдела неметаллов ИГЕМа, проводившихся в последние четыре года. В процессе этих работ удалось во многом по-новому подойти ко всем изученным полезным ископаемым.

Детальное изучение антофилит-асбестовых месторождений Сысерти показало, что асбестоносные рудные тела входят в реакционную зональность, возникающую вокруг гранитоидных жил, внедрившихся в гипербазиты. Поскольку возраст гранитоидов по данным кали-аргоновой датировки, находящейся в полном согласии с их геологическим положением, пермский, постольку с этим возрастом надо связывать и асбестообразование. Это принципиально отличается от господствовавших ранее представлений, связывавших асбестообразование с общим региональным метаморфизмом ультрабазитов, и меняет подход к учету размещения асбестовых залежей.

Флогопитовые месторождения рассматриваются авторами следующих статей сборника как продукты глубокого метаморфизма доломитовых толщ. Причем авторам удалось более или менее уверенно доказать их древний протерозойский возраст, для чего была разработана принципиально новая методика радиологической датировки образцов в сложных условиях многократного метаморфизма.

Изучение распределения микроэлементов в мусковитоносных пегматитовых жилах показало, что они характеризуются своим спектром микроэлементов, резко отличным от такового вмещающих пород, однако в ряде случаев удается констатировать как вынос некоторых элементов из пегматита во вмещающие породы, так и обратно, выявить ассимиляцию вещества из вмещающих пород в краях пегматита.

Большое внимание уделялось изучению вермикулитового сырья. Показана несомненная приуроченность вермикулита к низам древней коры выветривания и необходимость различия собственно вермикулитов, натровых вермикулитов и гидрослюд, понимая под последними смешанослойные образования из вермикулитовых и слюдяных слоев. Генетически присутствие гидрослюд и собственно вермикулитов контролируется положением полезного ископаемого в разрезе коры выветривания, тогда как различие в обменном комплексе вермикулитов зависит от характера материнских пород. Вспучивание всех трех выделенных типов водосохраняющих слюд резко различно и имеет большое практическое значение.

Тщательное химическое изучение бруситовых руд позволило с большой степенью вероятности установить, что мономинеральные бруситы можно рассмат-

ривать как продукт метаморфизма первично-осадочных магнезиальных толщ. Имеющиеся геологические материалы не противоречат такой точке зрения, что в свою очередь позволяет надеяться на дальнейшее выявление в районе новых проявлений этих ценнейших магнезиальных полезных ископаемых, уже широко вошедших в промышленное использование.

Последние две статьи сборника рассматривают горные породы, являющиеся полезными ископаемыми. Это различные продукты кислого вулканизма и своеобразные маложелезистые горные породы, которые возможно использовать в составе керамических шихт. Полученные новые данные по породам такого рода крайне интересны и значительно расширяют геологические типы пород, которые могут рассматриваться как фарфоровый камень. Сообщаемые в статье материалы могут способствовать выявлению подобных пород и в других районах нашей страны.

ГЕНЕЗИС АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЫСЕРТСКОГО РАЙОНА

ВВЕДЕНИЕ

Генезис месторождений антофиллит-асбеста всегда привлекал и привлекает пристальное внимание геологов. Первые генетические представления об амфибол-асбесте появились еще в начале тридцатых годов и, конечно, они не могли учесть современных представлений в области метаморфизма и учения о горных породах вообще.

В связи с этим в данной статье мы хотим рассмотреть природу ультрабазитов в свете современных данных, подтвердить или, наоборот, опровергнуть существование принципиально различного влияния на рудообразование контактного и регионального метаморфизма, выявить место амфибол-асбестового оруденения в общей схеме минералообразующих процессов.

Единственные в настоящее время эксплуатируемые в Советском Союзе месторождения антофиллит-асбеста находятся на Среднем Урале в Сысертском районе, в пределах Сысертско-Ильменогорского гнейсово-мигматитового комплекса. Г.А. Кейльман и Г.А. Глушкова в Сысертско-Ильменогорском комплексе выделяют две главные структурные единицы: гнейсовое ядро, строение которого характеризуется развитием брахиформных куполовидных структур, и сланцевое обрамление, представленное исключительно линейными структурами. С точки зрения асбестоносности интересно лишь гнейсовое ядро, а именно — черновская свита, выделенная Г.А. Кейльманом и Г.А. Глушковой в 1967 г. Свита сложена следующей серией пород: амфиболиты, графитистые кварциты с прослоями слюдистых и слюдисто-амфиболовых гнейсов. Существенной особенностью рассматриваемой серии является наличие среди слагающих ее пород линзовидных, будинированных тел интенсивно метаморфизованных гипербазитов, к которым приурочены все асбестовые месторождения Сысертского района.

Г.А. Кейльман выделяет в Сысертском районе три тектонические зоны, среди которых встречаются асбестоносные гипербазиты: Синарско-Каменская, Катайско-Щучинская и Полдневская. Внутри каждой из зон различаются отдельные полосы асбестоносных пород. В пределах Синарско-Каменской асбестоносной зоны выделяются три узкие полосы гипербазитов, вытянутых согласно общему простиранию пород: центральная, западная и восточная. Из многих десятков закартированных линзовидных выходов ультрабазитов промышленно асбестоносными оказались только ультрабазиты, связанные с Синарско-Каменской асбестоносной зоной, а именно, с ее центральной и западной полосами. В центральной полосе расположены наиболее крупные Сысертское, Терсутское и Мочаловское промышленные месторождения антофиллит-асбеста, а также Каменушинское месторождение и ряд асбестопроявлений.

В Сысертском районе нами проводились работы в течение 1970—1975 гг. Главным методом изучения были детальные зарисовки всех достаточно хорошо обнаженных стенок месторождений с детальным изучением всех полевых и микроскопических отношений пород и минералов. В процессе таких зарисовок нам удалось установить ряд весьма интересных закономерностей, позволяющих несколько иначе, чем это было ранее, подойти к решению генетических соотношений.

СЫСЕРТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТА

В пределах Сысертского месторождения известны пять асбестоносных карьеров, из которых нам удалось изучить только два — 3-й и 4-й. Самая высокая асбестоносность наблюдается в западной и восточной частях месторождения, а именно — в пределах 2, 3 и 4-го карьеров. Причем, с нашей точки зрения, обнажения 4-го карьера наиболее интересны. Вмещающие породы — породы черновской свиты, расположены в основном в южной части месторождения. В обнажениях 4-го карьера наблюдается четкая контактная зональность, возникающая при внедрении гранитных жил в ультрабазитовые тела. Ниже приводится описание наиболее интересных

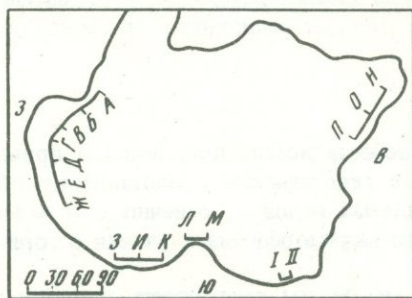


Рис. 1. Положение разрезов в карьере 4 Сысертского месторождения

разрезов карьера. Схематический план разрезов карьера показан на рис. 1. Для удобства написания все обнажения 4-го карьера Сысертского месторождения антофиллит-асбеста были зарисованы и показаны здесь на ряде продолжающих друг друга разрезов: А-Б, Б-В, В-Г, Г-Д, Д-Е, Е-Ж, З-И, И-К, Л-М, Н-О, О-П, I-II (рис. 2).

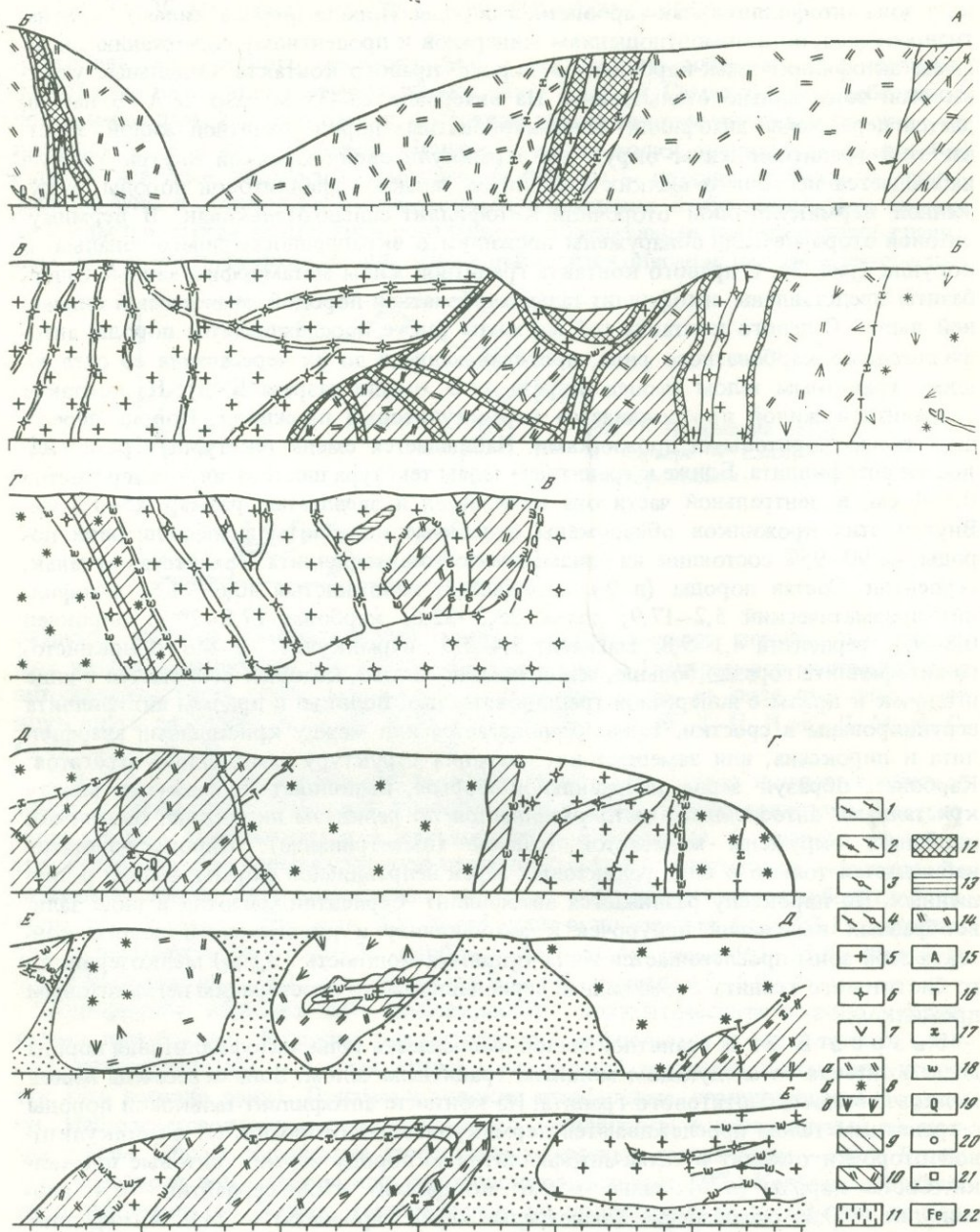
Р а з р е з А-Б. На разрезе А-Б (0—28 м) наблюдается контакт гранитной жилы с метаморфизованными гипербазитами. Жила мелкозернистого биотитового гранита выклинивается в вермикулитовой оторочке. С правого контакта гранитной жилы за вермикулитовой оторочкой следует хлоритовая, сменяющаяся тальковой зоной. Затем прослеживается зона антофиллит-талк-карбонатной породы следующего состава (в %): антофиллит-волокнистый 64,9—23,1; антофиллит призматический 0,4—10,3; карбонат 21,9—56,4; тальк 9,1—25,8; пироксен 4,6—8,9; серпентин 3,7—12,8; вермикулит 3,5—5,0; рудный 3,5—5,0.

Антофиллит образует две разновидности: призматическую и волокнистую, вторая преобладает. Волокнистый антофиллит наблюдается в виде тонких волокон, призматический — в виде призм с поперечной трещиноватостью или иголок (что гораздо реже). Призмы и волокна антофиллита сгруппированы в сростки. Наблюдается переход призматического антофиллита в волокнистый на концах призм. Общее содержание антофиллита в краевых частях зоны — 30%. В центральной части зоны содержание антофиллита достигает 70%. Карбонат образует зерна неправильной формы, ожелезненные по трещинам и по периферии, выполняет промежутки между сростками антофиллита; наблюдается наиболее поздний — скрытокристаллический карбонат, заполняющий трещинки в породе. Тальк в виде ксеноморфных зерен или расположен между кристаллами антофиллита, или развивается вдоль его волокон и призм. Пироксен-энстатит наблюдается только в виде реликтов. Удлинение положительное $2V = +76^\circ$. Кристаллы размером $0,2 \times 0,5$ мм— $0,9 \times 1,5$ мм сильно разрушены, трещиноватые, с корродированными гранями. Серпентин в виде заливообразных выделений приурочен к волокнистому антофиллиту. Магнетит образует выделения неправильной формы размером 0,2—2 мм. Встречаются отдельные чешуйки вермикулита, приуроченные к выделениям антофиллита и талька. Зону антофиллит-талк-карбонатной породы сменяет зона антофиллит-талковой породы. Антофиллит в основном волокнистый, изредка призматический. Наблюдается в виде отдельных пятен в массе талька. С левого контакта гранитной жилы фиксируются вермикулитовая и тальковая оторочки, аналогичные оторочкам правого контакта. Непосредственно к ним примы-

кает зона антофиллит-талек-карбонатной породы. Порода твердая, сильно карбонизированная, по взаимоотношениям минералов и процентному содержанию аналогична антофиллит-талек-карбонатной породе правого контакта. Отдельные участки этой зоны сильно оталькованы. На интервале 28—35 м разреза А—Б наблюдается пересечение антофиллит-талек-карбонатных пород гранитной жилы. Участки этой гранитной жилы окружены вермикулитовой оторочкой. Внутри гранита наблюдается несколько мелких ксенолитов талек-антофиллитовой породы, окруженной вермикулитовой оторочкой. Антофиллит сильно оталькован. В вермикулитовой оторочке были обнаружены прожилки и вкрапленность синего зонального корунда (рис. 3). С правого контакта гранитной жилы метаморфизованные гипербазиты представлены антофиллит-талек-карбонатной породой, аналогичной описанной выше. С левого контакта той же жилы также прослеживаются породы антофиллит-талек-карбонатного ряда, протягивающиеся до их пересечения со следующим гранитным телом (конец разреза А—Б, начало разреза Б—В). На контакте с гранитной жилкой прослеживается вермикулитовый прожилок. Порода пересечена талек-хлоритовыми прожилками. Наблюдается смена текстурных разновидностей антофиллита. Ближе к гранитным телам текстура шестоватая, размер шестов 0,8—1 см, в центральной части она пучковатая и звездчатая, размер 0,5—1,5 см. Внутри этих прожилков обнаружены отдельные ксенолиты антофиллитовой породы, на 90—95% состоящие из призматического антофиллита. Присутствуют талек, серпентин. Состав породы (в %): антофиллит волокнистый 40,6—91,6; антофиллит призматический 5,2—17,9; талек 25,3—32,6; карбонат 17,8—29,3; пироксен 0,8—9,3; серпентин 4,1—5,8; магнетит 3,4—7,9; вермикулит 2,2—4,8. Волокнистого антофиллита гораздо больше, чем призматического, который встречается в виде иголок и призм с поперечной трещиноватостью. Волокна и призмы антофиллита сгруппированы в сростки. Талек располагается или между кристаллами антофиллита и пироксена, или замещает их, сохраняя структуру замещенных агрегатов. Карбонат, образуя зерна неправильной формы, выполняет промежутки между кристаллами антофиллита, часто развивается по реликтам пироксена. Выделения карбоната окружены железистой каймой (выветривание). Пироксен-энстатит наблюдается только в виде реликтовых зерен неправильной формы, сильно разрушенных. По пироксену развивается антофиллит. Серпентин-хризотил в виде заливообразных выделений приурочен к антофиллиту и пироксену. С левого контакта этой зоны прослеживается жила (видимая мощность 3,5 м) мелкозернистого биотитового гранита, пересеченная перпендикулярно простиранию пегматитовым прожилком.

Разрез Б—В. За гранитной жилкой наблюдается талек-антофиллитовая порода до ее контакта со следующим мощным гранитным телом. Зона пересечена жилкой мелкозернистого биотитового гранита. На контакте антофиллит-талек-породы с гранитным телом прослеживаются вермикулитовые оторочки. От вермикулитовой оторочки отходят в талек-антофиллитовую породу вермикулитовые прожилки. Состав породы (в %): талек — 59,6; антофиллит — 8,8; серпентин — 6,4; вермикулит — 0,3; ожелезнение (выветрелые зерна карбоната) — 24,9. Антофиллит представлен только призматической разновидностью, иголки и призмы с сильной поперечной трещиноватостью. Талек мелкочешуйчатый образует псевдоморфозы по антофиллиту. Серпентин-хризотил в виде заливообразных выделений наблюдается в массе талька. В массе талька наблюдается и вермикулит в виде отдельных изогнутых чешуек.

Разрез В—Г. С левого контакта антофиллит-талек-породы прослеживается на 23 м (конец разреза Б—В, начало разреза В—Г) тело лейкократового гранита, пересеченного пегматитовыми прожилками. В гранитном теле наблюдаются два ядра антофиллит-талек-породы, подсеченные снизу пегматитовой жилкой. Ядра окружены тонкой вермикулитовой оторочкой. Блоки состоят на 60% из талька. Содержание призматического антофиллита достигает 10—20%, хризотила 30%, в виде отдельных изогнутых листочков встречается вермикулит. В этом же гранитном теле наблюдается вытянутое в субмеридиональном направлении тело талек-антофиллитовой породы. С правого контакта порода отделена от гранита вер-



микулитовой оторочкой, с левого контакта порода подсечена пегматитовым прожилком. На границе со стороны тальк-антофиллитовой породы прослеживается зона мелкочешуйчатого талька, которая сменяется зоной вермикулита.

Разрез Г-Д. Конец разреза В-Г и начало разреза Г-Д представлено антофиллит-тальк-карбонатной породой. Последние 5 м разреза В-Г засыпаны (интервал 95-100 м). С левого контакта порода отделена от пегматитового прожилка вермикулитовой зоной. Состав антофиллит-тальк-карбонатной породы в самом начале разреза Г-Д следующий (в %): карбонат - 47,5; тальк - 20,2; антофиллит призматический - 13,2; антофиллит волокнистый - 7,2; пироксен - 5,1; хризотил - 5,5; антигорит - 0,61. Антофиллит в основном призматический, волокнистого гораздо меньше. Волокна и призмьы сгруппированы в сростки. Выделения карбоната неправильной формы, окружены по периферии зерен тонкой

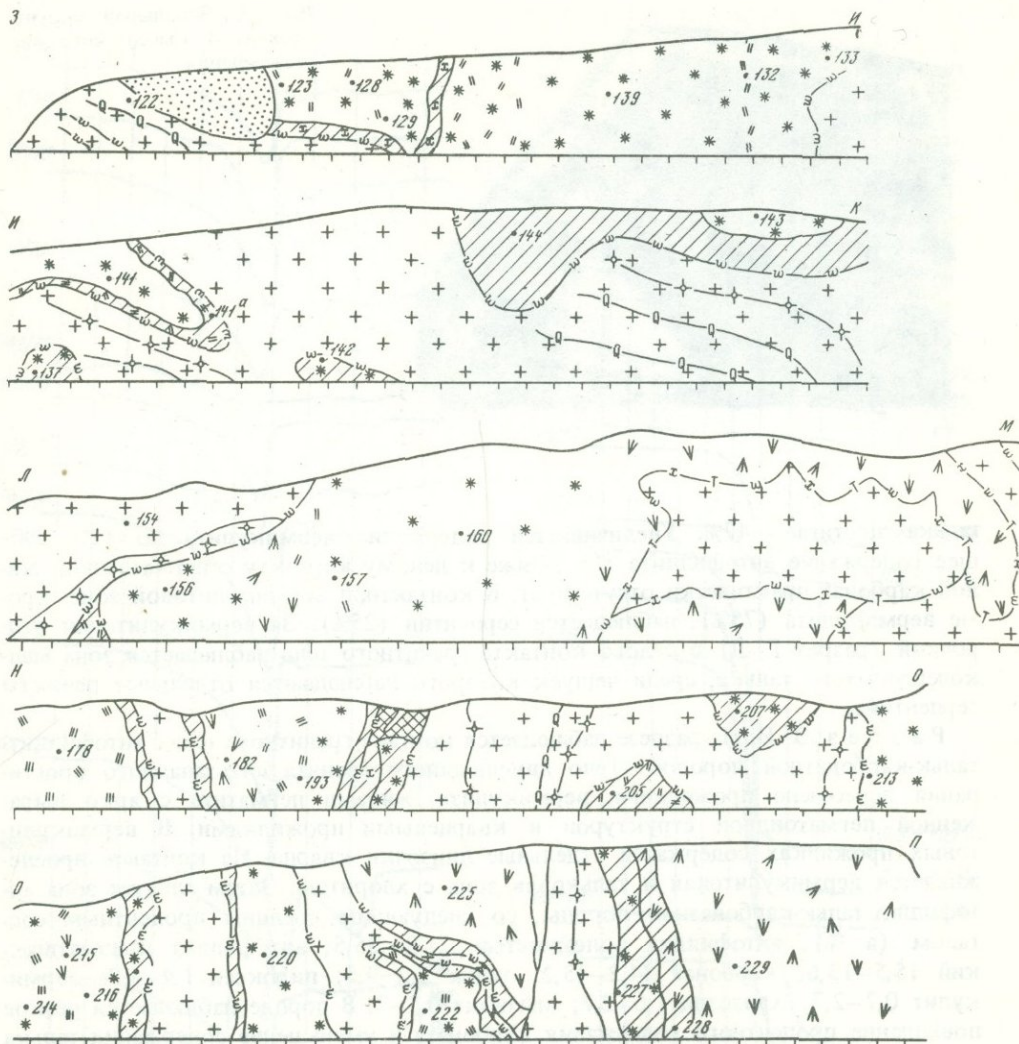


Рис. 2. Геологические разрезы карьера 4 Сысерьского месторождения

1 — биотитовый гнейс, 2 — двулюдиной гнейс, 3 — амфиболовый гнейс, 4 — биотит-амфиболовый гнейс, 5 — гранит, 6 — пегматит, 7 — серпентинизированная оливин-энстатитовая порода, 8 — антофиллит-талк-карбонатная порода: а) с шестоватым антофиллитом, б) со звездчатым антофиллитом, в) с пучковатым антофиллитом, 9 — тальковая порода, 10 — антофиллит-талковая порода, 11 — хлоритовая порода, 12 — вермикулитовая порода, 13 — актинолитовая порода. Примеси в породах иного состава, мелкие жилки: 14 — антофиллит, 15 — актинолит, 16 — тальк, 17 — хлорит, 18 — вермикулит, 19 — кварц, 20 — корунд, 21 — апатит, 22 — ожелезнение

железистой оторочкой. Карбонат весь пронизан антофиллитом. Тальк в основном принимает форму замещенных им зерен, т.е. выделений антофиллита и карбоната. Пироксен-энстатит встречается только в виде реликтовых зерен неправильной формы, сильно разрушенных, по нему развивается антофиллит. Причем антофиллит наблюдается по периферии зерен пироксена вдоль его спайности. Серпентин имеет две генерации. I генерация серпентина — хризотил образует заливообразные выделения, наблюдающиеся в пироксене по трещинам спайности и среди призматического антофиллита. Серпентин II генерации представлен антигоритом, который в виде пластинчатых выделений собран в пучки и приурочен к антофиллиту и тальку. Антофиллит-талк-карбонатную породу на 102 м пересекает хлорит-талковый прожилок. Количество карбоната ближе к прожилку резко уменьшается до 15%. По-видимому, это происходит за счет замещения карбоната тальком. Содержание

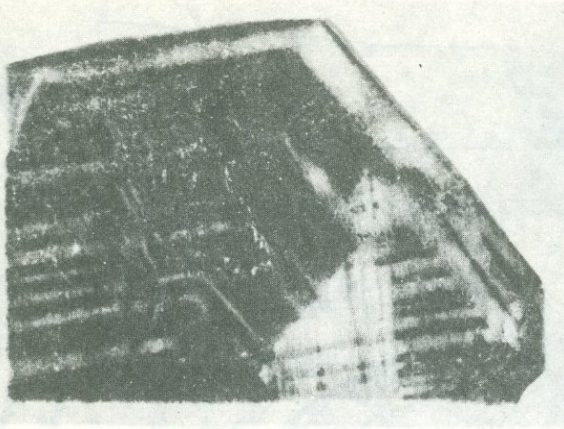


Рис. 3. Зональный корунд карьера 4 Сысертского месторождения

талька достигает 47%. Увеличивается содержание вермикулита до 12%. Общее содержание антофиллита 8%. Ближе к левому контакту с пегматитовой жилой карбонат практически отсутствует. В контактной вермикулитовой зоне, кроме вермикулита (75%), наблюдается серпентин (25%). За вермикулитовой оторочкой (разрез Г–Д) с левого контакта гранитного тела наблюдается зона мелкочешуйчатого талька, среди чешуек которого наблюдаются отдельные реликты серпентина.

Разрез З–И. На разрезе наблюдается контакт гранитного тела с антофиллит-тальк-карбонатной породой. Тело двуслюдяного гранита юго-западного простирания пересечено прожилками вермикулита, жилами пегматита с ярко выраженной пегматоидной структурой и кварцевыми прожилками. В вермикулитовых прожилках содержатся отдельные линзочки кварца. На контакте прослеживается вермикулитовая и тальковая зона с хлоритом. Затем следует зона антофиллит-тальк-карбонатной породы, со следующим средним процентным составом (в %): антофиллит волокнистый 21,2–35,5; антофиллит призматический 15,5–13,6; карбонат 34,2–45,2; тальк 5,2–9,5; пироксен 1,4–4,8; вермикулит 0,7–2,7; хризотил 1,6–2,7; магнетит 0,5–2. В породе наблюдается резкое повышение процентного содержания карбоната и уменьшение содержания талька в сравнении с породами, описанными выше. Карбонат образует зерна неправильной формы, окруженные каймой ожелезнения, и весь пронизан антофиллитом. В ксеноморфных зернах пироксена-энстатита по трещинкам наблюдаются листочки вермикулита и чешуйки талька. С периферии зерен пироксен замещается карбонатом и антофиллитом.

Разрез И–К. На разрезе наблюдается продолжение поля антофиллит-тальк-карбонатной породы. Она в виде языка проникает в гранитное тело. Порода очень сильно ожелезнена и разрушена, с вкрапленностью вермикулита и талька. Эта порода постепенно переходит в тальк-антофиллитовую породу, состав которой следующий (в %): антофиллит – 62,9; тальк – 26,2; хризотил – 6,8; вермикулит – 3,2; пироксен – 0,9. От гранитного тела тальк-антофиллитовая порода отделена вермикулитовой зоной. В начале разреза И–К в гранитном теле наблюдается два блока тальк-антофиллитовой породы. На контакте этих пород с гранитным телом также наблюдается тонкая вермикулитовая оторочка. В верхнем углу разреза И–К в гранитном теле прослеживается ядро антофиллит-тальк-карбонатной породы, аналогичной породе разреза З–И. Это ядро окружено тальковой породой с серпентином и отделено от гранитного тела вермикулитовой оторочкой, которая на 70% состоит из мелкочешуйчатого талька и на 30% из серпентина, в виде заливообразных выделений наблюдающегося среди чешуек талька.

Разрез Л–М. На разрезе антофиллит-тальк-карбонатная порода контактирует с телом двуслюдяного гранита. Ближе к контакту гранитное тело пересекает пег-

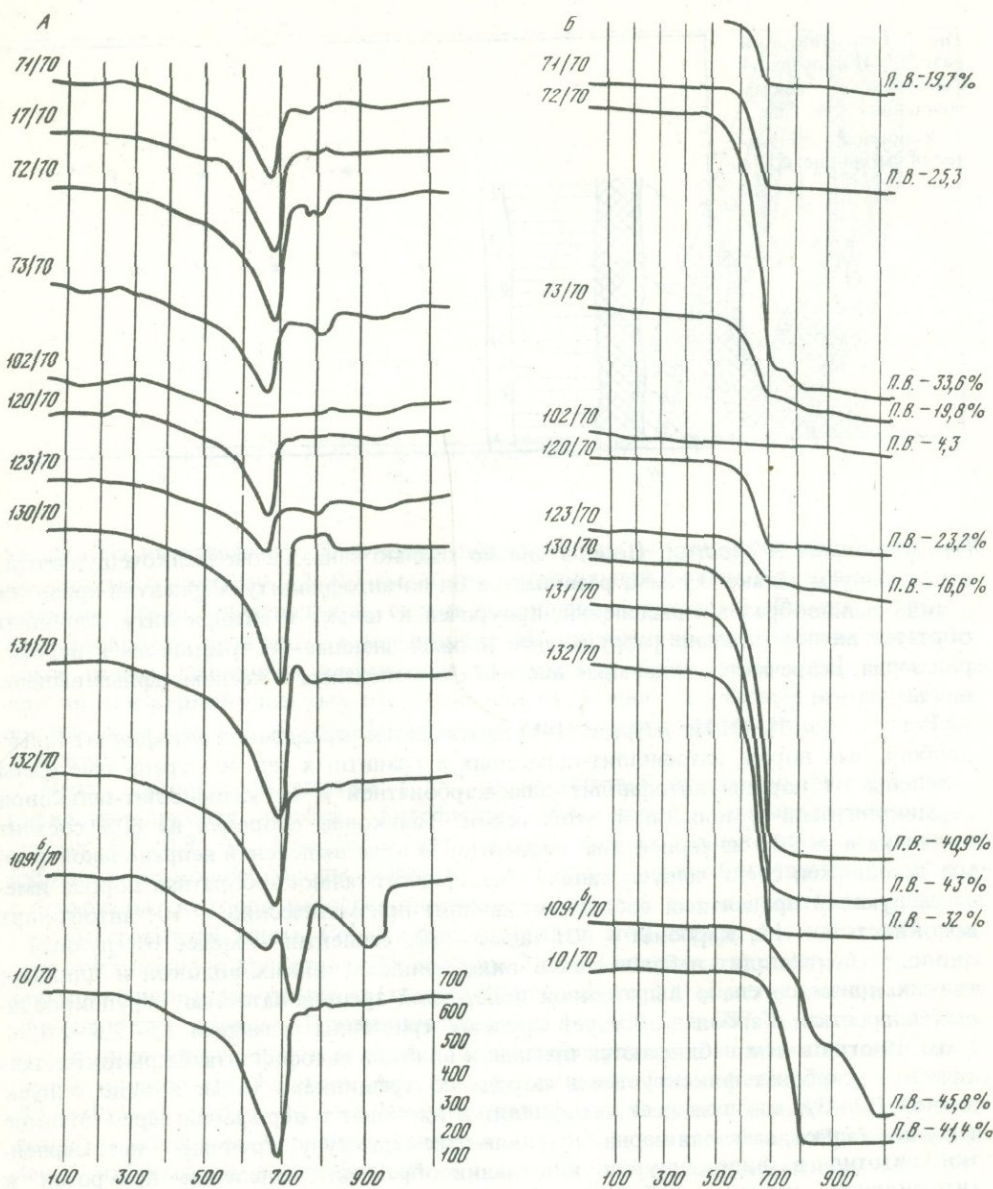


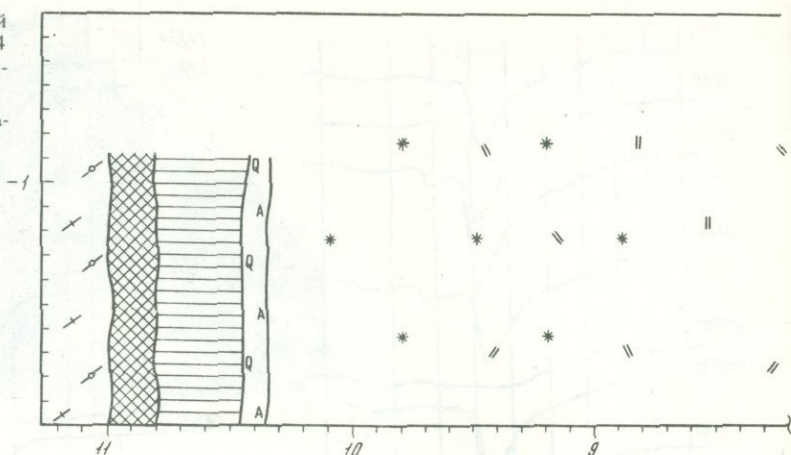
Рис. 4. Кривые ДТА (А) и потери веса (Б) карбонатов карьера 4 Сысертского месторождения (навески карбонатов были взяты из антофиллит-талек-карбонатной породы)

Номера на кривых соответствуют номерам образцов на разрезах. Обр. 10916 — доломит, остальные карбонаты представлены кальцитом

магитовый прожилок. Между гранитным телом и антофиллит-талек-карбонатной породой наблюдается вермикулитовая контактная зона. В антофиллит-талек-карбонатной породе, в 20 м от начала разреза наблюдается другое изометричное тело двуслюдяного гранита, окруженного смешанной талек-вермикулитовой оторочкой. Средний состав антофиллит-талек-карбонатной породы разреза следующий (в %): антофиллит призматический 10–20; антофиллит волокнистый 10–15; талек 30–40; серпентин 5–10; карбонат — менее 5; магнетит 5–10; вермикулит — отдельные чешуйки. Призматический антофиллит образует тонкие короткие призмы 0,3–0,4 мм с поперечной трещиноватостью. Волокна антофиллита очень тонкие и приурочены к призматическому антофиллиту. Призмы и волокна

Рис. 5. Геологический разрез I—II карьера 4 Сысертского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 2

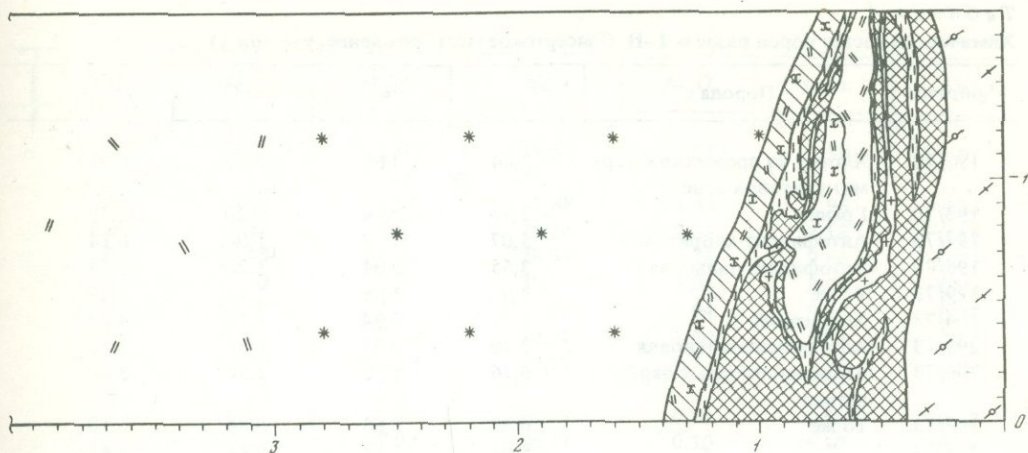


сгруппированы в сростки. Порода сильно оталькована. Тальк мелкочешуйчатый, длина чешуек талька 0,1 мм, развивается он по антофиллиту. Серпентин-хризотил в виде заливообразных выделений, приурочен к тальку и антофиллиту. Карбонат образует мелкие, сильно разрушенные и ожезненные по трещинкам и периферии зерна. Встречаются отдельные листочки вермикулита и ксеноморфные выделения магнетита.

Разрез Н—О. На разрезе Н—О наблюдается чередование антофиллит-тальк-карбонатных пород, антофиллит-тальковых и гранитных тел. Все гранитные жилы отделены от породы антофиллит-тальк-карбонатной и от антофиллит-тальковой вермикулитовой и тальковой оторочками. Тальковая оторочка на 80% состоит из талька и на 20% из серпентина. Серпентин в виде выделений неправильной формы расположен среди чешуек талька. Антофиллит-тальк-карбонатная порода имеет следующий процентный состав: антофиллит призматический — 10; антофиллит волокнистый — 15; карбонат — 40; тальк — 20; серпентин — менее 10; рудный — около 5. Антофиллит наблюдается в виде длинных тонких волокон и длинных тонких призм со слабо выраженной поперечной трещиноватостью, сгруппированных в сростки. Карбонат образует крупные кристаллы размером 1,5–2,5 × 0,5–1 мм. Иногда в нем наблюдаются призмы и волокна антофиллита. Скрытокристаллический карбонат фиксируется в породе по трещинкам. Тальк в виде чешуек длиной 0,1–0,8 мм замещает антофиллит и карбонат с периферии зерен. Мелкие чешуйки талька, замещающая зерна, сохраняют их структуру, крупные — нет. Серпентин-хризотил в виде шнуров или заливообразных выделений приурочен к антофиллиту, тальку, карбонату. Магнетит образует мелкие, округлые выделения.

Состав породы (в %): тальк — 70; антофиллит призматический — 20; серпентин — менее 10; вермикулит — отдельные чешуйки. Порода частично окварцована. На 20–25 м разреза в гранитном теле наблюдается два блока антофиллит-тальковой породы, окруженные вермикулитовой оторочкой. Процентный состав минералов, слагающих эти породы, приблизительно одинаков: антофиллит призматический — 40; антофиллит волокнистый — 20; тальк — 20; серпентин — 15; магнетит — менее 10; вермикулит — отдельные чешуйки. Антофиллит в основном призматический длиной 0,8–1,5 мм с поперечной трещиноватостью. С периферии призматический антофиллит окружен волокнистым. Призмы и волокна сгруппированы в сростки. Замещаются серпентином и пластинчатым крупночешуйчатым (длина чешуек 0,4–0,8 мм) тальком. Серпентин-хризотил как бы цементирует призмы и волокна антофиллита. Выделения магнетита неправильной или округлой формы приурочены к антофиллиту и серпентину.

Разрез I—II. Разрез этот интересен тем, что реакционная зональность наблюдается по краям тела метаморфизированных гипербазитов, где последние контактируют с гнейсовидной гранитоидной породой. Описание разреза ведется справа



налево. На интервале 0–1,3 м видны две прерывистые гранитные жилки видимой мощностью по разрезу 0,3–0,7 см. Жилы неправильной формы с раздувами и пережимами. Гранит двуслюдяной, сильно разрушен, выветрелый. Биотит в граните гидратизирован, превращен в вермикулит. Между внешним гнейсо-гранитом и жилками развита сплошная вермикулитовая порода. Хлоритовые зерна находятся или внутри вермикулитовых оторочек, или окаймляют их. Размер чешуек вермикулита и хлорита 1–4 мм. Чешуйки обычно ориентированы под косым углом к контакту.

Между гранитными жилами 1 и 2 за хлоритовой оторочкой фиксируется антофиллит-тальковая порода. Антофиллит шестоватый, призматический. Длина шестов 0,5–0,8 см. Кристаллы антофиллита сильно оталькованы. В массе антофиллит-тальковой породы наблюдается гнездо антофиллит-тальковой породы с хлоритом, которое непосредственно примыкает к вермикулитовой оторочке второй гранитной жилы. Содержание хлорита в этой породе достигает 40%, присутствует немного хризотила. Левее жилы 2 видна оторочка вермикулита, за которой идет хлоритовая оторочка (хлорит 70%, серпентин 30%), а еще дальше антофиллит-тальковая порода. Призматический антофиллит (до 20% породы) наблюдается в виде тонких призм длиной 1–2 мм с поперечной трещиноватостью. С периферии призмы антофиллита обрастают волокнами. Тальк мелкочешуйчатый (до 30%). Размер чешуек 0,1 мм. Чешуйки талька как бы цементируют призмы и волокна антофиллита. Серпентин-хризотил (до 10%) в виде заливообразных выделений наблюдается в антофиллите и тальке. Чешуйки хлорита-пенина (до 15%) располагаются по призмам и волокнам антофиллита и талька. Выделения магнетита (до 10%) округлой формы размером 0,1 мм фиксируются в сростках антофиллита. За этой породой на расстоянии 9 м (с точки 1,4 м до 10,4 м) протягивается антофиллит-тальк-карбонатная (асбестовая руда) порода. Можно выделить здесь звездчатые разности, шестоватые, шестовато-звездчатые, смыкающиеся в левом контакте со звездчатыми породами (обр. 216). Диаметр звезд антофиллита от 0,5 см до 1,5 см. Длина антофиллитовых шестов достигает 3 см и более. В составе породы (в %): призматического антофиллита 40–10; волокнистого 30–10; талька 20–8; серпентина и карбоната – каждого менее 10. Пироксен наблюдается только в реликтовых зернах. Антофиллит-тальк-карбонатная порода у точки 10,4 м сменяется кварц-актинолитовой зоной мощностью около 10 см. Актинолит образует здесь тонкие светло-зеленые призмы длиной 1–1,5 см с поперечной трещиноватостью $c : Ng = 12^{\circ}$, и составляет до 30% породы; остальное кварц (50%), тальк (10%) и серпентин, которого менее 10%. Левее количество актинолита увеличивается до 80–85%. Затем в породе появляются отдельные чешуйки вермикулита. Непосредственно на границе с гранитоидной породой фиксируется вермикулитовая оторочка видимой мощностью 33 см. Химический состав пород, слагающих разрез, приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав пород разреза I-II (Сысертское месторождение, участок 4)

№ образца	Порода	Fe _{общ}	Fe ²⁺	FeO	Fe ₂ O ₃
192/70	Хлорит из прожилка в вермикулитовой зоне	7,84	3,66	4,70	5,91
193/70	Гранит	2,10	0,16	0,20	2,70
197/73	Антофиллит-хлоритовая	5,07	0,77	1,00	6,14
198/73	Антофиллит-тальковая	3,55	0,94	1,20	3,73
199/73	То же	3,80	0,88	1,14	4,17
204/73	Хлоритовая	3,86	0,94	1,10	4,07
205/73	Антофиллит-тальковая	3,10	0,97	1,25	3,13
206/73	Антофиллит-тальк-карбонатная	6,76	1,22	1,57	3,60
207/73	То же	6,32	0,65	0,84	8,10
208/73	"	5,04	2,68	3,44	3,41
210/73	"	2,92	2,26	3,12	1,04
216/73	"	7,20	0,79	1,02	9,16
218/73	Актинолит-кварцевая	1,67	0,65	0,83	1,56
219/73	Актинолитовая	0,98	0,52	0,67	0,66
220/73	Вермикулит	5,84	0,24	0,31	7,80
221/73	Биотит-амфиболовый гнейс	5,53	2,14	2,75	7,92

Таблица 1 (окончание)

№ образца	Порода	S _{общ}	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O
192/70	Хлорит из прожилка в вермикулитовой зоне	—	—	0,732	0,05
193/70	Гранит	0,004	0,010	0,024	0,42
197/73	Антофиллит-хлоритовая	—	—	0,150	0,05
198/73	Антофиллит-тальковая	0,034	0,084	0,020	0,09
199/73	То же	0,003	0,007	0,012	0,07
204/73	Хлоритовая	0,011	0,027	0,017	0,06
205/73	Антофиллит-тальковая	0,003	0,007	0,015	0,08
206/73	Антофиллит-тальк-карбонатная	—	—	0,044	0,07
207/73	То же	0,013	0,032	0,014	0,07
208/73	"	—	—	0,014	0,03
210/73	"	0,004	0,010	0,014	0,05
216/73	"	—	—	0,040	0,02
218/73	Актинолит-кварцевая	—	—	0,030	0,02
219/73	Актинолитовая	—	—	0,020	0,05
220/73	Вермикулит	—	—	0,485	0,33
221/73	Биотит-амфиболовый гнейс	0,010	0,024	0,641	2,24

МОЧАЛОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТА

На Мочаловском месторождении мы приводим описание только Западного карьера, породы Восточного карьера в этот период нами не исследовались (рис. 6). Для Западного карьера Мочаловского месторождения, точно так же, как и для IV участка 4 Сысертского месторождения антофиллит-асбеста, для удобства написания общий разрез карьера был разбит нами на ряд разрезов А-Б, Б-В, Г-Д, Д-Е, Е-Ж, З-И, И-К, Л-М, М-Н, О-П, П-Р, Р-С, С-Т, У-Ф, Ф-Х, Х-Ц, Ц-Ч, Ч-Ш, Ш-Щ. Геологические разрезы приведены на рис. 7 полностью. Но в данной статье мы даем описание только наиболее интересных разрезов.

MnO	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	П.п.п.	TiO ₂
0,33	29,32	1,09	24,87	19,21	11,50	1,92
0,32	53,94	5,56	5,88	21,44	2,96	0,24
0,32	55,30	0,87	29,14	2,38	4,18	0,10
0,36	46,64	0,34	28,54	8,76	9,66	0,32
0,36	47,95	0,40	30,76	7,04	8,06	0,23
0,36	52,54	0,49	23,32	9,04	8,76	0,24
0,33	54,52	0,24	30,21	3,96	5,83	0,12
0,31	56,30	0,49	30,12	0,72	3,36	0,09
0,35	56,65	0,43	28,49	0,59	3,59	0,12
0,30	28,04	1,92	36,22	0,50	26,57	0,06
0,27	41,18	0,06	36,31	0,74	16,63	0,14
0,38	57,56	0,50	28,00	0,45	2,72	0,07
0,28	61,52	0,99	29,53	0,86	3,65	0,00
0,31	56,98	10,92	25,19	1,77	2,90	0,09
0,30	35,80	1,01	24,06	14,50	14,50	0,70
0,30	51,04	5,30	5,87	17,42	2,49	1,32

Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CoO	NiO	Сумма
0,12	-	1,94	6,19	-	-	99,7
6,20	-	2,13	2,80	-	-	99,80
0,08	-	1,98	2,05	0,002	0,064	99,7
0,07	0,11	6,63	7,90	0,009	0,20	99,9
0,03	0,11	5,53	4,80	0,009	0,14	99,7
0,02	-	6,52	6,50	-	-	99,9
0,06	0,11	2,65	4,50	0,006	0,072	99,8
0,12	-	0,34	1,60	0,009	0,069	99,6
0,14	-	1,54	1,90	0,014	0,081	99,8
0,15	7,46	0,73	2,70	0,009	0,160	99,9
0,08	4,90	0,60	1,90	0,007	0,13	99,7
0,10	-	0,42	1,60	0,005	0,007	99,8
0,06	-	0,28	0,60	-	-	99,5
0,29	-	0,45	0,60	-	-	99,6
0,06	-	7,56	10,63	-	-	99,8
5,56	0,11	0,86	2,10	-	-	99,7

Разрезы А-Б, Б-В. В теле двуслюдяного мелкозернистого гранита, пересеченного в субмеридиональном направлении кварцевым прожилком, наблюдается ряд блоков метаморфизованных гипербазитов, сложенных антофиллит-талъковой породой. Средний процентный состав антофиллит-талъковой породы: антофиллит призматический 10-35; антофиллит волокнистый 10-25; талък 20-60; серпентин и вермикулит - менее 10; энстатит - отдельные зерна; карбонат - отдельные зерна; магнетит - менее 10. Антофиллит образует длинные призмы с поперечной трещиноватостью. Кроме призматического, наблюдается волокнистая разновидность антофиллита. Призматический антофиллит переходит в волокнистый с периферии зерен. Мелкочешуйчатый талък цементирует призмы и волокна антофиллита, круп-

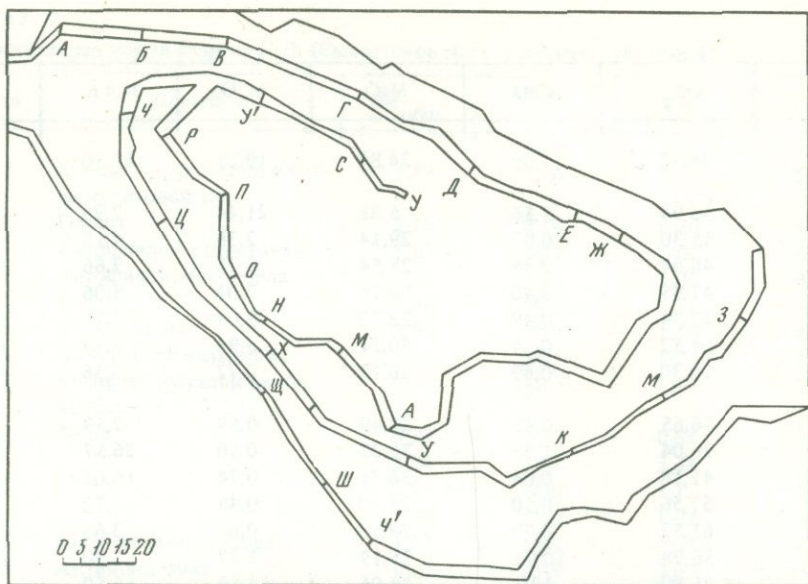


Рис. 6. Положение разрезов в Западном карьере Мочаловского месторождения

ночешуйчатый — замещает агрегаты антофиллита. Серпентин представлен пластинчатой разновидностью — баститом, наблюдается в массе талька. Среди агрегатов антофиллита фиксируются отдельные размером 0,6 мм зерна энстатита. Зерна сильно разрушены, трещиноваты. Карбонат в виде единичных мелких разрушенных зерен фиксируется в агрегате мелкочешуйчатого талька, в массе которого наблюдаются мелкие изогнутые листочки вермикулита. Магнетит довольно равномерно распределен среди минералов всей породы. В одном из блоков антофиллит-тальковой породы фиксируется гнездо актинолита (разрез Б—В). На контакте блоков с гранитными жилами прослеживаются вермикулитовые и тальковые оторочки. Тальковая оторочка состоит из талька (80%) и серпентина (20%). На 40 и 45 м разреза Б—В внутри антофиллит-тальковой породы наблюдаются два блока антофиллит-тальк-карбонатной породы следующего состава (в %): антофиллит призматический 15—25; антофиллит волокнистый 20—30; тальк 20—40; карбонат 10—40; серпентин 10—20; магнетит менее 10. Волокна антофиллита изогнуты, обрастают призмы антофиллита. Тальк мелкочешуйчатый (длина чешуек 0,1 мм и менее) и крупночешуйчатый (длина чешуек 0,5—0,8 мм). Мелкочешуйчатый тальк цементирует призмы и волокна антофиллита, крупночешуйчатый замещает их, сохраняя свою структуру. Карбонат образует разрушенные зерна неправильной формы. С периферии и по трещинам зерна ожелезнены. Серпентин-хризотил в виде заливообразных выделений приурочен к зернам карбоната и талька. Округлые зерна магнетита равномерно распределены по всей породе.

Разрез Г—Д. Разрез интересен непосредственным контактом гранитного тела с серпентинизированной оливин-энстатитовой породой. В самом начале зарисовки, в верхней ее части с левого контакта жилы двуслюдяного гранита (видимая мощность жилы 5 м) наблюдается антофиллит-тальковая порода, с отдельными окварцованными участками. Порода отделена от гранитной жилы тальковой (видимая мощность 20 см) и вермикулитовой оторочками (видимая мощность 3 см). С правого контакта гранитной жилы, отделенной от нее вермикулитовой и тальковой оторочками, фиксируется оливин-энстатитовая серпентинизированная порода. В составе породы (в %): пироксена — 10; оливина — 20; серпентина — 50; талька — 10; карбоната — 10 и магнетита — 10. Отдельные участки породы обладают скрытокристаллическим сложением — участки полной серпентинизации. Пироксен-энстатит образует таблитчатые призматические кристаллы размером 0,5—0,8 мм.

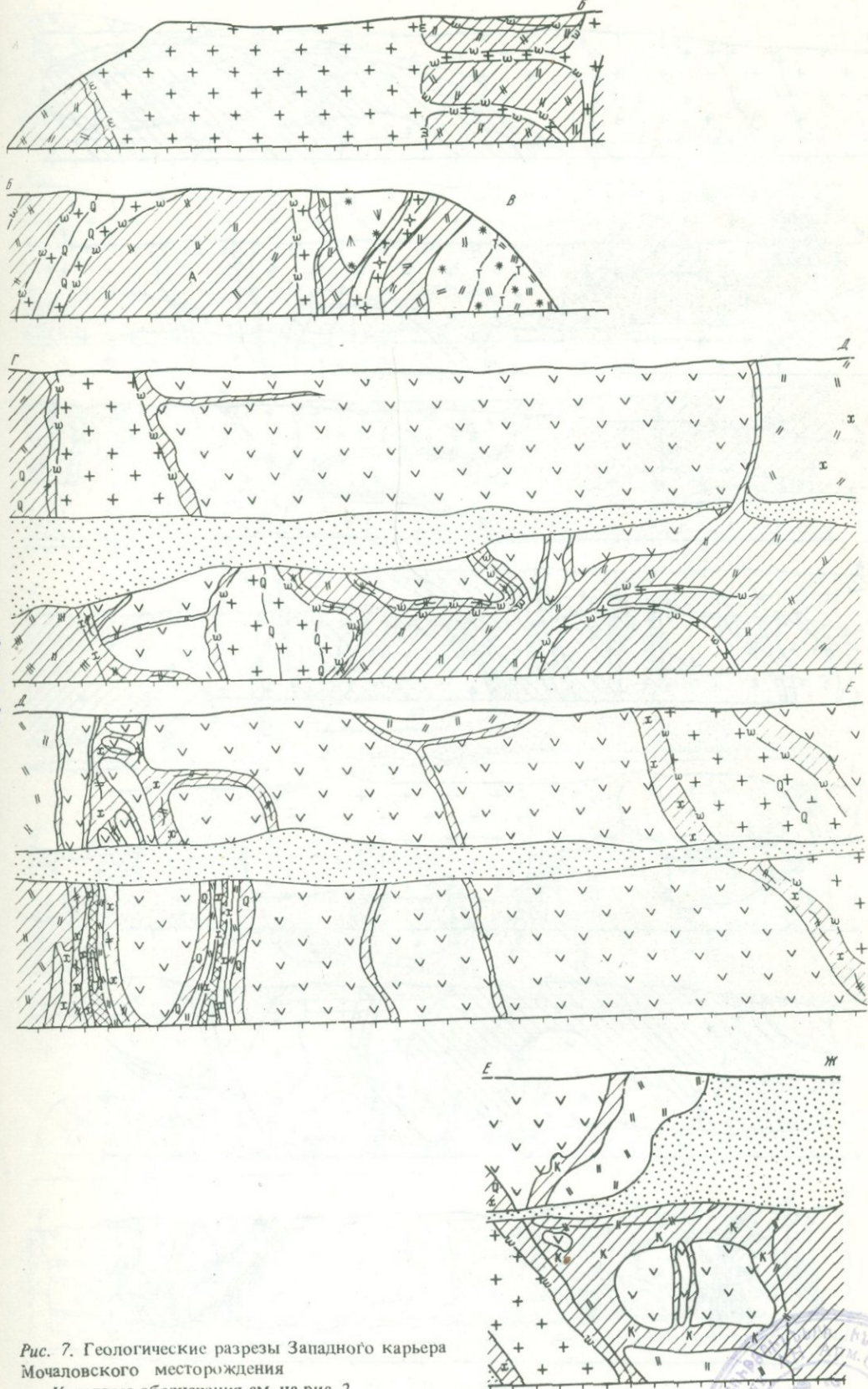


Рис. 7. Геологические разрезы Западного карьера
 Мочаловского месторождения
 Условные обозначения см. на рис. 2



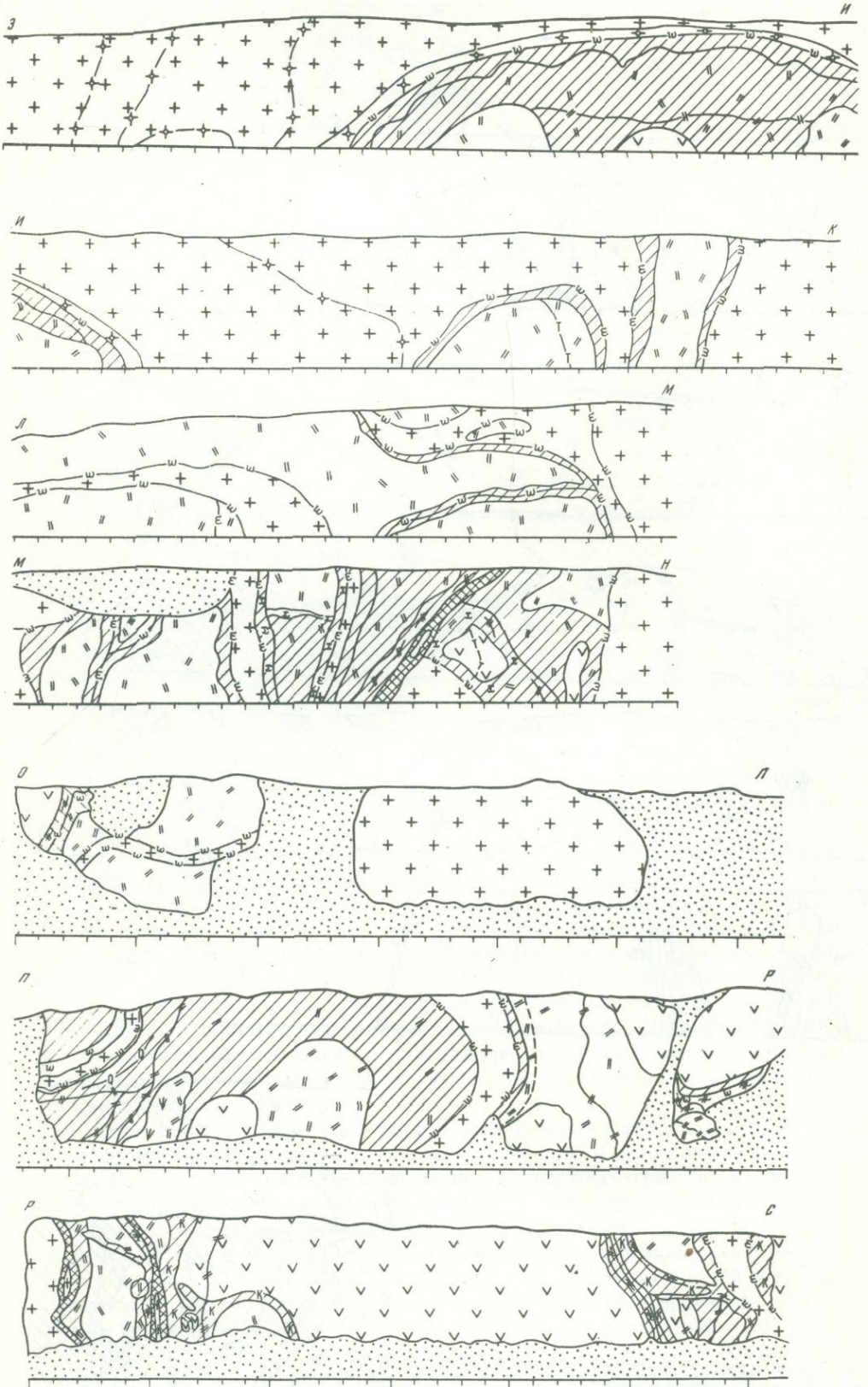


Рис. 7 (продолжение)

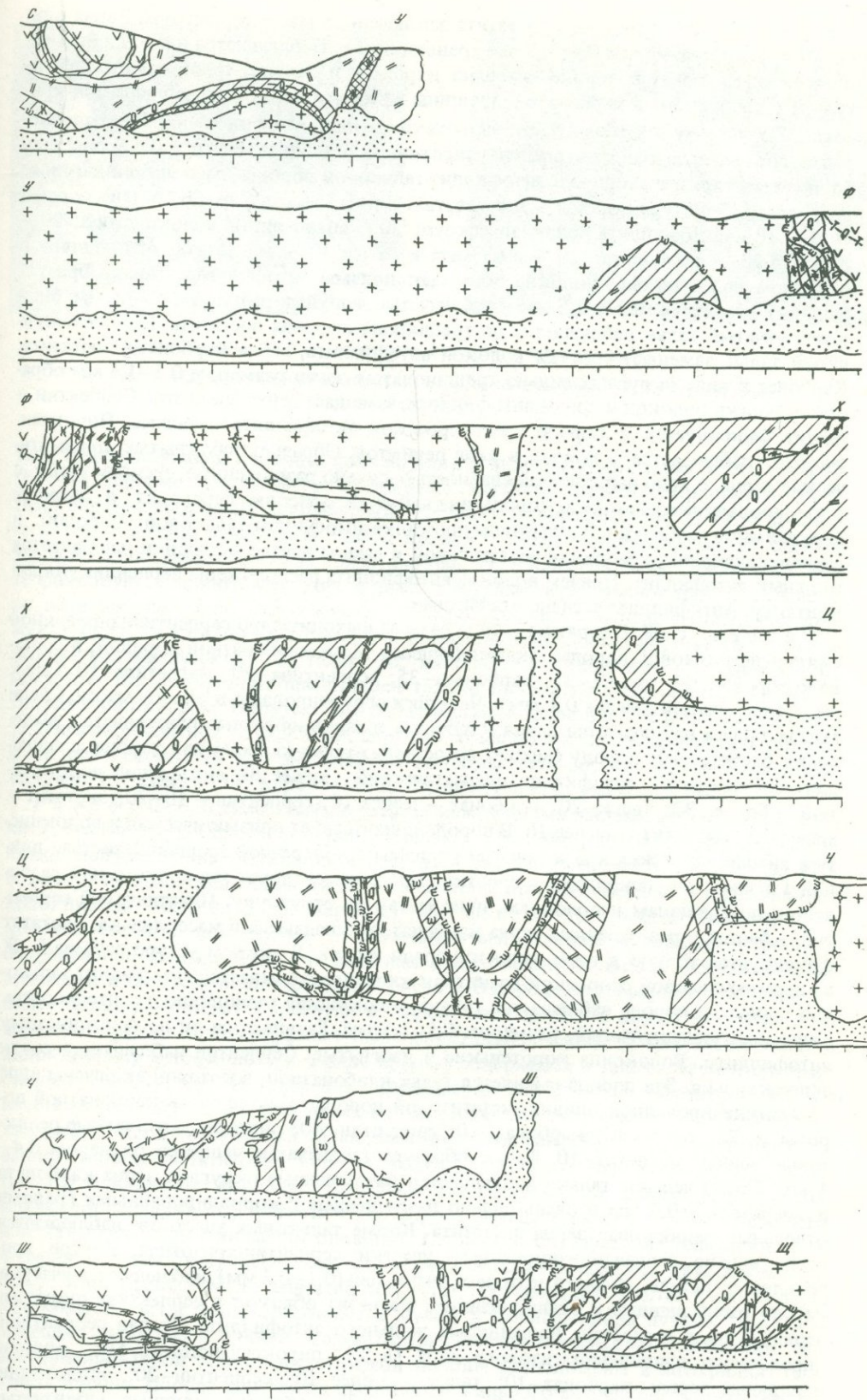


Рис. 7 (окончание)

2 V (+) = 75–80°. Кристаллы энстатита заключены в массе серпентина. Зерна оливина округлые размером 0,4–0,5 мм трещиноватые. Наблюдаются в ячейках петель хризотила. Карбонат в породе замещает пироксен и оливин, приобретая их структуру. По трещинкам в карбонате – трещины в зернах пироксена, наблюдается хризотил. Эту породу в верхней части зарисовки сменяет антофиллит-карбонат-талковая порода, отделенная от серпентинизированной оливин-энстатитовой породы прожилком, который выходит из антофиллит-талковой породы, расположенной ниже по разрезу. Текстура породы – шестоватая. Длина шестов 5 см. В составе породы (в %): 10 – антофиллита призматического; 20 – антофиллита волокнистого; 20 – талька; 20 – карбоната; 10 – энстатита и менее 10 – магнетита. Антофиллит в основном волокнистый. Волокна обрастают призмы антофиллита. Тальк образует чешуйки размером менее 0,1 мм и таблитчатые чешуйки размером 0,7–1 мм. Мелкочешуйчатый тальк наблюдается по трещинкам в зернах энстатита. Крупночешуйчатый тальк замещает сростки волокон антофиллита, зерна карбоната, энстатита. Карбонат в виде округлых сильно трещиноватых зерен размером 0,5–1,5 мм обрастает сростки волокон и призмы антофиллита, замещает зерна энстатита. Серпентин – бастит фиксируется в породе среди сростков антофиллита и талька. Пироксен-энстатит наблюдается в породе в виде реликтов. Образует таблитчатые, призматические зерна, с ясно выраженной спайностью, сильно разрушенные, трещиноватые, с корродированными гранями. Породы нижней части зарисовки переходят в породы верхней части зарисовки. В тальковом прожилке антофиллит-талковой породой и серпентинизированной оливин-энстатитовой в самом начале зарисовки наблюдается жильный антофиллит. При этом волокна антофиллита расположены перпендикулярно контакту. Антофиллит частично оталькован.

Р а з р е з Е–Ж. В верхнем уступе разреза выходит ядро серпентинизированной оливин-энстатитовой породы, окаймляющееся тальк-карбонатной породой, в составе которой (в %): талька–35; карбоната–35; серпентина–20; магнетита–10. Тальк мелкочешуйчатый (менее 0,1 мм). Чешуйки сгруппированы в общую массу. Среди массы талька наблюдаются зерна карбоната и заливообразные пластинчатые выделения баститита. Эту породу сменяет антофиллит-талк-карбонатная порода следующего состава (в %): антофиллит призматический – менее 20; антофиллит волокнистый – более 30; тальк–20; карбонат – менее 10; серпентин – 10–20; энстатит – менее 10; магнетит – менее 10. В породе присутствует призматический и волокнистый антофиллит. Волокна и призмы (призмы с поперечной трещиноватостью, длиной 1,5 мм), сгруппированы в сростки. Тальк цементирует эти сростки или развивается по трещинам и волокнам, приобретая их структуру. Пластинчатый серпентин – бастит и разрушенные зерна карбоната наблюдаются в массе талька. Энстатит фиксируется только в виде реликтов среди талька. В нижнем уступе разреза Е–Ж за вермикулитовой оторочкой гранитной жилы прослеживается антофиллит-талковая порода. В породе наблюдается только волокнистая разновидность антофиллита. Тальк крупночешуйчатый, размером 0,5–1,5 мм. Развивается он по волокнистому антофиллиту. Волоконца коротенькие и изогнутые. Серпентин наблюдается среди чешуек талька. Эта порода сменяется тальк-карбонатной, в которой включены ядра серпентинизированной оливин-энстатитовой породы. Состав тальк-карбонатной породы (в %): тальк–40; карбонат–10; серпентин–40; энстатит – отдельные реликтовые зерна; магнетит–10. Тальк образует таблитчатые чешуйки размером 0,4–1 мм. Среди чешуек талька наблюдаются разрушенные округлые зерна карбоната размером 0,3–0,4 мм и очень сильно разрушенные с корродированными гранями отдельные реликтовые зерна энстатита. Кроме тальковых участков наблюдаются очень сильно серпентинизированные участки серпентин-хризотила. Внутри хризотиловых петель, диаметр которых очень мал (0,1–0,2 мм), наблюдаются участки, нацело ожелезненные и оталькованные. Магнетит образует в серпентине округлые зерна. Порода пересечена прожилками жильного антофиллита. Состав серпентинизированного оливин-энстатитового ядра (в %): пироксен-энстатит–50; оливин-единичные зерна; карбонат–10; тальк – менее 10; серпентин–20; эпидот–единичные зерна; магнетит–10. Пироксен-энстатит образует крупные таблитчатые кристаллы размером 0,5–2 мм, но трещиноватые. Зерна сцементированы карбона-

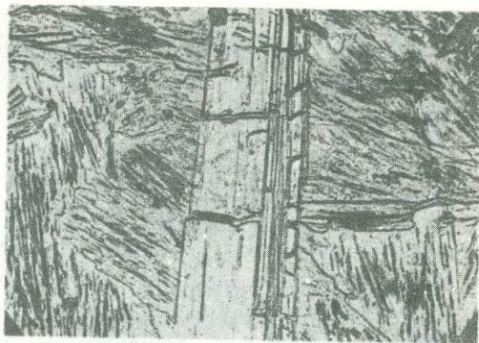


Рис. 8. Оливин в ячейках хризотила. Увел. 54, с анализатором

Рис. 9. Призматический антофиллит в массе талька. Увел. 54, с анализатором

том. Цементирующий карбонат фиксируется в виде округлых зерен размером 0,4–0,5 мм. Зерна не трещиноватые. Кроме этого, карбонат прорастает кристаллы энстатита, образуя выделения неправильной формы. С периферии зерен энстатит замещается таблитчатыми чешуйками талька длиной 0,6 мм. Оливин образует единичные зерна и наблюдается в ячейках хризотила (рис.8). В виде единичных зерен в энстатите фиксируется эпидот. Магнетит в виде округлых зерен равномерно распределен по всей породе. Ядро пересечено в субмеридиональном направлении двумя прожилками тальк-карбонатной породы с антофиллитом. Состав породы (в %): антофиллит призматический—10; тальк—30; карбонат—30; серпентин—10; хлорит—10; магнетит—10. Антофиллит представлен только призматической разновидностью — хлорит-клинохлором. Образует округлые чешуйки длиной 0,5–0,6 мм. Под ядрами за тальк-карбонатной породой фиксируется антофиллит-тальк-карбонатная порода, в составе которой (в %): антофиллита волокнистого—20; антофиллита призматического—10; талька—30; карбоната—20; серпентина—10; магнетита—10.

Р а з р е з П—Р. В самом начале разреза между двумя жилами двуслюдяного гранита заключены два блока антофиллит-тальк-карбонатной породы и ядро серпентинизированной оливин-энстатитовой породы. Средний состав антофиллит-тальк-карбонатной породы следующий (в %): антофиллит призматический—10; антофиллит волокнистый—30; тальк—30; карбонат—10; магнетит—10. Сrostки призм и волокон антофиллита замещаются мелкочешуйчатым тальком и зернами карбоната неправильной формы. Тальк и карбонат также цементируют промежутки между призмами и волокнами антофиллита (рис. 9). В породе по трещинкам наблюдается более поздний карбонат. Серпентин в породе наблюдается в двух генерациях: I генерация образует заливообразные выделения, приуроченные к призматическому и волокнистому антофиллиту, и в виде шнуров содержится в тальке, серпентин представлен хризотилом; II генерация представлена антигоритом. Антигорит в виде пластинчатых выделений, собранных в пучки и звезды, развивается по антофиллиту, карбонату. Мелкочешуйчатый тальк замещает антигорит. В состав серпентинизированной оливин-энстатитовой породы входят следующие минералы (в %): энстатит—10; оливин—30; карбонат—10; тальк—10; хризотил—20; антигорит — менее 10; клинохлор — менее 10; магнетит—10. Порода обладает частично очковой структурой (участки серпентинизации оливина). Серпентин образует две генерации: I генерация — хризотил, бесцветен с положительным рельефом, двупреломление 0,007, тонкозернистый, петельчатой текстуры; II генерация — антигорит, образует пластинчатые выделения, собранные в пучки и звезды, длина пучков 1–1,5 мм, замещает пироксен и оливин. Сам антигорит замещается тальком. Все эти ядра серпентинизированной оливин-энстатитовой породы расположены в антофиллит-тальковой породе. Порода пересечена прожилком жильного антофиллита, в составе которого (в %): антофиллита призматического—20; антофиллита волокнистого—40; талька—30; серпентина — 10–20. Гранитные жилы отделены от антофиллит-таль-

ковой породы вермикулитовыми оторочками. В конце разреза П-Р наблюдается точно такое же взаимоотношение пород, как и в начале разреза.

Разрез Р-С. В центральной части разреза прослеживается крупное тело серпентинизированной оливин-энстатитовой породы видимой мощностью 20 м. Отдельные участки породы обладают типичной очковой структурой, т.е. состоят (в %): из оливина—30; карбоната—10; хризотила—50; магнетита—10. Оливин, образуя округлые зерна размером 0,5 мм, наблюдается внутри ячеек хризотила. Отдельные зерна оливина замещаются карбонатом. В некоторых случаях зерна оливина находятся в ячейках карбоната. Отдельные участки породы в целом серпентинизированы, приобретают скрытокристаллическую структуру. Общий состав серпентинизированной оливин-энстатитовой породы следующий (в %): энстатит—20; оливин—10; карбонат—20; тальк—10; хризотил—20; эпидот — менее 10; клинохлор — менее 10; магнетит—10. Зерна энстатита содержат включения оливина, прорастают карбонатом, с периферии замещаются таблитчатыми чешуйками талька. Граница зерен неровная, извилистая. Кристаллы энстатита цементированы карбонатными зернами. По трещинам в энстатите наблюдаются мелкие листочки клинохлора. Скопления зерен эпидота также приурочены к зернам энстатита. Зерна карбоната трещиноватые, ожелезнены по трещинкам и по периферии. В левой части разреза наблюдается контакт серпентинизированной оливин-энстатитовой породы с мелкой линзой двуслюдяного гранита. Видимая мощность линзы 0,4 м. Линза окружена оторочкой золотистого вермикулита, которая сменяется зоной тальк-карбонатной породы состава (в %): тальк—40; карбонат—30; серпентин—20; магнетит—10. Карбонат образует округлые, сильно трещиноватые, ожелезненные зерна. Тальк в виде чешуек замещает зерна карбоната. Среди чешуек талька фиксируются заливообразные выделения серпентина. Магнетит равномерно рассеян по всей породе. С левого контакта серпентинизированной оливин-энстатитовой породы фиксируется жила биотитового гранита, окаймленная вермикулитовой оторочкой. Со стороны серпентинизированной оливин-энстатитовой породы прослеживается тальковая зона, состоящая из талька (80%) и серпентина (20%), который в виде заливообразных выделений наблюдается среди чешуек талька. Внутри этой зоны проходит зона тальковой породы с жильным антофиллитом следующего состава (в %): антофиллит призматический—40; антофиллит волокнистый—20; тальк—20; серпентин—10; магнетит—10. Эта зона сменяется тальк-карбонатной породой, внутри которой фиксируется ядро серпентинизированной оливин-энстатитовой породы, пересеченное в субмеридиональном направлении антофиллитовым прожилком. Антофиллит в прожилке оталькован на 30%. Тальк-карбонатную породу окаймляет зона тальковой породы с жильным антофиллитом. В верхней части разреза Р-С в этой породе наблюдается ядро антофиллит-тальк-карбонатной породы. От вермикулитовой оторочки гранитной жилы эта порода отделена тальковой зоной.

Разрез Ц-Ч. На разрезе прослеживаются три разветвляющиеся гранитные жилы двуслюдяного гранита. Метаморфизованные гипербазиты разбиты этими жилами на ряд блоков. В первых трех блоках метаморфизованные гипербазиты представлены антофиллит-тальк-карбонатной породой следующего состава (в %): антофиллит призматический — 15–20; антофиллит волокнистый — 15–30; карбонат — 20–30; тальк — 10–20; хризотил и антигорит—10; энстатит—реликтовые зерна; магнетит—10. Антофиллит представлен призматической и волокнистой разновидностями. Призмы с поперечной трещиноватостью обрастают изогнутыми волокнами антофиллита, образуя сростки. Зерна карбоната сильно разрушены, трещиноватые, неправильной формы, замещают и цементируют сростки призм и волокон антофиллита. Тальк мелкочешуйчатый (размер чешуек талька 0,1 мм), развивается по антофиллиту, замещает карбонат. Энстатит фиксируется только в виде реликтов. Зерна неправильной формы сильно разрушены, оталькованы и серпентинизированы по трещинкам. Наблюдается он в массе карбонатных зерен. Серпентин представлен двумя генерациями: I генерация — хризотил в виде заливообразных выделений и в виде тонких шнуров наблюдается в массе талька и в пироксене; II — генерация — антигорит, образует пластинчатые выделения, собранные в пучки, развивается среди антофиллита и карбоната. Магнетит, образуя округлые зерна размером 0,2–0,4 мм,

фиксируется в пироксене и среди зерен карбоната. Первая гранитная жила отделена от антофиллит-талек-карбонатной породы талек-кварцевой породой, в составе которой (в %): мелкочешуйчатого талька—60; серпентина—10—15; кварца—20; магнетита—10. С левого контакта разветвляющейся гранитной жилы 2 перед антофиллит-талек-карбонатной породой фиксируется тальковая порода с вермикулитом. Среди мелкочешуйчатого талька (размер чешуек 0,1 мм) наблюдаются заливообразные выделения серпентина и изогнутые листочки вермикулита. Блок антофиллит-талек-карбонатной породы с шестоватым антофиллитом ближе к гранитным жилам постепенно переходит в антофиллит-талектовую породу следующего состава (в %): антофиллит призматический—10; антофиллит волокнистый—10; талек—50—60; серпентин—10; вермикулит—отдельные листочки; магнетит—менее 10. Перед вермикулитовой оторочкой гранитных жил антофиллит-талек порода сменяется окварцованной тальковой породой. Все гранитные жилы содержат пегматитовые прожилки.

Кроме общего описания разрезов Западного карьера, ниже приводятся две наиболее интересные зарисовки из описанных выше разрезов.

З а р и с о в к а 1 (рис. 10). На зарисовке показана осложненная зона контакта жилы двуслюдяного гранита и метаморфизованного гипербазита. Мощность жилы 15 см. Жила окружена вермикулитовой оторочкой видимой мощностью 15—25 см. Два прожилка вермикулита наблюдаются в гранитной жиле. С правого контакта гранитной жилы за вермикулитовой оторочкой прослеживается порода антофиллит-талекового состава. Антофиллит шестоватый, длина шестов 0,5—1 см. На границе этой зоны и вермикулитовой выклинивается хлоритовый прожилок видимой мощностью 0,2 см. Состав антофиллит-талековой породы (в %): антофиллит призматический—10; антофиллит волокнистый—20; талек—40; серпентин—10—20; вермикулит и хлорит—отдельные листочки; магнетит—менее 10. Призмы антофиллита тонкие длиной 0,5—0,8 мм с поперечной трещиноватостью. Характерна большая изогнутость волокон антофиллита. Призмы и волокна сгруппированы в сростки. Талек мелкочешуйчатый, цементирует промежутки между призмами и волокнами антофиллита, развивается по ним, приобретая их структуру. Серпентин представлен баститом. Наблюдается в массе талька или среди сростков антофиллита. Хлорит представлен клинохлором в виде чешуек длиной 0,4—0,5 мм, развивается по тальку и серпентину. Вермикулит образует изогнутые чешуйки длиной 0,3—0,7 мм. Магнетит в виде прямоугольных и округлых зерен размером 0,1—0,3 мм довольно равно-

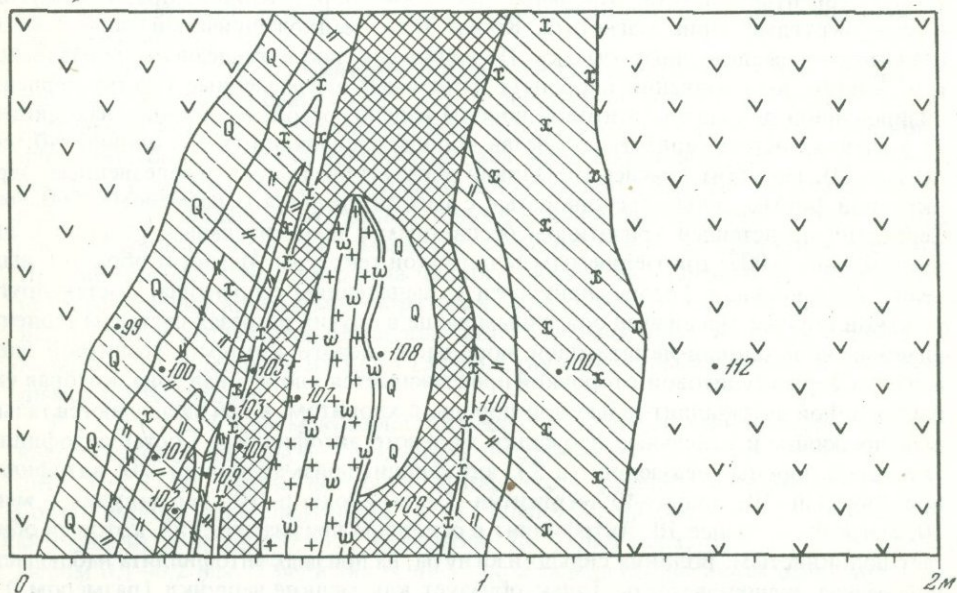


Рис. 10. Зарисовка 1. Западный карьер, Мочаловское месторождение
Условные обозначения см. на рис. 2

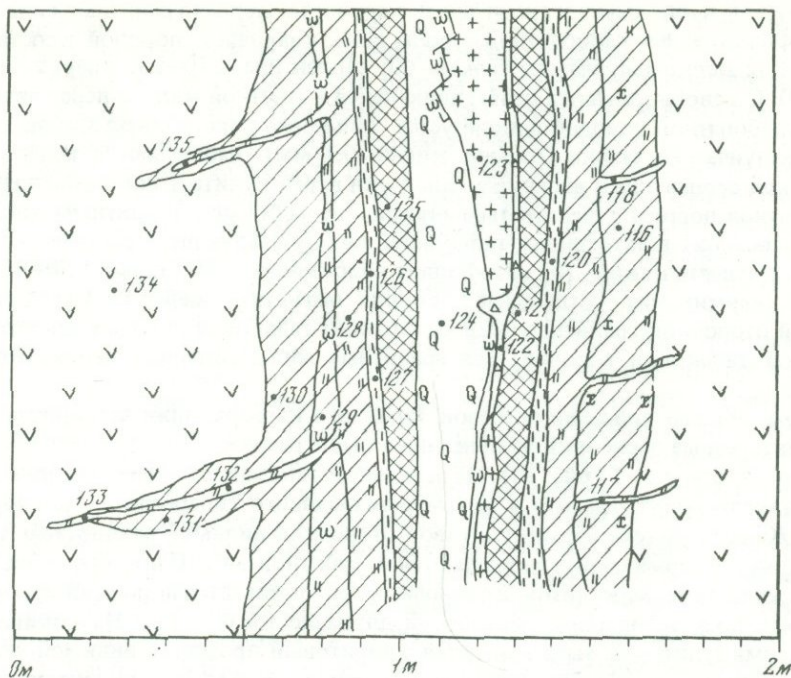


Рис. 11. Зарисовка П. Западный карьер, Мочаловское месторождение
Условные обозначения см. на рис. 2

мерно рассеян по всей породе. Эта зона сменяется тальк-хлоритовой. Визуально в тальковой массе наблюдаются чешуйки хлорита размером 0,3 см. Микроскопически среди талька фиксируются выделения серпентина-бастита. Часть серпентинизированной оливин-энстатитовой породы, примыкающей к тальк-хлоритовой зоне, сильно изменена. Состав измененной части и серпентинизированной оливин-энстатитовой породы следующий (в %): тальк—40; серпентин—20; ожелезненные участки (ожелезненный карбонат) — 35; магнетит — менее 10; хлорит—отдельные листочки. В мелкочешуйчатом тальке (размером 0,1—0,3 мм) наблюдаются выделения пластинчатого серпентина-бастита, отдельные листочки хлорита-клинохлора, прямоугольные и округлые зерна магнетита. Кроме того, мелкочешуйчатый тальк как бы цементирует ожелезненные участки. По-видимому, такое ожелезнение образовалось в результате выветривания карбоната. Отдельные неизменные участки серпентинизированной оливин-энстатитовой породы нацело состоят из оливина, находящегося в ячейках петель серпентина. Состав породы следующий (в %): оливин—40; серпентин—50; магнетит — менее 10. Оливин образует бесцветные ожелезненные зерна округлой формы сильно трещиноватые, с высоким рельефом, размером 0,6—0,3 мм. Серпентин представлен хризотилом бесцветным с положительным рельефом, двупреломление 0,007, токозернистым петельчатой текстуры. Магнетит образует выделения неправильной формы, приурочен к выделениям серпентина. Состав других участков породы аналогичен описанным выше в других разрезах составом серпентинизированной оливин-энстатитовой породы. С левого контакта гранитной жилы вслед за вермикулитовой оторочкой прослеживается хлоритовая зона, которая сменяется зоной антофиллит-тальковой породы с хлоритом, в ней наблюдаются тальковый прожилок и отдельные прожилки жильного антофиллита. Состав антофиллит-тальковой породы следующий (в %): антофиллит призматический—20; антофиллит волокнистый—10; тальк—40; серпентин—10; клинохлор—10; вермикулит — менее 10; магнетит — менее 10. Антофиллит в основном призматический, который обрастает волокнистым. Волокна сильно изогнуты, на призмах антофиллита наблюдается поперечная трещиноватость. Тальк образует как мелкие чешуйки (размером 0,1—0,2 мм), так и более крупные — размером 0,5—0,8 мм. Мелкие чешуйки талька цементируют волокна и призмы антофиллита, более крупные развиваются по нему.

Внутри талька наблюдаются заливообразные выделения серпентина. Хлорит представлен клинохлором. Зерна магнетита округлые размером 0,2–0,3 мм фиксируются среди чешуек талька и среди сростков антофиллита. Между этой зоной и телом серпентинизированной оливин-энстатитовой породы прослеживается тальк-кварцевая порода из тонкочешуйчатого талька и кварца. Внутри чешуек талька наблюдаются отдельные реликты серпентина.

З а р и с о в к а 2 (рис. 11). На зарисовке виден очень сложный контакт гранитной жилы с метаморфизованными гипербазитами. Сама гранитная жила сложена мелкозернистым мусковитовым гранитом и окружена вермикулитовой оторочкой, как всегда на удалении сменяющейся хлоритовой зоной. На еще большем удалении фиксируется антофиллит-тальковая порода светло-серого цвета с шестоватыми кристаллами антофиллита. Микроскопически в породе присутствуют две разновидности антофиллита: призматическая (до 30%), волокнистая (до 20%). На еще большем удалении в антофиллит-тальковой породе появляется серо-зеленый хлорит. Пироксен весь замещен тальком и серпентином. Из антофиллит-тальковой породы, пересекая антофиллит-тальковую породу с хлоритом и выклиниваясь в измененной зоне серпентинизированного пироксенита, отходит прожилок мощностью 1–1,5 см оталькованного жильного антофиллита. Шесты антофиллита расположены перпендикулярно контакту. Микроскопически в породе наблюдается только призматическая разновидность антофиллита. Левый контакт жилы в общем симметричен правому. Следует, однако, подчеркнуть, что весь разрез сильно осложняется кварцевой жилой, идущей почти по границе между вермикулитовой зоной и гранитом, частично целиком в вермикулитовой зоне, и синхронными с контактом жилками антофиллит-тальковой породы, прерывающими зону антофиллит-тальковой с хлоритом породы, частично входящими в оталькованный пироксенит. Интересна структура выполнения этих жилок: шесты антофиллита в жилах расположены перпендикулярно стенкам жилы.

ТЕРСУТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТА

Месторождение было известно давно, но промышленная разработка началась только в 1972 г. В настоящее время на месторождении разведан один карьер. Нам удалось описать только два разреза Терсутского месторождения. В центральной части карьера была взята руда и, по-видимому, на разрезах мы видим только отпечатки краевых частей блоков антофиллит-тальк-карбонатной породы с промышленным оборудованием асбеста.

Р а з р е з 1. Разрез интересен наличием талькового тела в массе мелкозернистого двуслюдяного гранита (рис. 12). С левого контакта к гранитному телу непосредственно прилегает вермикулитовая порода, которая сменяется хлоритовой (пениновой). Внизу разреза вермикулитовая жила выклинивается в хлоритовой оторочке, и в данном случае непосредственно к гранитному телу примыкает хлоритовая порода, отделенная от гранита тонкой каймой ожелезнения. Хлорит без каких-либо дополнительных зон сменяется тальком. Следы антофиллита отсутствуют. Правый контакт талькового тела подобен нижней части левого. К гранитному телу непосредственно примыкает хлоритовая порода. Внутри хлоритовой породы иногда наблюдаются реликтовые пятна золотистого вермикулита. Видимая мощность талькового тела колеблется от 72 до 130 см. Структура талька в породе скрытокристаллическая стеатитовая.

Р а з р е з 2. В теле мелкозернистого двуслюдяного гранита прослеживаются пять ядер тальковой породы со звездчатым антофиллитом. Диаметр звездочек антофиллита 1–1,5 см. Почти по всему антофиллиту развиты псевдоморфозы талька. Состав породы ядер следующий (в %): тальк—80; антофиллит призматический—8; антофиллит волокнистый—2; серпентин—10. Тальк образует мелкие листочки размером 0,1–0,2 мм. Среди таких листочков талька наблюдаются отдельные призмы длиной 0,6–0,8 мм и волокна несталькованного антофиллита. В массе чешуек талька фиксируются заливообразные выделения серпентина. В конце разреза на

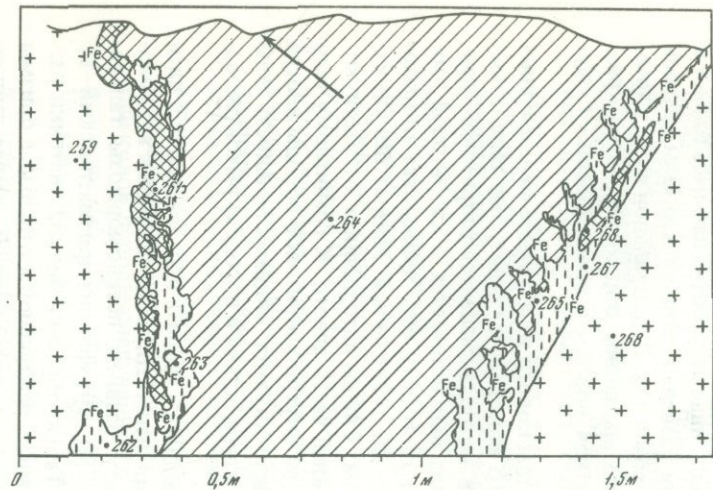
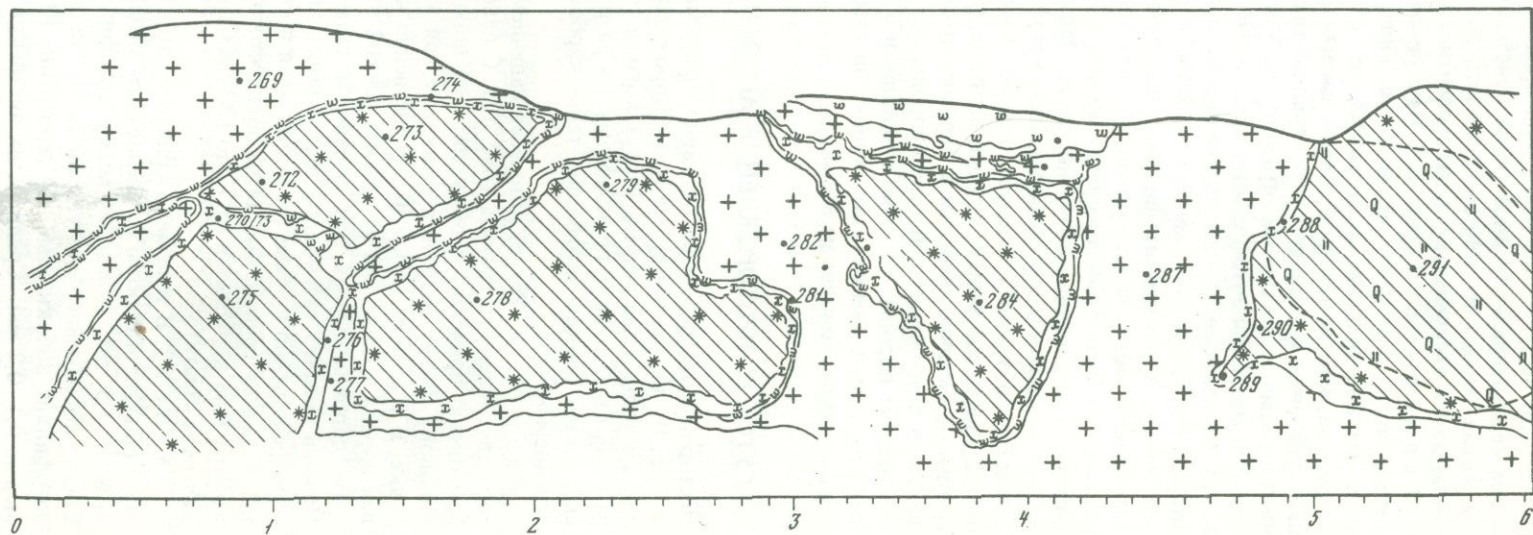


Рис. 12. Разрез I, Терсутское месторождение
Условные обозначения см. на рис. 2

Рис. 13. Разрез II, Терсутское месторождение
Условные обозначения см. на рис. 2



интервале 4,8–6 м центральная часть ядра тальковой породы с антофиллитом окварцована. Антофиллит весь оталькован. Четкой границы перехода между окварцованной тальковой породой и неокварцованной нет. Все ядра окружены оторочкой зеленого хлорита. Размер чешуек хлорита 3–4 мм. Чешуйки ориентированы под косым углом к контакту. Со стороны гранитного тела за хлоритовой оторочкой тальковой породы фиксируется зона золотистого вермикулита (первые четыре ядра). При этом иногда вермикулитовая оторочка выклинивается в хлоритовой оторочке (третье тальковое ядро с антофиллитом, интервал 2 м). Чешуйки вермикулита (4–5 мм) ориентированы под косым углом к контакту. Ориентировка чешуек хлорита и вермикулита одинакова. На интервале 4,8–6 м ядро тальковой породы с антофиллитом, окварцованное в центральной части, отделено от тела двуслюдяного гранита только хлоритовой оторочкой.

ПРИРОДА УЛЬТРАБАЗИТОВ

В последние годы проблема ультрабазитов стала одной из основных проблем петрографии, решения которых пока не найдено. До сих пор существует предположение как о магматическом, так и о немагматическом происхождении ультрабазитов.

В известной сводке П. Уилли (Wyllie, 1969), где подробно рассматриваются все существующие сейчас представления о генезисе ультрабазитов, все существующие гипотезы сведены к нескольким основным группам, внутри которых имеются различные варианты.

В первой группе гипотез предполагается существование настоящей ультрабазитовой магмы, которая возникла при исключительно высокой температуре. Прямая кристаллизация такой магмы дает чистые ультрабазитовые породы. Существование такой горячей ультрабазитовой магмы особенно пропагандировал Тейлор (Taylor Jr., 1967). Наиболее важным доказательством в пользу существования ультрабазитовой магмы являются данные по составу и структуре маймечитов и коматитов, где выделяются кристаллы оливина и пироксена и существует мелкозернистая серпентинитовая основная масса. Предполагается, что эта серпентинитовая масса была ранее оливинным стеклом и только впоследствии серпентинизировалась. Если бы в этом можно было быть уверенным, то гипотеза, предполагающая существование ультрабазитовой магмы и наличие в земной коре исключительно высоких температур, получила бы важное подкрепление. Однако сейчас возможны и другие предположения о природе мелкозернистой серпентинизированной основной массы.

Вторая группа гипотез, поддерживаемая сейчас большинством специалистов (ее придерживаются, например, такие специалисты, как Грин и Миаширо) и наиболее вероятная для так называемых платформенных ультрабазитов, предполагает, что ультрабазитовой магмы как таковой в природе не существует. Ультрабазиты формируются в результате сложного процесса внедрения в место современного их залегания, относительно низкотемпературной базальтовой магмы, содержащей большое число кристаллов оливина. Предполагается, согласно этой гипотезе, что мантия земли, в местах генерации в ней базальтовой магмы, существенно оливиновая; базальтовая магма, видимо, пропитывает здесь оливинную мантийную твердую массу и в некоторых (в местах, богатых магмой) случаях может представлять собой жидкость, переполненную кристаллами. Аналогом такой базальто-оливиновой магматической "каши" могут быть четвертичные пlyingуны, представляющие собой песок, насыщенный водой. Внедрением такой базальто-оливиновой магматической каши в места ее современного залегания не заканчивается процесс формирования интрузивных тел или комплексов. После внедрения происходит кристаллизационная дифференциация, в результате которой оливинные кристаллы, оседая в базальтовом расплаве, образуют ультрабазитовую породу, тогда как остающийся расплав, застывая, дает габбровую часть интрузивного комплекса; причем габбровая и ультрабазитовая части комплекса иногда переслаиваются, давая так называемые расслоенные или дифференционные интрузии. В качестве примеров обычно называют Бушвельдский интрузив на юге Африки, а в СССР аналогом этих образова-

ний служит комплекс платиноносной интрузии горы Соловьевой в районе г. Тагила, а также многие интрузивы Норильска и других мест. Следует отметить, что и в этой гипотезе при всей ее достоверности существуют трудно объяснимые факты. Так, в частности, при дифференциации базальт-оливиновой каши интеркумулятивная жидкость должна была бы иметь базальтовый, а не оливиновый состав, при этом как следствие в породе должны были возникнуть ультрабазиты, более богатые кремневой кислотой и глиноземом, чем обычные дуниты и оливиниты. Приходится допустить существование межкристальной кристаллизации кумулята после его осаждения и отжима остаточной базальтовой жидкости в процессе такой кристаллизации. Тем не менее гипотезы этой группы наиболее полно объясняют все наблюдаемые факты.

Наконец, существует, и в последние годы становится все более и более популярной, третья группа гипотез, предполагающая, что ультрабазиты никогда не представляли собой магму. Согласно этим предположениям, совпадающим с данными геофизики, верхнюю мантию слагает материал, по своему составу и по структуре крайне близкий к составу и структурам ультрабазитов. Отсюда возникло предположение, что ультрабазиты представляют собой отторженцы материала верхней мантии, оторванные от мест своего первоначального залегания и внедренные в толщу земной коры в результате тектонических движений. Следовательно, предполагается не горячее внедрение расплавленной магмы (интрузия), а холодное "затаскивание" к дневной поверхности твердого материала глубин (протрузия). Решительным сторонником этой гипотезы стал в последние годы своей жизни крупнейший американский исследователь ультрабазитов Х. Хесс (Hess, 1960), а у нас в стране его взгляды развивают и усиленно пропагандируют геологи школы акад. А.В. Пейве (1961), в первую очередь А.Л. Книппер (1969).

Согласно этой теории очень трудно объяснить генезис габбро-перидотитовых расслоенных комплексов, а также существование ультрабазитового стекла, что, в частности, отмечается в маймечитах р. Хатанги.

Существуют еще отдельные типы ультрабазитовых образований: включения в базальтах ("оливиновые бомбы"), контактные ультрабазиты, ультрабазиты в щелочно-ультрабазитовых комплексах (карбонатитах), а также щелочно-ультраосновные лавы и т.д., которые могут быть объяснены с помощью любой из существующих гипотез и не представляют пока специального генетического интереса.

Говоря о генезисе ультрабазитов, нельзя не остановиться еще на разделении ультрабазитов на два типа, резко различающихся по условиям залегания, — ультрабазиты платформенные и ультрабазиты альпинотипные.

Платформенные ультрабазиты залегают в спокойных тектонических условиях, в тех самых формах, в которых эти массивы ультрабазитов образовались первоначально; здесь наблюдаются и первоначальные взаимоотношения горных пород и взаимодействие ультрабазита с габбро, и образование расслоенных комплексов.

Альпинотипные ультрабазиты оторваны от места их зарождения, они залегают в складчатых областях и приурочены к крупным, весьма вероятно к региональным, тектоническим разломам, всегда только тектонически контактируют с вмещающими породами и сами весьма сильно раздроблены и деформированы. Обычно эти породы сильно серпентинизированы.

Деление на платформенные и альпинотипные гипербазиты имеет большое значение для построения генетических гипотез. Сторонники мантийного немагматического происхождения ультрабазитов, не умеющие объяснить генезис расслоенных габбро-ультрабазитовых комплексов, считают, что платформенные ультрабазиты генетически резко отличаются от альпинотипных, которые только и являются "протрузивными" отторженцами мантии.

Свое специфическое отношение к проблеме альпинотипных и платформенных ультрабазитов высказывают и сторонники базальт-оливиновой "каши". С точки зрения этой гипотезы все ультрабазиты формируются как платформенные, давая ультрабазит-габбровые комплексы, однако позднее уже готовый дифференцированный комплекс, подвергаясь тектоническим воздействиям, разделяется. Ультрабазитовая — более пластичная часть комплекса, тектонически отрывается от хрупкой —

габбровой и "затаскивается" в региональные разломы, дробясь, а местами образуя "меланж" и давая характерные "протрузивные" взаимоотношения с вмещающими породами.

К сожалению, пока нет каких-либо объективных данных, позволяющих более или менее точно судить о природе альпинотипных ультрабазитовых массивов.

После приведенного очень краткого введения можно рассмотреть и природу гипербазитов Сысертского района и Мугоджар. По отношению к ним следует отметить: а) полное отсутствие габбровых фаций; б) ультрабазитовый материал образует относительно небольшие самостоятельные тела, однородные по составу, без следов расслоенности; в) во всех случаях даже в самых свежих участках развита весьма интенсивная серпентинизация ультрабазита; г) ультрабазит залегает среди кристаллических сланцев без следов значительных тектонических подвижек по границе со сланцами. Сами ультрабазитовые тела также не несут следов сколько-нибудь значительного дробления и плоскостей скольжения, что характерно для альпинотипных гипербазитов; д) в своем расположении ультрабазитовые тела явно следуют тектоническим линиям региона и своими длинными осями вытянуты вдоль простирания вмещающих толщ. Особенно отчетливо эта особенность видна в распределении ультрабазитовых тел в Сысертской группе месторождений.

Перечисленные только что признаки весьма противоречивы; первые три признака, казалось бы, полностью отвечают характерным особенностям альпинотипных ультрабазитов, однако последние две их особенности внешне противоречат высказанному выше предположению. Однако, если допустить, что тектоническое "затаскивание" (протрузия) ультрабазитового материала происходило до общего метаморфизма всего региона, то обеим этим особенностям можно найти объяснение. В процессе глубокого метаморфизма следы динамического воздействия, разрывы и плоскости скольжения могут быть замаскированы. Как реликты этих тектонических направлений может рассматриваться только ориентированное расположение самих ультрабазитовых тел.

Проблему регионального метаморфизма пород Сысертского района детально изучал Г.А. Кельман (1970), который пришел к заключению о том, что главный этап регионального метаморфизма относился к низам амфиболитовой фации метаморфизма. У нас в результате дополнительного изучения как пород Сысертского, так и пород Бугетьсайского региона нет основания возражать против такого определения степени регионального метаморфизма. Существование мигматитов в обоих асбестоносных районах позволяет предполагать, что процессы метаморфизма приводили к палингенезу и мигматизации соответствующих пород.

Метаморфизму одновременно с общим метаморфизмом региона подвергались и находящиеся здесь участки ультрабазитовых пород, но вопреки существующему мнению (Хмара, 1962) вряд ли можно утверждать, что в этом процессе наблюдалось образование антофиллита. Как будет показано далее, антофиллит характерен для роговиковых фаций метаморфизма при низких давлениях, тогда как при высоких давлениях, в условиях избытка воды ультрабазит может быть амфиболитизирован, но в этом случае возникает не антофиллит, а роговая обманка, кроме того, одновременно с мигматизацией в метаморфизируемой породе не может быть свободной водной фазы; вся вода, имеющаяся в наличии, должна быть связана в гранитный мобилизат, который в момент своего образования в прогрессивную стадию метаморфизма является интенсивным поглотителем летучих (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971).

ЖИЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ И АНТОФИЛЛИТООБРАЗОВАНИЕ

Важнейшим результатом проведенных наблюдений является четкое установление контактной зональности, возникающей при внедрении гранитных жил в ультрабазитовые тела.

В обобщенном виде зональность можно представить в следующем виде: 1) жила гранитоида, 2) биотитовая огорочка, 3) зона хлорита, 4) зона антофиллита (амфибола), 5) тальковая зона, 6) антигоритовые серпентиниты, 7) хризотилловые серпентиниты.

Эта зональность наблюдается во всех случаях внедрения жил гранита в ультрабазит, правда осложняясь двумя моментами, особенно четко наблюдаемыми на Сысертском месторождении. В тех случаях, когда гранитные жилы сближены, зона антофиллита расширяется, и тогда возникают наиболее крупные, наиболее выгодные для разработки рудные тела. Противоположная картина наблюдается тогда, когда жилы редки и нагрев всей метаморфизируемой толщи недостаточен, тогда антофиллитовая зона не успевает развиваться и контактовые изменения ограничиваются только образованием тонкой вермикулитовой оторочки и зон тальцитов, переходящих в антигоритовые и далее хризотилитовые серпентиниты. Особенно хорошей иллюстрацией этого положения может быть одна из зарисовок Мочаловского карьера, где серпентинит сечется маломощной жилкой гранита и окружен мощной зоной талькита, при толном отсутствии антофиллитовой зоны. Еще более отчетливо такое положение выявляется на Терсукском месторождении, где в центре карьера велась интенсивная добыча антофиллит-асбеста, а по его периферии, во вскрытых и подвездных траншеях хорошо видно, что в разрезе контактной зональности из внешних зон сохраняется только одна зона талькита (см. рис. 12).

Приводя выявленную нами зональность, мы понимаем, что наши представления резко отличаются от взглядов, господствующих сейчас в литературе, ярким примером которых могут служить опубликованные ранее статьи А.Я. Хмары (1962), который считает несомненной генетическую связь асбестоносных тел с региональным метаморфизмом, а "общую метаморфическую зональность" строит "относительно контакта гипербазитов с вмещающими гнейсами или гранитами". Эту зональность А.Я. Хмара рисует в следующем виде (стр. 138): 1) оливин-энстатитовые ядра (реликты в центре), 2) зона серпентинизированных оливин-энстатитовых пород, 3) оталькованные и карбонатизированные серпентиниты, 4) асбестоносные энстатит-тальк-карбонат-антофиллитовые и тальк-карбонат-антофиллитовые породы, 5) тальк-карбонатные породы, 6) существенно актинолитовые породы, 7) хлоритовые породы, 8) хлоритизированные, биотитизированные амфиболиты и гнейсы.

Кроме этой зональности, на месторождении, по А.Я. Хмаре, имеется более поздняя, наложенная контактная зональность, связанная с поздними гранитными жилами. Вокруг гранитных тел развиваются зоны: вермикулита, хлорита и талька. Эти зоны, по А.Я. Хмаре (стр. 319), "накладываются на любые породы описанной выше серии метаморфизованных гипербазитов". Вывод этот сделан им в силу того, что, по его мнению, "отчетливо устанавливается псевдоморфный характер талька, вмещающего энстатит, антофиллит и антофиллит-асбест". Таким образом, отмечает А.Я. Хмара (стр. 319): "... зональность на контакте с жильными породами имеет отчетливый пострудный характер".

Представления А.Я. Хмары о наложенности гранитных жил и связанного с ними контактного метаморфизма на уже метаморфизованные и содержащие антофиллит-асбестовую минерализацию породы опровергаются описанными выше соотношениями контактных пород, наблюдавшимися в карьерах. Иногда выпадающая зона антофиллитовых пород занимает среди контактных образований строго закономерное положение и нельзя говорить о "наложенности" биотитовой зоны; это следует хотя бы из того факта, что нигде биотитовая зона не накладывается на пересечения других зон.

Можно возразить и против предположенной А.Я. Хмарой типовой зональности из чисто теоретических соображений. Всякая реакционная зональность, а метаморфическая зональность всегда реакционная, должна быть однонаправленной. Появление той или иной зоны определяется теми или иными строго определенными характеристиками физико-химических констант, закономерно снижающихся в реакционном поле, и, таким образом, в этом поле ни одна из зон не может повториться дважды, тогда как в схеме А.Я. Хмары удваивается ряд выделенных зон. Так, практически тождественны в цитированной схеме зоны 3 и 5 и явно близки между собой зоны 4 и 6.

Выявленная нами зональность антофиллитовых контактов в сысертской асбестоносной полосе горных пород в общем соответствует общей схеме зональности, возникающей на контактах ультрабазитов и внедряющихся в них гранитоидных

тел. Эта зональность впервые разбиралась Дю Тойтом (1928) на примере южноафриканских корундовых месторождений, позднее ее подробно рассматривали В.С. Коптев—Дворников и Е.А. Кузнецов (1931) на примере уральских Кыштымско-Каслинских месторождений корундовых пород.

Несколько ранее, в 1925 г., но уже на примере изумрудных месторождений Урала, практически ту же зональность рассматривал А.Е. Ферсман, обративший особенное внимание не только на явления контактного изменения вмещающих пород, но и на проблему изменения самого вещества внедряющей жилы. В Изумрудных коях в ультрабазит внедрялись гранитные пегматитовые жилы и взаимодействие гранитного расплава давало и контактные зоны, и десилифицированный пегматит — один из типов выделенной А.Е. Ферсманом группы пегматитов скрецивания.

Контактные оторочки появляются во всех случаях внедрения гранитоидов в ультрабазит и обычно с той же зональностью, что и встречаемая нами в Сысертском районе. А.Е. Ферсман в Изумрудных коях описал следующий разрез контактной зоны: за гранитоидами следуют: а) слюдит, б) актинолитовый сланец, а) тальковые сланцы, г) материнские породы.

Сопоставляя имеющиеся сейчас литературные данные, можно отчетливо видеть идентичность всего разреза контактной зоны между гранитами и ультрабазитами во многих месторождениях. Вместе с тем отчетливо выявляется, что в разрезе наиболее изменчива амфиболитовая зона. Изменения эти сводятся как к различиям состава амфибола (в Сысерти — антофиллит, в Изумрудных коях — актинолит, широко развит в таких контактах тремолит и т.д.), так и в структуре амфиболовой породы: от тонковолокнистых асбестовидных разновидностей до шестоватых накоплений и различных редких структур. Напомним, что сибирские Онетские нефриты, как показал Колесников (1964), также являются членами подобной же реакционной зональности, судя по всему сформировавшейся на относительно больших глубинах и давшей как результат — спутанно-волокнистый амфиболовый агрегат. Такой же примерно генезис имеют и североуральские месторождения нефрита, описанные недавно Шагжиевым (1973).

Амфиболовая контактная зона является наименее устойчивой, и при изменении характера контакта она может выпасть из контактной зональности. Такое выпадение мы наблюдали на Мочаловском и Терсутском карьерах Сысертской группы месторождений. Кроме того, такое выпадение закономерно наблюдается в случае менее глубоких контактов, наблюдающихся при образовании тальковых месторождений (Безруков, 1963; Романович, 1962) и месторождений хризотил-асбеста (Тафарин, 1928; Еремеев и др., 1972; Артемов, 1970). В этих случаях гранитные жилы, иногда окруженные тонкой биотитовой оторочкой, как правило, недесилифицированные, образуют контактные зоны из тальк-карбонатных пород, тальковых пород и серпентинитов, по которым местами, в случае незавершенности процесса серпентинизации и сохранения общего объема массива, образуется хризотил-асбестовое месторождение.

Отсутствие амфиболовой зоны, как это следует из полевых данных, наблюдается в условиях контакта относительно малых глубин или значительно меньшего относительного количества внедренного гранитного материала. Мы склонны относить эту особенность за счет низкотемпературности таких контактов.

Характер процесса взаимодействия гранитной жилы и вмещающих ультрабазитовых пород в современной советской литературе рассматривается двойко. Еще А.Е. Ферсман (1923) и М.Б. Бородаевская (1951), вслед за Дю Тойтом, предполагали, что контактные изменения ультрабазитов, при внедрении в них гранитных жил, происходят главным образом еще в тот период, пока магматический расплав, дающий впоследствии гранитную жилу, является еще жидким. Второй взгляд следует из представления Д.С. Коржинского и его последователей (Шабынин, 1963). По их мнению, как десилификация гранитной жилы, так и образование контактных зон являются метасоматическим процессом и все изменения возникают в результате воздействия растворов уже после застывания гранитной жилы.

Так как к каждой из реакционных зон необходим специальный подход, то целесообразно в дальнейшем рассматривать последовательно каждую зону, возникающую в контакте реакционной зональности.

Причины зональности. Сам факт существования зональности уверенно говорит о том, что между двумя реагирующими породами имеется постепенное падение температуры или падение химических потенциалов того или иного компонента. Специалисты школы Д.С. Коржинского большее значение придают химическим потенциалам. С точки зрения, развивавшейся А.Е. Ферсманом, большое значение имеет температурный градиент, хотя, конечно, и в этом случае нельзя отрицать влияние химического потенциала.

Уже само изменение минерального состава в разных зонах показывает, что химические компоненты, содержащиеся в метаморфизующих породу растворах в различных зонах контактного поля, ведут себя по-разному, однако отмеченное выше выпадение амфиболовых зон, как, например, в Терсутском месторождении, скорее приходится толковать как результат температурных различий, так как здесь нет данных, свидетельствующих об изменении характера растворов. В обоих случаях (и в антофиллитсодержащих и в тальковых контактах) по периферии карьера внедряются те же самые гранитоиды, одинаковы и вмещающие породы; различна только плотность гранитных жил и, следовательно, прогрев всей толщи.

Десилификация гранита. На месторождениях отчетливо видно изменение состава внедрившихся гранитов под влиянием вмещающих пород. Обычно на первом этапе в составе гранитоида уменьшается содержание кварца, затем калиевый полевой шпат замещается альбитом, образуя альбит. Крайне интересными примерами десилификации были описания М.Б. Бородаевской (1951) Березовских гранитных жил. Здесь имеется ряд жил, которые, как и в Африке (Du Toit, 1928), секут одновременно и кислые вмещающие породы, и ультрабазиты, причем "десилификация" наблюдается только в случае контактов гранитной жилы и ультрабазита.

Объяснение процессов десилификации может быть, как сказано, двояким. По мнению А.Е. Ферсмана и М.Б. Бородаевской (1951, стр. 101), процесс потери кремнекислоты идет наиболее интенсивно еще в период существования жидкой магмы. При этом магма активно растворяет вещество вмещающих пород. Расплав в результате резко обогащается магнием и железом, что ведет к началу кристаллизации биотита. Дефицитным компонентом при этом оказывается окись калия, которая и определяет количество выделившегося биотита. Оставшийся расплав обогащается натрием и глиноземом. В зависимости от первоначального состава гранитоида в реликтовом остатке формируется корундовый плагиоклазит или нефелиновый сиенит, если количество поглощенного змеевика достаточно велико. То, что при десилификации происходит растворение змеевикового материала, следует из кристаллизации в таких десилифицированных пегматитах не обычного берила, окрашенного железом, а изумруда-берила, окрашенного хромом в зеленый цвет. Хром при этом явно происходит из серпентинитов (Ферсман, 1923).

В Сысертском месторождении изменение гранитоидов не заходит так далеко, как на Борзовском или Березовском месторождениях, и здесь не образуются недосыщенные породы.

С л ю д и т о в а я з о н а. В тех местах, где гранитная жила имеет возможность интенсивного взаимодействия с вмещающими породами, обычно это происходит в местах окончания гранитных жил в массе серпентинита, такое взаимодействие приводит к почти полному заполнению всей жилы кристаллизующимся биотитом и

Т а б л и ц а 2

Химический состав вермикулита из Западного карьера Мочаловского месторождения.

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
780/70	34,68	0,08	14,68	8,01	0,28
786/70	35,96	0,16	11,92	6,10	0,38
787/70	35,20	0,13	11,68	6,29	0,35
713/70	34,68	0,40	6,03	15,64	0,32
783/70	34,92	0,24	13,24	8,42	0,38

* MnO — следы во всех образцах.

только в самом центре такого чисто биотитового прожилка кристаллизуется избыточный глинозем в виде зонального кристалла корунда.

Таким образом, кристаллизация биотитовой зоны идет в залбандах внедрившейся жилы за счет магматического расплава, контаминированного серпентиновым веществом. В силу большей вязкости магматического расплава в центральной части жилы, даже в случае образования мощной слюдитовой оторочки, может кристаллизироваться нормальный гранитный расплав.

Везде выше при описании слюдитовой оторочки в карьерах как Сысерти, так и Бугетыая, слюда, слагающая эти слюлиты, именуется вермикулитом, здесь же эта же слюда везде именуется биотитом или флогопитом. На Урале исключительно широко развита древняя кора выветривания, захватывающая и районы асбестовых месторождений Сысерти и Мугоджар. Биотит и другие железо-магnezиальные слюды выветриваются в коре выветривания значительно быстрее большинства других минералов и на первом этапе выветривания они сразу переходят в вермикулит. Когда при первых исследованиях слюд Сысерти, проводившихся в начале тридцатых годов, обнаруживалась вермикулитовая природа Сысертских слюд, тогда было высказано предположение, что в условиях асбестообразования, где интенсивно действовали гидротермы, образуются первичные гидратизированные слюды. Сейчас, когда мы достаточно хорошо знаем природу и минеральный состав пород коры выветривания, можно уверенно говорить о вторичной вермикулитизации слюд в процессе их выветривания; первоначально кристаллизовавшаяся в контактных зонах слюда несомненно имела биотитовый или флогопитовый состав, в зависимости от железистости материнских пород и температуры кристаллизации. В условиях высоких температур магматической кристаллизации обычно выделяются биотитовые слюды. Слюды Сысерти и Бугетыая по имеющимся анализам также следует считать первичными биотитами (табл. 2).

Хлоритовая зона. Обычно хлоритовая зона весьма тонкая, всего несколько миллиметров. Однако хлорит может встречаться и в антофиллитовой зоне.

Выше было показано, что в процессе биотитообразования в зоне слюдита наиболее дефицитен калий. За границами зоны слюды этот элемент, совершенно необходимый для кристаллизации слюды, отсутствует, однако здесь существует избыток магния, фиксируемый в виде хлорита.

В химизме всего разреза хлоритовая зона переломная; в ней фиксируется наибольшее количество магния по сравнению со всеми другими зонами и наименьшее количество кремнекислоты.

Антофиллитовая зона. Выше говорилось об антофиллитовой зоне как о единой зоне; в действительности же это далеко не так. В приведенных выше описаниях было хорошо видно, что среди антофиллитосодержащих пород можно различать биотит- и хлоритосодержащие разности, и особенно обильны разности, богатые тальком и карбонатом; велики различия и в структурных особенностях породы. Сейчас крайне трудно указать место той или иной разновидности, хотя ранее такие схемы давались. По-видимому, довольно уверенно можно сказать только о том, что разности, обогащенные хлоритом, располагаются ближе к гранитному телу, чем разности с повышенным содержанием талька.

MgO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
23,33	0,32	0,05	0,09	8,24	10,65	100,41
26,66	0,16	0,008	0,027	7,85	10,68	99,90
27,41	0,16	0,00	0,00	6,88	11,70	99,80
23,11	0,16	0,01	0,06	9,80	9,66	99,87
24,40	0,24	0,01	0,02	7,32	11,04	100,23

Вообще проблема природы антофиллита встала перед исследователями метаморфических процессов уже давно и в начале 60-х годов на основе приведенного ими синтеза Боуэн и Таттл (Bowen, Tittle, 1949), а вслед за ними Иодер (Ioder, 1952) высказали предположение, что антофиллит устойчив только в тех условиях, когда давление водяного флюида меньше, чем общее давление на породу. Впоследствии антофиллит был уверенно синтезирован Файфом (1962) при относительно невысоких давлениях. Позднее методика синтеза антофиллита усовершенствовалась

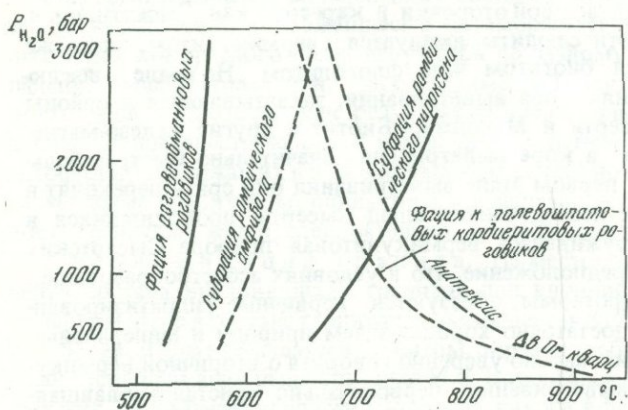


Рис. 14. Границы субфации ромбического амфибола среди других роговиковых фаций по Чоудхури и Винклеру (1967)

Характерны очень узкие полосы температур и давлений, в которых может образоваться этот минерал

и сейчас получение синтетического антофиллита — один из наиболее перспективных путей синтеза асбеста (Стенина, Калинин и др., 1971; Макарова, Федосеев, 1972).

Поле устойчивости антофиллита было изучено относительно недавно Чоудхури и Винклером (1967). Полученная ими диаграмма (рис. 14) крайне интересна, она показывает, что формирование антофиллита происходит только при относительно небольших давлениях, но при весьма больших температурах, что противоречит существовавшим ранее предположениям. Антофиллит, как оказалось, кристаллизуется при давлениях ниже 2 кбар; иначе говоря, он может образоваться на глубине менее 8 км. Вероятнее, однако, предположить, что образование антофиллитовых минералов Сысерти и Бугетытая шло на меньших глубинах, не более 4–6 км, поскольку на больших глубинах можно ожидать кристаллизацию полевого шпата одновременно с антофиллитом, чего здесь не наблюдается.

Т а л ь к о в а я з о н а. Это последняя из реакционно-метасоматических зон, куда привносятся вещества из метаморфизирующей породы. Относительные количества привнесенной кремнекислоты здесь, видимо, больше, чем в других зонах.

А н т и г о р и т о в а я з о н а. В антигорит и в серпентинит метаморфизирующие растворы привносят только воду; здесь сохраняется наибольшее количество реликтов вещества метеринских ультрабазитов оливина и энстатита.

О ГЛУБИННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АСБЕСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ВОЗРАСТЕ

Вывод об относительно малой глубинности формирования антофиллитовых месторождений несколько неожидан, но он с полной отчетливостью вытекает из физико-химических особенностей самого антофиллита и условий его залегания; только на относительно небольшой глубине возможно образование контактовых зон со значительным перепадом температуры. Структура жильного гранита и условия его залегания в форме небольших секущих жил также скорее говорят о малой глубинности их внедрения, хотя эта особенность гранитных жил не может рассматриваться как уверенное доказательство малой глубинности их внедрения.

Учитывая малую глубинность формирования антофиллит-асбестовых месторождений, можно сделать ряд интересных и важных выводов, прежде всего — о значительно более молодом возрасте месторождений асбеста, чем это предполагалось ранее.

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста асбестоносных пород*

№ образца	Порода	Место взятия образца	K, %	^{40}Ar рад, нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$ %	Возраст, млн. лет
827	Гранит	Мочаловское	$3,50 \pm 0,04$	$74,4 \pm 1,6$	58; 65	290 ± 10
849		месторождение.	$3,54 \pm 0,04$	$67,0 \pm 1,4$	56; 58	261 ± 10
119		Западный карьер				
		Сысертское месторождение. IV участок	$0,82 \pm 0,04$	$13,9 \pm 0,7$	23; 48	234 ± 16
190	Рассланцованный меланократовый гранит		$1,26 \pm 0,03$	$26,7 \pm 0,8$	49; 57	290 ± 12

*Определение содержания радиогенного аргона производилось на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38} . Определение калия производилось методом пламенной спектрофотометрии.

Расчет возраста производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г., а именно:

$$\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; {}^{40}\text{K} = 0,000122 \text{ K (по весу)}$$

Возраст пород, слагающих асбестоносные свиты, относится вероятнее всего к протерозою, после чего, видимо, также в протерозойскую эпоху эти породы должны были претерпеть главную форму регионального метаморфизма, происходившую в условиях амфиболитовой фации глубинности. После этого метаморфизма породы региона должны были претерпеть этап тектонического подъема и эрозии перед тем, как породы могли быть подняты в приповерхностные условия. Только здесь, в приповерхностных условиях, шло внедрение новой фазы гранитных интрузий, метаморфизовавших ультрабазиты уже в роговой фации и создавших здесь асбестовые залежи. На все это необходимо было значительное время; и отсюда вытекает предположение о большой относительной молодости процессов асбестообразования. В полном соответствии с высказанным только что предположением находятся и данные определения калий-аргонового возраста гранитоидов, связанных с асбестообразованием (табл. 3).

Полученные данные указывают на пермский возраст этих гранитоидов.

ПРОБЛЕМА АСБЕСТООБРАЗОВАНИЯ

Далеко не весь антофиллит, присутствующий на месторождениях, может считаться асбестом. Микроскопическое изучение антофиллитовых пород показывает, что в них присутствует две генерации антофиллита, вернее две структурные формы этого минерала. В центре антофиллитовых кристаллов всегда встречается хорошо образованный шестоватый участок, обладающий четким угасанием и очень хорошо выраженной спайностью. При этом кроме свойственной амфиболам призматической спайности на этих участках кристаллов отчетливо проявляется совершенно ясная поперечная отдельность. Эта особенность кристаллов весьма важна для оценки продуктивности региона. Эти шестоватые кристаллы никак не могут дать асбестового материала.

Каждый хорошо образованный шестоватый кристалл антофиллита с верхнего и нижнего конца, а также по бокам обрастает очень большим количеством антофиллитовых же волокон; единичный кристалл антофиллита разбивается на огромное число волокон, в которых уже не видны ни продольная, ни поперечная спайности. Именно эти волокнистые части и дают при распушивании асбест.

Природа асбеста издавна была загадкой для специалистов-минералогов. Различные взгляды, существовавшие в начале нынешнего века, изложены В.В. Арши-

новым (1937). Существовало представление, что асбест может относиться к двум типам: асбестам вращения и асбестам спайности. Асбесты вращения представляют собой, согласно В.В. Аршинову, тесно сросшиеся игольчатые кристаллы, ориентировка которых обуславливалась геометрическим отбором, в результате чего все эти кристаллы оказывались строго одинаково ориентированы по отношению к длинной оси, а по отношению к другим осям они могут быть повернуты в любом направлении. При распушении такого асбеста отдельные кристаллы разделяются, давая отдельно волокна. Асбесты спайности первоначально образовывали единый компактный кристалл, подобный кристаллам слюды, но если слюда имеет одно направление совершенной спайности, распадаясь по спайности, дает листочки, то предполагалось, что асбестовое волокно может дать минерал, обладающий двумя направлениями спайности. Действительно, раскалывая кристалл по двум направлениям совершенной спайности, можно получить "бесконечное" волокно.

В 50-е годы благодаря применению методов электронной микроскопии и рентгеновских исследований удалось более точно расшифровать природу асбеста. Хризотил-асбест оказался совершенно неожиданной трубчатой кристаллической постройкой, существование которой до того времени даже не предполагалось; что же касается амфибол-асбестов, то впервые один из авторов настоящей статьи совместно с Ю.К. Андреевым показал его игольчатую природу. На электронно-микроскопических снимках волокон роговообманкового асбеста удалось увидеть концевые грани и показать, что эти асбестовые волокна являются волокнами роста, т.е. асбестами вращения.

Исследования последних лет подтвердили эти предположения, но никому нигде ни разу не удалось найти и доказать существование асбестов спайности. Видимо, кристаллических веществ этого типа в природе вообще не существует.

Невольно возникает еще один вопрос, почему крупные кристаллы антофиллита обладают хорошей поперечной отдельностью и являются хрупкими, тогда как тонкие волокна эластичны и гибки (асбестовидны). Причиной этого могут быть свойства тонких волокон — нитевидных кристаллов; в них в силу их тонкости при изгибании не возникают поперечные разламывающие усилия и тем самым такие волокна оказываются свободными от поперечных трещин отдельности, которые отчетливо выделяются в шестоватых кристаллах антофиллита.

Выяснением причин образования волокон антофиллит-асбеста занялись новосибирские исследователи (Н.А. Денискина и др.), причем на примере Бугетсайского асбеста. Ими было сделано несколько прекрасных электронно-микроскопических снимков, показавших, что эти волокна представляют собой плоские эластичные ленты, уплощенные по первому пинакoidу, а толщина ленты иногда в десять раз меньше ее ширины. Им также удалось наблюдать, что волокна антофиллита непосредственно продолжают единый кристалл этого минерала, и на дифракционной картине таких тонких волокон показать присутствие в области развития волокон талькового вещества. Отсюда новосибирские авторы делают заключение, что механизм асбестизации заключается в образовании в антофиллитовой структуре слоев тальковой структуры по направлениям (100) и как результат этого, по их мнению, возникает расщепление кристаллов антофиллита. Они делают вывод, что волокна асбеста имеют неростовое происхождение.

Предположения новосибирских авторов весьма неопределенны, неясно, в частности, что такое неростовое происхождение, что это замещение уже готового кристалла или что-то другое? Но что тогда? Следует отметить, что приводимые данные нисколько не противоречат двум заключениям: а) о совместном росте талька и антофиллитовых волокон и б) о первоначальном росте антофиллитовых волокон с последующим заполнением промежутков между ними тальком.

Мнению о большой роли талька в образовании волокнистого амфибола противоречат и другие более ранние работы тех же новосибирских авторов. Как уже отмечалось, антофиллит-асбест хорошо синтезируется и дает прекрасные волокна без всякого участия талька (Стенина и др., 1971). В этой же работе приведены прекрасные фотографии торцевых граней синтетических волокон. Все это говорит

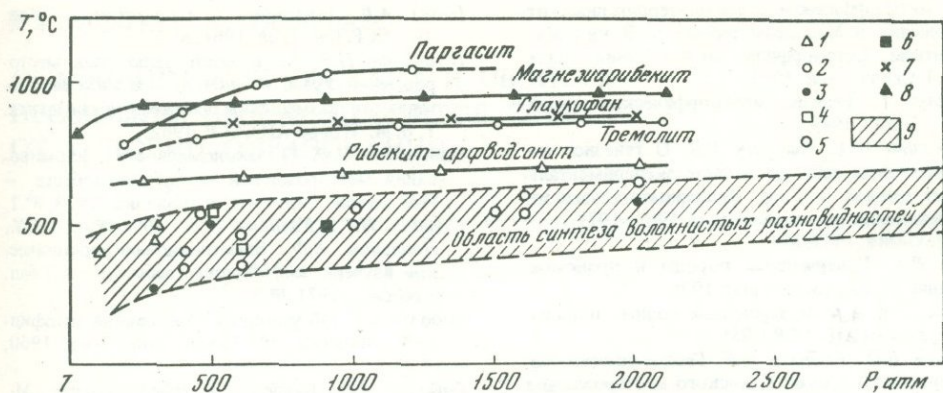


Рис. 15. Условия синтеза амфибола в крупных кристаллах и в форме асбеста (по Калинину и др., 1971)

1 — рибекит-арфведсонит; 2 — тремолит-актинолит; 3 — рихтерит; 4 — куммингтонит; 5 — паргасит; 6 — ферроактинолит; 7 — глаукофан; 8 — магнезиорибекит; 9 — область синтеза асбеста

об асбесте как о кристаллах роста. Синтез антофиллит-асбестов и также без талька осуществлен группой ленинградских авторов (Макарова и др., 1972).

Против замещения шестоватого кристалла волокном свидетельствует и сам характер шестоватого кристалла, наличие в нем большого количества поперечных трещин безусловно не способствовало бы образованию за счет его длинных волокон при замещении.

Все сказанное выше позволяет нам скептически относиться к неростовому происхождению асбеста; более вероятно предположение об образовании волокнистого антофиллита в результате ускоренного дендритового роста, тем более что хорошее объяснение этого имеется в экспериментальных работах тех же новосибирских авторов (Калинин и др., 1971). Эти авторы показали, что при высоких температурах амфиболы (к сожалению, у них нет данных по антофиллиту) кристаллизуются обычно в форме широких плотных кристаллов и только при максимально низких температурах (в нижней половине поля устойчивости соответствующих амфиболов) кристаллизуются хорошие волокнистые асбесты. Фактические данные приведены на рис. 15, где видно, что кристаллизация асбеста начинается на 300—400° ниже появления первых кристаллов. Очевидно, здесь происходит интенсивный дендритный рост кристалла по наиболее благоприятному для этого направлению.

В полном согласии с этими экспериментальными данными находится и строение описанных природных амфиболовых кристаллов. На первых этапах, когда температура перегрева достигает достаточно больших величин, кристаллизуются шестоватые кристаллы антофиллита, и только тогда, когда температура снижается до наиболее низких возможных значений, рост антофиллитовых кристаллов продолжается в форме тонких волокнистых кристаллов амфибол-асбеста. Кристаллизация талька среди асбеста, видимо, идет позднее, уже в регрессивную стадию.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю.К. Генетические типы и рудные формации амфиболовых асбестов и возможность их использования для оценки месторождений. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. I, М., "Наука", 1969.

Андреев Ю.К., Петров В.П. Генетическая классификация месторождений амфиболовых асбестов. — В кн.: Месторождения амфиболового асбеста и их генезис. М., "Наука", 1971.

Артемов В.Р. Серпентиниты и типы серпентинизации. Автореф. дисс. на соискание ученой степени д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1970.

Аришинов Б.В. Асбест. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые СССР. Т. I. 1936.

Аришинов Б.В., Уральский В.П. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста. — Труды ВИМС, вып. 125, 1937.

Белоусов В.В. Факторы магмообразования и их связь с тектоногенезом. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Недра" 1969.

Белянкин Д.С. Дифференциация магмы. — Избр. труды. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1958.

Безруков Г.Н. Основные закономерности замещения месторождений талька, связанных

- с метаморфизмом осадочно-терригенных отложений в Миасском районе. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. I. Свердловск, 1963.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
- Денискина Н.А., Калинин Д.В.* О генезисе амфиболовых асбестов в свете экспериментальных данных. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералам за 1969—1971 гг. — Геохимия, 1972, № 1.
- Дзели Р.А.* Изверженные породы и происхождение их. М., Гостехиздат, 1936.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К.* Геологические особенности и генезис Саянского месторождения хризотил-асбеста. — Геол. рудн. месторожд., 1972, т. 14, № 2.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б.* Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
- Калинин Д.В., Денискина Н.А., Лохова Г.Г.* Об условиях синтеза волокнистых амфиболов и генезис природных амфиболовых асбестов. — Геохимия, 1972, № 7.
- Кейльман Г.А., Немухин В.М.* Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблемы их дальнейшего изучения. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.
- Книппер А.Л.* Породы мантии на поверхности Земли. — Природа, 1969, № 7.
- Колесников Ю.П.* Минералогия и генезис нефритов Сибири. — В кн.: Петрография и проблемы петрогенезиса. М., "Недра", 1964.
- Коптев-Дворников В.С., Кузнецов Е.Д.* Борзовское месторождение корунда. — Труды Ин-та прикладной минерал. Гостехиздат, 1931, вып. 4.
- Коржинский Д.С.* Минеральные парагенезисы системы $MgO-CO_2-H_2O-CO_2$, режим воды и углекислоты при метаморфизме. Минерал. сб. Львов. геолог. о-ва, 1960, № 14.
- Корыткова Э.Н., Макарова Т.А.* Экспериментальное изучение процессов гидротермального изменения оливина в связи с вопросами образования асбестов. — Геохимия, 1972, № 11.
- Корыткова Э.Н., Федосеев А.Д., Макарова Т.А.* Синтез волокнистых амфиболов на основе перекристаллизации оливина в гидротермальных условиях. — Докл. АН СССР, 1968, 182, № 6.
- Колесник Ю.Н.* Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Изд-во "Наука", Сибирское отделение, 1971.
- Меренков Б.Я., Хмарова А.Я.* Характеристика кислого жильного контакта на месторождениях антофиллит-асбеста Сысертской группы. — В кн.: Месторождения амфиболового асбеста и их генезис. 1971.
- Макарова Т.А., Федосеев А.Д., Сиповский Д.П., Нестерчук Н.И.* Изучение условий образования волокнистых амфиболов при гидротермальном синтезе. — В кн.: Экспер. исслед. минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., "Наука", 1972.
- Петров В.П., Андреев Ю.К.* Асбест как минерал и полезное ископаемое. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Романович И.Ф.* Зоальность тальковых месторождений Урала и Сибири. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Романович И.Ф.* О закономерностях формирования месторождений антофиллит-асбеста. — Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1973, № 1.
- Степина Н.Г., Калинин Д.В., Денискина Н.Д., Дошлицин Е.Ф.* Электронно-микроскопическое изучение амфиболовых асбестов. — Геол. и геофиз., 1971, № 5.
- Соболев В.С.* Об условиях образования антофиллита. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1960, № 14.
- Соболев В.Д.* Введение в асбестоведение. М., "Недра" 1971.
- Татаринов П.М.* Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Боженковского района на Урале. Л., Изд-во Геол. комитет, 1928.
- Тожер Н.И., Огнев А.С., Крайнева Э.П.* Изменение кристаллической структуры и физико-механических свойств антофиллит-асбеста при нагревании. — Труды ВНИИасбест, 1969, вып. IV.
- Ферсман А.Е.* Изумрудные копи на Урале. Петроград, 1923.
- Хмара А.Я.* Условия локализации и закономерности размещения антофиллит-асбестового оруднения в Сысертском районе на Урале. — Сов. геол., 1965, № 6.
- Хмара А.Я.* Классификация месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. — Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1971, № 5.
- Хмара А.Я.* Сысертская антофиллит-асбестовая провинция. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хмара А.Я.* Роль процессов метасоматоза в изменении ультрабазитов и формирование антофиллит-асбеста. — В кн.: Проблемы метасоматоза. (Труды 11 конф. по околорудному метасоматизму), 1970.
- Шабьинин Л.И.* О некоторых контактово-реакционных образованиях в гипербазитах. — Труды I Уральск. петрограф. совещания. Магматизм, метаморфизм, металлогения. Свердловск, 1963, т. 1.
- Шагжиев К.Ш., Гурулев С.А.* Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., "Недра", 1973.
- Bowen N.L., Tuttle O.P.* The System $MgO-SiO_2-H_2O$. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, 60.
- Du Toit A.* The Origin of Corundum aplite. — Econ. Geol., 1928, N 7.
- Hess H.H.* Caribbean research project: progress report. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, N 71.
- Joder H.S.* The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and related metamorphic facies. — Amer. J. Sci. Bowen Volume, 1952.
- Wyllie P.J.* The origin of Ultramafic and ultrabasic rocks. Tectonophysics, 1969, 7, N 5—6.
- Taylor Jr. H.P.* The Zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska. Jn., Ultram. a. Relat. rocks, 1967.

О ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПРОМЫШЛЕННЫХ ФЛОГОПИТОВ СССР ОТ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Широкое использование природного флогопита в производстве высококачественных электроизоляционных материалов для различных отраслей промышленности (электротехника, радиотехника и др.) основано на благоприятном сочетании ряда его свойств: способность расщепляться на тонкие гибкие листочки с ровной поверхностью, высокие диэлектрические показатели, большая механическая прочность, высокая термическая стойкость и т.д.

Эти и другие свойства флогопита тесно связаны с его структурными особенностями и химическим составом, который находится в зависимости от условий образования минерала.

Опубликованная к настоящему времени обширная литература по флогопитовым месторождениям посвящена главным образом вопросам их геологии и генезиса, характеристике строения флогопитоносных тел, изучению минералогического состава и классификации месторождений. Вместе с тем очень редки работы по корреляции свойств флогопитов с их химическим составом. Причем в таких работах обычно рассматриваются результаты изучения флогопитов или отдельных месторождений или их групп.

Наиболее полные сведения о химизме и свойствах флогопита приведены в книге Е.К. Лашева (1948), в которой обобщены результаты изучения слюд советскими и зарубежными исследователями. Однако к настоящему времени эта сводка значительно устарела, поскольку за прошедшие годы открыт ряд крупных месторождений флогопита и в том числе месторождения нового типа, приуроченные к ультраосновным-щелочным интрузивным комплексам. По этим месторождениям накоплен большой аналитический материал, существенно дополняющий имеющиеся сведения и по химизму и по свойствам флогопита.

В настоящей статье обобщены накопленные материалы с целью корреляции свойств флогопитов с их химическим составом, и выявления зависимости состава и свойств этого минерала от условий образования.

Авторы изучали флогопиты Южной Якутии, Южного Прибайкалья, Юго-Западного Памира, Ковдорского и Гулинского месторождений, т.е. практически из всех флогопитоносных районов СССР, известных в настоящее время. Помимо химического состава и оптических свойств флогопита особое внимание уделено характеристике его удельного веса, блеска, прозрачности, цвета и твердости, сведения о которых в литературе очень скудны. По количеству изученных образцов перечисленные флогопитоносные районы неравноценны. В лучшем положении находятся Южная Якутия и Юго-Западный Памир; по Южному Прибайкалью, Ковдорскому и Гулинскому месторождениям мы располагаем более скромными аналитическими данными, хотя некоторые сведения (особенно по химическому составу) можно получить из опубликованной литературы.

Все изученные образцы флогопитов Южной Якутии, Юго-Западного Памира, Южного Прибайкалья и Ковдорского месторождения принадлежат коллекции авторов; флогопиты Гулинского месторождения любезно предоставлены Г.Г. Радиновым и Е.М. Эпштейном.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

В пределах Советского Союза известны две геологические формации промышленных месторождений флогопита:

- 1) приуроченные к древним докембрийским гранито-гнейсовым комплексам, содержащим горизонты магнезиально-карбонатных пород;
- 2) связанные с последокембрийскими комплексами ультраосновных-щелочных пород.

Месторождения этих формаций резко различаются как по геологическому положению, условиям образования и размещения, так и по промышленной значимости, включая масштабы месторождений, концентрацию запасов и качество слюды.

Формация флогопитовых месторождений в архейских гранито-гнейсовых комплексах объединяет три флогопитоносные провинции на территории СССР: алданскую, южноприбайкальскую и южнопамирскую. Алданская провинция, занимающая обширную территорию Южной Якутии, насчитывает свыше 100 отдельных месторождений и проявлений и является важнейшим районом добычи высококачественного флогопита. Из всех флогопитопроявлений Южного Прибайкалья (около 30) эксплуатировалось лишь несколько месторождений, сосредоточенных в нижнем течении р. Слюдянки. В настоящее время добыча слюды здесь не производится. В пределах Юго-Западного Памира (южнопамирская провинция) известно около 10 небольших флогопитопроявлений исключительно труднодоступных и недостаточно обследованных.

До недавнего времени флогопитодобывающая промышленность СССР базировалась исключительно на месторождениях рассматриваемой формации.

Эти месторождения давно разрабатываются и сравнительно хорошо изучены; опубликована обширная литература, в которой рассматриваются различные вопросы их геологии, петрографии и минералогии, условия образования и закономерности размещения (Коржинский, 1933, 1936_{1,2}, 1945, 1947, 1953; Фролова и Клековкин, 1945; Калинин, 1939_{1,2}, Калинин и Роненсон, 1957; Клуниников и Попов, 1936; Маслеников, 1955; Лицарев, 1961, 1962; Галюк, 1957; Швецов, Механошин, 1962; Шафеев, 1969; Михайлов, 1973; Мурзаев, 1974; Хорева, Блюман, 1974; Шабынин, 1973; Петрова, Пожарицкая, Ройзенман и др., 1975; Дук, Салье, Байкова, 1975; Дядькина, Орлова, 1976 и др.). Относящиеся к этой формации месторождения флогопита (алданские, слюдянские, памирские) залегают в раннедокембрийских гранито-гнейсовых комплексах, формировавшихся в ультраабиссальных условиях. По характеру минеральных парагенезисов метаморфические породы, вмещающие месторождения, формировались в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Месторождения приурочены к толщам мигматизированных и гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев, включающих прослои и линзы кальцифиров и мраморов (кальцит-доломитовых, доломитовых, магнезитовых). В пределах этих толщ они контролируются: а) зонами контакта гранитов, мигматитов, гнейсов с магнезиально-карбонатными породами (доломитами, магнезитами); б) зонами разрывных нарушений, пересекающими контакты упомянутых пород. Флогопитовые тела, представленные гнездами, жилами, штокверками, локализируются в пироксеновых (диопсидовых или салитовых), форстеритовых, шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых породах; крупные симметрично-зональные жилы флогопита иногда располагаются в мигматитах, гнейсах или кристаллосланцах. Главные минералы флогопитоносных тел: пироксен (диопсид, салит), форстерит, флогопит, шпинель, паргасит, скаполит, кальцит, апатит.

Для месторождений рассматриваемой формации характерны неравномерное распределение флогопита в пределах слюдоносных зон и невыдержанная мощность последних; запасы флогопита обычно рассредоточены на значительных площадях. Вместе с тем качество этой слюды более высокое, чем в месторождениях, связанных с ультраосновными-щелочными комплексами пород.

Относительно генезиса флогопитовых месторождений у исследователей в настоящее время нет единого мнения. В перечисленной выше литературе по этому поводу высказываются самые различные точки зрения. Большинство исследователей и в том числе авторы статьи считают флогопитовые месторождения контактово-реакционными образованиями и связывают их с магнезиальными скарнами, сформировавшимися в магматическую стадию (стадия гранитизации) и в послемагматический этап.

В стадию гранитизации образуются контактово-инфильтрационные бесфлогопитовые скарны (шпинель-пироксеновые, форстеритовые, шпинель-форстеритовые, пироксеновые и др.) в результате взаимодействия растворов, выделяющихся из гранитного расплава или гранита, с магнезиально-карбонатными породами (доломитами, магнезитами). Флогопитообразование в этих скарнах происходит в послемагматический этап и представляет собой наложенный тип оруденения. Оно обусловлено взаимодействием послемагматических щелочных (в отношении калия) растворов с шпинель-пироксеновыми или шпинель-форстеритовыми скарнами магматической стадии. Основные изменения минерального состава этих скарнов сводятся к тому, что за счет реакции шпинели и пироксена (или форстерита) с раствором образуется флогопит, в связи с чем частично или полностью исчезает шпинель.

Флогопитоносные магнезиальные скарны послемагматической стадии — результат метасоматического взаимодействия алюмосиликатных пород (гранитоидов, гнейсов, кристаллосланцев) с доломитовыми или магнезитовыми мраморами при воздействии на них послемагматических щелочных растворов. По механизму образования это контактово-инфильтрационные или диффузионные (биметасоматические) скарны или результат синхронного проявления обоих процессов. Флогопитовое оруденение в послемагматических скарнах в большинстве случаев сопутствующее, одновременное со скарнообразованием.

Флогопитовые месторождения в последокембрийских комплексах ультраосновных-щелочных пород известны лишь около 15 лет и в целом недостаточно изучены. В настоящее время в СССР разрабатывается только одно месторождение этого типа (Ковдорское) и одно (Гулинское) — разведано. Вместе с тем, по имеющимся данным, месторождения этой формации уже сейчас занимают важное место в производстве флогопитовой продукции и в недалеком будущем, очевидно, будут служить основой сырьевой базы флогопитодобывающей промышленности. Размещение месторождений контролируется приуроченностью их к многофазным ультраосновным-щелочным интрузиям центрального типа, объединяемым по регионам в провинции. На территории СССР насчитывается около 10 таких провинций: Карело-Кольская, Маймеч-Котуйская, Алданская, Восточно-Саянская, Приенисейская и др. Во многих из них известны флогопитопроявления неустановленных масштабов, по типу подобные Ковдорскому и Гулинскому месторождениям: Вуориярвинское, Африкандское, Себьяврское и другие в Карело-Кольской провинции, Бор-Урахское, Кугдинское, Одихинское и другие в Маймеч-Котуйской провинции, Арбарастахское, Инаглинское и другие в Алданской провинции и т.д. Основные вопросы геологии и генезиса массивов ультраосновных-щелочных комплексов пород и связанных с ними месторождений флогопита освещены в публикациях ряда исследователей (Егоров, Аникеева, 1957; Гольдбург, 1959; Егоров, Гольдбург, Шихорина, 1961; Мотычко, 1958; Волотовская, 1960; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Эпштейн, 1962; Гольдбург, Ланда, 1963; Зискинд, Терновой, 1962; Терновой, Афанасьев, Сулимов, 1969; Алявидина, 1968; Корчагин, 1966; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Дядкина, Орлова, 1976 и др.).

Массивы ультраосновных-щелочных пород, вмещающие месторождения флогопита, залегают в различных геологических комплексах и резко различаются по возрасту. Так, Ковдорский массив, включающий одноименное месторождение флогопита, расположено в гранито-гнейсовых толщах беломорской свиты докембрия и имеет ниже-среднепалеозойский возраст. Гулинский массив, залегающий в нижнетриасовых эффузивах (базальты, автиты и др.), прорывает последние и

перекрывает местами мезо-кайнозойскими отложениями; возраст массива считается мезозойским. По литературным данным, большинство интрузивов ультраосновных-щелочных пород образовалось в палеозое и мезозое, хотя известны и более молодые (послемезозойские) и более древние (докембрийские) массивы. Характерная особенность этих массивов и связанных с ними месторождений флогопита заключается в том, что они, в отличие от архейских гранитогнейсовых комплексов и флогопитовых месторождений в них, формировались в условиях небольших глубин. На их гипабиссальный характер указывают многие исследователи (Воробьева, 1960; Волотовская, 1960; Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961; Эпштейн, Анিকেева, Михайлова, 1961; Егоров, Гольдбурт, Шихорина, 1961 и др.). Скопления промышленного флогопита представлены жилами, линзами, гнездами или вкрапленным оруденением. Они приурочены к метасоматически измененным оливинитам (нефелинизированным, мелилитизированным, диопсидизированным) или к автореакционным скарнам, близким по составу к магнезиальным, а также залегают в пироксенитах, турьяитах, гулитах, карбонатитах, в пегматоидных нефелин-пироксеновых породах, мелилитсодержащих и других породах. Главные минералы флогопитовых тел: форстерит, флогопит, диопсид, кальцит, апатит, мелилит, монтчеллит и др.

Месторождения флогопита в массивах ультраосновных-щелочных пород характеризуются большими запасами слюды, необыкновенно высокой их концентрацией на небольшой площади и нередко очень большим содержанием флогопита в рудной массе. В генетическом отношении эти месторождения, по мнению большинства исследователей, — результат метасоматического преобразования ультрабазитов с последующей перекристаллизацией метасоматитов, хотя характер этого процесса и время его проявления оцениваются исследователями по-разному.

Резкое различие геологического положения, физико-химических и термодинамических условий образования флогопитовых месторождений рассмотренных формаций существенно отразилось на минеральном составе флогопитоносных тел и обусловило заметное расхождение химического состава, оптических и физических свойств флогопитов этих месторождений.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛОГОПИТОВ

В опубликованной литературе имеется большое количество химических анализов флогопитов из алданских, слюдянских, памирских, Ковдорского и Гулинского месторождений (Якжин, 1939; Калинин, 1939; Эпштейн, Анিকেева, Михайлова, 1961; Сердюченко, 1954_{1,2}, 1969; Галюк, 1957; Токмаков, 1961; Лицарев, 1961, Римская-Корсакова, Соколова, 1964; Терновой, 1960; Терновой, Афанасьев, Сулимов, 1969; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Лашев, 1948; Дук, Салье, Байкова, 1975; Мурзаев, 1975; Петрова, Пожарицкая, Ройзенман и др., 1975; Дядькина, Орлова, 1976 и др.). Необходимо отметить, что часть анализов страдает существенными недостатками: в некоторых из них общая сумма компонентов значительно отличается от 100%; в других — отсутствуют определения фтора, бария или воды. Следует учитывать также, что анализы выполнялись в различных лабораториях и в разное время, в связи с чем, несомненно, отмечаются расхождения в определениях некоторых компонентов. Кроме того, значительная часть анализов флогопита выполнена на материале, подготовленном путем растирания образцов в ступке; в таких анализах возможны существенные искажения истинных содержаний FeO и Fe₂O₃, поскольку в процессе растирания образцов часть закисного железа переходит в окисную форму (Цветков, Вальяшихина, 1956). При использовании подобных анализов авторы оперировали не отдельными содержаниями FeO или Fe₂O₃, а суммарными количествами железа или значениями общей железистости *f*, рассчитанной по известной формуле

$$f = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ мол} \cdot 100 (\%).$$

В табл. 1 приведены результаты химических анализов флогопитов¹. По количеству анализированных образцов рассматриваемые флогопитоносные районы неравноценны: в частности, не анализировались слюды Ковдорского месторождения. Поэтому при сопоставлении химических составов флогопитов из месторождений различных типов, помимо оригинальных анализов, использовались данные, заимствованные из литературных источников. Для удобства сопоставления в табл. 2 приведены пределы колебаний и средние содержания компонентов в флогопитах по каждому флогопитоносному району. В состав флогопита входят главные компоненты: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O и H_2O . Другие компоненты, определяемые химическим анализом (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , Na_2O , F , BaO и P_2O_5), играют второстепенную роль в составе минерала. Их содержания обычно весьма непостоянны, часто сравнительно невелики или незначительны; они находятся в изоморфных соотношениях с главными компонентами.

Химические анализы флогопитов и их пересчеты на кристаллохимические формулы свидетельствуют о сложном составе этого минерала и широких вариациях содержаний компонентов. Анализ имеющихся материалов позволяет судить о следующих соотношениях компонентов в флогопитах рассматриваемых месторождений.

По содержанию SiO_2 все флогопиты близки между собой, но значительно им беднее, чем теоретический состав флогопита. Как видно из табл. 2, наиболее низкие содержания кремнезема характерны для гулинского и ковдорского флогопитов. Хотя поведение SiO_2 весьма неопределенно, тем не менее, исходя из фактических данных и учитывая изоморфизм $\text{Si}-\text{Al}$, можно указать на обратную зависимость содержания кремнезема в флогопитах от количества в них глинозема. Действительно, средние содержания глинозема в рассматриваемых слюдах, в противоположность содержанию кремнезема, существенно выше, чем в теоретическом составе флогопита (см. табл. 2). Алюминий в таких флогопитах занимает не только тетраэдрические, но и октаэдрические позиции. Вместе с тем на Ковдорском месторождении обнаружены флогопиты, в которых количество глинозема ниже теоретического; дефицит алюминия в них компенсируется вхождением в тетраэдрические позиции трехвалентного железа. Такая слюда получила название тетраферрифлогопит (Римская-Корсакова, Соколова, 1964).

Рассматриваемые флогопиты отчетливо различаются по содержанию магния и количеству изоморфного с ним железа. Наиболее богаты MgO алданские, слюдянские и особенно памирские флогопиты; соответственно они содержат наименьшие количества железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). Наоборот, ковдорские и особенно гулинские слюды относительно бедны магнием, но сравнительно богаты железом. Эти различия хорошо выражаются величиной коэффициента общей железистости, рассчитанного по средним содержаниям компонентов. Для памирского флогопита он составляет 4,1%, слюдянского — 7,8%, алданского — 9,5%, ковдорского — 14,0% и гулинского — 20,1% (см. табл. 2). Что касается других компонентов, изоморфных с магнием (титан, марганец), то в целом они ведут себя аналогично железу, т.е. их содержания в сопоставляемых слюдах находятся в обратной зависимости от количества магния. Действительно, титан и марганец присутствуют в больших количествах в ковдорском и особенно в гулинском флогопитах и в меньших — в флогопитах из месторождений Алдана, Слюдянки и Памира.

По средним содержаниям K_2O существенных различий не устанавливается, хотя флогопиты Алдана, Слюдянки и Памира несколько богаче этим компонентом по сравнению с ковдорскими и тулинскими слюдами. Поведение калия весьма неопределенно и какой-либо зависимости содержания его в флогопитах от количества в них других компонентов по имеющимся данным не устанавливается. Натрий и кальций, находящиеся в изоморфных соотношениях с калием, присутствуют в флогопитах лишь в долях процента, тем не менее их содержание в ковдорских, гулинских и памирских слюдах немного выше, чем в флогопитах Алдана и

¹ Материал для химических анализов мелко настригался ножницами.

Таблица 1

Результаты химических анализов флогопитов

Компонент	Алдан				
	48	18	19	603 кф	603 мф
SiO ₂	39,12	39,30	39,50	39,00	38,90
TiO ₂	0,30	0,36	0,38	0,48	1,10
Al ₂ O ₃	17,44	16,75	14,86	15,57	16,74
Fe ₂ O ₃	1,03	2,13	2,00	2,68	2,20
FeO	1,88	1,98	2,16	1,80	1,98
MnO	0,00	0,05	0,04	0,05	0,06
MgO	25,37	23,60	25,15	24,80	23,47
CaO	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,57	0,24	0,23	0,24	0,31
K ₂ O	8,71	10,53	10,56	10,43	10,95
Rb ₂ O	—	0,10	0,096	0,10	0,10
H ₂ O ⁻	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	3,18	2,20	2,33	2,25	2,17
SO ₃	—	0,15	0,07	0,012	0,012
F	2,27	2,54	2,33	2,29	2,04
CO ₂	—	0,00	0,11	0,22	0,10
BaO	—	0,48	0,43	0,78	0,36
П.п.п.	—	—	—	—	—
Сумма	100,39	100,41	100,24	100,70	100,49
-O=F ₂	0,95	1,06	0,97	0,96	0,85
Сумма	99,44	99,35	99,27	99,74	99,64

Расчетные коэффициенты атомов в кристаллохимической формуле флогопита

K	0,77	0,95	0,98	0,94	0,98
Na	0,08	0,02	0,02	0,02	0,04
Ba	—	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	0,01	—	—	—	—
	0,86	0,98	1,01	0,98	1,03
Mg	2,65	2,50	2,67	2,62	2,48
Mn	—	0,00	0,00	—	0,00
Fe ²⁺	0,10	0,11	0,12	0,16	0,11
Fe ³⁺	0,05	0,11	0,10	0,13	0,11
AlVI	0,18	0,19	0,05	0,07	0,15
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05
	2,99	2,92	2,96	3,00	2,90
Si	2,74	2,79	2,81	2,77	2,76
AlIV	1,26	1,21	1,19	1,23	1,24
OH	1,67	0,94	1,02	0,97	1,13
F	0,50	1,14	1,04	1,02	0,91
O	9,83	9,92	9,94	10,01	9,96

Примечания:

Пробы флогопита для анализов настрижены ножницами. В обр. 191, 192 и 193 определены содержания P₂O₅, составляющие соответственно 0,58; 0,20; 0,40 (вес. %). Эти количества учтены в графе "сумма".

Юго-Западный Памир

40	41	392	400	397	401	405
40,60	37,20	38,82	38,06	38,22	40,34	39,78
0,36	0,64	0,68	0,28	0,24	0,60	0,11
13,14	16,30	15,25	17,31	17,05	13,72	18,79
1,02	1,60	2,32	1,83	2,20	1,88	1,23
1,80	1,43	1,36	0,99	1,07	1,21	0,32
0,07	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
27,45	26,10	25,68	25,20	25,76	26,65	25,48
0,77	0,80	0,61	0,33	0,41	0,38	0,75
0,27	0,60	0,73	0,41	1,00	0,81	0,94
10,11	9,89	9,80	9,91	9,88	10,08	9,15
0,085	0,075	-	-	-	-	-
-	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,80	2,92	1,78	3,95	2,35	1,85	2,50
-	-	-	-	-	-	-
1,80	1,00	3,47	1,50	1,54	2,52	1,30
0,60	0,62	-	-	-	-	-
-	-	0,55	0,65	0,58	0,49	Ст.
-	-	-	-	-	-	-
100,88	100,12	101,08	100,43	100,31	100,54	100,37
0,75	0,42	1,45	0,63	0,64	1,05	0,54
100,13	99,70	99,63	99,80	99,67	99,49	99,83

Расчетные коэффициенты атомов в кристаллохимической формуле флогопита

0,91	0,89	0,89	0,90	0,89	0,91	0,82
0,03	0,07	0,09	0,05	0,13	0,11	0,12
-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-
0,05	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05
0,99	1,02	1,03	0,98	1,06	1,05	0,99
2,88	2,78	2,73	2,69	2,70	2,81	2,65
-	-	-	-	-	-	-
0,10	0,08	0,07	0,05	0,06	0,07	0,01
-	0,08	0,12	0,09	0,12	0,09	0,05
-	0,02	0,04	0,15	0,10	-	0,28
0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	-
2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00	2,99
2,86	2,67	2,77	2,70	2,69	2,85	2,75
1,14	1,33	1,23	1,30	1,31	1,15	1,25
1,33	1,67	1,13	1,72	1,65	1,36	1,62
0,80	0,45	0,78	0,33	0,34	0,56	0,28
9,87	9,88	10,09	9,95	10,01	10,08	10,10

Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР: обр. 48, 49, 53, 392, 397, 400, 401, 405, 406, 410 (аналитик М.Г. Замуруева), обр. 170, 174 (О.П. Острогорская), обр. 40, 41 (О.Г. Унанова), обр. 18, 19, 205 кф, 205 мф, 603 кф, 603 мф (Л.П. Некрасова).

Химические анализы обр. 190, 191, 192 и 193 выполнены в Институте геологии Арктики.

Таблица 1 (окончание)

Компонент	Юго-Западный Памир		Слюдянка			
	406	410	205.кф	205 мф	49	53
SiO ₂	39,68	38,82	38,50	38,70	38,40	39,58
TiO ₂	0,52	0,28	0,38	0,48	1,17	0,95
Al ₂ O ₃	16,86	18,72	17,79	16,75	15,83	14,19
Fe ₂ O ₃	0,60	0,80	2,10	2,29	1,12	1,94
FeO	1,32	0,42	0,72	0,90	1,70	0,79
MnO	0,03	Сл.	0,07	0,06	0,04	0,03
MgO	26,05	26,03	24,48	24,96	24,50	26,30
CaO	0,74	1,06	0,00	0,00	0,24	0,36
Na ₂ O	0,42	0,57	0,28	0,17	0,00	0,84
K ₂ O	9,45	8,86	10,43	10,34	10,91	9,54
Rb ₂ O	—	—	0,157	0,166	—	—
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,26
H ₂ O ⁺	2,80	4,00	2,67	2,79	3,20	2,98
SO ₃	—	—	0,00	0,07	—	—
F	1,54	0,80	2,02	1,90	—	1,50
CO ₂	—	—	0,15	0,06	—	—
BaO	0,15	0,00	0,43	0,52	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	1,04	1,64
Сумма	100,16	100,36	100,17	100,15	98,79	100,90
-O=F ₂	0,64	0,34	0,84	0,78	—	0,63
Сумма	99,52	100,02	99,83	99,37	98,79	100,27

Расчетные коэффициенты атомов в кристаллохимической формуле флогопита

K	0,84	0,77	0,94	0,93	1,00	0,85
Na	0,05	0,07	0,03	0,01	—	0,11
Ba	—	—	0,01	0,01	—	—
Ca	0,05	0,07	—	—	0,01	0,02
	0,94	0,91	0,98	0,95	1,01	0,98
Mg	2,74	2,70	2,64	2,64	2,67	2,76
Mn	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,07	0,02	0,03	0,05	0,10	0,10
Fe ³⁺	0,01	0,04	0,11	0,12	0,06	0,09
AlVI	0,16	0,23	0,15	0,13	0,12	—
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,05
	3,00	3,00	2,95	2,96	3,01	3,00
Si	2,77	2,70	2,75	2,74	2,78	2,79
AlIV	1,23	1,30	1,25	1,26	1,22	1,21
OH	1,69	1,86	1,22	1,25	1,88	1,72
F	0,34	0,17	0,84	0,84	—	0,33
O	9,97	9,97	9,94	9,91	10,12	9,95

Слюдянки. Необходимо отметить, что в литературе описаны необычные по составу флогопиты из месторождений Алдана, содержащие до 4,0–5,7% Na₂O (Сердюченко, 1954₂; Галюк, 1957) и повышенные количества CaO (Сердюченко, 1969). Наиболее значительные содержания бария (до 2,39% BaO) установлены в флогопитах Алдана (Лицарев, 1961); в слюдах Ковдорского и памирских месторождений количества этого компонента самые низкие.

Содержание высокотемпературной воды (H₂O⁺) в флогопитах колеблется в широких пределах: в одних образцах обнаруживается недостаток воды, в дру-

Гулинское месторождение					
190	191	192	193	170	174
36,87	37,10	37,80	36,28	—	—
1,00	1,24	1,20	1,24	—	—
17,00	17,20	17,45	17,69	—	—
2,32	1,74	1,53	2,25	2,30	2,46
7,70	8,30	7,72	8,16	4,12	4,60
0,17	0,13	0,05	0,10	—	—
22,00	21,00	21,80	20,80	22,77	22,80
0,61	1,09	0,64	0,91	—	—
1,00	0,78	1,00	0,65	0,35	0,27
8,78	8,60	8,20	8,87	9,76	9,87
—	—	—	—	—	—
0,43	0,35	0,27	0,53	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,65	1,67	1,60	1,63	—	—
99,53	99,78	99,46	99,51	—	—
—	—	—	—	—	—
99,53	99,78	99,46	99,51	—	—
Расчетные коэффициенты атомов в кристаллохимической формуле флогопита					
0,79	0,79	0,76	0,80	—	—
0,14	0,11	0,14	0,04	—	—
—	—	—	—	—	—
0,05	0,09	0,06	0,06	—	—
0,98	0,99	0,96	0,90	—	—
2,34	2,25	2,30	2,22	—	—
0,01	—	—	—	—	—
0,45	0,49	0,45	0,48	—	—
0,11	0,09	0,07	0,12	—	—
0,02	0,10	0,12	0,10	—	—
0,05	0,06	0,06	0,06	—	—
2,98	2,99	3,00	2,98	—	—
2,60	2,65	2,67	2,60	—	—
1,40	1,35	1,33	1,40	—	—
2,18	1,98	2,00	2,14	—	—
—	—	—	—	—	—
9,82	10,02	10,00	9,86	—	—

гих ее больше, чем в теоретическом составе флогопита (см. табл. 1, 2 и Лицарев, 1961). Значительные колебания содержаний H_2O^+ объяснялись большинством исследователей различием методов ее определения и изоморфизмом $OH-F$. Но в ряде случаев, когда высокотемпературная вода определялась одним и тем же методом, обратная зависимость ее содержания от количества фтора часто не устанавливается или устанавливается с трудом. Нередко богатые всдой флогопиты богаты и фтором. Подобные несоответствия стали в определенной мере понятны после работ А.И. Цветкова и Е.П. Вальяшихиной (1956), доказавших вхождение

Таблица 2

Пределы колебаний и средние содержания компонентов в флогопитах различных районов (вес. %)

Компонент	Алдан (45)	Слюдянка (38)	Памир (12)	Ковдорское месторождение (25)	Гудинское месторождение (18)	Теоретический состав флогопита
SiO ₂	$\frac{35,62-41,87}{38,19}$	$\frac{38,50-41,38}{39,23}$	$\frac{37,20-40,60}{39,32}$	$\frac{36,86-41,37}{37,48}$	$\frac{36,08-38,20}{37,06}$	43,19
TiO ₂	$\frac{0,10-2,95}{0,46}$	$\frac{0,19-2,64}{0,88}$	$\frac{0,11-0,68}{0,49}$	$\frac{0,03-2,78}{1,28}$	$\frac{0,10-2,30}{1,58}$	-
Al ₂ O ₃	$\frac{12,76-20,26}{16,41}$	$\frac{14,18-18,65}{16,02}$	$\frac{13,14-18,79}{16,30}$	$\frac{14,30-17,58}{15,40}$	$\frac{11,83-18,84}{16,39}$	12,22
Fe ₂ O ₃	$\frac{0,54-6,65}{2,58}$	$\frac{0,12-2,45}{1,05}$	$\frac{0,60-2,32}{1,23}$	$\frac{1,34-6,01}{2,48}$	$\frac{0,21-11,90}{3,76}$ (20)	-
FeO	$\frac{0,24-5,78}{2,28}$	$\frac{0,72-8,76}{2,75}$	$\frac{0,32-1,80}{1,01}$	$\frac{0,87-6,79}{4,60}$	$\frac{2,49-13,57}{6,70}$	-
MnO	$\frac{0,00-0,13}{0,04}$	$\frac{\text{Следы}-0,19}{0,06}$	$\frac{0,01-0,07}{0,03}$	$\frac{0,02-0,14}{0,07}$	$\frac{0,05-0,48}{0,18}$	-
MgO	$\frac{22,06-28,29}{24,34}$	$\frac{19,74-27,58}{24,53}$	$\frac{25,20-27,45}{26,24}$	$\frac{21,27-26,92}{23,20}$	$\frac{17,76-22,80}{20,90}$	28,99
CaO	$\frac{0,00-1,31}{0,27}$	$\frac{0,00-0,87}{0,08}$	$\frac{0,33-1,06}{0,66}$	$\frac{0,00-0,69}{0,30}$	$\frac{0,10-1,09}{0,50}$	-
BaO	$\frac{0,00-2,39}{1,00}$	$\frac{0,00-1,90}{0,73}$ (36)	$\frac{0,00-0,65}{0,34}$ (7)	$\frac{0,00-0,98}{0,55}$	$\frac{0,31-1,33}{0,85}$ (6)	-
Na ₂ O	$\frac{0,00-1,25}{0,34}$	$\frac{0,03-2,69}{0,49}$	$\frac{0,27-1,00}{0,68}$	$\frac{0,38-1,53}{0,70}$	$\frac{0,00-1,58}{0,56}$	-
K ₂ O	$\frac{7,06-10,95}{9,68}$	$\frac{7,26-10,91}{9,41}$	$\frac{8,86-10,11}{9,49}$	$\frac{8,09-10,20}{9,14}$	$\frac{7,61-10,10}{8,93}$	11,29
Rb ₂ O	$\frac{0,096-0,10}{0,10}$ (4)	$\frac{0,157-0,166}{0,16}$ (2)	$\frac{0,075-0,085}{0,08}$ (2)	$\frac{0,02-0,08}{0,04}$ (7)	-	-
H ₂ O ⁺	$\frac{0,65-5,24}{2,13}$	$\frac{0,85-4,85}{2,92}$	$\frac{1,78-4,00}{2,93}$	$\frac{2,57-4,78}{3,91}$	$\frac{2,00-3,79}{3,03}$ (14)	4,31
H ₂ O ⁻	$\frac{0,00-0,81}{0,40}$	$\frac{0,00-0,75}{0,25}$	$\frac{0,00-0,88}{0,13}$	$\frac{0,02-0,74}{0,09}$	$\frac{\text{Следы}-0,52}{0,20}$	-
F	$\frac{1,00-4,46}{2,07}$	$\frac{0,60-2,80}{1,07}$ (31)	$\frac{0,80-3,47}{1,75}$	$\frac{0,14-1,27}{0,25}$ (21)	$\frac{0,18-0,53}{0,33}$	-
f (%)	9,05	7,8	4,1	14,0	20,1	-

Примечания:

В числителе — пределы колебаний содержания компонента; в знаменателе — среднее содержание компонента.
Число в скобках — количество химических анализов, по которым рассчитывалось среднее содержание компонента.

в слюды значительных количеств атмосферной влаги при подготовке образцов к химическим анализам — в процессе их растирания в ступке. Было также установлено, что большая часть воды, вошедшей в слюды при растирании, не выделяется из растертых образцов при нагревании их до 120° . Следовательно, такая вода определялась химическим анализом как высокотемпературная, что во многих случаях, очевидно, и обуславливает количественное несоответствие в флогопитах содержания H_2O и F. По имеющимся данным (см. табл. 2) ковдорские и гулинские флогопиты содержат больше воды, чем алданские, слюдянские и памирские; соответственно в первых значительно меньше фтора, чем во вторых.

Низкотемпературная вода (H_2O^-) присутствует в изученных слюдах в небольших количествах. Наиболее значительные ее содержания установлены в флогопитах Алдана, однако большинство последних при подготовке к химическим анализам измельчалось растиранием в ступке. Этим, вероятно, и объясняется повышенное содержание в них низкотемпературной воды. Памирские и ковдорские флогопиты наиболее бедны H_2O^- .

В некоторых гулинских флогопитах (см. примечание к табл. 1) установлено присутствие небольших количеств P_2O_5 (доли процентов). В слюдах других районов этот компонент химически не определялся в наших образцах, однако, судя по литературным данным, некоторые флогопиты Алдана, Слюдянки и Памира также содержат незначительные количества P_2O_5 (Григорьев, 1935; Калинин, 1939; Горшков, 1945; Лашев, 1948). Не исключено, что присутствие P_2O_5 в флогопитах связано с наличием в них микровключений апатита.

Наконец, необходимо упомянуть о хлоре и сере в составе флогопитов. В незначительных количествах (сотые доли процента) хлор присутствует в отдельных образцах флогопитов всех рассматриваемых районов; сера содержится в алданских, слюдянских и памирских слюдах и составляет в них сотые и десятые доли процента (Григорьев, 1935; Калинин, 1939; Горшков, 1945; Лашев, 1948; Эпштейн и др., 1961). В ковдорских и гулинских флогопитах сера не определялась.

Рассмотренные компоненты не исчерпывают всего разнообразия элементов, обнаруженных в флогопитах. Многочисленные спектральные анализы, выполненные в ИГЕМ АН СССР, показывают присутствие в этом минерале большого количества аксессуарных элементов (Лицарев, Белянкина, 1973, стр. 180, табл. 2). В разных количествах в флогопитах установлены Pb, Sn, Cu, Zn, Rb, Co, Ni, Zr, Mo, Nb, Ga, Cr, V, Li, Sr, Sc, La, Ag, Be. Результаты спектральных анализов показывают, что в гулинских и ковдорских флогопитах содержится меньше аксессуарных элементов, чем в слюдах алданских, слюдянских и памирских месторождений. В частности, в них не обнаружены свинец, олово, цинк, молибден, лантан и серебро. Наоборот, скандий присутствует только в гулинских и ковдорских флогопитах.

Роль большинства аксессуарных элементов в составе флогопита не ясна. Одни из них, очевидно, изоморфно замещают главные компоненты минерала, другие, по-видимому, принадлежат минеральным микровключениям, наблюдаемым в флогопитах.

Полученные данные показывают, что рассматриваемые флогопиты отчетливо разделяются по химическому составу на две группы. К первой относятся слюды Ковдорского и Гулинского месторождений, ко второй — флогопиты Алдана, Слюдянки и Памира. Первые по сравнению со вторыми содержат больше железа, титана, марганца и высокотемпературной воды, но меньше кремния, магния, калия и фтора.

Накопленный к настоящему времени фактический материал по геологии и генезису флогопитовых месторождений СССР, а также обширные литературные данные позволяют считать, что различие химического состава флогопитов зависит от условий их образования. Большинство исследователей рассматривают месторождения флогопита как результат метасоматоза различных по составу пород (алюмосиликатных, магнезиальнокарбонатных, магнезиальносиликатных и др.). Поэтому минеральный состав метасоматических образований, так же как и химический состав самих минералов (в том числе флогопита), в значительной мере зависит от состава пород, участвовавших в метасоматическом процессе. Так, на при-

мере алданских месторождений было показано, что содержание железа в флогопите не определяется его количеством в породе, за счет которой образовался флогопитоносный скарн; оно находится в прямой зависимости от содержания этого компонента во всех породах месторождения, участвовавших в контактово-реакционном процессе (Лицарев, 1961, 1962). Повышенные содержания железа, титана, марганца и пониженные — кремнезема в флогопитах Ковдорского и Гулинского месторождений, по-видимому, также связаны с составом исходных ультраосновных пород, подвергшихся метасоматозу (недосыщенность этих пород кремнеземом и сравнительное обогащение железом, титаном, марганцем). Несомненный интерес в связи с этим представляют количественные соотношения закисного и окисного железа в составе флогопитов, особенно содержание Fe_2O_3 . Количество последнего, как видно из табл. 1, 2 и литературных данных, колеблется в широких пределах (0,07—11,90%), причем нередко окисное железо преобладает над закисным. Повышенные содержания Fe_2O_3 в магнезиально-железистых слюдах объясняются некоторыми исследователями постгенетическим окислением в них закисного железа (Kunitz, 1924). Однако, исходя из имеющихся аналитических данных и учитывая возможность окисления некоторой части закисного железа при подготовке флогопитов к химическим анализам (в процессе растирания в ступке), более обоснованным представляется мнение И.А. Островского и В.П. Петрова (1940) о самостоятельном участии Fe_2O_3 в образовании магнезиально-железистых слюд. Не исключено, что образование флогопитов, в которых окисное железо преобладает над закисным, происходило в условиях повышенной активности кислорода в растворах. К подобному выводу, в частности, пришли О.М. Римская-Корсакова и Е.П. Соколова (1964), рассматривая генезис тетраферрифлогопита и тетраферрибиотита, в которых алюминий в тетраэдрических слоях замещается трехвалентным железом.

Существенное влияние на соотношение компонентов в составе флогопитов оказывают, по-видимому, температурные условия процесса флогопитообразования. В частности, с повышением температуры содержание конституционной воды в флогопите должно, очевидно, понижаться, а роль фтора — возрастать. По-прежнему остается не ясным поведение алюминия в слюдах. Как уже отмечалось, помимо флогопитов с избыточным (против теоретического) алюминием, входящим и в тетраэдрические, и в октаэдрические позиции, известны разности с существенным дефицитом этого элемента, компенсируемым в тетраэдрических позициях трехвалентным железом. В связи с этим возникает ряд вопросов, которые связаны с определением степени изоморфного замещения кремния алюминием и алюминия трехвалентным железом в тетраэдрической координации, к оценке количественного вхождения алюминия в октаэдрические позиции и т.д. Имеющиеся данные пока недостаточны для решения этих вопросов, вместе с тем они позволяют считать, что химический состав флогопитов в пределах каждого месторождения зависит при прочих равных условиях прежде всего от соотношения содержаний Al_2O_3 , SiO_2 и MgO в породах, вовлеченных в процесс образования флогопитоносных магнезиальных скарнов, а также от широко распространенных изоморфных замещений в флогопитах.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФЛОГОПИТОВ

Изучение оптических свойств флогопитов проводилось обычными методами, давно вошедшими в практику исследования слюд. Показатели преломления определялись на малой модели рефрактометра (Фюсс IV) в натровом свете с точностью $\pm 0,002$. Угол оптических осей измерялся на Федоровском столике с использованием длиннофокусного объектива и конденсора; точность измерений $\pm 1^\circ$. Исследовались все химически анализированные образцы флогопитов из авторской коллекции, а из месторождений Слюдянки и Ковдорского изучена значительная часть неанализированных образцов. Результаты определений сведены в табл. 3, в которой величины N_g , N_m , N_p и $2V$ для каждого образца являются средними из 3—5 замеров.

Таблица 3
Оптические свойства флогопитов

№ п/п	№ образца	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$(-)2V,^\circ$	Коэффициент общей желе- зистости $f, \%$
1	2	3	4	5	6	7	8
Алдан							
1	48	1,593	1,590	1,553	0,040	—	7,4
2	260/52	1,592	1,589	1,552	0,040	11,5	6,6
3	151/52	1,590	1,588	1,550	0,040	9,5	3,3
4	106/52	1,591	1,587	1,550	0,041	13	6,5
5	227/52	1,594	1,589	1,552	0,042	13	11,3
6	425/52	1,590	1,585	1,549	0,041	12,5	7,1
7	45/52	1,594	1,592	1,553	0,041	9,3	4,5
8	237/53	1,594	1,589	1,553	0,041	8,5	10,3
9	250/53	1,593	1,588	1,550	0,043	11	7,7
10	1347/55	1,594	1,589	1,551	0,043	10,5	7,9
11	361/53	1,595	1,589	1,551	0,044	11,5	8,2
12	647/53	1,596	1,590	1,554	0,042	9	9,4
13	510/53	1,602	1,598	1,559	0,043	12	9,9
14	491/54	1,611	1,608	1,564	0,047	12,5	20,8
15	2/54	1,606	1,602	1,561	0,045	11,6	11,7
16	12/54	1,607	1,602	1,559	0,048	9,3	12,5
17	482/54	1,600	1,596	1,555	0,045	7	10,2
17а	18	1,598	1,596	1,553	0,045	8,5	8,2
17б	19	1,597	1,595	1,553	0,044	10,7	7,8
17в	603	1,599	1,597	1,555	0,044	11,5	8,4
17г	603 мф	1,603	1,597	1,557	0,046	9,5	8,0
Памир							
18	392	1,585	1,579	1,541	0,044	7	6,8
19	397	1,590	1,585	1,547	0,043	5	6,3
20	400	1,590	1,582	1,546	0,044	5,5	5,4
21	401	1,586	1,579	1,543	0,043	7	5,8
22	405	1,595	1,588	1,551	0,044	10	2,8
23	406	1,589	1,584	1,547	0,042	3,5	3,9
24	410	1,589	1,582	1,543	0,046	6	2,4
24а	40	1,594	1,590	1,554	0,041	6,5	5,0
24б	41	1,592	1,586	1,553	0,039	6	5,6
Слюдянка							
25	49	1,593	1,590	1,551	0,042	10	5,9
26	53	1,592	1,589	1,552	0,040	11	5,1
26а	205 кф	1,595	1,590	1,554	0,041	8,8	5,5
26б	205 мф	1,598	1,596	1,556	0,042	7,5	6,0
27	227	1,601	1,595	1,561	0,040	13	—
27а	1323а	1,596	1,596	1,549	0,047	7	—
27б	1333	1,590	1,590	1,550	0,040	7	—
27в	1341	1,591	1,591	1,555	0,036	7	—
27г	1353	1,588	1,588	1,550	0,038	7	—
28	307	1,595	1,590	1,553	0,042	6,5	—
29	301	1,595	1,590	1,559	0,036	13	—
30	311	1,590	1,585	1,546	0,044	9,5	—
30а	1398	1,600	1,598	1,550	0,050	8	—
30б	1401	1,582	1,582	1,542	0,040	9	—
30в	1405	1,590	1,586	1,550	0,040	8,5	—
30г	1407	1,582	1,582	1,541	0,041	5	—
30д	1412	1,586	1,580	1,540	0,046	5	—
31	303	1,599	1,594	1,557	0,042	6	—
32	308	1,591	1,584	1,549	0,042	8	—
32а	1415	1,590	1,590	1,550	0,040	8	—

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
32б	1417	1,588	1,588	1,550	0,038	7	—
32в	1430	1,586	1,582	1,530	0,056	9	—
32г	1462	1,597	1,597	1,557	0,040	11	—
32д	1465	1,600	1,596	1,550	0,050	10,5	—
Гулинское месторождение							
33	170	1,618	1,613	1,570	0,048	13,2	13,1
34	174	1,616	1,610	1,569	0,047	14	15,4
35	190	1,620	1,617	1,572	0,048	6	19,8
36	191	1,619	1,614	1,570	0,049	10	20,8
37	192	1,617	1,612	1,569	0,048	9,4	18,9
38	193	1,617	1,615	1,570	0,047	7,4	21,6
Ковдорское месторождение							
39	1138	1,611	1,607	1,561	0,050	8	—
40	1138а	1,610	1,608	1,560	0,050	8	—
41	1142а	1,610	1,610	1,550	0,060	8,5	—
42	1193	1,610	1,607	1,561	0,049	9	—
43	1200	1,608	1,601	1,560	0,048	8	—
44	1206	1,610	1,610	1,560	0,050	10	—
45	1209	1,602	1,602	1,550	0,052	7	—
46	1210	1,608	1,608	1,560	0,048	8	—

Примечания:

Образцы с порядковыми номерами 1—266 и 33—38 имеют химические анализы (см. табл. 1).
 Оптические данные для образцов флогопита с порядковыми номерами 2—17 заимствованы из работы М.А. Лицарева (1961, стр. 119, табл. 43). Химические анализы этих образцов приведены в той же работе (стр. 114—115, табл. 42).

Анализ полученных данных отражает в целом установленную ранее закономерную зависимость оптических свойств флогопитов от их химического состава и находится в соответствии с выводами большинства исследователей о связи оптики с химизмом в магнезиально-железистых слюдах (Григорьев, 1935; Калинин, 1939¹; Островский и Петров, 1940; Соболев, 1949, 1950; Шабынин, 1958, 1973; Лицарев, 1961; Лицарев, Белянкина, 1973; Kunitz, 1924; Дир, Хауи, Зусман, 1966 и др.). Так, повышение показателей преломления флогопитов тесно связано с возрастанием в них содержания железа и титана; с другой стороны, увеличение содержания магния и фтора понижает показатели преломления. Согласно данным В.С. Соболева (1949), 1% (вес.) TiO_2 повышает показатели преломления примерно на 0,008, тогда как 1% (вес.) фтора понижает их на $\sim 0,004$ ¹. Эти закономерности достаточно убедительно подтверждаются нашими данными. На рис. 1 показана зависимость показателя преломления N_g от суммарного содержания железа; несмотря на значительный разброс точек, общее возрастание показателя преломления с увеличением содержания железа не вызывает сомнений. Поскольку железо изоморфно замещает в флогопите магний, повышение содержания последнего приводит к уменьшению N_g (рис. 2). Из табл. 3 видно, что самые высокие показатели преломления, как и следовало ожидать, характерны для ковдорских и гулинских флогопитов, которые наиболее богаты железом и титаном, но обеднены фтором и магнием. Наоборот, флогопиты Памира характеризуются самыми низкими показателями преломления; соответственно, они содержат наименьшие количества железа, пониженные — титана, повышенные — магния и фтора. Светопреломление алданских и слюдянских флогопитов колеблется в широких пределах (от значе-

¹ По другим данным (Дир, Хауи, Зусман, 1966) вхождение в состав флогопита 1% TiO_2 повышает величину N_g на $\sim 0,005$, при замещении же всего гидроксила фтором N_g понижается на 0,02.

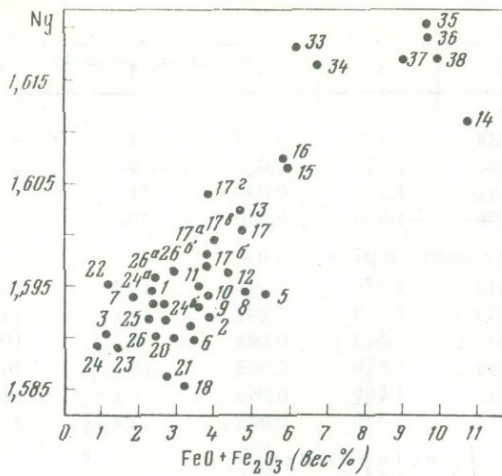


Рис. 1. Зависимость показателя преломления N_g флогопита от суммарного содержания железа
Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 3

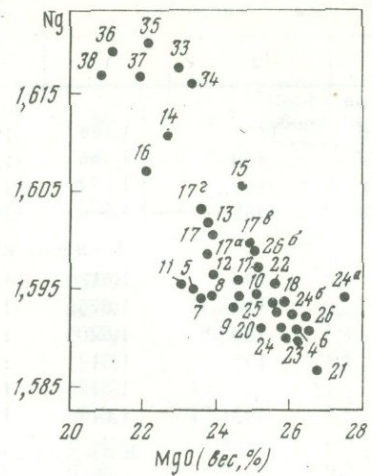


Рис. 2. Зависимость показателя преломления N_g флогопита от содержания MgO
Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 3

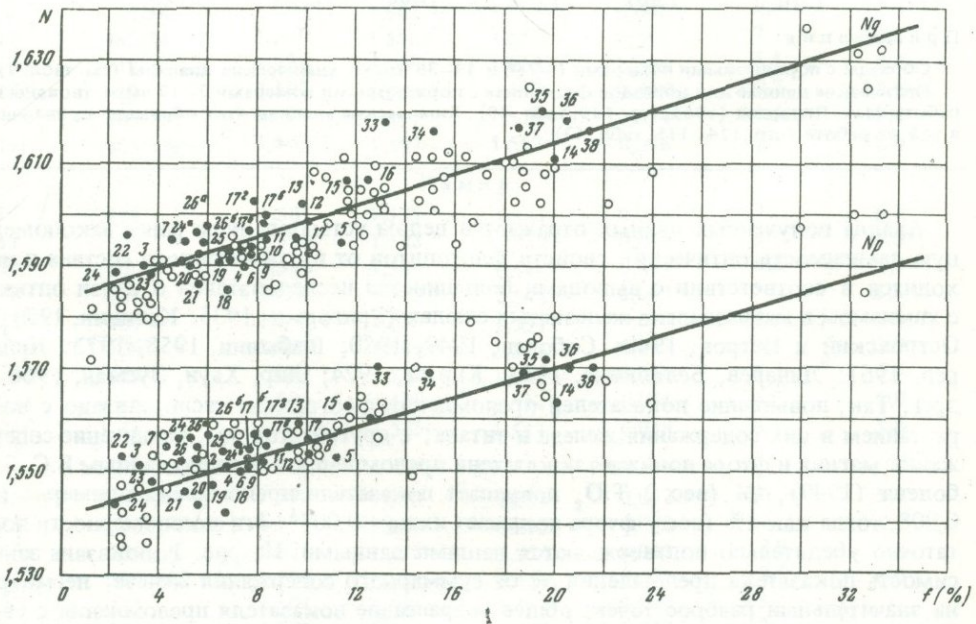


Рис. 3. Диаграмма зависимости светопреломления флогопитов от их общей железистости (f)
Точки с номерами — по материалам авторов (см. табл. 3); кружочки без номеров — по литературным данным

ний, характерных для памирских слюд, до средних показателей преломления флогопитов Ковдорского и Гулинского месторождений) и отражает вариации содержания перечисленных компонентов.

Необходимо отметить, что зависимость показателей преломления флогопитов от содержания в них железа, титана, магния и фтора не всегда выдерживается; в ряде случаев наблюдаются значительные отклонения. Например, флогопиты обр. 205 кф и 405 (см. табл. 3) имеют одинаковые показатели преломления, хотя по содержанию в них титана, железа и фтора они заметно различаются. Это объяс-

няется, по-видимому, большим влиянием на оптические свойства других компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 , BaO , Na_2O , CaO и др.), входящих в состав флогопитов. Таким образом, светопреломление флогопитов — функция содержания многих компонентов. Именно поэтому до сих пор не удается построить надежную диаграмму в координатах светопреломление — химический состав для определения содержания наиболее важных компонентов по показателю преломления. Приведенные на рис. 1 и 2 диаграммы зависимости показателя преломления N_g соответственно от суммарного содержания железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и MgO не дают хороших результатов; еще менее успешными оказались попытки авторов построить диаграммы зависимости светопреломления от содержания титана.

Наибольшее распространение в литературе имеют в настоящее время диаграммы в координатах светопреломление — общая железистость. Они связывают большее количество окислов, от содержания которых зависит величина показателей преломления, и позволяют судить об относительном содержании железистого и магнезиального компонентов, определяющих наряду с другими характеристиками электротехнические свойства флогопитов, они также дают возможность получать коэффициент общей железистости, широко применяемый при петрологических построениях. Подобная диаграмма приведена на рис. 3. В отличие от диаграммы, построенной авторами ранее (Лицарев, Белянкина, 1973), она основана на большем количестве химических и оптических данных авторов (см. табл. 3) и литературных материалах, позволивших продлить правую часть диаграммы в область более высоких значений железистости. Значительный разброс точек по всей длине корреляционных прямых N_g и N_p свидетельствует о большом влиянии на светопреломление других элементов в составе флогопита. Поэтому слюды при одной и той же железистости имеют резко различные значения показателей преломления. Например, флогопиты, показанные на диаграмме точками 21, 24^b, 25, 26^a, при одинаковой общей железистости ($f = 5,6-5,8\%$) имеют различное светопреломление (N_g от 1,585 до 1,596 и N_p от 1,542 до 1,555). Судя по химическим анализам (см. табл. 1, обр. 401, 41, 49 и 205 кф), эти флогопиты при сравнительно близких содержаниях железа и магния отчетливо различаются по количеству титана, фтора, кальция и других компонентов.

Ошибка определения общей железистости по прямой N_g обычно не превышает 5–6%, по N_p — она несколько выше и достигает 8–9%. Значительные ошибки имеют флогопиты с повышенными количествами титана (слюды Ковдорского и Гулинского месторождений). Очевидно, для месторождений, связанных с ультраосновными-щелочными комплексами пород, целесообразно построение региональных диаграмм определения общей железистости флогопитов.

Двупреломление флогопитов, вычисленное по разности показателей преломления, изменяется в общем аналогично изменению светопреломления: повышение последнего вызывает увеличение двупреломления. Как видно из табл. 3, флогопиты Памира, Слюдянки и Алдана, обладая наиболее низкими показателями преломления, характеризуются наименьшими значениями двупреломления; наоборот, слюды Ковдорского и Гулинского месторождений отличаются высокими значениями как показателей преломления, так и двупреломления. Вместе с тем в ряде случаев отмечаются отклонения от этой закономерности. В частности, гулинские слюды при самых высоких значениях светопреломления ($N_g = 1,616-1,620$; $N_p = 1,569-1,572$) имеют двупреломление несколько ниже (0,047–0,049), чем ковдорские флогопиты (0,048–0,060), у которых показатели преломления по сравнению с гулинскими значительно ниже ($N_g = 1,602-1,611$; $N_p = 1,550-1,561$). Аналогичные несоответствия имеют также отдельные образцы флогопитов Алдана, Слюдянки и Памира. Связывая колебания значений двупреломления флогопитов с вариациями их химического состава, отметим, что такая зависимость более или менее определена лишь относительно содержания суммарного железа и предположительно — титана. Этот вывод согласуется с представлениями других исследователей (Островский и Петров, 1940; Соболев, 1949 и др.) и отчасти подтверждается опубликованной ранее диаграммой зависимости двупреломления флогопита от суммарного содержания железа (Лицарев, Белянкина, 1973, рис. 2). На

этой диаграмме хорошо видно общее увеличение двупреломления с повышением содержания железа, хотя некоторые памирские флогопиты (точки 20, 22, 24) при малых количествах в них железа (и титана) обнаруживают отклонения от установленной зависимости в сторону увеличения двупреломления. Не исключено, что это обусловлено полным отсутствием в памирских флогопитах низкотемпературной воды, понижающей и светопреломление, и двупреломление.

Влияние титана на двупреломление флогопита трудноопределимо, поскольку он присутствует обычно в небольших количествах. Вместе с тем большинство флогопитов с повышенными содержаниями титана отличается высоким двупреломлением (гулинские, ковдорские и некоторые алданские флогопиты). Двупреломление флогопитов, несомненно, зависит и от содержания других компонентов, однако характер этого влияния остается пока невыясненным.

По величине угла оптических осей рассматриваемые слюды близки между собой, хотя для флогопитов каждого флогопитоносного района колебания $2V$ значительны (см. табл. 3). Экспериментальные работы ряда исследователей по синтезу и изучению магнезиально-железистых слюд показывают, что повышение в них содержания железа, особенно Fe_2O_3 , вызывает увеличение $2V$ (Григорьев, 1935; Островский и Петров, 1940; Rinne, 1924 и др.). По данным О.М. Римской-Корсаковой и Е.П. Соколовой (1964), изучавших железисто-магнезиальные слюды Ковдорского месторождения, увеличение содержания трехвалентного железа в тетраэдрической координации также приводит к возрастанию угла оптических осей.

Исходя из фактических данных, полученных авторами, зависимость величины $2V$ флогопитов от суммарного содержания железа не устанавливается. В частности, флогопиты обр. 260/52, 106/52, 425/52, 361/53, 170, 174 и др. (см. табл. 3) со средним содержанием железа обнаруживают высокие значения $2V$ ($11,5-14^\circ$); наоборот, многие более железистые флогопиты (обр. 647/53, 12/54, 482/54, 190, 192, 193 и др.) имеют низкие углы оптических осей ($6-9,4^\circ$).

Попытка подтвердить зависимость вариаций $2V$ от колебаний содержания Fe_2O_3 не дала убедительных результатов. Так, флогопиты обр. 260/52, 106/52, 425/52, 250/53, 1347/55, 491/54, 53 и др., в которых количество Fe_2O_3 преобладает над FeO , отличаются высокими величинами $2V$ ($10,5-13^\circ$); в то же время памирские флогопиты, в которых содержание Fe_2O_3 также выше, чем FeO , имеют наименьшие величины $2V$ ($5-7^\circ$). Причины подобных расхождений неясны. Несомненно, величина $2V$ флогопитов зависит от ряда факторов, однако для выяснения степени их влияния необходимы дополнительные исследования.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФЛОГОПИТОВ

Авторы изучали удельный вес, твердость, цвет, блеск и прозрачность флогопитов. Методы исследования этих свойств описаны в литературе (Лашев, 1948; Белянкина, Гурьева, Игнатьева и др., 1958 и др.) и здесь не рассматриваются.

Ц в е т. Окраска флогопитов является одним из признаков, позволяющих в полевых условиях предварительно оценивать качество слюды по внешнему виду. Такая оценка, однако, является ориентировочной, поскольку при этом всегда вносится элемент субъективности, существенную роль играет также толщина слюдяной пластинки, степень гидратизации и т.д. Кроме того, собственная окраска флогопита, обусловленная, как известно, химическим составом, нередко искажается явлениями интерференции, газово-жидкими и минеральными включениями и т.д.

Наблюдения авторов и литературные данные свидетельствуют о том, что в пределах каждого из флогопитоносных районов окраска флогопитов в штуфах весьма разнообразна. На месторождениях Алдана распространены флогопиты коричневого, темно-бурого, коричневатого-черного, темно-зеленого и зеленовато-коричневого цвета; встречаются также зеленовато-желтый, светло-коричневый, темно- и светло-желтый флогопиты. Слюдянские флогопиты характеризуются темно-бурой, темно-зеленой, темно- и светло-коричневой, темно- и светло-красной, янтарной, светло-желтой и серебристо-белой окрасками. На месторождениях Памира преобладают

светло-желтые, темно- и светло-коричневые, янтарные, зеленовато-желтые и серебристо-белые флогопиты. Цвет гулинских флогопитов бурый, коричневый, зеленый, красновато-коричневый, буровато-коричневый, зеленовато-бурый, черно-бурый и зеленовато-желтый. Для ковдорских флогопитов характерны зеленые, темно-зеленые и красновато-коричневые окраски.

По интенсивности окраски отчетливо выделяется два крайних типа флогопита: памирский, характеризующийся в общем светлыми тонами, и гулинский (ковдорский), отличающийся интенсивными темными окрасками. Флогопиты Алдана и Слюдянки по этому признаку занимают промежуточное положение: встречаются разновидности, близкие по интенсивности окрасок к памирским, и к гулинским (ковдорским) флогопитам.

Количественная оценка цвета флогопитов проводилась на трехцветном колориметре системы ГОИ¹. Анализ цвета проводился по трем цветовым координатам: λ — цветовой тон, определяемый длиной волны (в $\mu\text{м}$); P — насыщенность (чистота тона), показывающая степень выражения цветового тона (в отвлеченных единицах), и H — светлота тона (количество белого цвета в данном тоне), определяющая относительную яркость цвета (в отвлеченных единицах). Сопоставление полученных данных (табл. 4, графы 7, 8, 9) показывает, что рассматриваемые флогопиты² различаются по всем трем координатам. Наибольшие различия, как и следовало ожидать, отчетливо проявлены между памирскими и гулинскими флогопитам. Из табл. 4 видно, что флогопиты Памира характеризуются оранжевым цветовым тоном ($\lambda = 587\text{--}589 \mu\text{м}$), низкой его насыщенностью ($P = 10\text{--}25$) и большим количеством белого цвета в этом тоне ($H = 70,26\text{--}86,39$). Для гулинских флогопитов типичны желто-зеленый цветовой тон ($\lambda = 564 \mu\text{м}$), высокая его насыщенность ($P = 65\text{--}65,4$) и малое количество белого цвета в этом тоне ($H = 8,20$). Флогопиты Алдана и Слюдянки занимают среднее положение по всем трем цветовым координатам: их цветовой тон находится в желтом, желто-оранжевом, иногда оранжевом цветовом секторе спектра ($\lambda = 572\text{--}589 \mu\text{м}$); для них характерны значительные колебания чистоты тона ($P = 15\text{--}65$) и его светлоты ($H = 16,80\text{--}76,60$).

Известно, что окраска флогопитов обусловлена присутствием в их составе компонентов — красителей (хромофоров): железа, титана, марганца, хрома, никеля, ванадия, меди и кобальта. Однако главную роль в создании окраски этого минерала играет прежде всего железо (Fe_2O_3 и FeO), затем титан и марганец (Островский и Петров, 1940; Меланхолин, 1940, 1943; Григорьев и Котульский, 1941; Соболев, 1949; Барсанов, Яковлева, 1963 и др.). Разнообразие окрасок флогопита и их интенсивность определяются содержанием и количественным соотношением этих компонентов. Наиболее интенсивные окраски гулинских и ковдорских флогопитов обусловлены сравнительно высоким содержанием в них железа, титана и марганца; преимущественно слабые окраски флогопитов Памира объясняются низким содержанием в них перечисленных компонентов; флогопиты Алдана и Слюдянки занимают промежуточное положение как по интенсивности окрасок, так и по содержанию главных хромофоров (см. табл. 1, 2).

В заключение необходимо отметить, что окраска флогопитов и ее интенсивность существенно зависят от кристаллохимической позиции некоторых хромофоров. В частности, своеобразие красновато-коричневой окраски флогопитов с обратной схемой абсорбции из Ковдорского месторождения объясняется входением трехвалентного железа в тетраэдрическую координацию (Римская-Корсакова и Соколова, 1964; Грум-Гржимайло, Римская-Корсакова, 1964). Установлено также, что входение Fe^{3+} в тетраэдрическую координацию оказывает более сильное влияние на окраску флогопита, чем нахождение этого элемента в октаэдрической координации.

Прозрачность. Это свойство минералов определяется отношением $I : I_0 = a$, где I_0 — интенсивность света, падающего на минерал, J — интенсивность света, выходящего из минерала, a — коэффициент прозрачности (или светопропускания), выражаемый в процентах. Измерение коэффициента прозрачности флогопита прово-

¹ Измерение проводилось на пластинках флогопита толщиной 0,04 мм.

² Данные по ковдорским флогопитам отсутствуют.

Таблица 4.

Физические свойства флогопитов

№ п/п	№ образца	Удельный вес, г/см ³	Твердость, кг/мм	Коэффициент прозрачности a , %	Коэффициент блеска R , %	Анализ цвета		
						длина волны λ (м μ)	чистота тона P	светлота тона H
1	2	3	4	5	6	7	8	9
А л д а н								
1	48	2,882	3,32	10,0	45,5	577	15	76,00
2	260/52	2,885	3,56	22,00	46,8	572	20	60,60
3	151/52	2,875	3,53	30,2	45,3	582	20	70,10
4	106/52	2,884	3,04	28,0	46,6	582	20	68,10
5	227/52	2,901	2,89	4,3	43,4	583	25	38,00
6	425/52	2,894	3,41	25,2	37,0	582	20	62,20
7	45/52	2,869	2,94	13,4	27,1	589	32	61,60
8	189	2,877	3,87	29,4	45,3	579	29	68,00
9	195	2,930	3,16	0,0	45,0	580	65	16,80
10	196	2,896	3,13	4,0	43,2	583	45	39,90
11	197	2,878	2,95	12,0	29,3	583	25	53,76
12	198	2,873	3,93	5,0	53,5	584	35	39,80
13	199	2,898	3,35	0,0	46,5	585	50	10,64
14	237/53	2,895	3,06	5,5	41,6	584	40	45,40
15	250/53	2,888	3,20	10,3	41,1	586	36	56,10
16	361/53	2,885	3,00	9,2	38,7	585	35	49,50
17	241	2,837	2,21	2,0	14,8	587	36	35,70
18	243	2,936	3,61	6,7	53,3	587	37	39,90
19	647/53	2,910	—	—	—	—	—	—
20	510/53	2,914	3,40	4,7	60,6	584	38	41,30
21	251	2,871	4,21	10,5	52,0	585	37	49,60
22	12/54	2,952	3,54	3,2	63,6	585	40	36,50
23	482/54	2,912	3,26	4,9	42,0	585	41	41,30
24	491/54	2,953	3,61	0,3	70,8	585	56	17,80
25	370	2,936	3,88	0,0	54,8	583	53	19,15
26	371	2,882	3,78	9,0	60,0	584	38	49,30
27	1347/55	2,874	3,70	19,3	50,5	585	28	60,91
28	373	2,924	4,34	0,0	75,1	584	52	19,29
29	375	2,878	3,45	10,0	68,3	583	30	53,00
30	376	2,898	3,51	1,0	73,0	584	53	28,15
31	378	2,896	3,34	1,5	52,6	585	48	30,77
32	200	2,908	2,97	9,6	54,0	583	35	42,00
33	202	2,906	2,96	10,8	58,5	585	38	37,70
34	204	2,891	3,15	10,8	58,0	585	37	42,80
35	245	2,909	3,06	11,5	40,7	584	36	47,20
36	246	2,868	3,13	10,0	54,6	584	35	46,70
37	249	2,903	3,90	4,3	61,9	585	47	30,40
38	250	2,878	4,00	11,1	62,8	584	32	48,80
39	2/54	2,937	—	—	—	—	—	—
П а м и р								
40	391	2,868	2,90	31,2	33,7	589	25	70,26
41	392	2,882	3,40	42,0	41,1	588	20	78,62
42	394	2,865	3,22	48,5	36,0	587	14	83,31
43	395	2,866	3,33	45,6	35,7	589	13	82,83
44	397	2,889	3,30	55,0	44,4	587	14	86,39
45	398	2,903	3,51	50,5	37,3	587	14	86,39
46	399	2,906	3,34	48,5	31,8	588	17	80,84
47	400	2,870	3,60	52,6	39,5	588	10	84,06
48	401	2,871	3,44	47,1	42,3	588	16	82,36
49	402	2,873	3,55	44,0	45,5	588	20	73,37
50	403	2,889	3,43	47,0	37,1	588	17	83,61

Таблица 4 (окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
51	404	2,864	3,61	48,5	36,2	589	18	81,89
52	405	2,843	4,01	45,6	42,7	—	—	—
53	406	2,855	4,22	49,4	40,2	—	—	—
54	407	2,849	4,27	45,6	47,4	—	—	—
55	408	2,849	4,62	50,4	40,4	—	—	—
56	409	2,860	4,42	50,1	33,2	—	—	—
57	410	2,848	3,45	63,5	23,6	—	—	—
Слюдянка								
58	49	2,900	3,63	18,5	37,0	586	35	64,40
59	53	2,713	2,09	3,7	12,2	583	19	41,40
60	50	2,880	3,26	7,0	24,8	579	30	44,50
60а	1311	2,912	2,92	—	—	—	—	—
60б	1323а	2,858	3,09	—	—	—	—	—
60в	1333	2,884	3,23	—	—	—	—	—
60г	1341	2,890	3,76	—	—	—	—	—
60д	1353	2,869	3,68	—	—	—	—	—
61	301	2,950	3,56	69,4	34,2	—	—	—
62	227	2,906	3,55	7,2	44,1	587	35	47,40
63	303	2,890	3,96	12,6	63,0	—	—	—
63а	1398	2,856	3,60	—	—	—	—	—
63б	1401	2,865	3,27	—	—	—	—	—
63в	1405	2,847	3,70	—	—	—	—	—
63г	1407	2,827	3,68	—	—	—	—	—
63д	1412	2,835	3,88	—	—	—	—	—
64	307	2,858	3,79	52,0	35,0	—	—	—
65	308	2,864	3,18	30,9	23,6	—	—	—
66	311	2,905	3,68	38,2	32,0	—	—	—
66а	1415	2,870	4,15	—	—	—	—	—
66б	1417	2,869	3,07	—	—	—	—	—
66в	1430	2,888	3,82	—	—	—	—	—
66г	1465	2,877	3,66	—	—	—	—	—
Гулинское месторождение								
67	190	2,946	3,00	0,0	17,5	564	65	8,20
68	191	2,920	3,40	0,0	20,9	564	65	8,20
69	192	2,947	3,00	0,0	17,0	564	65	8,20
70	193	2,943	3,60	0,0	22,5	564	65,4	8,20
71	170	2,951	2,28	0,0	14,5	588	46	16,00
72	174	2,944	2,43	0,0	18,8	582	55	7,90
Ковдорское месторождение								
73	1138	2,720	2,75	—	—	—	—	—
74	1138а	2,742	2,70	—	—	—	—	—
75	1140	3,058	3,05	—	—	—	—	—
76	1142а	2,812	2,19	—	—	—	—	—
77	1193	2,721	2,81	—	—	—	—	—
78	1200	2,717	2,49	—	—	—	—	—
79	1206	2,778	2,92	—	—	—	—	—
80	1209	2,525	2,20	—	—	—	—	—
81	1210	2,526	3,25	—	—	—	—	—

Примечания:

Образцы с порядковыми номерами 1–7, 14–16, 19–20, 22–24, 27, 39, 41, 44, 47, 48, 52, 53, 57–59, 67–72 имеют химические анализы (см. табл. 1 и Лицарев, 1961, табл. 42).

Цифровые данные физических свойств флогопитов получены в ИГЕМ АН СССР: удельный вес определялся А.М. Усенко и Е.А. Саниной, твердость — Е.Д. Белянкиной и А.М. Усенко, коэффициенты прозрачности, блеска и характеристики цвета — А.М. Усенко.

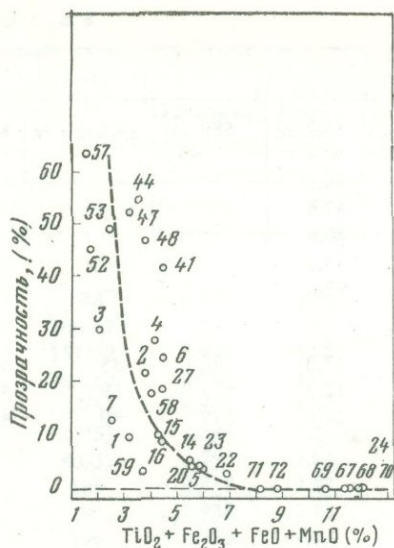


Рис. 4. Диаграмма зависимости прозрачности флогопита от суммарного содержания компонентов-красителей ($TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$)

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 4

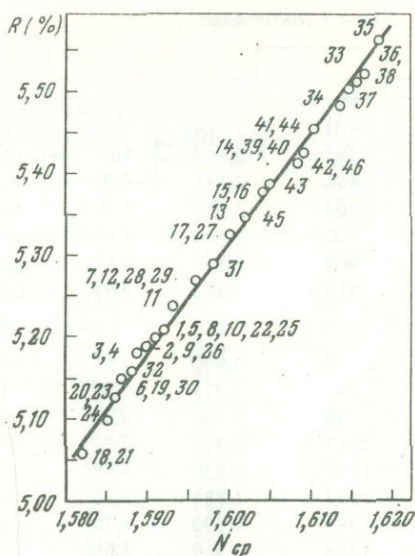


Рис. 5. Зависимость между средним показателем преломления и отражательной способностью флогопита (R)

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 5

дилось на фотометре ФМ-1; для замеров использовались пластинки флогопита толщиной 0,15 мм. Полученные данные (табл. 4, графа 5) позволяют количественно оценить прозрачность рассматриваемых флогопитов¹ и наглядно отражают различия между ними. Наиболее прозрачными оказались флогопиты Памира (средняя прозрачность — 48%), в то время как коэффициент прозрачности гулинских слюд равен нулю; флогопиты Алдана и Слюдянки занимают промежуточное положение (для них средние значения a соответственно составляют 9,4 и 26,6%).

Прозрачность флогопита зависит главным образом от его химического состава и прежде всего от содержания компонентов-красителей: TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MnO (Островский и Петров, 1940). На диаграмме (рис. 4) отчетливо видна обратная зависимость величины прозрачности от суммарного содержания компонентов-красителей: с возрастанием последнего прозрачность флогопита резко понижается. При содержании $FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 + MnO$ около 8% минерал становится непрозрачным. Вместе с тем, многие образцы флогопита при равном или близком суммарном содержании в них указанных компонентов резко различаются по величине коэффициента прозрачности (см., например, точки 59, 2, 48, 44 и др.). Значительные отклонения точек от корреляционной кривой, особенно в интервале содержаний компонентов-красителей 2–5%, свидетельствуют о сложном характере этой зависимости. По мнению И.А. Островского и В.П. Петрова (1940), разные компоненты-красители оказывают различное влияние на светопрозрачность флогопита. Поэтому при равных суммарных содержаниях этих компонентов, но при разных количественных их соотношениях значения коэффициента прозрачности будут, естественно, различными. Существенное изменение прозрачности вызывает также форма вхождения и координационная позиция железа. По данным тех же исследователей (Островский, Петров, 1940), окисное железо сильнее понижает прозрачность слюды, чем то же количество железа в закисной форме. Существенно повышает интенсивность окраски флогопита и, следовательно, понижает его светопрозрачность вхождение трех-

¹ Данные по флогопитам Ковдорского месторождения отсутствуют.

валентного железа в тетраэдрическую координацию. Понижение прозрачности вызывается также гидратизацией флогопита, наличием минеральных и газовой-жидких включений.

Б л е с к. Все изученные флогопиты характеризуются в штуфах стекляннм блеском, по интенсивности которого ориентировочно можно выделить образцы с относительно сильным, средним или слабым блесками. Известно, что блеск минералов является мерой их отражательной способности и зависит от показателей преломления. Он может быть вычислен по формуле Френеля

$$R = \left(\frac{N - 1}{N + 1} \right)^2,$$

где R — коэффициент отражения (блеска), N — показатель преломления минерала. Эта формула, как известно, справедлива для строго определенных условий: изотропный минерал, низкое поглощение света минералом, малые углы падения света на минерал. Тем не менее, она позволяет рассчитывать ориентировочный коэффициент отражения для любого минерала по его среднему показателю преломления (Бетехтин, 1945; Григорьев, 1948). Поскольку блеск флогопита определялся в плоскости спайности, расчет величины R проводился по показателю преломления, среднему между N_g и N_t . Результаты расчетов приведены в табл. 5 и отражены на рис. 5. Полученные данные свидетельствуют о прямой зависимости отражательной способности флогопита от показателей преломления и, сле-

Таблица 5

Коэффициенты блеска флогопитов, вычисленные по формуле Френеля

№ п/п	№ образца	Средний показатель преломления $N_{\text{ср}}$	Коэффициент блеска $R, \%$	№ п/п	№ образца	Средний показатель преломления $N_{\text{ср}}$	Коэффициент блеска, $R, \%$
Алдан				Слюдянка			
1	48	1,591	5,20	25	49	1,591	5,20
2	250/52	1,590	5,19	26	53	1,590	5,19
3	151/52	1,589	5,18	27	227	1,598	5,29
4	106/52	1,589	5,18	28	307	1,593	5,24
5	227/52	1,591	5,20	29	301	1,593	5,24
6	425/52	1,587	5,15	30	311	1,587	5,15
7	45/52	1,593	5,24	31	303	1,596	5,27
8	237/53	1,591	5,20	32	308	1,588	5,16
9	250/53	1,590	5,19	Гулинское месторождение			
10	1347/55	1,591	5,20	33	170	1,615	5,52
11	361/53	1,592	5,21	34	174	1,613	5,49
12	647/53	1,593	5,24	35	190	1,618	5,57
13	510/53	1,600	5,33	36	191	1,616	5,53
14	491/54	1,609	5,43	37	192	1,614	5,51
15	2/54	1,604	5,38	38	193	1,616	5,53
16	12/54	1,604	5,38	Ковдорское месторождение			
17	482/54	1,598	5,29	39	1138	1,609	5,43
Памир				40	1138 ^a	1,609	5,43
18	392	1,582	5,06	41	1142 ^a	1,610	5,46
19	397	1,587	5,15	42	1193	1,608	5,42
20	400	1,586	5,15	43	1200	1,605	5,39
21	401	1,582	6,06	44	1206	1,610	5,46
22	405	1,591	5,20	45	1209	1,602	5,35
23	406	1,586	5,15	46	1210	1,608	5,42
24	410	1,585	5,10				

Примечание: Все образцы флогопита (кроме образцов с порядковыми номерами 27–32, 39–46) имеют химические анализы (см. табл. 1 и Лицарев, 1961, табл. 42).

довательно, указывают на зависимость блеска от химического состава, т.е. от содержания и соотношения тех компонентов, которые вызывают изменение показателей преломления минерала.

Из табл. 5 видно, что, хотя значения R рассматриваемых флогопитов различаются незначительно, тем не менее, согласно этим данным, наиболее сильный блеск должны иметь гулинские и ковдорские флогопиты, минимальный — памирские и средний — флогопиты Алдана и Слюдянки. Однако эти расчетные значения не совпадают ни с натурными наблюдениями, ни с количественной оценкой блеска, полученной с помощью фотометра ФМ-1 (см. табл. 4, графа 6). Изучение флогопитов в штуфах показывает, что наибольшим блеском обладают алданские флогопиты, наименьшим — гулинские; флогопиты Слюдянки и Памира характеризуются промежуточной интенсивностью блеска. Близкие по значимости результаты получены на фотометре ФМ-1. Для большинства слюд Алдана коэффициент блеска оказался наиболее значительный (от 45 до 75%), в то время как для флогопитов Памира и Слюдянки он, как правило, ниже 45% и в обоих случаях колеблется в пределах 24—44%; гулинские слюды обладают наименьшим коэффициентом блеска, не превышающим 22,5% (см. табл. 4, графа 6).

Из табл. 4 и 5 видно, что для одних и тех же образцов флогопита коэффициенты блеска, определенные на фотометре, во много раз больше вычисленных. Такое завышение коэффициентов обусловлено рядом факторов, которые не учитываются при расчетах по формуле Френеля.

1. Расслоение исследуемых пластинок флогопита по спайности как в природных условиях, так и при подготовке образцов для изучения. В результате на фотометре измеряется не монопластинка, а множество пластинок флогопита, с большим числом отражающих поверхностей, что, как известно, существенно повышает интенсивность блеска.

2. Значительный угол падения света на минерал. Коэффициент блеска флогопита определяется на фотометре при падении света под углом $22,5^{\circ}$, расчет же этой величины по формуле Френеля производится для угла падения света, равного 0° . Известно, что с увеличением угла падения света интенсивность блеска возрастает; если же учесть возможность расслоения пластинок и явления внутреннего отражения, станет ясным, что величины измеренных коэффициентов блеска должны быть намного больше вычисленных.

3. Поглощение света минералом. Исходя из известной формулы

$$R = \frac{(N-1)^2 + N^2 K^2}{(N+1)^2 + N^2 K^2},$$

где K — коэффициент поглощения света; R , N — то же, что в формуле Френеля, и принимая во внимание результаты предыдущих исследователей о светопоглощении флогопита (Меланхолин, 1940, 1943) и о зависимости отражательной способности минералов от светопоглощения (Wright, 1919 и др.), можно заключить, что при прочих равных условиях измеренные коэффициенты блеска флогопитов должны быть выше вычисленных.

Анализ данных, приведенных в табл. 4 и 5, показывает, что интенсивность блеска флогопитов определяется не только величиной показателей преломления, но и теми факторами, о которых говорилось выше. Она, несомненно, зависит также от состояния отражающих поверхностей исследуемых пластинок флогопита. Изучение последних под бинокулярным микроскопом показывает, что спайные поверхности гулинских и ковдорских слюд, в отличие от флогопитов других районов, наименее ровные (мелкобугристые). Свет, отражаемый от таких поверхностей, в значительной степени рассеивается, причем в связи с наличием в флогопитах обильных включений газовых пузырьков, рассеивание отраженного света еще более усиливается. Эти особенности и обуславливают наименьший блеск гулинских и ковдорских слюд, на что указывалось в литературе (Римская-Корсакова и др., 1967). Наоборот, большинство изученных образцов алданских флогопитов характеризуется гладкими поверхностями и редкими включениями газовых пузырьков; соответственно, они имеют наибольшие коэффициенты блеска.

Удельный вес. Определение удельного веса флогопита проводилось методом гидростатического взвешивания в спирте. Полученные результаты (см. табл. 4, графа 3) показывают, что гулинские флогопиты отличаются наибольшими удельными весами, величины которых обычно выше 2,940 и достигают 2,951 г/см³ (среднее значение по 6 образцам — 2,942 г/см³). Для большей части флогопитов Алдана и Слюдянки удельные веса значительно ниже 2,940 г/см³ и только единичные образцы приближаются в этом отношении к гулинским флогопитам; средний удельный вес алданских флогопитов (по 39 образцам) 2,898 г/см³, слюдянских (по 23 образцам) 2,879 г/см³. Удельные веса памирских слюд оказались еще более низкими и колеблются в пределах 2,843—2,906 (среднее значение по 18 образцам 2,869 г/см³). Минимальные удельные веса совершенно неожиданно показали флогопиты Ковдорского месторождения; они варьируют в широких пределах: от 2,525 до 3,058 при среднем значении по 9 образцам 2,733 г/см³. В связи с этим необходимо отметить, что в опубликованной литературе удельные веса ковдорских слюд характеризуются также низкими значениями и колеблются обычно в пределах 2,7—2,8 г/см³ (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Токмаков, 1961).

Известно, что непостоянство удельного веса флогопита обусловлено изменчивостью его химического состава и зависит при прочих равных условиях, главным образом, от колебаний содержания тяжелых элементов: железа, титана, бария. С увеличением количества этих компонентов удельный вес флогопита закономерно возрастает. Эта закономерность отражена на диаграммах зависимости удельного веса от содержания суммарного железа, титана и бария (рис. 6—8); несмотря на значительный разброс точек, на них отчетливо видна общая тенденция увеличения удельного веса с повышением содержания указанных компонентов. На рис. 9, отражающем зависимость удельного веса флогопита от суммарного содержания железа, титана и бария, точки располагаются более компактно, чем на рис. 6, 7 и 8. Как и следовало ожидать, наиболее железистые и титанистые флогопиты Гулинского месторождения имеют самые высокие удельные веса (точки 67—72); памирские флогопиты, содержащие эти компоненты в небольших количествах, отличаются низкими удельными весами (точки 52, 53, 57 и др.); алданские и слюдянские флогопиты располагаются на диаграммах между слюдами Памира и Гулинского месторождения. Удельные веса ковдорских флогопитов на диаграммах отсутствуют, поскольку их значения обычно меньше 2,8 г/см³ и оказываются, таким образом, ниже оси абсцисс. Вместе с тем на основании результатов химических анализов, опубликованных в литературе, эти флогопиты должны иметь более высокие удельные веса, чем слюды алданских, слюдянских и памирских месторождений. Такое резкое несоответствие между удельным весом и химическим составом ковдорского флогопита нельзя объяснить ни ошибками в определениях удельного веса, ни неточностями химического анализа. Авторы пришли ранее к предположению, что полученные для ковдорских флогопитов значения сильно искажены (занижены) в связи с присутствием в них большого количества газовых включений (Лицарев, Белянкина, 1973). Для проверки этого предположения было сделано определение удельного веса в пяти образцах ковдорского флогопита, причем для каждого образца измерения проводились по двум пробам разной степени измельчения. Полученные результаты (табл. 6) показывают значительно более высокий удельный вес для мелкой фракции слюды, что подтверждает предположение авторов. Поэтому не исключено, что удельные веса гулинских флогопитов, характеризующихся наличием многочисленных газовых включений, в большинстве случаев ниже истинных (см., например, точки 68, 70 и др. на рис. 9). Несомненно также, что опубликованные в литературе удельные веса ковдорских флогопитов с величиной до 2,8 г/см³ по тем же причинам являются заниженными.

В заключение необходимо отметить, что явления гидратизации, даже слабо проявленные, сильно понижают удельный вес.

Твердость. Твердость флогопита хорошо коррелируется с другими свойствами и позволяет приблизительно судить о степени его гидратизации, диэлектрических свойствах и термической стойкости, т.е. является важным показателем качества флогопита.

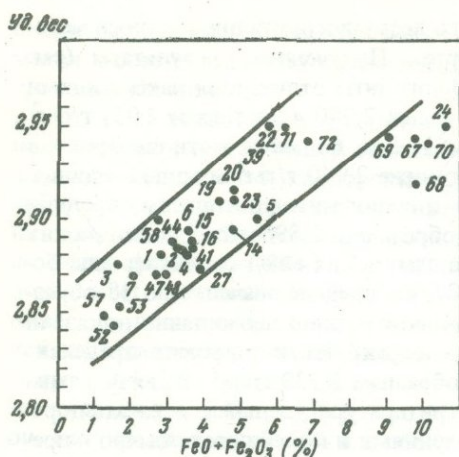


Рис. 6. Зависимость удельного веса флогопита от суммарного содержания железа (в пересчете на FeO)

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 4

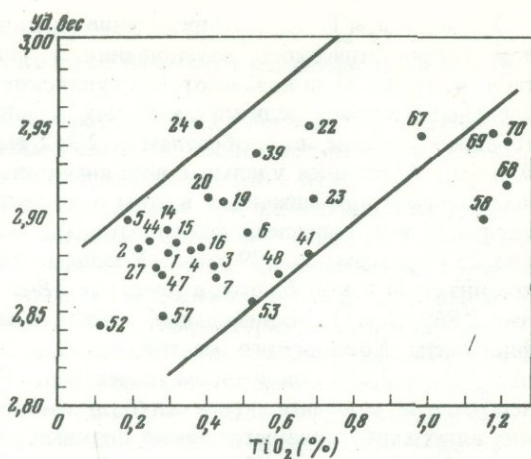


Рис. 7. Зависимость удельного веса флогопита от содержания TiO_2

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 4

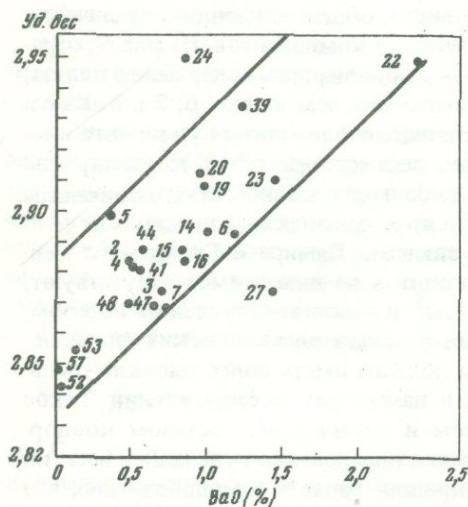


Рис. 8. Зависимость удельного веса флогопита от содержания BaO

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 4

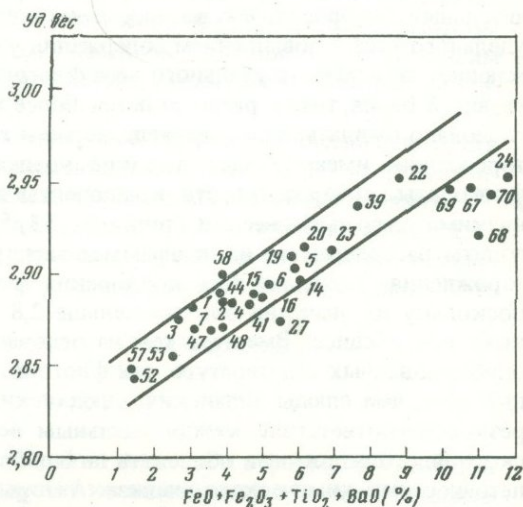


Рис. 9. Диаграмма зависимости удельного веса флогопита от суммарного содержания $FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 + BaO$

Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 4

Измерение твердости производилось методом прокола на электроконтактном динамометре (Сокова, Гороневич, 1947). Полученные результаты показывают (см. табл. 4, графа 4), что наиболее твердыми являются флогопиты Памира, для которых значения твердости варьируют в пределах 3,22–4,62 кг/мм. Твердость ковдорских и гулинских флогопитов наименьшая и колеблется соответственно в пределах 2,19–3,25 и 2,28–3,60 кг/мм. Флогопиты Алдана и Слюдянки характеризуются промежуточными значениями (для большинства образцов показатели твердости соответственно меняются в пределах 2,89–4,34 и 2,92–4,15 кг/мм).

Из анализа полученных данных и литературных материалов следует, что непостоянство твердости флогопитов обусловлено рядом факторов. Прежде всего

Таблица 6

Удельные веса ковдорских флогопитов разной степени измельчения

Размер фракции	Номер образца				
	1138	1140	1142	1200	1209
Крупная (1–1,5 мм ²)	2,746	3,045	2,801	2,712	2,426
Мелкая (0,25–0,5 мм ²)	2,779	3,067	2,826	2,774	2,623

необходимо отметить известную зависимость твердости флогопита от степени гидратизации: с возрастанием последней твердость флогопита понижается.

Сильное искажение (занижение) показателей твердости может быть вызвано наличием в флогопитах газовых включений и воздушных прослоек. Эта зависимость вытекает из известной формулы определения показателя твердости

$$H = \frac{P}{h},$$

где H – показатель твердости в кг/мм, P – прокалывающее усилие, кг, h – толщина изучаемой пластинки слюды, мм. Поскольку показатель твердости рассчитывается для пластинки толщиной 0,15 мм, то при наличии газовых включений или воздушных прослоек истинная толщина прокалываемого слюдяного слоя будет, естественно, меньше 0,15 мм, и следовательно, вычисленные значения твердости таких флогопитов будут заниженными. Очевидно, низкие показатели твердости большинства ковдорских и гулинских, некоторых алданских (обр. 241) и слюдяных (обр. 53) флогопитов обусловлено присутствием в них обильных газовых включений.

Наконец, наблюдаемые колебания твердости флогопитов связаны также и с изменчивостью их химического состава. Однако эта зависимость изучена недостаточно; она к тому же сложна, поскольку изоморфное вхождение в состав минерала различных компонентов может оказывать на его твердость разнонаправленное влияние, количественное значение которого для ряда элементов не установлено.

Исходя из известных положений о зависимости твердости минералов от их состава и структуры (Соболев, 1949; Гогоберидзе, 1952 и др.), твердость флогопита будет возрастать, если изоморфизм сопровождается повышением валентности катионов или увеличением их координационных чисел, уменьшением ионных радиусов катионов или уменьшением в кристалле сил поляризации. По данным Блосса и др. (Bloss, Shekarchi, Shell, 1959), изучавших природные и синтетические слюды, замена Al^{3+} на Fe^{3+} во фторфлогопите очень мало изменяет твердость, в то время как замещение калия барием вызывает значительное ее возрастание; наконец, замена гидроксила фтором также повышает твердость флогопита.

Таким образом, повышенная твердость памирских флогопитов обусловлена низким содержанием в них воды (особенно H_2O) и значительным – фтора. Твердость ковдорских и гулинских слюд сильно искажена (занижена) в связи с наличием обильных газовых включений, но в определенной мере она, вероятно, понижена вследствие высокого содержания в них воды и низкого – фтора.

ЭЛЕКТРОТЕХНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФЛОГОПИТОВ

Возможность использования флогопита в качестве диэлектрика в значительной мере определяется его электротехническими свойствами (тангенс угла диэлектрических потерь, удельное объемное и поверхностное сопротивление и др.). Авторы не изучали электротехнические свойства по образцам личных коллекций, однако из литературных данных известно, что они прежде всего находятся в зависимости от химического состава флогопитов и наличия в них минеральных и газовых включений (Лашев, 1948; Гольдман, Лейзерзон, 1958; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Зискинд, Терновой, 1962; Федосеев, Маркова, 1964; Мейльбаум, 1969 и др.).

Зависимость диэлектрических свойств от химического состава флогопита отчетливо проявляется в связи с колебаниями содержания железа (особенно окисного) и воды. По имеющимся данным повышение содержания Fe_2O_3 понижает диэлектрические свойства флогопита. Так, при содержании Fe_2O_3 до 2% тангенс угла диэлектрических потерь невелик ($tg \delta = 5-8 \cdot 10^{-4}$); с увеличением количества окиси железа диэлектрические потери резко возрастают и при 3,5% Fe_2O_3 достигают $50 \cdot 10^{-4}$ и более (Гольдман, Лейзерзон, 1958). При низком содержании воды (до 3,5%) диэлектрические свойства флогопита практически не изменяются; возрастание количества воды особенно в связи с гидратизацией флогопита приводит к заметному ухудшению его свойств (происходит увеличение тангенса угла диэлектрических потерь и понижение удельного сопротивления).

Наличие в флогопите минеральных и газовых включений существенно искажает (понижает) его диэлектрические свойства. Обильные газовые включения в ковдорских и гулинских слюдах и повышенные в них содержания железа понижают их диэлектрические свойства, по которым они уступают флогопитам Алдана, Слюдянки и Памира.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что каждая из двух рассмотренных геологических формаций флогопитовых месторождений СССР характеризуется типичными для нее химическим составом, оптическими, физическими и электротехническими свойствами промышленных слюд.

Для флогопитов из месторождений в последокембрийских многофазных ультраосновных-щелочных интрузиях центрального типа (Ковдорское, Гулинское) характерны повышенные содержания железа, титана, марганца, высокотемпературной воды и пониженные — магния, калия и фтора. Соответственно химическому составу эти флогопиты имеют наиболее высокие коэффициенты общей железистости и показатели преломления, темные окраски и низкую прозрачность. Для них типичны многочисленные газовые включения, которые сильно искажают (занижают) значения твердости и удельного веса и снижают отражательную способность. Они имеют сравнительно пониженные электротехнические характеристики.

Флогопиты алданских, слюдянских и особенно памирских месторождений, связанных с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, отличаются от ковдорских и гулинских слюд пониженными содержаниями железа, титана, марганца, воды и повышенными — магния, калия, фтора. Газовые включения для них не характерны. Они имеют более низкие показатели преломления, удельные веса и железистость, более светлую окраску, высокую прозрачность и наибольшую твердость. По диэлектрическим свойствам эти флогопиты превосходят гулинские и ковдорские слюды.

Установленные расхождения химического состава, физических и электротехнических свойств промышленных флогопитов рассмотренных формаций обусловлены различием геологических и физико-химических условий формирования месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Алявдина И.Н. Слюда массива Vuori-Yarvi. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М., "Недра", 1968.
- Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Цвета минералов. — В кн.: Минералы СССР. Труды Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 14.
- Белянкина Е.Д., Гурьева Э.Я., Игнатова М.Д. и др. Генезис и типизация промышленного мусковита. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 12.
- Бетехтин А.Г. Классификация блесков минералов. — Докл. АН СССР, 1945, 47, № 4.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.
- Волотовская Н.А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы (21 сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13). М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Воробьева О.А.* Щелочные породы СССР. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы (21 сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Галюк В.А.* Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). — Труды МГРИ, Гостеолиздат, 1957, вып. 31.
- Гогоберидзе Д.Б.* Твердость и методы ее изучения (2 издание). М., Машгиз, 1952.
- Гольдбург Т.Л.* Меймечиты Гулинской интрузии. — Труды Ин-та геологии Арктики. Л., "Недра", 1959, 105, вып. 11.
- Гольдбург Т.Л., Ланда Э.А.* Месторождения флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы. — Труды НИИ геологии Арктики. Л., "Недра", 1963, 136.
- Гольдман И.М., Лейзерзон М.С.* Использование плотного маложелезистого флогопита в качестве заменителя мусковита в конденсаторах. — В кн.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Горшков Г.С.* Флогопиты из месторождений Алданской плиты. — Докл. АН СССР. Новая сер., 1945, 50.
- Григорьев Д.П.* Изучение магнезиально-железистых слюд. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, ОНТИ, 1935, ч. 64, вып. 1.
- Григорьев Д.П.* Блеск минералов. — Природа, 1948, № 9.
- Григорьев Д.П., Котульский А.В.* Диаграмма зависимости окраски магнезиально-железистых слюд от содержания окислов железа. — Докл. АН СССР, 1941, 31.
- Грум-Гржимайло С.В., Римская-Корсакова О.М.* О спектрах поглощения флогопитов, содержащих трехвалентное железо в четвертой координации. — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. Перевод с англ. М., "Мир", 1966.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С.* Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., "Наука", 1975.
- Дядькина И.Я., Орлова М.П.* Месторождения флогопита. Л., "Недра", 1976.
- Егоров Л.С., Аникеева Л.И.* К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики. М., Гостеолиздат, 1957, № 1.
- Егоров Л.С., Гольдбург Т.Л., Шикорина К.М.* Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Труды Ин-та геологии Арктики. М., Гостеолиздат, 1961, вып. 122.
- Зискинд М.С., Терновой В.И.* Перспективы флогопитоносности Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., Гостоптехиздат, 1962, вып. 3.
- Калинин П.В.* Минералы Слюдянского района. — В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). — Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минерал. сырья. М., Гостеолиздат, 1939, вып. 150.
- Калинин П.В.* Генезис флогопитовых месторождений. — В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). — Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минерал. сырья. М., Гостеолиздат, 1939, вып. 150.
- Калинин П.В., Галюк В.А. и др.* Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Калинин П.В., Роненсон Б.М.* Геолого-структурные особенности и генезис слюдяных флогопитовых месторождений. — Сов. геол., 1957, № 5.
- Клуников С.И., Попов А.И.* Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. — Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1936, вып. 69.
- Коржинский Д.С.* Геология и полезные ископаемые Южной Якутии. — В кн.: Якутская АССР. М., Изд-во АН СССР, 1933, вып. 2.
- Коржинский Д.С.* Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. — Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 71.
- Коржинский Д.С.* Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). — Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д.С.* Образование контактовых месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 3.
- Коржинский Д.С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 29.
- Коржинский Д.С.* Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М., "Наука", 1955.
- Корчагин А.М.* Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). М., "Недра", 1965.
- Лашев Е.К.* Слюда. Свойства слюд. Ч. 1. М., Промстройиздат, 1948.
- Лицарев М.А.* Генезис флогопитовых месторождений Алдана. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
- Лицарев М.А.* Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лицарев М.А., Белянкина Е.Д.* О составе и свойствах промышленных флогопитов СССР из месторождений различного типа. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., "Наука", 1973.
- Маслеников В.А.* Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира. — Труды

- Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5.
- Мейльбаум В.Я. Применение и возможности использования ковдорского флогопита в народном хозяйстве. — Труды Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 4. Петрозаводск, 1969.
- Меланхолин Н.М. Об окраске магнезиально-железистых слюд. — Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2.
- Меланхолин Н.М. Об окраске слюд. — Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1943, вып. 4.
- Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., "Наука", 1973.
- Мотычко В.Ф. Оливиниты и слюдиты массива Одихинча. Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1958, вып. 10.
- Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск, 1974.
- Мурзаев С.П. Локализация, свойства и условия формирования маложелезистого флогопита. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975.
- Островский И.А., Петров В.П. Материалы о связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. — Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 36.
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Римская-Корсакова О.М. О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, сер. 2, 1967, ч. 96, вып. 2.
- Римская-Корсакова О.М., Соколова Е.П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой сорбции. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Сердюченко Д.П. Асбестовидный флогопит из Южной Якутии. — Докл. АН СССР, 1954, 1, 97, № 1.
- Сердюченко Д.П. О кристаллохимической роли натрия в магнезиально-железистых слюдах. — Докл. АН СССР, 1954, 2, 97, № 2.
- Сердюченко Д.П. О некоторых слюдах необычного состава. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. Труды Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М., "Наука", 1969, вып. 19.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1950, № 4.
- Сокова О.А., Гороневич И.М. Полевой прибор для испытания слюд. — Сов. геол., 1947, № 5.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., "Недра", 1969.
- Терновой В.И. Ковдорское месторождение вермикулита. — Разведка и охрана недр, 1960, № 5.
- Токмаков П.П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Федосеев Г.П., Маркова В.И. Проблема использования ковдорского флогопита для электрической изоляции. — Сборник научно-технической информации. Л.-М., Стройиздат, 1964, вып. 1.
- Фролова Н.В., Клековкин Н.Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. М., Гостеоиздат, 1945 (Труды Алданской геол.-разв. эксп.), вып. 2.
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. М., "Недра", 1974.
- Цветков А.И. и Вальяхшихина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов. Слюды. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 4.
- Шабинин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1958, № 12.
- Шабинин Л.И. Об известковых скарнах магнезиально-скарновой формации и связанном с ними орудуением. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. 15, № 2.
- Шафеев А.А. Полифациальные метаморфические комплексы Хамар-Дабана. — В кн.: Геология Прибайкалья (путеводитель геологической экскурсии. XII сессия Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры). Иркутск, 1969.
- Швецов Е.С., Механошин С.П. Закономерности размещения месторождений флогопита в Алданской слюдоносной провинции. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., Гостеоиздат, 1961.
- Эпштейн Е.М. Флогопитоносные автореакционные скарны — новая формация месторождений флогопита. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — Труды Ин-та геологии Арктики, 1961, т. 122.
- Якжин А.А. Флогопитовые месторождения бассейна р. Куронах в районе Алданской плиты. — Материалы по геол. и полезным ископ. Восточной Сибири, 1939, вып. 15.
- Bloss F.D., Shekarchi E., Shell H.R. Hardness of synthetic and natural micas. — Amer. Mineralogist, 1959, 44, N 1—2.
- Kunitz W. Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. — N.J. Min. Geol., Paleontol., 1924, 50, S. 5.
- Rinne F. Bemerkungen über Silikatformeln von Glimmern. — Ber. Sachs. Akad. Math. Phys., 1924, 76.
- Wright F.E. Polarised light in the study of ores and metals. — Proc. Amer. Philos. Soc., 1919, 63, N 7.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ФЛОГОПИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Радиологическое датирование флогопитовых месторождений, связанных с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, в последнее время привлекло внимание не только геологов, но и геохронологов. Повышенный интерес геологов определялся, с одной стороны, отсутствием прямых геологических данных о возрасте метаморфических пород, вмещающих месторождения, а с другой — необходимостью определения времени флогопитообразования. Хотя большинство исследователей и считает флогопитовые месторождения архей-протерозойскими по возрасту, вместе с тем высказываются представления о возможности образования этих месторождений в более молодые эпохи (Давыдченко, 1966; Михайлов, 1973 и др.). К—Аг датирование флогопитов из различных месторождений СССР в ряде случаев действительно показывает не архей-протерозойский, а значительно более молодой возраст. В частности, для флогопитов слюдянских месторождений (Южное Прибайкалье) он колеблется в пределах 400—550 млн. лет (Мурина и др., 1974; Геология Прибайкалья..., 1969). Еще более молодые значения (вплоть до 10—20 млн. лет) получены авторами для флогопитов Юго-Западного Памира (Шанин и др., 1969, 1972 и др.), хотя по геолого-петрологическим соображениям флогопитовые месторождения этого региона всегда относились нами к архей-протерозойским образованиям. Такой резкий контраст между предполагаемым геологическим возрастом и полученными радиологическими возрастными значениями вызвал интерес и геологов и геохронологов. Возникла необходимость выяснения причин занижения цифр радиологического возраста ("омоложения") горных пород и минералов, тем более, что подобные случаи были зафиксированы, помимо упомянутых областей, во многих других регионах мира (Северные Аппалачи, часть Швейцарских и Итальянских Альп, юго-восток Канады, Западная Африка, Северо-Байкальское нагорье, зона Станового хребта и др.). В связи с этим изучение закономерностей распространения омоложения и его природы стало в настоящее время одной из важнейших проблем современной геохронологии.

Детальные геолого-петрографические исследования, проведенные авторами в последние годы на Юго-Западном Памире, показали региональное распространение в районе этих явлений (Шанин и др., 1969, 1972, 1975; Иванов и др., 1974). Здесь на площади в несколько тысяч квадратных километров в неогеновое время в разной мере подверглись омоложению донегеновые разновозрастные породы (архейские и более молодые), принадлежащие к различным генетическим типам (метаморфические, магматические, метасоматические). Процессы, вызвавшие радиологическое омоложение, наложилось и на магнезиальные скарны района, вмещающие известные здесь месторождения флогопита (Ляджвардаринское, Даршайское, Абхарвское). Магнезиально-скарновые тела с флогопитом представлены жилами и сложными по форме залежами. Их образование рассматривается как результат контактово-реакционного взаимодействия между алюмосиликатными и магнезиально-карбонатными породами ваханской серии (Лицарев, 1962).

Тела флогопитоносных скарнов обычно находятся в секущем залегании по отношению к вмещающим метаморфическим породам, что указывает на более молодой их возраст.

Первые представления о времени формирования флогопитоносных скарнов тесно связаны с оценкой возраста метаморфических толщ ваханской серии, вмещающих месторождения флогопита. Эти представления основывались, как известно, на косвенных геологических данных и носили весьма разноречивый характер. В частности, поскольку некоторые исследователи считали возраст ваханской серии палеозойским, то, следовательно, возраст флогопитоносных магнезиальных скарнов можно было оценить как палеозойский или послепалеозойский, но не допалеозойский. Аналогично отнесение ваханской серии к мезозойским образованиям не позволяло рассматривать скарны домезозойскими. Наконец, признание докембрийского возраста ваханской серии, хотя и резко опускало нижнюю возрастную границу магнезиальных скарнов, вместе с тем оно также не решало проблему их возраста.

Вполне определенные данные о возрасте магнезиальных скарнов были получены лишь в результате применения радиологических методов датирования. Первые К—Аг определения, выполненные нами в 1961 г. по двум кристаллам флогопита, показали неожиданно молодой — мезозойский возраст (табл. 1, пробы 726, 727). Было сделано предположение о том, что такие молодые значения обусловлены интенсивной потерей радиогенного аргона. Изучение этого явления легло в основу наших дальнейших работ в этом районе. Тогда же другими авторами было сделано около 10 определений возраста скарнов, выполненных К—Аг методом по флогопитам (Крылов и др., 1962; Буданов, Месхи, Крылов, 1964; Буданов и др., 1964; Мурина и др., 1965). Эти определения показали довольно широкий спектр значений (от 85 до 676 млн. лет). В работе Г.А. Муриной и др. (1965) приведено также несколько Rb—Sr датировок, полученных по флогопитам. Они оказались значительно более древними по сравнению с калий-аргоновыми, но также варьирующими в широких пределах (1015—1630 млн. лет). Обоснованно считая изученные флогопиты образованиями одновременными, Г.А. Мурина с соавторами (1965) пришли к заключению, что большой разброс возрастных значений свидетельствует о различной потере радиогенных изотопов (аргона и стронция) флогопитам. Они сделали вполне определенный и справедливый вывод о том, что возраст флогопитов может быть даже древнее 1630 млн. лет, т.е. формирование магнезиальных скарнов происходило в докембрии.

Значительный объем возрастных данных, полученных нами к настоящему времени по флогопитам, позволяет уточнить возраст не только магнезиальных скарнов, но и флогопитовых месторождений. Проведенные исследования дали интереснейшую информацию как о характере процессов омоложения, так и об условиях, в которых они протекали.

Необходимо отметить, что первоначально измерения возраста, даже по крупным кристаллам флогопита, проводились, как обычно, после тщательного измельчения их и усреднения проб путем перемешивания. В дальнейшем возникло предположение, что потеря радиогенного аргона вызвана своеобразным динамометаморфизмом. Для проверки этой гипотезы была проведена серия измерений возраста по локальным участкам кристаллов: интенсивно деформированным и участкам без следов деформации. Этот локальный метод исследования не подтвердил прямой связи омоложения с динамометаморфизмом. Но использование его позволило установить явление резкой неравномерности распределения радиогенного аргона в крупных кристаллах флогопита¹.

Для радиологических исследований были использованы флогопиты хорошей сохранности (без признаков выветривания). Образцы крупнопластинчатого и мелкокристаллического флогопита различались между собой по степени деформации (трещиноватость, перемятость, гофрировка). Возраст флогопитов определялся в основном калий-аргоновым методом, но по ряду образцов параллельно получены и рубидий-стронциевые значения (см. табл. 1). Анализы выполнялись по мономинеральным пробам флогопита, подготовленным или путем измель-

¹ Подобный, но более слабо выраженный эффект распределения радиогенного аргона наблюдался ранее С.Р. Хартом в чешуйках биотита (Hart, 1964).

чения отдельных крупных кристаллов (усредненные пробы) или выделением из скарнов мелкочешуйчатого флогопита; из некоторых крупных образцов флогопита, как уже говорилось, было взято для анализа по несколько проб, отобранных из разных частей каждого изученного кристалла.

Результаты датирования флогопитов показывают исключительно широкий разброс и K-Ar и Rb-Sr возрастов (соответственно в пределах 7–2010 и 10–1875 млн. лет). Хотя установленные значения образуют практически непрерывный ряд радиологических датировок от неогена до нижнего протерозоя, вместе с тем среди них можно выделить три группы возрастных значений, полученных разными методами по одним и тем же пробам или образцам и характеризующихся следующими особенностями: $T_{K-Ar} = T_{Rb-Sr} = 10-30$ млн. лет; $T_{K-Ar} \ll T_{Rb-Sr}$; $T_{K-Ar} = T_{Rb-Sr} = \sim 1700-1900$ млн. лет. Примечателен тот факт, что все три группы датировок наблюдаются не только на одном месторождении, но и в пределах одной скарновой залежи. Получение совпадающих возрастных значений двумя различными методами обычно рассматривается в геохронологии как доказательство истинности этих датировок. Согласно этой точке зрения, установленные нами по отдельным образцам флогопита близкие цифры K-Ar и Rb-Sr возраста (см. табл. 1) должны были бы доказывать существование в пределах отдельных месторождений и даже скарновых залежей, по крайней мере, двух возрастных разновидностей флогопитов: среднепротерозойской (1700–1900 млн. лет) и неогеновой (10–30 млн. лет). Однако подобное допущение находится в противоречии с геолого-петрологическими данными, свидетельствующими об одновременности образования всех флогопитопроявлений Юго-Западного Памира. Кроме того, наличие среди полученных возрастных значений большой группы промежуточных датировок (от 30 до 1700 млн. лет), характеризующихся общей особенностью $T_{K-Ar} \ll T_{Rb-Sr}$, и более древних цифр, достигающих 1900–2000 млн. лет, отвергает существование флогопитов и со среднепротерозойскими и с неогеновыми истинными возрастными значениями.

Анализ полученных данных показывает, что и неогеновые и все промежуточные датировки флогопитов, вплоть до самых древних из них, представляют собой искаженные значения возраста этого минерала и обусловлены широко проявленным в районе процессом "омоложения" различных минеральных образований, происходивших в неогене.

Радиологические данные, полученные по флогопитам (см. табл. 1), указывают на следующие общие закономерности.

1. Почти все без исключения образцы мелкочешуйчатой слюды показывают неогеновый K-Ar возраст и очень близкий к этому (с учетом погрешности измерения) Rb-Sr возраст.

2. Наоборот, почти все крупные кристаллы флогопита показывают донеогеновый K-Ar возраст; Rb-Sr возраст их, как правило, древнее K-Ar. По мере увеличения возрастных значений и приближения их к нижнепротерозойским различие в цифрах возраста по обоим методам уменьшается.

Установленные закономерности свидетельствуют об интенсивной потере радиогенных аргона и стронция флогопитом в неогене. В мелкочешуйчатых слюдах эта потеря была практически полной, и накопление в них радиогенных изотопов началось в неогене заново, поэтому эти образцы датируют нам момент окончания прогрева — время завершения неогеновой тектоно-магматической активизации. Эти данные не позволяют сделать вывод о времени начала этой активизации и, следовательно, о ее длительности и характере: привела ли она к сравнительно кратковременному подъему температуры или отражает длительное повышение ее до значений, при которых происходила потеря радиогенных изотопов.

Результаты датирования флогопитов показывают, что даже в мелких кристаллах слюды содержание калия остается почти теоретическим. Это говорит о том, что вынос радиогенных изотопов не сопровождался потерей калия. По-видимому, потеря радиогенных изотопов явилась следствием "сухого" прогрева, поскольку

Таблица 1

Радиологический возраст флогопита из флогопитоносных скарнов Юго-Западного Памира

№ образца	Характеристика образца	№ пробы	Положение проб относительно геометрических очертаний образца
1	2	3	4
Ляджвардаринское месторождение			
1/59	Обломок кристалла квадратной формы (45 x 45 мм) без трещин и гофрировки	3784-1	Образец разделен на 25 квадратов-проб размером 9 x 9 мм каждый (5 рядов по 5 проб). Пробы пронумерованы в рядах слева направо
		3784-2	
		3784-3	
		3784-5	
		3784-11	
		3784-12	
		3784-13	
		3784-15	
		3784-21	
		3784-22	
		3784-23	
		3784-25	
		4799	
		4788	
1ф/л	Гексагональный кристалл 340 x 200 x 68 мм. Около 30% площади содержит много трещин	3993	Край кристалла
		3989	Вблизи центральной части кристалла
		3988а	Между краем и центром кристалла
		4763	Трещиноватая часть края кристалла
		3988	Нетрещиноватая часть края кристалла
		4787	Керн из центральной части кристалла:
		4764	верхняя часть керна
		3988б	керн на глубине 16-20 мм
			керн на глубине 33-38 мм
			керн на глубине 43-47 мм
	керн на глубине 50-54 мм		
	нижняя часть керна		
2ф/л	Гексагональный кристалл 96 x 70 мм без гофрировки, слабая трещиноватость	4800	Край кристалла
		4801	В 18 мм от того же края
		4789	Центр кристалла (в 43 мм от того же края)
6ф/л	Гексагональный кристалл 85 x 90 x 10 мм без трещин и гофрировки	5090-1	Центральная часть кристалла
		5090-2	Край кристалла
		6333	Противоположный край кристалла
21/67	Гексагональный кристалл 110 x 90 x 8 мм с трещиной, проходящей через его центральную часть	6314	Центральная часть кристалла, вблизи трещины
		6316	Край кристалла
		6315	Промежуточная часть кристалла (в 15 мм от края и в 28 мм от трещины)
17/67	Обломок кристалла 120 x 60 x 2 мм слабо гофрирован, без трещин	5632	Край обломка кристалла (излом по трещине)
		5633	В 23 мм от пробы 5632
		5634	В 40 мм от пробы 5632
		5635	Противоположный край (кристаллографическая грань)

К-Аг метод				Rb-Sr метод		
К, вес. %	^{40}Ag рад, нг/г	^{40}Ag рад	Т, млн. лет	^{87}Rb , мкг/г	^{87}Sr рад, мкг/г	Т, млн. лет
		$^{40}\text{Ag}_{\text{общ}}$				
5	6	7	8	9	10	11
Ляджвардаринское месторождение						
	1559	89	1720			
8,13	1073	84	1330			
	1102	72	1355			
	1893	93	1950			
8,23	1992	72	2010			
	1685	90	1810			
	940,5	70	1210			
8,28	1010	83	1275			
	1065	87	1325			
	839	73	1100			
8,20 ± 0,07	1576	90	1730			
8,20 ± 0,07	1420 ± 20	98; 95	1620 ± 35	233	5,70	1740 ± 70
8,22	12,7	22	23	230	1,52	470
8,14	49,0	26	87			
	145	73	247			
	123,5	75	212			
8,12	71	41	125	220	3,78	1225
	37,8	48	67			
	73,6	62	129			
	99	43	172			
8,10	52	76	90	245	0,203	60
8,12	202	84	330			
8,10	236	83	380	241	3,64	1080
8,07 ± 0,07	1550	90	1720	99	2,61	1875
8,06 ± 0,06	740	69	1015			
8,23 ± 0,10	803 ± 12	90; 91	1070 ± 25	127	2,40	1350
8,10	103,9	71	180			
8,07	40,5	45	73			
8,15	375	87	580			
	368	88	570			
	755	96	1030			
8,12 ± 0,07	922	94	1200			
	93	67	161			

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4
133/59	Ромбовидный обломок кристалла 100 × 70 × 6 мм без трещин, слабо гофрирован	3978	Край обломка кристалла (острый угол ромба)
		3987	В 13 мм от пробы 3978 по направлению к центру
		3775	Центральная часть кристалла
		3805	Усредненная проба
		3803	То же
29/71	Обломок кристалла 190 × 140 × 6 мм без гофрировки, слабая трещиноватость	6410	Центральная часть кристалла в максимальном удалении от трещин
30/71	Обломок кристалла 140 × 103 × 6 мм без трещин и гофрировки	6409	Край кристалла (кристаллографическая грань)
		6411	Край обломка кристалла
		6412 6413	Центр обломка кристалла Противоположный край обломка кристалла
148/57	Обломок кристалла (>90 × 90 мм) без гофрировки, редкие трещины	727	Усредненная проба
б/н	Обломок кристалла (>100 × 100 мм) изогнутый, трещиноватый	3804	То же
203/57	Обломок кристалла (>60 × 60 мм) трещиноватый, без гофрировки	3806	"
б/н-1	Мелкие (до 5–7 мм в поперечнике) недеформированные кристаллы	3833	"
б/н-2	То же	3834	"
б/н-3	Относительно крупные деформированные кристаллы	3835	"
1053ж	Мелкие сильно деформированные кристаллы	4762	"
1	Относительно крупные (>30 × 30 мм) кристаллы с трещинами	3864	"
10	Обломок кристалла (>50 × 50 мм) трещиноватый	3865	"
38	Обломок кристалла (>60 × 60 мм) с редкими трещинами	3866	"
Абхарвское месторождение			
11/66	Мелкие (до 6–8 мм в поперечнике) деформированные кристаллы	3479	Усредненная проба
12/66	То же	3480	То же
13/66	"	3481	"
14/66	"	3482	"
15/66	"	3483	"
16/66	"	3484	"
144/58	Обломок кристалла (>90 × 80 мм) трещиноватый, без гофрировки	3485	"

5	6	7	8	9	10	11
8,12 ± 0,07	15,3	23	28			
8,12 ± 0,07	89,6	36	150			
8,03 ± 0,06	727 ± 11	91; 92	1010 ± 25	242	5,59	1640 ± 30
8,16 ± 0,07	145 ± 15	84; 72	234 ± 20			
8,40 ± 0,07	152 ± 10	66; 53	250 ± 20			
8,34 ± 0,07	1310 ± 20	98; 95	1520 ± 35			
8,19 ± 0,07	204 ± 3	81; 84	338 ± 11			
8,12 ± 0,07	225 ± 3,5	91; 88	370 ± 13			
8,29 ± 0,07	1570 ± 25	96; 99	1710 ± 40			
8,15 ± 0,07	772 ± 12	84; 98	1050 ± 25			
7,86 ± 0,06	84,6 ± 1,7	70; 72	152 ± 5	218	5,0	1630 ± 30
8,10 ± 0,07	12,6 ± 1,5	9; 29	23 ± 5			
8,11 ± 0,07	62 ± 3	65; 41	108 ± 20			
8,85 ± 0,07	13 ± 1,5	33	23 ± 5			
8,78 ± 0,07	17,1 ± 2	33	28 ± 5			
8,94 ± 0,08	12,8 ± 1,5	33	21 ± 5			
6,62 ± 0,09	2,8 ± 0,3	8	8 ± 1			
8,09 ± 0,07	27,7 ± 0,6	43; 58	50 ± 2			
7,41 ± 0,06	14,4 ± 0,5	41; 45	28 ± 2			
8,12 ± 0,08	38,5 ± 0,8	52; 58	69 ± 3			
Абхарвское месторождение						
8,50 ± 0,07	11,6 ± 0,5	44; 47	20 ± 1	272	0,087	23 ± 1
8,45 ± 0,07	9,1 ± 0,5	29; 25	16 ± 1	191	0,073	27 ± 3
8,48 ± 0,07	9,5 ± 0,5	34; 33	16 ± 1			
8,38 ± 0,07	12,0 ± 0,4	41; 45	21 ± 1,5	264	0,063	17 ± 2
8,43 ± 0,07	8,4 ± 0,5	36; 34	15 ± 1			
8,28 ± 0,07	17,0 ± 0,5	23; 51	30 ± 2	249	0,070	20 ± 3
8,30 ± 0,07	63,4 ± 1,4	83; 87	109 ± 4	182	1,82	720 ± 20

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
122/58	Обломок кристалла (> 80 × 80 мм) трещиноватый, изогнутый)	3486	Усредненная проба
137/58	Обломок кристалла (> 60 × 60 мм) с редкими трещинами	3487	То же
23–24/66	Мелкие (до 5 мм) деформированные кристаллы	3488	"
A/66	Обломок кристалла (105 × 77 мм) сильно трещиноватый	5636	Центральная часть кристалла
		5637	Краевая часть кристалла
Даршайское месторождение			
55/58	Обломок кристалла (130 × 115 мм) с редкими трещинами, слабо гофрирован	726	Усредненная проба
Другие флогопитопроявления			
б/н	Мелкие (до 5 мм) деформированные кристаллы (флогопитопроявление Стаж-1)	3634	Усредненная проба
б/н	Мелкие (до 5 мм) кристаллы из скарна (0,5 км восточнее кишлака Ямчин)	7570	То же

ни в одном случае мы не наблюдали преобразования существующих минеральных ассоциаций и тем более возникновения новых. Вероятно, прогрев, вызвавший потерю радиогенных изотопов, не был высокотемпературным и вряд ли достигал 400–450°. Если учесть, что этот прогрев, приведший к полной потере радиогенных изотопов мелкими кристаллами слюд, очень существенно омолодил и крупные кристаллы флогопита, следует предположить, что он не был все же очень кратковременным.

Весьма интересные результаты получены при датировании локальных участков крупных кристаллов флогопита. Содержание калия во всех изученных нами кристаллах составляет 8,0–8,5% и практически одинаково во всех точках каждого отдельного кристалла. Количество рубидия в флогопитах варьирует от 0,05 до 0,10% и его содержание в каждом кристалле также одинаково во всех точках (рис. 1).

Иначе выглядит распределение радиогенных изотопов (^{40}Ar и ^{87}Sr) в тех же кристаллах. Оно отличается ярко выраженной зональностью и имеет весьма закономерный характер. В центре кристаллов содержание радиогенных изотопов максимальное, а по краям — минимальное. Закономерность эта для аргона настолько четкая, что для кристалла можно построить систему изолиний, отвечающих одинаковым содержаниям $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ и четко воспроизводящих контуры кристалла (рис. 2). Таким образом, кажущийся возраст флогопита в разных точках одного кристалла или крупных обломков его оказывается резко различным. На периферии кристалла он минимальный и при ненарушенном крае обычно составляет 20–100 млн. лет; в центре — возраст значительно выше и достигает в отдельных случаях — 1900–2000 млн. лет. Поскольку края кристаллов часто трещиноваты и несколько разрушены, то при взятии пробы для анализа фактически захватывались и более внутренние ненарушенные части кристалла. Вероятно, этим объясняется разнообразие получаемых возрастных значений для краевых частей кристаллов. По-видимому, у ненарушенного края кристалла содержание радиогенных изотопов строго соответствует модели полной их потери в неогене с дальнейшим накоплением за время от неогена до наших дней.

Необходимо отметить, что зональное распределение радиогенных изотопов наблюдалось только в ровных нетрещиноватых крупных кристаллах флогопита. В

5	6	7	8	9	10	11
8,31 ± 0,07	15,2 ± 0,5	31; 35	27 ± 2	189	4,36	1640 ± 30
7,97 ± 0,06	77,8 ± 1,6	83; 62	140 ± 6	201	3,12	1110 ± 30
8,23 ± 0,07	14 ± 0,5	20; 37	25 ± 2			
7,72 ± 0,07	125,5 ± 2,0	65	226 ± 10			
7,64 ± 0,07	158,0 ± 2,5	84	282 ± 10			
Даршайское месторождение						
8,42 ± 0,07	94,6 ± 1,9	73; 76	158 ± 11	292	3,8	930
Другие флогопитопроявления						
8,50	5,0	25	9 ± 2	283	0,040	10 ± 4
7,28 ± 0,06	3,5 ± 0,3	26; 28	7 ± 1			

трещиноватых кристаллах такая закономерность резко нарушается и вблизи трещин содержание $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ существенно падает, приближаясь в ряде случаев к содержанию его у края кристалла (см. рис. 1, обр. 21/67 и А/66). Следует подчеркнуть также, что зональное распределение содержаний $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ проявляется лишь в направлении спайности кристаллов флогопита. Перпендикулярно спайности зональность обычно не обнаруживается. Последнее подтверждается тем фактом, что зональное распределение $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ характерно и для таких кристаллов, толщина которых меньше их поперечника (в 20–30 раз).

Полученные результаты позволяют сделать ряд выводов о процессе потери радиогенных изотопов кристаллами флогопита.

1. Потеря радиогенных изотопов протекает как процесс, в котором роль первого акта — высвобождение атома из исходного положения в решетке — незначительна. Роль миграции по межкристаллитным поверхностям также не могла быть значительной, так как в этих обоих случаях не наблюдалась бы столь отчетливая зональность в распределении радиогенных изотопов. Таким образом, несомненно, что потеря последних протекает как процесс диффузии, вызванной различием их концентрации (точнее, химического потенциала) в центре и у края кристалла.

2. Поскольку концентрация радиогенных изотопов у края кристалла флогопита в момент прогрева была равна нулю, процесс потери должен описываться уравнениями диффузии при нулевом граничном условии.

3. Диффузия радиогенных изотопов протекает в рассматриваемых условиях почти исключительно в плоскости спайности, т.е. $D_{\parallel} \gg D_{\perp}$ (где D_{\parallel} — коэффициент диффузии в плоскости спайности кристалла, D_{\perp} — коэффициент диффузии перпендикулярно плоскости спайности). Иначе в различных точках пластинок флогопита различны в концентрации $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в плоскости спайности не наблюдалось бы. Это позволяет утверждать, что

$$\frac{D_{\parallel}}{D_{\perp}} \gg \frac{l^2}{h^2},$$
 где l — поперечник, а h — толщина кристалла.

4. Поскольку кристаллы флогопита имеют гексагональную форму, диффузия радиогенных изотопов должна близко соответствовать известным математическим

№обр.	Форма и размер кристаллов флогопита	K, %	^{40}Ar н.п.в.	T , млн. л.	^{87}Rb мкг/г	^{87}Sr рад мкг/г	T , млн. л.
6 ф/л		8,23	803	1070	127	2,40	1350
		8,06	740	1015	—	—	—
		8,07	1000	1720	99	2,61	1875
2 ф/л		8,10	52	90	245	0,203	60
		8,12	202	330	—	—	—
		8,10	236	380	241	3,64	1080
133/59		8,12	15	28	—	—	—
		8,12	90	150	—	—	—
		8,03	727	1010	242	3,39	1640
1 ф/л		8,22	13	23	230	1,52	470
		8,12	145	247	220	3,78	1225
		8,14	49	87	—	—	—
21/67		8,07	41	73	—	—	—
		8,15	375	580	—	—	—
		8,10	104	180	—	—	—
17/67		8,12	93	161	—	—	—
		922	1200	—	—	—	—
		755	1030	—	—	—	—
368	570	—	—	—	—		
29/71		8,19	204	338	—	—	—
		8,34	1310	1520	—	—	—
30/71		8,15	772	1050	—	—	—
		8,29	1570	1710	—	—	—
		8,12	225	370	—	—	—
A/66		7,72	126	226	—	—	—
		7,64	158	282	—	—	—

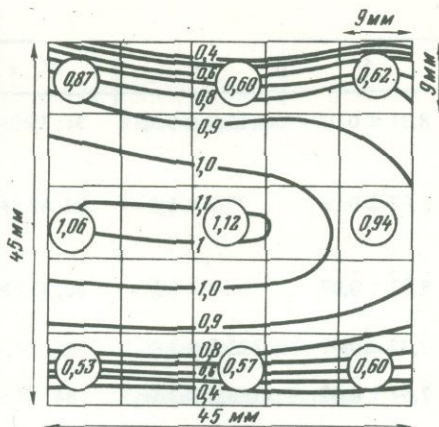


Рис. 2. Изолинии содержания радиогенного аргона в образце флогопита 1/59 (см. табл. 1)

В кружках даны средние содержания ^{40}Ar рад (в $\text{мм}^3/\text{г}$) для участков кристалла 9×9 мм

Рис. 1. Содержание K, Rb, ^{40}Ar рад, ^{87}Sr рад и вычисленный возраст для различных точек изученных кристаллов флогопита

соотношениям, описывающим диффузию в бесконечном цилиндре. Диффузия определяется величиной так называемого критерия Фурье (F_0), равного в этом случае

$F_0 = \frac{D\tau}{r^2}$, где D — коэффициент диффузии, τ — время, r — радиус цилиндра. Величина критерия Фурье определяет распределение диффундирующего компонента и, в частности, однозначно связана с относительной концентрацией диффундирующего изотопа в центре цилиндра ($\theta_{\text{ц}}$) или со средней концентрацией его в цилиндре ($\bar{\theta}$).

$$\theta_{\text{ц}} = \frac{C_{\text{ц}}}{C_0} = f_1(F_0) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2}{\mu_n} \left[\frac{1}{J_1(\mu_n)} \right] \exp(-\mu_n^2 F_0),$$

$$\bar{\theta} = \frac{\bar{C}}{C_0} = f_2(F_0) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{\mu_n^2} \exp(-\mu_n^2 F_0),$$

где μ_n — корни функции Бесселя $J_0(\mu)$, C_{II} — концентрация в центре цилиндра, \bar{C} — средняя концентрация, C_0 — начальная концентрация.

Обе эти функции (f_1 и f_2) табулированы (Лыков, 1967) и, измерив содержание диффундирующего изотопа в центре (C_{II}) или среднее его содержание (\bar{C}) и рассчитав θ_{II} или $\bar{\theta}^1$ по таблицам, можно легко найти величину F_0 , отвечающую данному диффузионному распределению.

На рис. 3 сопоставлено фактическое распределение концентрации $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в кристалле флогопита с распределением, рассчитанным по значению критерия Фурье (найденным, как описано выше). Как видно, согласие вполне удовлетворительное,

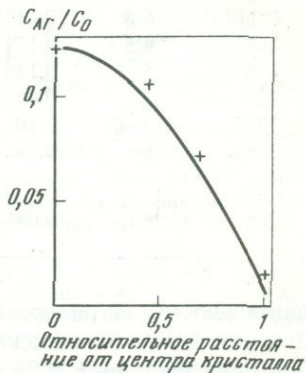


Рис. 3. Сопоставление фактического и теоретического распределения концентраций радиогенного аргона в образце флогопита 2ф/л

Теоретическая кривая построена с учетом накопления аргона после окончания прогрева. Крестики — экспериментальные значения

оправдывающее как принятую нами диффузионную модель, так и основанный на ней способ нахождения критерия Фурье.

5. Зная линейные размеры кристалла и величину критерия Фурье, можно вычислить для него значения $(Dt)_{\text{эфф}}$ по формуле

$$(Dt)_{\text{эфф}} = \int_0^1 D d\tau = F_0 \cdot r^2.$$

В приведенных выше рассуждениях мы рассматривали коэффициент диффузии (D) как величину постоянную. Фактически он резко зависит от температуры, что следует из общеизвестного уравнения

$$D = D_0 e^{-\frac{E}{RT}},$$

где D_0 — постоянная, E — энергия активации диффузии, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура.

В рассматриваемом случае прогрева метаморфической толщи температура есть функция времени $[T = \varphi(\tau)]$, причем закон, по которому она меняется, строго говоря, неизвестен. Следовательно,

$$F_0 \cdot r^2 = (Dt)_{\text{эфф}} = D_0 \int_0^1 e^{-\frac{E}{R\varphi(\tau)}} d\tau.$$

Экспоненциальный характер этой зависимости приводит к тому, что хотя значение $(Dt)_{\text{эфф}}$, строго говоря, должно определяться ходом изменения температуры в течение всего периода прогрева, фактически оно, как показывают расчеты, в основном определяется максимальной температурой (t_{max}) и длительностью той стадии прогрева, когда температура лежит в пределах $0,9 t_{\text{max}} - t_{\text{max}}$. Поэтому величина $F_0 \cdot r^2$ характеризует в основном длительность этой стадии прогрева и максимальную его температуру, т.е. величины, имеющие четкий физический смысл. В табл. 2 приведены значения $(Dt)_{\text{эфф}} = F_0 \cdot r^2$ для серии исследованных нами кристаллов. Как видно, значения $(Dt)_{\text{эфф}}$ лежат в достаточно узких пределах от 4,5 до 11. Так как величина $(Dt)_{\text{эфф}}$ зависит от температуры прогрева много сильнее, чем от его

¹ Величину начальной концентрации C_0 лучше всего рассчитывать по содержанию материнского изотопа (^{40}K или ^{87}Rb) и изохронному возрасту.

Таблица 2

Сопоставление диффузионных параметров для кристаллов флогопита (по измерениям распределения радиогенных изотопов)

№ образца	r, см	⁴⁰ Ar _{рад}			⁸⁷ Sr _{рад}		$\frac{F_{0Ar}}{F_{0Sr}}$
		$\theta_{ц}$	F_{0Ar}	$(Dt)_{эфф}$	$\theta_{ц}$	F_{0Sr}	$\frac{F_{0Ar}}{F_{0Sr}}$
Ляджвардаринское месторождение							
6 ф/л	6,8	0,81	0,115	5,4	0,94	0,09	1,28
2 ф/л	4,5	0,121	0,47	9,7	0,54	0,187	2,50
1 ф/л	5	0,126	0,44	11	0,61	0,165	2,67
727	4	0,049	0,60	10	0,47	0,23	2,61
3775	5-6	0,40	0,25	7-9	0,82	0,105	2,38
3784	6	0,76	0,125	4,5	0,87	0,09	1,39
Даршайское месторождение							
726	4	0,049	0,60	10	0,83	0,11	5,5

длительности, такой сравнительно узкий диапазон значений $(Dt)_{эфф}$ говорит о близких значениях максимальных температур. Действительно, даже при таком небольшом значении $E = 28$ ккал/моль, полученном Эвернденом (Evernden e.a., 1960), эти пределы изменения $(Dt)_{эфф}$ отвечают различию максимальных температур не более как на 30–50°C (при условии равной длительности прогрева). Неполная потеря радиогенных изотопов, как уже говорилось, указывает на сравнительно кратковременную длительность прогрева.

6. Сопоставляя значения величины критерия F_0 для диффузии радиогенных аргона и стронция, приведенные в табл. 2, необходимо отметить сравнительное постоянство величины отношения F_{0Ar}/F_{0Sr} . Можно показать, что в первом приближении для этого отношения имеем:

$$\frac{F_{0Ar}}{F_{0Sr}} = A \cdot e^{-\frac{E_{Ar} - E_{Sr}}{RT_{max}}}$$

где A — постоянная величина. Это соотношение должно представлять довольно чувствительный геотермометр.

Полученные результаты позволяют считать, что широкий спектр K-Ar и Rb-Sr датировок объясняется разной потерей флогопитами радиогенных Ar и Sr при полной сохранности в них K и Rb. Самые молодые значения радиологического возраста флогопитов (10–15 млн. лет) фиксируют время окончания прогрева, т.е. окончания проявления региональных процессов омоложения. Наиболее древние значения возраста флогопита (~2000 млн. лет) ближе всего, по мнению авторов, соответствуют времени флогопитообразования. Самая древняя дата — 2010 млн. лет, полученная нами по флогопиту, свидетельствует о том, что флогопитовые месторождения Юго-Западного Памира не могут быть моложе этого значения. Вероятно, они древнее, если принять во внимание установленный факт потери флогопитами радиогенных аргона и стронция.

ЛИТЕРАТУРА

Буданов В.И., Буданова К.Т., Борщевский Ю.А., Пашков Б.Р., Гаверилов Е.Я. Абсолютный возраст метаморфических пород музкольского комплекса и ваханской серии. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 11.

Буданов В.И., Месхи А.М., Крылов А.Я. Новые определения абсолютного возраста некоторых

магматических и метаморфических комплексов Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 11.

Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969.

Давыденко А.Г. Метаморфическая зональность и

- петрологическое взаимоотношение ваханской серии и рушанского комплекса (Юго-Западный Памир). — Докл. АН СССР, 1966, 168, № 6.
- Иванов И.Б., Лицарев М.А., Шанин Л.Л.* Юго-Западный Памир. — В кн.: Геохронология СССР (докембрий Средней Азии). М., "Наука", 1974.
- Крылов А.Я., Силин Ю.И., Атрашенок Л.Я., Авдзейко Г.В.* Абсолютный возраст некоторых кристаллических пород Южного Памира. — Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лицарев М.А.* Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.б. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лыков А.В.* Теория теплопроводности. М., "Высшая школа", 1967.
- Михайлов Д.А.* Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. М., "Наука", 1973.
- Мурина Г.А., Дядькина И.Я., Яковлева Л.В.* О возрасте флогопитовой минерализации в Слюдянском районе (Прибайкальская флогопитоносная провинция). — Докл. АН СССР, 1974, 214, № 5.
- Мурина Г.А., Хорева Б.Я., Щиголев Н.Д.* Этапы становления и активизации метаморфических серий Юго-Западного Памира по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
- Шанин Л.Л., Иванов И.Б., Лицарев М.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.* О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир). — Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.
- Шанин Л.Л., Иванов И.Б., Лицарев М.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.* Потеря радиогенных изотопов аргона и стронция при тепловом метаморфизме. Докл. на I Междунар. геохим. конгрессе в Москве, т. 3, кн. 1 "Метаморфизм и метасоматоз". М., "Наука", 1972.
- Шанин Л.Л., Волков В.Н., Аракелянц М.М., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Лицарев М.А.* Некоторые закономерности "омоложения" радиологического возраста горных пород на Юго-Западном Памире. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
- Evernden J.F., Curtis G.H., Kistler R.W., Obravich J.* Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. — Amer. J. Sci., 1960, v. 259, N 8.
- Hart S.R.* The petrology and isotopic age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. — Journ. Geol., 1964, v. 72.

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛЮДЫ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СЛЮД

ВВЕДЕНИЕ

Распределение рассеянных элементов в областях развития пегматитовых месторождений изучалось с целью выявления генезиса самих пегматитовых жил и их связи с вмещающими породами. В частности, микроэлементы рассматриваются как показатель процессов ассимиляции вмещающих пород магмой, а иногда как результат контактного "пропаривания" вмещающих пород летучими веществами, отходящими от пегматитового тела. Распределение микроэлементов в отдельных минералах породы безусловно связано в значительной мере с конституцией самого минерала и возможностью вхождения того или иного элемента в его решетку.

Проводились также довольно широкие исследования по возможности использования микроэлементов как поискового признака на промышленные пегматитовые месторождения при их геохимических поисках.

Все сказанное выше вызвало ряд довольно подробных работ, где велось изучение содержания микроэлементов во многих полях развития пегматитовых жил, в том числе и среди слюдоносных пегматитов. Здесь мы должны упомянуть недавнюю сводку Б.М. Шмакина и В.А. Мокрыгиной (1969) и очень целенаправленную статью И.Д. Рябчикова и В.А. Соловьевой (1961) о распределении редких щелочей в слюдоносных пегматитах. Ранее этих работ была опубликована специальная работа по изучению распределения микроэлементов одного из авторов настоящей статьи (Белянкина, 1961). Некоторые сведения о распределении микроэлементов приведены также в работе Е.Д. Белянкиной с соавтором (1958) и работе Кулешова и др. (1961), специально посвященной Кыштымскому месторождению слюды. Распределение микроэлементов в минералах пегматитовых жил рассматривалось подробно Ж. Жедвабом.

Несмотря на значительные успехи в изучении рассеянных элементов в породах и минералах пегматитовых жил, представлялось возможным и интересным продолжить подобные исследования, обращая основное внимание на генетические вопросы. Поэтому ниже приведены данные по распространению рассеянных элементов во вмещающих породах в зависимости от разного расстояния от пегматитовой жилы, сравнение содержания рассеянных элементов в ряде минералов с минералами пегматитов Мугоджар.

Сбор полевого материала и его геологическая интерпретация проведены Е.Д. Белянкиной. Непосредственное определение содержания рассеянных элементов велось методом спектрального анализа в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ Е.А. Коринной, Р.В. Кортман, А.Ф. Мартыновой.

СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ

Изучено было распространение рассеянных элементов в минералах и породах месторождения Риколатва Мурманской области. Ниже в таблицах приведены данные по содержанию рассеянных элементов в породах и минералах ряда жил месторождения. При анализе образцов нигде не встречены теллур, сурьма, тантал, таллий,

вольфрам, германий, индий, висмут, кадмий. В большинстве образцов нет серебра. Почти для всех минералов не учитывалось содержание кальция, алюминия, силиция, магния, железа, натрия, как являющиеся основными породообразующими элементами.

Ниже приводится краткая характеристика жил, по которым даются содержания рассеянных элементов.

Жила 179 расположена в центральной части пегматитового поля Риколатвы, прослеживается на большое расстояние. Жила залегает среди биотитовых гнейсов с участками двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов. Жила секущая, зональная, сложена мелко-, средне- и крупнокристаллическими породами апографической письменной и пегматоидной структуры, содержащей как плагиоклаз, так и микроклин. Широко развит кварц-мусковитовый комплекс.

Жила 156 прослежена в центральной части пегматитового поля; протягивается в длину на расстояние свыше 100 м. Залегает жила среди биотитовых гнейсов, имеет плитообразную форму. Жила зональная, с кварцевой осью в центре, с блоковой и кварц-микроклиновой пегматоидной зонами вокруг кварца, далее располагается порода апографической структуры. Приконтактные части мелкозернистые, имеются участки кварц-мусковитового комплекса.

Жила 441 расположена в северной части центрального участка. Жила имеет четковидную форму, ее длина свыше 100 м. Залегает жила среди амфиболитов. В местах раздува, в центральных частях она сложена плагио-микроклиновыми породами блоковой структуры. В приконтактных частях и в местах пережимов структура породы апографическая. Развита участки кварц-мусковитового комплекса.

Жила 106 залегает среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с пропластками амфиболовых, амфибол-биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Жила имеет большую протяженность и форму плитообразного тела. В приконтактных частях

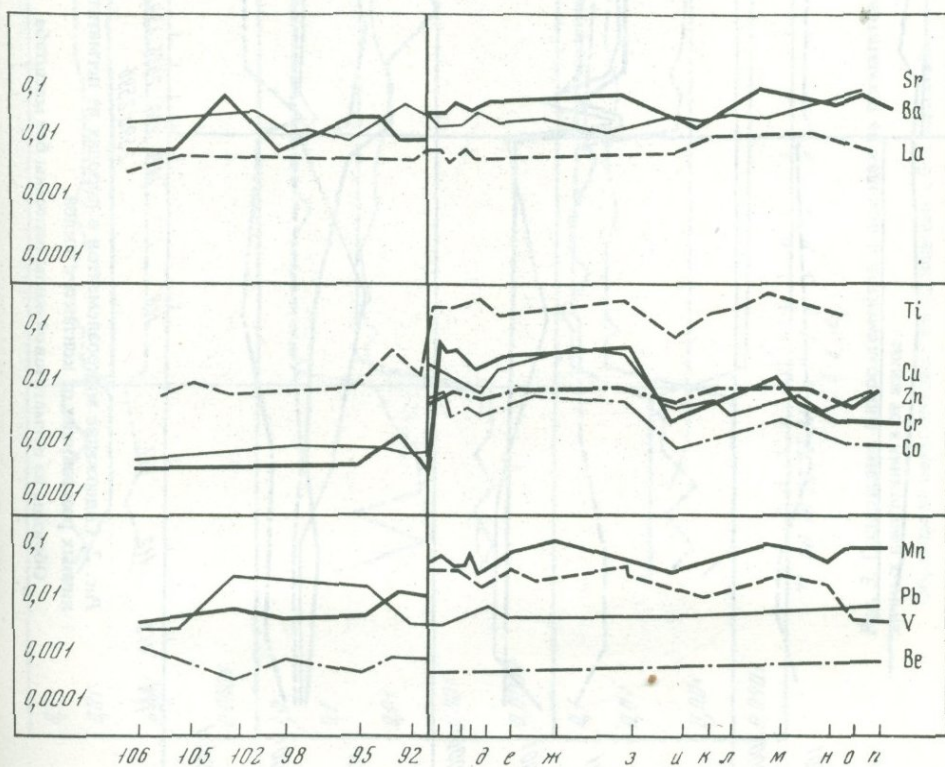


Рис. 1. Содержание микроэлементов в породах из пегматитовой жилы 179 и в образцах гнейса, взятых на различных расстояниях от пегматитовой жилы

Данные по образцам из жилы нанесены без масштаба

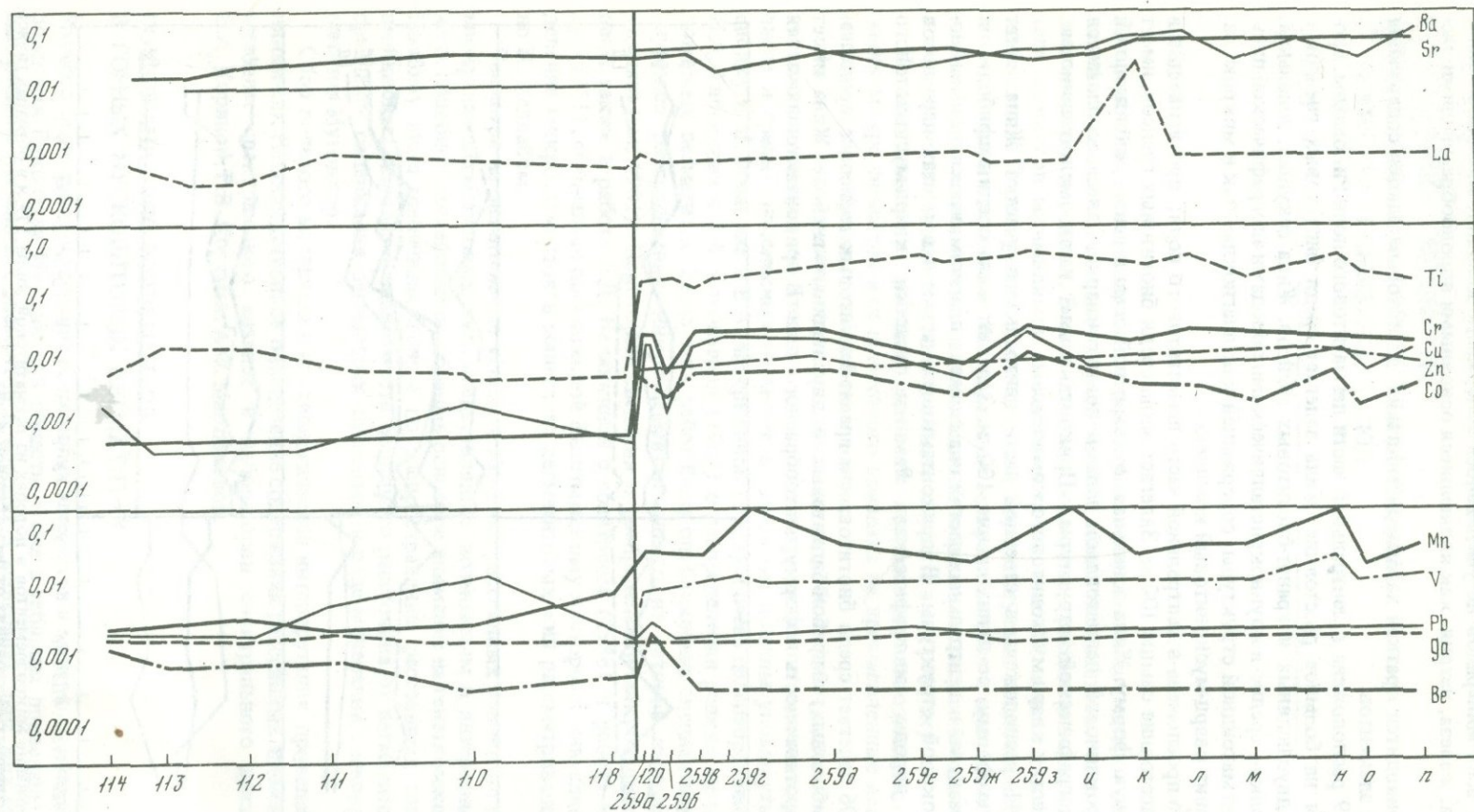


Рис. 2. Содержание микроэлементов в породах из пегматитовой жилы 156 и в образцах гнейса, взятых на различных расстояниях от контакта с жилой

Образцы из пегматитовой жилы нанесены без масштаба

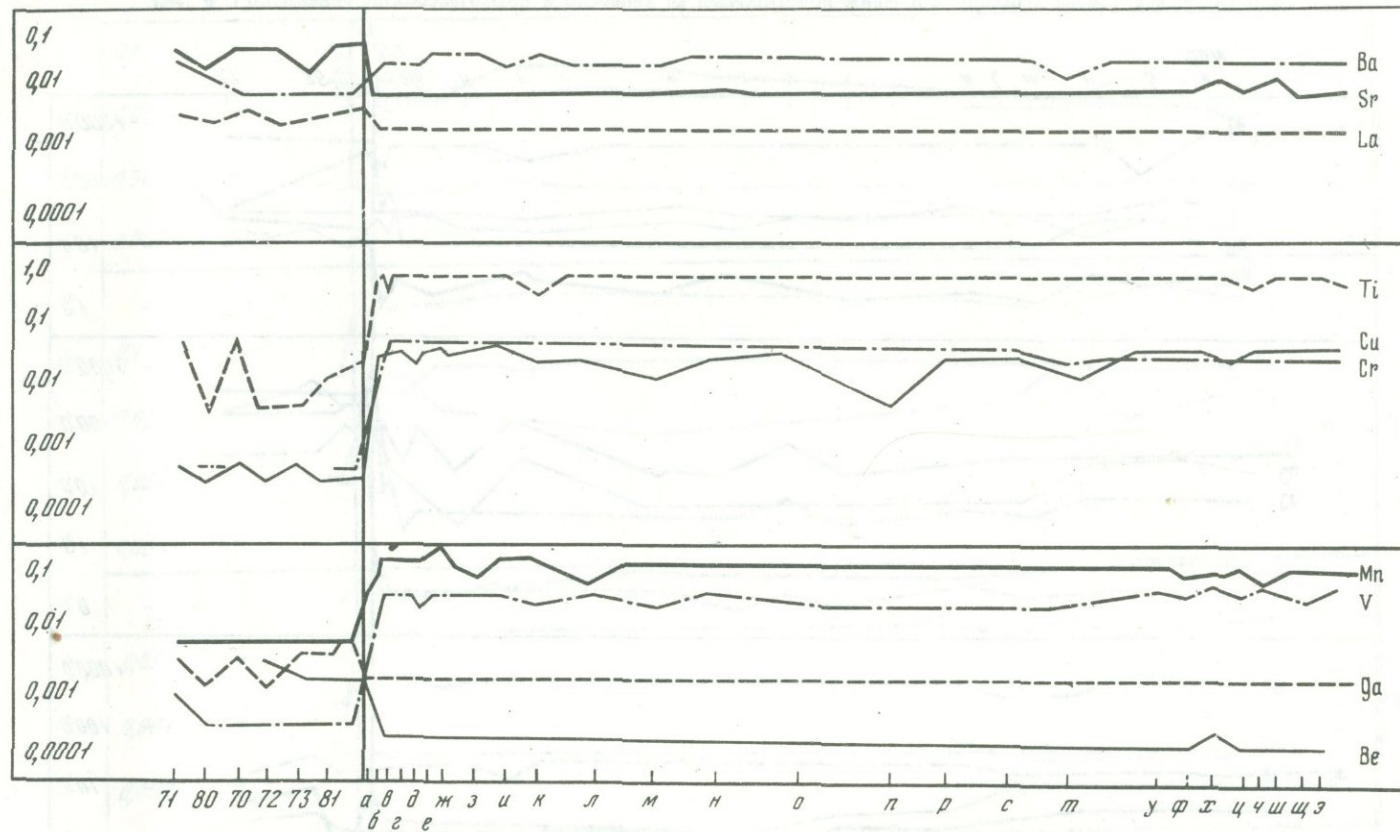


Рис. 3. Содержание микроэлементов в породах из пегматитовой жилы 441 и в образцах гнейса, взятых на различных расстояниях от жилы

Образцы из пегматитовой жилы нанесены без масштаба

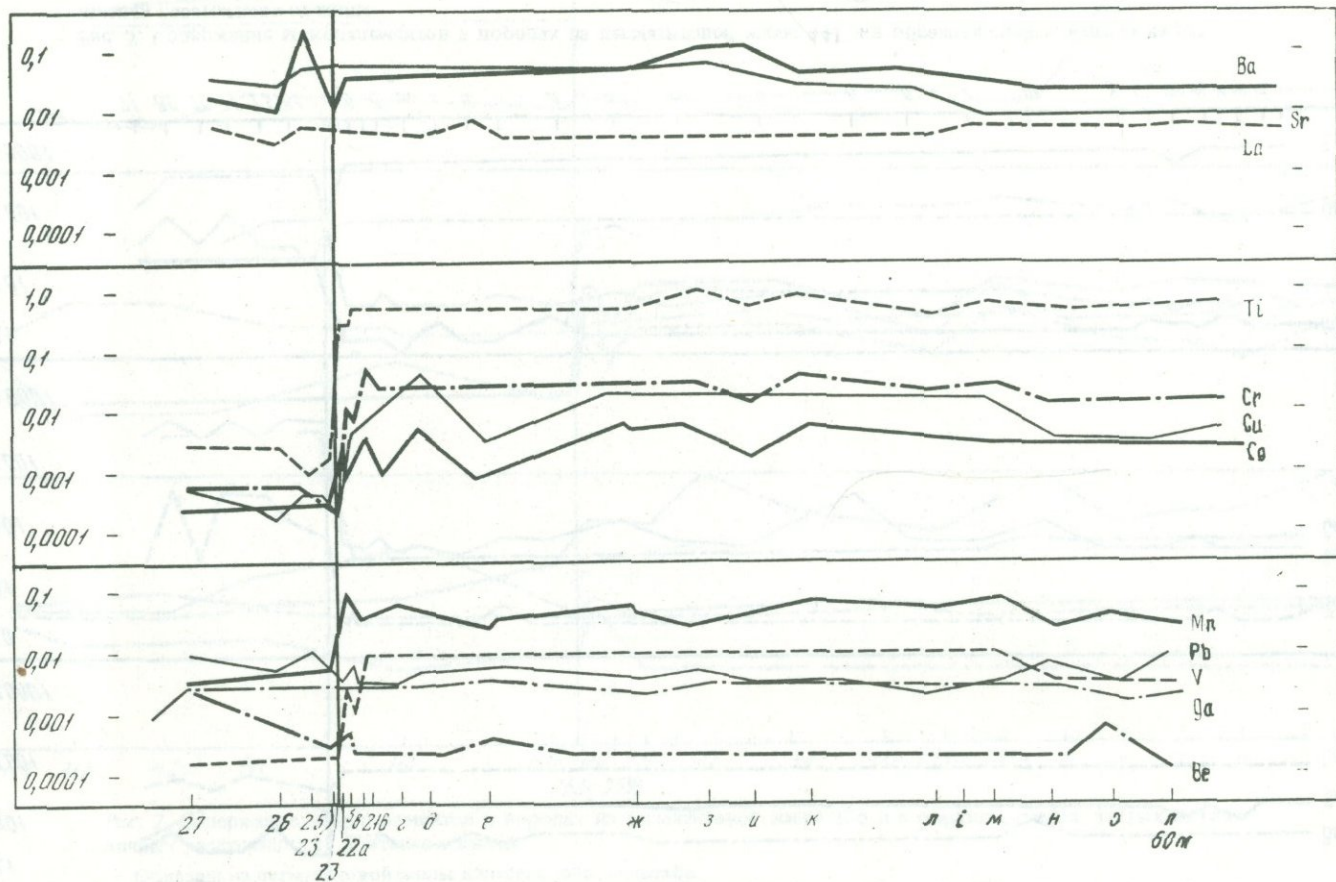


Рис. 4. Содержание микроэлементов в образцах из пегматитовой жилы и в образцах гнейса, взятых на различных расстояниях от контакта с жилой

Данные по образцам из жилы нанесены без масштаба

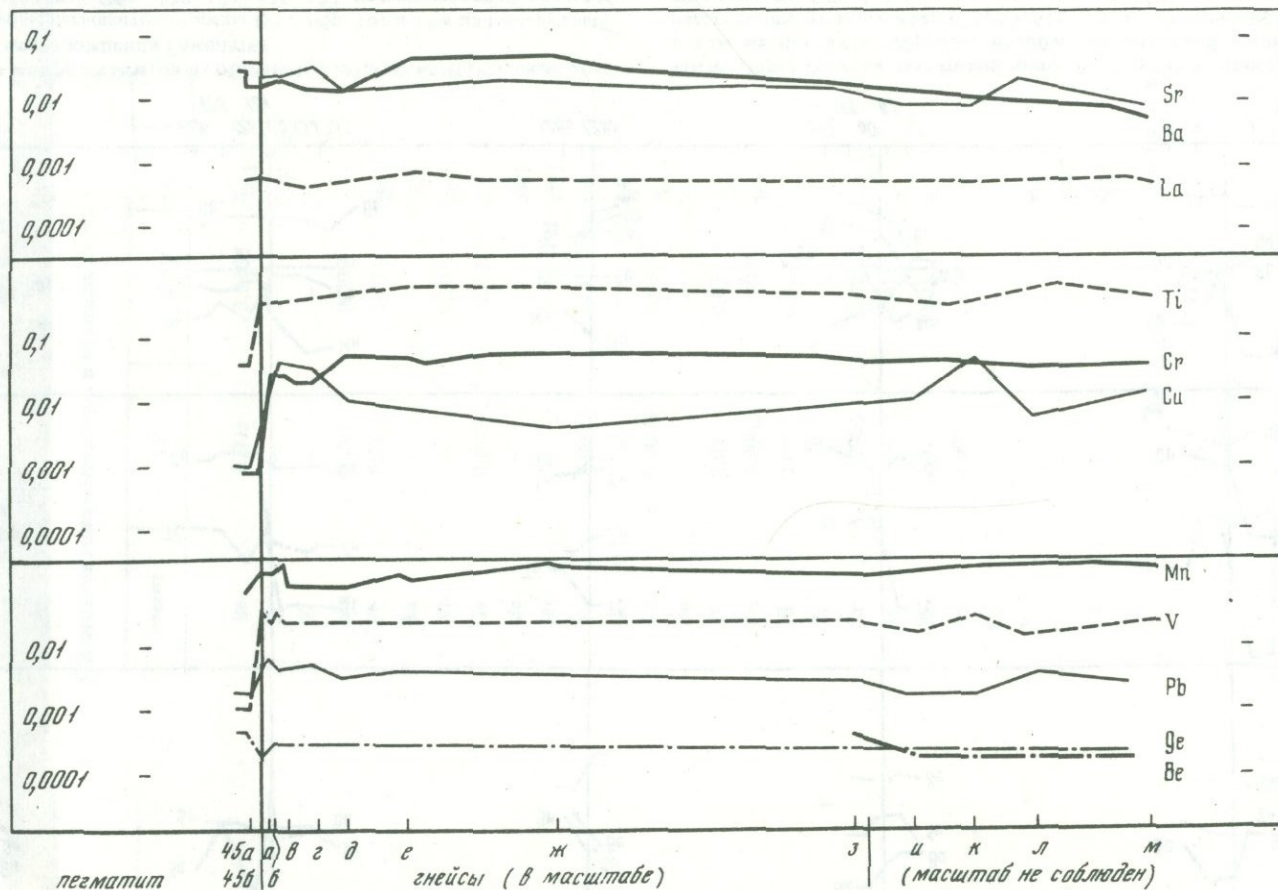


Рис. 5. Содержание микроэлементов в образце пегматитовой жилы 531 месторождения Риколатва и в образцах гнейсов, взятых на различных расстояниях от жилы

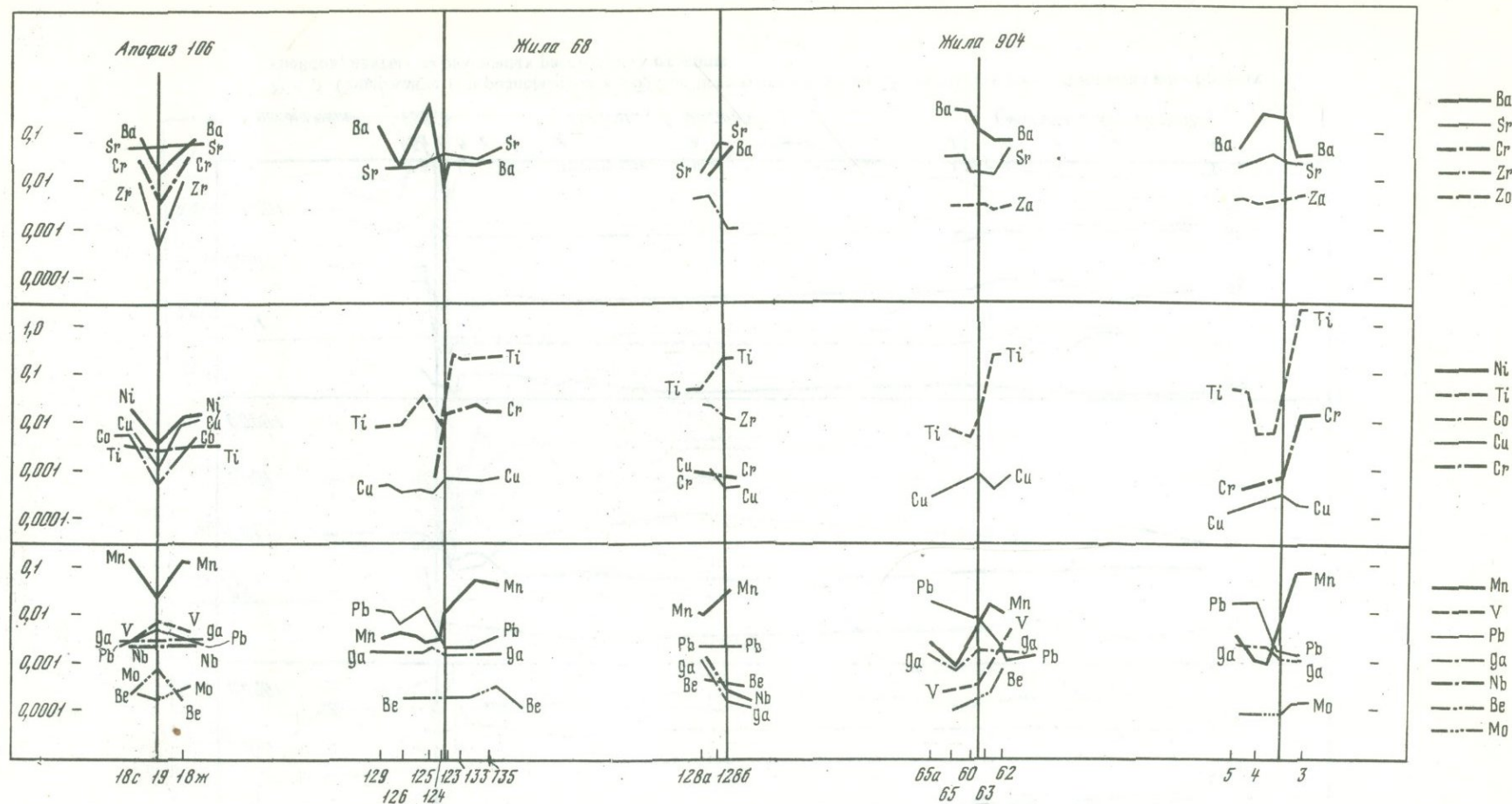


Рис. 6. Содержание микроэлементов из образцов, взятых в контакте гнейсов и пегматитовых жил месторождения Риколатва

Обр. 19 из апофизы пегматитовой жилы 196; обр. 18с и 18ж из контактных гнейсов близ этой породы. Обр. 129, 126, 125, 124 из пегматитовой жилы 68, на различных расстояниях от контакта; обр. 123, 133, 135 — гнейс в том же кон-

такте. Обр. 128а из пегматитовой жилы 68, другой контакт; обр. 128б — гнейс в том же контакте. Обр. 65а, 65, 60 из пегматитовой жилы 904 в различных расстояниях от контакта; обр. 63, 62 — гнейс в различных расстояниях от того же контакта. Обр. 5, 4, из пегматитовой жилы 250; обр. 3 из гнейса в контакте с той же жилой

Таблица 1

Содержание (в %) микроэлементов в образцах из пегматитовой жилы 179 месторождения Риколатва и вмещающих ее гнейсах на разных расстояниях от жилы

Элемент	106	105	102	98	95	92	93	235а	235б	235в	235г	235д	235е	235ж	
Be	0,008	0,0005	0,0002	0,0005	0,0002	0,0004	0,0004	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	
Sc	—	—	—	—	—	—	—	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	
P	—	—	—	—	—	—	—	0,2	6,1	0,2	0,07	0,1	0,1	0,07	
Mn	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,01	0,007	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,1	
Pb	0,006	0,004	0,02	0,015	0,01	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,007	0,003	0,003	
Sn	—	—	—	—	—	—	—	0,0007	0,0007	0,0006	0,0007	0,0006	0,0005	0,0005	
Nb	—	—	—	—	—	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	
Ga	0,004	0,004	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	
Ge	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	
Mo	—	—	—	—	—	—	—	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,002	0,0001	0,0002	
V	—	—	—	—	—	0,002	—	0,03	0,03	0,025	0,025	0,01	0,02	0,015	
Li	—	—	—	—	—	—	—	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,006	
Cu	0,0005	0,0005	0,0007	0,0008	0,0007	0,005	0,0007	0,06	0,05	0,02	0,02	0,008	0,03	0,05	
Ag	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	0,0001	0,0001	0,00007	—	0,00005	0,00005	
Na	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	1	1	1	
Zn	—	—	—	—	—	—	—	0,015	0,015	0,015	0,015	0,007	0,01	0,01	
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,08	0,02	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	
Co	—	—	—	—	—	—	—	0,008	0,01	0,005	0,006	0,003	0,006	0,01	
Ni	—	—	—	—	—	0,0005	—	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	
Zr	—	—	—	—	—	0,02	—	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	
Cr	0,0005	—	0,0005	0,0005	0,0005	0,001	0,0005	0,06	0,1	0,07	0,07	0,03	0,06	0,05	
Sr	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,25	0,25	0,02	
Ba	0,008	0,008	0,1	0,007	0,03	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	
La	0,005	0,007	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,007	0,007	0,005	0,008	0,05	0,005	0,005	
Ce	—	—	—	—	—	—	—	0,015	0,015	0,01	0,015	0,1	0,01	0,01	
Y	—	—	—	0,002	—	—	—	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,007	0,004	
B	—	—	—	—	—	—	—	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0003	0,0004	0,0003	
Yb	—	—	—	—	—	—	—	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0004	0,001	0,0005	
	Пегматит плаггиокла- зовый	Пегматит	Пегматит	Пегматит, лежащий контакт	Пегматит, центра жилы	Пегматит	Пегматит	Пегматит прослой среди гнейса	Пегматит лежащий контакт	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 50 см	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 1 м	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 1,5 м	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 2 м	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 3 м	Гнейсы на контакте с пегматитовой жилой 179 5 м

235э	235н	235к	235л	235м	235н	235о	235п
0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002
0,0007	—	—	—	0,001	0,0007	0,0007	0,0007
0,1	0,1	0,1	0,5	0,6	0,6	0,06	0,06
0,05	0,02	0,03	0,03	0,07	0,03	0,07	0,015
0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002
0,0005	0,0003	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002
0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002
0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003
0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001
0,02	0,005	0,008	0,01	0,015	0,01	0,004	0,008
0,007	0,004	0,004	0,004	0,007	0,006	0,004	0,004
0,04	0,003	0,005	0,002	0,006	0,003	0,007	0,004
0,00003	—	0,00003	—	—	—	0,00003	—
1	1	1	1	1	1	1	1
0,01	0,006	0,008	0,008	0,01	0,008	0,005	0,006
0,7	0,1	0,2	0,3	1	0,3	0,2	0,3
0,008	0,0006	0,001	0,001	0,004	0,0015	0,0007	0,0008
0,02	0,0008	0,002	0,002	0,004	0,002	0,001	0,001
0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
0,06	0,002	0,003	0,004	0,015	0,005	0,002	0,003
0,015	0,03	0,02	0,025	0,025	0,04	0,05	0,05
0,08	0,03	0,02	0,03	0,08	0,06	0,04	0,05
0,005	0,005	0,008	0,01	0,01	0,01	0,008	0,006
0,01	0,01	0,015	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
0,008	0,005	0,005	0,007	0,04	0,006	0,015	0,005
0,0004	0,0005	0,0005	0,0008	0,0007	0,0004	0,0004	0,0004
0,001	0,0005	0,0005	0,0006	0,004	0,0007	0,002	0,0006
8 м	10 м	11 м	12 м	14 м	16 м	17 м	18 м

Таблица 2

Содержание (в %) микроэлементов в образцах из пегматитовой жилы 156 месторождения Риколатва и вмещающих ее гнейсах на разных расстояниях от жилы

Элемент	114	113	112	111	110	118	259а	120	259б	259в	259г	259д	259е	259ж	
Be	0,001	0,0007	0,0007	0,0008	0,0002	0,0001	0,001	0,003	0,0006	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	
Sc	—	—	—	—	—	—	0,0007	—	0,0008	0,0007	0,0008	0,0008	0,0007	0,0007	
P	—	—	—	—	—	—	0,08	—	0,1	0,06	0,07	0,1	0,25	0,05	
Mn	0,004	0,005	0,006	0,004	0,004	0,01	0,06	0,1	0,06	0,06	0,15	0,1	0,06	0,04	
Pb	0,003	0,003	0,003	0,008	0,03	0,02	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	
Sn	—	—	—	—	—	—	0,0005	—	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	
Nb	0,002	—	—	0,002	—	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	
Ga	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,0018	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	
Ge	—	—	—	—	—	—	0,001	—	0,0001	0,0001	0,0003	0,0002	0,0001	0,0001	
Mo	—	—	—	—	—	—	0,0002	0,0003	0,0001	0,0004	0,0004	0,0001	0,0001	0,0001	
V	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,02	0,015	0,02	0,015	0,015	
Li	—	—	—	—	—	—	0,005	—	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	
Cu	0,002	0,0004	0,0005	0,0005	0,002	0,0007	0,04	0,001	0,002	0,02	0,03	0,025	0,01	0,005	
Ag	—	—	—	—	—	—	0,00007	—	—	0,00005	0,00005	—	—	—	
Zn	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,015	0,01	0,01	
Ti	0,01	0,03	0,03	0,01	0,008	0,02	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,8	0,8	0,8	
Co	—	—	—	—	—	—	0,008	0,006	0,002	0,01	0,01	0,01	0,005	0,003	
Ni	—	—	—	—	—	—	0,025	0,01	0,006	0,03	0,03	0,03	0,015	0,01	
Zr	—	—	—	—	—	—	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Cr	0,0005	0,0005	0,0005	—	0,0005	0,0005	0,025	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,015	0,01	
Sr	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	
Ba	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,03	0,07	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	
La	0,007	0,004	0,004	0,007	0,005	0,004	0,008	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,007	
Ce	—	—	—	—	—	—	0,015	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,015	
Y	—	—	—	—	—	—	0,004	—	0,003	0,006	0,004	0,004	0,003	0,003	
Yb	—	—	—	—	—	—	0,0005	—	0,0003	0,0006	0,0005	0,0006	0,0003	0,0003	
B	—	—	—	—	—	—	0,003	—	0,001	0,0003	0,0004	0,0004	0,0003	0,0004	
	Пегматит, 2 м от обр. 113	Пегматит, 1,5 м от обр. 112	Пегматит, 1,5 м от обр. 111	Пегматит, 5 м от обр. 110	Пегматит, 6 м от контакта	Пегматит, в 1 м от гнейса обр. 120	Контакт	Гнейс	Гнейсы на расстоянии от пегматитовой жилы 156						12 м
									50 см	2 м	3 м	7 м	10 м		

259з	259и	259к	259л	259м	259н	259о	259п
0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
0,0008	0,0008	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,001	0,0007
0,08	0,07	0,07	0,1	0,2	0,1	0,3	0,8
0,1	0,15	0,06	0,06	0,08	0,2	0,04	0,07
0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
0,0003	0,0003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0004	0,0002	0,0002
0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0004	0,0001	0,0001
0,0002	0,0002	0,0003	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001
0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,015	0,02
0,005	0,005	0,005	0,006	0,004	0,005	0,004	0,004
0,035	0,015	0,01	0,01	0,01	0,015	0,008	0,015
-	-	-	-	-	-	-	-
0,015	0,015	0,01	0,015	0,01	0,02	0,01	0,01
1	1	0,7	1	0,3	1	0,6	0,4
0,015	0,008	0,006	0,006	0,002	0,008	0,003	0,006
0,04	0,02	0,015	0,015	0,005	0,015	0,01	0,015
0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02
0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04
0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,06
0,005	0,005	0,02	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,006	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003
0,0006	0,0004	0,0004	0,0005	0,0003	0,0005	0,0003	0,0004
0,001	0,0003	0,0006	0,0003	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004
14 м	16 м	18 м	20 м	22 м	25 м	26 м	28 м

261c	261r	261y	261ф	261x	261ц	261ч	261ш	261щ	261э
0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0006
0,001	0,0007	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
0,1	0,8	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
0,15	0,1	0,1	0,15	0,1	0,15	0,1	0,15	0,15	0,3
0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002
0,0005	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0025
0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
0,0025	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004
0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0008
0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05
0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,006
0,05	0,02	0,05	0,05	0,035	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01
0,00005	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0,02	0,015	0,015	0,02	0,02	0,02	0,015	0,02	0,01	0,025
1	1	1	П-	1	0,8	1	1	1	0,7
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,03	0,02	0,02	0,025	0,02	0,025	0,025	0,02	0,025	0,02
0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
0,06	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05
0,01	0,01	0,01	0,015	0,02	0,01	0,01	0,02	0,015	0,01
0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
0,0006	0,0005	0,0003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0003	0,0003	0,0004	0,0007
0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0004	0,0004
22 м	24 м	25 м	26 м	27 м	28 м	28,5 м	29 м	30 м	30,5 м, контакт с малой жилой

Содержание микроэлементов в образцах из пегматитовой жилы 441 месторождения Риколатва и вмещающих ее гнейсах на разных расстояниях от жилы

Элемент	27	26	25	23б	22	223а	223б	21	223в	223г	223д	223е	223ж	223з	
Be	0,003	0,0005	—	0,0003	0,0005	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0004	0,0003	0,0002	
Sc	—	—	—	—	0,0007	—	0,0007	0,001	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	
P	—	—	—	—	0,2	0,2	0,4	0,1	0,02	0,03	0,03	0,2	0,07	0,25	
Mn	0,007	0,007	0,004	0,007	0,1	0,04	0,04	0,1	0,04	0,06	0,05	0,03	0,06	0,03	
Pb	0,01	0,005	0,01	0,008	0,003	0,005	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	
Sn	—	—	—	—	—	0,0004	0,0008	—	0,0003	0,0005	0,0003	0,0004	0,0004	0,0004	
Nb	—	0,002	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	
Ga	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	
Ge	—	—	—	—	—	0,0002	0,0002	—	0,0001	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	0,0002	
Mo	—	—	—	—	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0003	0,0003	0,0003	0,0001	0,0003	0,0002	
V	0,0002	0,0002	—	—	0,01	0,007	0,015	0,01	0,015	0,015	0,015	0,01	0,015	0,015	
Li	—	—	—	—	—	0,005	0,005	—	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	
Cu	0,0008	0,0002	0,0005	0,0005	0,0002	0,005	0,006	0,008	0,015	0,015	0,04	0,003	0,02	0,02	
Zn	—	—	—	0,007	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,008	0,01	0,01	0,008	0,015	
Ti	0,03	0,03	0,01	0,02	0,3	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	1	
Co	0,0005	0,0005	—	—	0,001	0,001	0,003	0,006	0,004	0,0015	0,005	0,0015	0,007	0,007	
Ni	0,0005	0,0007	—	0,0005	0,01	0,005	0,008	0,02	0,01	0,004	0,02	0,005	0,02	0,02	
Zr	—	—	—	0,005	0,005	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	
Cr	0,0005	0,0005	0,0005	0,0003	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
Sr	0,04	0,03	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	
Ba	0,02	0,01	0,5	0,01	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,1	
La	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,007	0,005	0,004	
Ce	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	
Y	—	—	—	—	0,002	0,003	0,003	0,002	0,005	0,007	0,007	0,003	0,003	0,003	
B	—	—	—	—	—	0,0005	0,0005	—	0,0005	0,0005	0,0004	0,0007	0,0003	0,0004	
Yb	—	—	—	—	—	0,0003	0,0003	—	0,0005	0,0008	0,0008	0,0003	0,0004	0,0004	
	Пегматит		Пегматит		Гнейс,		Риколатва, жила 441		Гнейс,		Гнейсы от контакта с жилой 441				
	5 м от	2 м от	1 м от	контакт	контакт	гнейсы от контакта		1 м от	1 м	2 м	3 м	5 м	10 м	12,5 м	
	контакта	контакта	контакта	с № 22	с жилой	контакт 50 см		жилы							

223и	223к	223л	223м	223н	223о	223п
0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0004	0,0008	0,0003
-	0,0007	0,0007	0,0007	-	-	-
0,04	0,03	0,06	0,04	0,15	0,15	0,15
0,05	0,08	0,07	0,08	0,03	0,04	0,03
0,003	0,003	0,002	0,003	0,008	0,004	0,01
0,0004	0,0004	0,0005	0,0004	0,0006	0,0008	0,0006
0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002
0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
0,0002	0,0003	0,0002	0,0004	0,0001	0,0001	0,0001
0,015	0,02	0,02	0,015	0,004	0,004	0,004
0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
0,015	0,02	0,01	0,02	0,004	0,003	0,006
0,01	0,015	0,015	0,015	0,01	0,015	0,008
0,5	1	0,4	0,7	0,4	0,4	0,4
0,002	0,007	0,005	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004
0,005	0,02	0,01	0,01	0,0007	0,0007	0,0007
0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
0,02	0,04	0,03	0,03	0,002	0,002	0,002
0,05	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
0,1	0,07	0,04	0,07	0,03	0,03	0,04
0,005	0,004	0,005	0,007	0,008	0,01	0,01
0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,025	0,02
0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,006	0,006
0,0006	0,0004	0,0004	0,0003	0,0003	0,0007	0,0007
0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0004	0,0004
14 м	16 м	20 м	30 м	40 м	50 м	60 м

жила сложена мелкозернистыми породами. Далее располагается среднекристаллическая плагиоклазовая порода, а еще ближе к центру залегают крупнокристаллические плагиоклаз-микроклиновые породы апографической, пегматоидной и блоковой структур с мономинеральными выделениями микроклина. В осевой части жилы имеется кварцевое ядро. По всей жиле встречаются участки кварц-мусковитового комплекса.

Жила 68 секущая, залегают среди биотитовых гнейсов. Сложена она породами письменной, апографической и блоковой структуры. По составу полевого шпата порода преимущественно микроклиновая. Разрабатывается для получения главным образом керамического сырья.

Жила 904 залегают среди биотитовых гнейсов, протягивается на расстояние до 70 м; сложена преимущественно плагиоклазовой породой апографической структуры.

Жила 250 расположена в западной части месторождения. По форме жила линзообразно-извилистая. Имеет крупные ксенолиты гнейсов. Мощность жилы до 25 м. Сложена жила преимущественно мелко- и крупнозернистыми породами апографической, пегматоидной и блоковой структуры. Полевые шпаты представлены как плагиоклазом, так и микроклином. Залегают жила среди биотитовых, гранато-биотитовых и двуслюдяных гнейсов.

Жила 476 прослежена в западной части месторождения. Залегают она среди биотитовых гнейсов; жила согласная, большой протяженности и мощности. Среди жилы встречаются ксенолиты. Пегматитовая жила сложена как плагиоклазовой породой апографической, так и микроклиновой-письменной и блоковой структуры.

Жила 531 расположена за пределами собственно пегматитового слюдоносного поля, жила керамическая (по использованию сырья). Залегают она среди биотитовых гнейсов, имеет большую длину и мощность. Жила секущая, по составу полевого шпата — плагиоклаз-микроклиновая. Распространены как письменная, так и пегматоидная и блоковая структуры пегматитов.

По описанным выше пегматитовым жилам были отобраны и впоследствии проанализированы образцы пород, взятые на определенных расстояниях от контакта, равным образом на строго отмеренных расстояниях от контакта с теми же крупными пегматитовыми жилами были взяты образцы гнейса. Результаты анализов этих пяти жил даны на рис. 1—5 и в табл. 1—5. Кроме того, по трем жилам были взяты и изучены образцы гнейса и породы пегматитовой жилы из непосредственных контактов, а также из двух небольших пегматитовых жилок, причем здесь изучены как образец из жилы, так и вмещающих гнейсов. Результаты этих анализов даны на рис. 6.

Сравнение полученных данных дает весьма четкие результаты. Во всех случаях оказалось, что гнейсы содержат значительно больший набор микроэлементов и большинство встречающихся микроэлементов в гнейсах встречается в больших количествах.

В породах пегматитовой жилы в больших количествах наиболее часто, в семи случаях из десяти, встречается свинец. В пяти случаях в пегматитовых жилах в больших количествах, чем в гнейсах, встречается барий и бериллий, в трех случаях стронций и, наконец, ванадий, циркон, лантан и галлий встречаются в больших количествах только в одной тонкой жилке. Из тех же 10 изученных жил примерно одинаковое содержание в восьми случаях оказалось для лантана и стронция. Одинаковое содержание галлия было в семи, а бериллия — в шести случаях. Одинаковое содержание ниобия, свинца и меди наблюдалось в трех случаях.

Во всех случаях в гнейсах в больших количествах встречается марганец, почти во всех случаях в гнейсах преобладают титан, хром и медь. В половине случаев в гнейсах преобладают барий и ванадий.

Последней группой элементов, встречающихся только в гнейсах и не встреченных в пегматитовой жиле, оказались цинк и никель; в восьми пегматитовых жилах (из десяти) не было кобальта, присутствовавшего в гнейсах. В половине пегматитовых жил не было встречено фосфора, ниобия, молибдена и скандия, присутствовавших в гнейсах.

Таблица 5

Содержание микроэлементов в образцах из жилы 531 месторождения Рихолатва и вмещающих ее

Элемент	45а	45б	212а	212б	212в	212г	212д
Be	0,0002	0,0001	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004
P	—	—	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06
Mn	0,01	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
Pb	0,005	0,002	0,006	0,007	0,005	0,004	0,003
Sn	—	—	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
Nb	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ga	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Ge	—	—	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
Mo	—	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
V	0,001	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Li	—	—	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005
Cu	0,001	0,005	0,02	0,03	0,07	0,06	0,015
Na	—	—	1	1	1	1	1
Zn	0,007	0,01	0,025	0,02	0,01	0,015	0,01
Ti	0,07	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8
Co	—	0,008	0,008	0,009	0,01	0,01	0,008
Ni	—	0,01	0,02	0,02	0,025	0,02	0,02
Zr	—	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Cr	0,001	0,03	0,06	0,03	0,05	0,04	0,06
Sr	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,004	0,02
Ba	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
La	0,005	0,005	0,007	0,007	0,007	0,005	0,005
Ce	—	—	0,015	0,015	0,15	0,01	0,01
Y	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
B	—	—	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Yb	—	—	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004

Пегматит	Гнейс	Гнейсы на расстоянии от жилы 531				
плагно-клар на контакте с гнейсом 45б	контакта из нижнего карьера	Контакт	50 см	1 м	2 м	3 м

В большинстве случаев в контактах жил не наблюдается закономерной миграции микроэлементов. В контакте пегматитовых жил и только в отдельных жилах наблюдалось изменение содержания микроэлементов в контакте. Так, в контакте жилы 156 гнейсы, прилегающие к пегматитовой жиле, оказались обеднены хромом и медью, а в контакте жилы 179 — свинцом.

Наиболее часто, в трех случаях (жилы 156, 441 и 106), наблюдалось в контактных гнейсах обогащение бериллием. Отмечалась концентрация меди в контактных гнейсах вокруг жилы 531 и свинца вокруг жилы 156.

Равным образом четкой концентрации микроэлементов в пегматитовой жиле или наоборот обеднения ими контактов не наблюдается.

гнейсах на разных расстояниях от контакта

	212е	212ж	212з	212и	212к	212л	212м
	0,0004	0,0004	0,0004	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,1	0,08
	0,2	0,3	0,2	0,15	0,2	0,2	0,2
	0,004	0,004	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003
	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,025
	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004
	0,01	0,006	0,02	0,015	0,07	0,008	0,02
	1	1	1	1	1	1	1
	0,02	0,02	0,02	0,01	0,025	0,02	0,015
	1	1	0,8	0,6	0,8	1	0,8
	0,01	0,01	0,008	0,008	0,009	0,015	0,01
	0,02	0,025	0,02	0,01	0,02	0,025	0,02
	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05
	0,02	0,02	0,02	0,015	0,01	0,03	0,01
	0,05	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
	0,007	0,007	0,007	0,005	0,005	0,006	0,005
	0,015	0,015	0,01	0,01	0,01	0,015	0,01
	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003

	Гнейсы на расстоянии от жилы 531						
	5 м	10 м	20 м	30 м	40 м	50 м	100 м

Вместе с тем, отсутствие специфической характеристики контактных зон не может свидетельствовать об отсутствии заражения микроэлементами гнейсов пегматитовой расплава. В пользу этого говорит значительно больший набор микроэлементов в мелких жилах, например, в жиле 682 фиксировано обогащение ниобием, гадолинием, медью, цирконом и лантаном, чего не наблюдалось в крупных жилах.

О заражении пегматитовой магмы микроэлементами гнейсов говорит также то, что характерные элементы, обычно не встречающиеся в пегматитах, содержатся в породах некоторых пегматитовых жил (например, цинк, никель, циркон, кобальт, ниобий, молибден, скандий и др.).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ГНЕЙСА

Из двух образцов гнейса удалось выделить чистые мономинеральные фракции и проанализировать их параллельно с валовой пробой того же гнейса. Результаты анализов даны на рис. 7 и в табл. 6.

Рассмотрение этих результатов позволяет сделать ряд довольно интересных выводов. Прежде всего следует отметить, что, как и следовало ожидать, наибольший набор микроэлементов встречается в гнейсах. В них встречаются все микроэлементы, которые были обнаружены в слагающих его минералах. Из отдельных породообразующих минералов гнейса наиболее широкий набор микроэлементов содержит биотит. Меньший, но все-таки довольно большой набор микроэлементов отмечается в полевом шпате и наименьший набор микроэлементов определен в кварце.

Крайне интересно, что в биотите не встречено бериллия и стронция, хотя последние присутствуют и в гнейсе и в других изученных минералах — полевом шпате и кварце. То, что это связано с особенностями самого биотита следует из того, что отсутствие этих элементов фиксировано в обоих изученных образцах. Биотит богаче, чем гнейс и другие минералы, титаном, барием и медью. Ванадия в биотите явно больше, чем в гнейсе, видимо, подобным же образом могут вести себя и другие металлы, кобальт, никель, хром. Ниобия в обоих случаях и олова, обнаруженного в одном случае, в биотите меньше, чем в гнейсе. Видимо, они входят в самостоятельные минералы.

Для полевого шпата особенно интересно поведение свинца, которого здесь больше, чем в остальных минералах. Следует отметить, что содержание бария

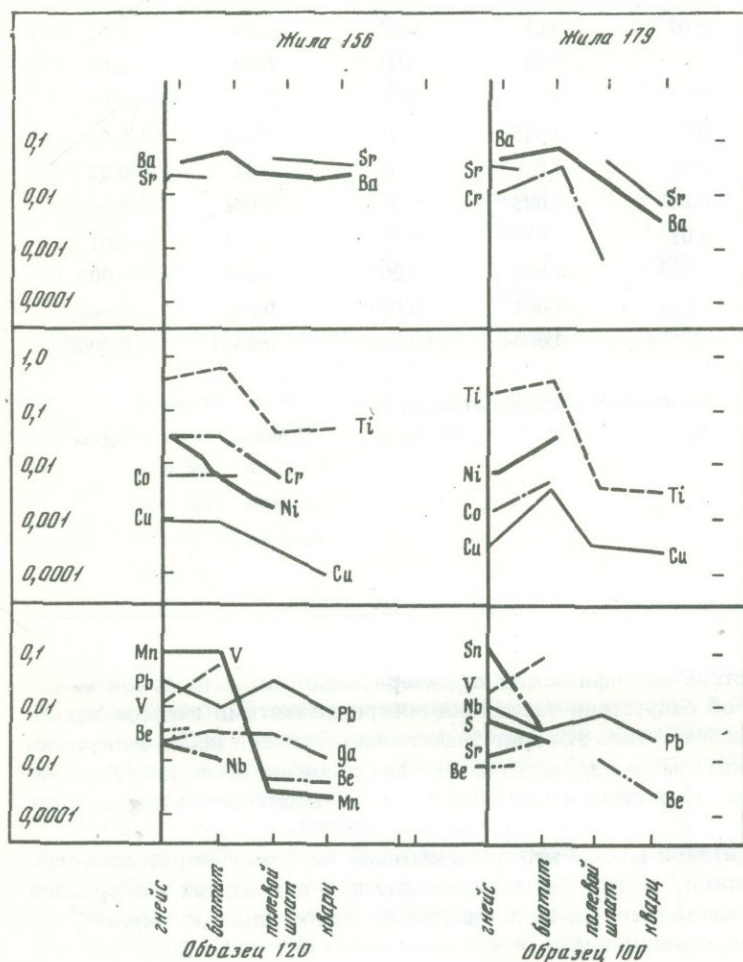


Рис. 7. Содержание микроэлементов в гнейсе месторождения Риколатва и выделенных из него минералах

Обр. 120 — гнейс из контакта с жилой 156; обр. 100 — гнейс из контакта с жилой 179

Таблица 6

Сравнение микроэлементов, присутствующих в минералах, выделенных из гнейса и пегматитовых жил

Элемент	120в	120а	120г	120б	100а	100б	100в	100г
Be	0,003	—	0,000n—	0,000n—	0,0003	—	0,000n	0,0001
Sc	—	0,001	—	—	0,0007	0,001	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,1	0,1	0,000n	0,000n—	—	0,0n	0,00n	0,00n+
Pb	0,003	0,001	0,003	0,001	0,004	0,001	0,003	0,001
Sn	—	—	—	—	0,04	0,001	—	—
Nb	0,002	0,001	—	—	0,002	0,001	—	—
Ga	0,002	0,00n—	0,003	0,001	0,003	0,00n—	0,00n—	0,000n—
Mo	0,0003	0,000n	—	—	0,0002	0,000n	—	—
V	0,01	0,0n—	—	—	0,008	0,0n—	—	—
Cu	0,001	0,001	0,000n	0,0001	0,0004	0,00n—	0,000n	0,000n—
Zn	0,01	0,0n—	—	—	—	0,0n—	—	—
Ti	0,4	0,n+	0,00n	0,00n	0,3	0,n	0,00n+	0,00n
Co	0,006	0,00n	—	—	0,002	0,00n	—	—
Ni	0,01	0,00n+	0,001	—	0,01	0,0n—	—	—
Zr	0,03	—	—	0,00n+	0,02	—	0,00n+	0,00n+
Cr	0,03	0,0n	0,00n—	—	0,04	0,0n+	0,001	—
Sr	0,02	—	0,0n	0,0n	0,05	—	0,0n	0,01
Ba	0,07	0,0n	0,0n—	0,0n—	0,06	0,1	0,0n—	0,00n
Y	—	—	—	—	—	—	—	—
La	0,005	Не определялся			0,005	Не определялся		
	Гнейс	Биотит	Полевой шпат	Кварц	Гнейс всяческого контакта	Биотит	Полевой шпат	Кварц

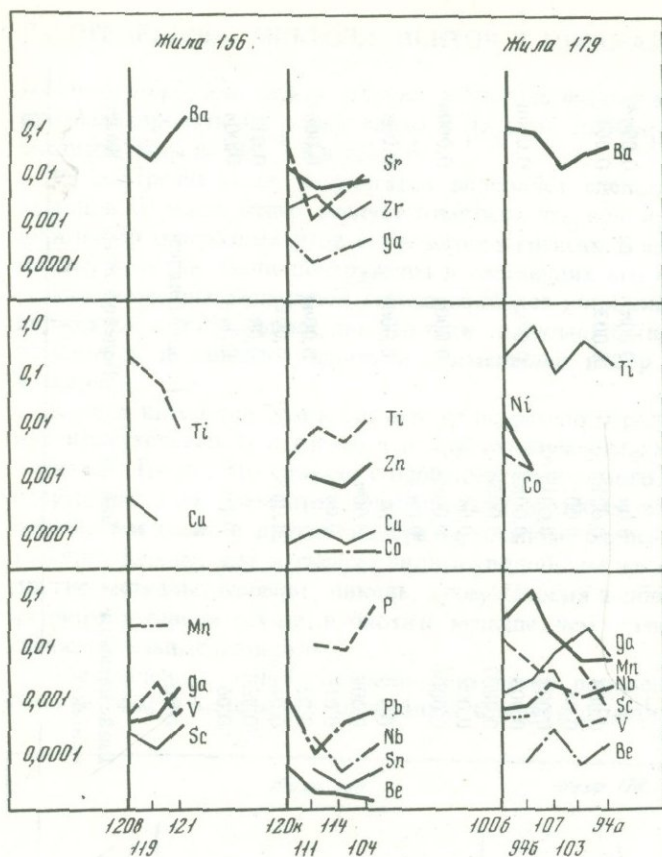


Рис. 8. Сравнение содержания микроэлементов в минералах из гнейса с их содержаниями в минералах из пегматитовых жил

Обр. 120 — биотит из гнейса около жилы 156; обр. 119 — биотит из пегматитовой жилы 156; обр. 121 — мусковит из пегматитовой жилы 156; обр. 120к — кварц из гнейса около жилы 156; обр. 111, 114, 109 — кварцы из жилы 156; обр. 1006 — биотит из гнейса около жилы 179; обр. 94б — биотит из пегматитовой жилы 179; обр. 107, 103, 94а — мусковит из пегматитовой жилы 179

и стронция в гнейсе в общем определяется именно содержанием этих элементов в полевом шпате.

Микроэлементы в кварце встречаются в меньшем наборе и в меньших количествах, чем в других изученных минералах. В обоих изученных кварцах из гнейсов встречены стронций, барий, титан, медь, свинец и бериллий и только в одном случае отмечены галлий и марганец. Хотя изучению подвергались мономинеральные фракции, но мы не можем гарантировать, что в некоторых зернах кварца не было каких-либо микровключений.

СРАВНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ГНЕЙСА И ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Выше было указано, что образцы гнейсов, из которых были выделены мономинеральные фракции, были взяты в риколатвенском слюдоносном поле в контакте со слюдоносными пегматитовыми жилами. Это дало возможность сравнить набор микроэлементов, содержащийся в минералах гнейса, с набором, содержащимся в сходных минералах из пегматитовых жил.

По жиле 156 такое сравнение проведено в слюдах и в кварце, а по жиле 179 только в слюдах (рис. 8, табл. 7).

Рассмотрение полученных результатов показывает, что биотиты из пегматитовых жил в общем более богаты микроэлементами, чем биотиты из гнейса, но мусковиты беднее, хотя набор микроэлементов в обоих слюдах близкий. Так, никеля, кобальта и цинка, присутствующих в биотитах жилы 179, нет в мусковитах. Бериллий входит только в слюды пегматитовой жилы. Марганцем и ванадием биотиты богаче, чем мусковиты. Галлий в большем количестве входит в мусковиты. Олово отмечено только в мусковите из жилы 156.

Таблица 7

Сравнение содержания микроэлементов в минералах гнейса и пегматитовой жилы

Элемент	120а	119	121	120б	111	114
Be	—	0,000n	0,0003	0,000n—	0,0001	0,0001
Sc	0,001	0,000n+	0,00n—	—	—	—
P	—	—	—	—	0,02	0,01
Mn	0,1	0,1	—	0,000n—	0,006	0,002
Pb	0,001	—	—	0,001	0,0003	0,0007
Sn	—	0,001	—	—	0,0002	0,0001
Nb	0,001	0,00n—	—	—	0,0006	0,0002
Ga	0,00n—	0,00n+	0,01	0,001	0,0003	0,0004
Mo	0,000n	0,000n—	—	—	—	—
V	0,0n—	0,00n	0,01—	—	0,0001	0,0001
Cu	0,001	0,0003	—	0,0001	0,002	0,001
Zn	0,0n—	0,03	—	—	0,002	0,002
Ti	0,н+	1	0,3	0,00n	0,02	0,01
Co	0,00n	0,00n—	—	—	0,0001	0,0001
Ni	0,00n+	0,00n+	0,000n	—	0,0004	0,0006
Zr	—	0,001	—	0,00n+	0,005	0,002
Cr	0,0n	—	0,00n—	—	0,0002	0,0002
Sr	—	—	0,01	0,0n	0,001	0,006
Ba	0,0n	0,03	0,1	0,0n—	0,003	0,003
Y	—	—	—	—	—	—
La	Не определялся					
	Биотит	Биотит	Мусковит	Кварц	Кварц из переходного пегматита	

Таблица 7 (окончание)

Элемент	109	100	94б	107	103	94а
Be	0,0001	—	0,0001	0,000n	0,0001	0,000n—
Sc	—	—	0,001	—	0,00n—	0,0001
P	0,2	—	—	—	0,1	—
Mn	0,01	0,0n	0,н—	0,0n—	0,01	0,01
Pb	0,001	0,001	—	—	0,00n—	—
Sn	0,0002	0,001	—	0,00n	—	—
Nb	0,0008	0,001	—	0,003	0,00n—	0,00n—
Ga	0,0006	0,00n—	0,003	0,01	0,0n—	0,01
Mo	—	0,000n	0,000n—	—	0,000n—	—
V	0,0001	0,0n—	0,00n—	0,00n	0,000n	0,001
Cu	0,002	0,00n—	0,000n—	0,0001	—	—
Zn	0,003	0,0n—	0,003	0,00n	—	—
Ti	0,02	0,н	—	0,н—	0,н	0,3
Co	—	0,00n	0,003	—	—	—
Ni	0,0004	0,0n—	0,003	—	—	0,000n—
Zr	0,003	—	—	—	—	—
Cr	0,0001	0,0n+	—	—	—	—
Sr	0,01	—	—	—	—	—
Ba	0,004	0,1	0,0n	0,01	0,03	0,0n
Y	—	—	—	—	—	—
La	Не определялся					
	Кварц из переходного пегматита		Биотит	Мусковит	Мусковит	Мусковит

Таблица 8

Содержание рассеянных элементов в кварце из пегматитовых жил месторождения Риколатва из

Элемент	117	36	131	102	83
Be	—	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
P	0,02	0,03	0,015	0,01	0,01
Mn	0,003	0,004	0,005	0,005	0,002
Pb	0,02	0,001	0,0006	0,001	0,0005
Sn	0,0003	0,0004	0,0002	0,0001	0,0002
Nb	0,0005	0,0007	0,0002	0,0006	0,0006
Ga	0,002	0,0003	0,0003	0,0006	0,0002
Mo	—	—	0,0001	—	—
V	0,0001	0,0001	0,0002	0,00015	0,0001
Cu	0,003	0,004	0,004	0,005	0,002
Zn	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002
Ti	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02
Co	0,0001	—	0,0003	0,0002	0,002
Ni	0,0007	0,0002	0,0015	0,0008	0,0006
Zr	0,002	0,003	0,004	0,008	0,002
Mg	0,01	0,015	0,15	0,03	0,02
Cr	0,0006	0,0002	0,0006	0,0003	0,0001
Sr	0,02	0,008	0,006	0,008	0,002
Ba	0,07	0,0008	0,007	0,005	0,003
W	0,0007	0,0006	0,0003	0,0006	0,0004
Li	0,002	0,0008	0,0003	0,001	0,0007
Жила	156	Пегматит из зоны пород графической структуры			441

пород различных зон пегматитовых жил

	217	41a	80	93	95
	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
	0,02	0,07	0,07	0,01	0,01
	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004
	0,0008	0,001	0,002	0,003	0,002
	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,001
	0,0003	0,0005	0,0005	0,0007	0,0008
	0,0003	0,0003	0,0002	0,0004	0,0008
	—	—	—	—	0,001
	0,0001	0,0002	0,00015	0,0002	0,0002
	0,015	0,004	0,003	0,004	0,005
	0,006	0,002	0,002	0,002	0,006
	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05
	0,006	0,002	—	0,0001	0,0001
	0,0002	0,0004	0,0002	0,0008	0,0006
	0,003	0,03	0,004	0,002	0,003
	0,03	0,02	0,015	0,03	0,04
	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0003
	0,002	0,006	0,02	0,008	0,005
	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005
	0,0007	0,0006	0,0005	0,0002	0,0008
	—	0,0001	0,0008	0,0002	0,0002
	531	Пегматит из зоны пород графической структуры			179

Таблица 8 (продолжение)

Элемент	99	109	275г	217a	331	41
Be	0,0001	0,0001	0,0001	—	0,0001	0,0001
P	0,01	0,2	0,02	0,01	0,015	0,01
Mn	0,002	0,01	0,005	0,001	0,006	0,002
Pb	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,0008
Sn	0,0002	0,0002	0,0007	0,0002	0,0002	0,0003
Nb	0,0008	0,0008	0,0006	0,0003	0,0004	0,0007
Ga	0,0008	0,0006	0,002	0,0003	0,0005	0,0005
Mo	—	—	—	—	—	—
V	0,0015	0,00015	0,00015	0,0001	0,0002	0,0002
Cu	0,003	0,002	0,004	0,004	0,009	0,003
Zn	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
Ti	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03
Co	—	—	—	—	—	0,0001
Ni	0,0001	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003	0,0005
Zr	0,007	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
Mg	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03
Cr	0,0002	0,0001	0,0002	0,0002	0,0003	0,0001
Sr	0,004	0,01	0,015	0,003	0,007	0,002
Ba	0,004	0,004	0,007	0,003	0,004	0,004
W	0,0005	0,0007	0,0008	0,0006	0,0008	0,0007
Li	0,0009	0,015	0,004	0,001	0,0005	0,001
Жила	156	Пегматит из зоны пород апографической структуры			2	531

	44	70	114	98	130	23
	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	—	0,0001
	0,01	0,04	0,01	0,01	0,015	0,01
	0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
	0,0008	0,0005	0,0007	0,0007	0,0007	0,0006
	0,0003	0,0003	0,0001	0,0002	0,0002	0,0003
	0,0006	0,0006	0,0002	0,0004	0,0005	0,0005
	0,0004	0,0003	0,0004	0,0005	0,0004	0,0002
	—	—	—	—	—	—
	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	—	0,0001
	0,007	0,004	0,001	0,005	0,002	0,002
	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
	—	—	0,0001	—	0,0003	0,0002
	0,0003	0,0002	0,0006	0,0001	0,001	0,0003
	0,002	0,06	0,002	0,005	0,02	0,003
	0,02	0,015	0,005	0,03	0,01	0,008
	0,0002	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002	0,0001
	0,006	0,004	0,006	0,005	0,006	0,002
	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003
	0,0007	0,0005	0,0003	0,0005	0,0005	0,0006
	0,001	0,001	0,0008	0,0008	0,0008	0,0007
	501	Пегматит из зоны пород апографической структуры			68	106

Таблица 8 (продолжение)

Элемент	17	60	111	151	81
Be	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
P	0,2	0,01	0,02	0,01	0,01
Mn	0,004	0,003	0,006	0,002	0,004
Pb	0,0008	0,001	0,0008	0,0006	0,001
Sn	0,0003	0,0004	0,0002	0,0001	0,0003
Nb	0,0004	0,0005	0,0006	0,0001	0,0007
Ga	0,0004	0,0004	0,0003	0,0002	0,0008
Mo	-	-	-	0,0001	0,0001
V	0,0001	0,0001	0,00015	0,0001	0,00015
Cu	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003
Zn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ti	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03
Co	-	-	0,0001	0,0001	-
Ni	0,0002	0,0003	0,0004	0,0005	0,0003
Zr	0,003	0,003	0,005	0,003	0,03
Mg	0,02	0,02	0,06	0,008	0,03
Cr	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002
Sr	0,005	0,002	0,01	0,001	0,007
Ba	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003
W	0,0008	0,0008	0,0007	0,0004	0,0007
Li	0,0006	0,0007	0,001	0,0005	0,002
Жила	476	Пегматит из блоковой зоны			441
		2	156	441	441

Таблица 8 (окончание)

Элемент	265	268	104	2776	282
Ba	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
P	0,02	0,015	0,015	0,02	0,02
Mn	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002
Pb	0,002	0,0006	0,0003	0,0006	0,0004
Sn	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	0,0003
Nb	0,0006	0,0004	0,0003	0,0004	0,0006
Ga	0,001	0,0003	0,0002	0,0002	0,0003
Mo	-	-	-	-	-
V	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Cu	0,006	0,003	0,002	0,003	0,002
Zn	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Co	0,0002	-	0,0002	-	-
Ni	0,002	0,0005	0,001	0,002	0,0002
Zr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
Mg	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Cr	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001
Sr	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Ba	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005
W	0,0006	0,0005	0,0004	0,0007	0,0008
Li	0,0007	0,0006	0,0005	0,0005	0,0007
Жила	441	Пегматит из блоковой зоны			505
		441	179	330	505

	265	290	216	251	257	262
	0,0002	0,0001	-	-	-	-
	0,02	0,01	0,015	0,02	0,01	0,015
	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003
	0,002	0,0004	0,00015	0,000	0,0006	0,0007
	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002
	0,0006	0,0004	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
	0,001	0,0002	0,0004	0,0003	0,0002	0,0003
	-	-	-	-	-	-
	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,00001	0,0001
	0,006	0,02	0,002	0,002	0,005	0,0008
	0,004	0,006	0,002	0,002	0,003	0,001
	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
	0,0002	-	0,0001	-	-	0,0001
	0,002	0,04	0,0006	0,0004	0,0003	0,0008
	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
	0,02	0,02	0,1	0,03	0,01	0,07
	0,0001	0,0001	0,0004	0,0003	0,0002	0,0003
	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002
	0,004	-	0,005	0,002	0,003	0,003
	0,0006	0,0004	0,0008	0,0007	0,0004	0,0008
	0,0007	0,0007	0,0008	0,0007	0,0007	0,0006
	441	633	Пегматит из блоковой зоны		509	441
			531	Высокое		

	157	32	287	243	61	59
	0,0001	0,0001	0,0002	-	0,0001	0,0001
	0,015	0,01	0,03	0,01	0,01	0,015
	0,002	0,003	0,005	0,001	0,006	0,003
	0,0006	0,001	0,0015	0,001	0,001	0,0008
	0,0002	0,0006	0,0003	0,001	0,001	0,0008
	0,0003	0,0004	0,0006	0,0003	0,0005	0,005
	0,0002	0,0006	0,0008	0,0006	0,0005	0,0004
	0,0001	-	-	-	0,0004	-
	0,0001	0,0001	0,0003	0,01	0,0003	0,0001
	0,005	0,003	0,001	0,001	0,003	0,003
	0,002	0,002	0,003	0,005	0,003	0,002
	0,02	0,03	0,07	0,015	0,05	0,03
	0,0001	0,03	0,0003	-	0,0001	0,0001
	0,0004	0,0003	0,001	0,0004	0,0006	0,0003
	0,003	0,003	0,003	0,015	0,03	0,003
	0,01	0,03	0,07	0,02	0,07	0,02
	0,0002	0,0002	0,001	0,0001	0,0005	0,0002
	0,001	0,002	0,005	0,002	0,005	0,002
	0,002	0,004	0,008	0,003	0,004	0,003
	0,0005	0,0004	0,0005	0,0007	0,00008	0,0006
	0,001	0,001	0,0008	0,0007	0,0008	0,0007
	106	106	Пегматит из блоковой зоны		904	2
			742	Высокое		

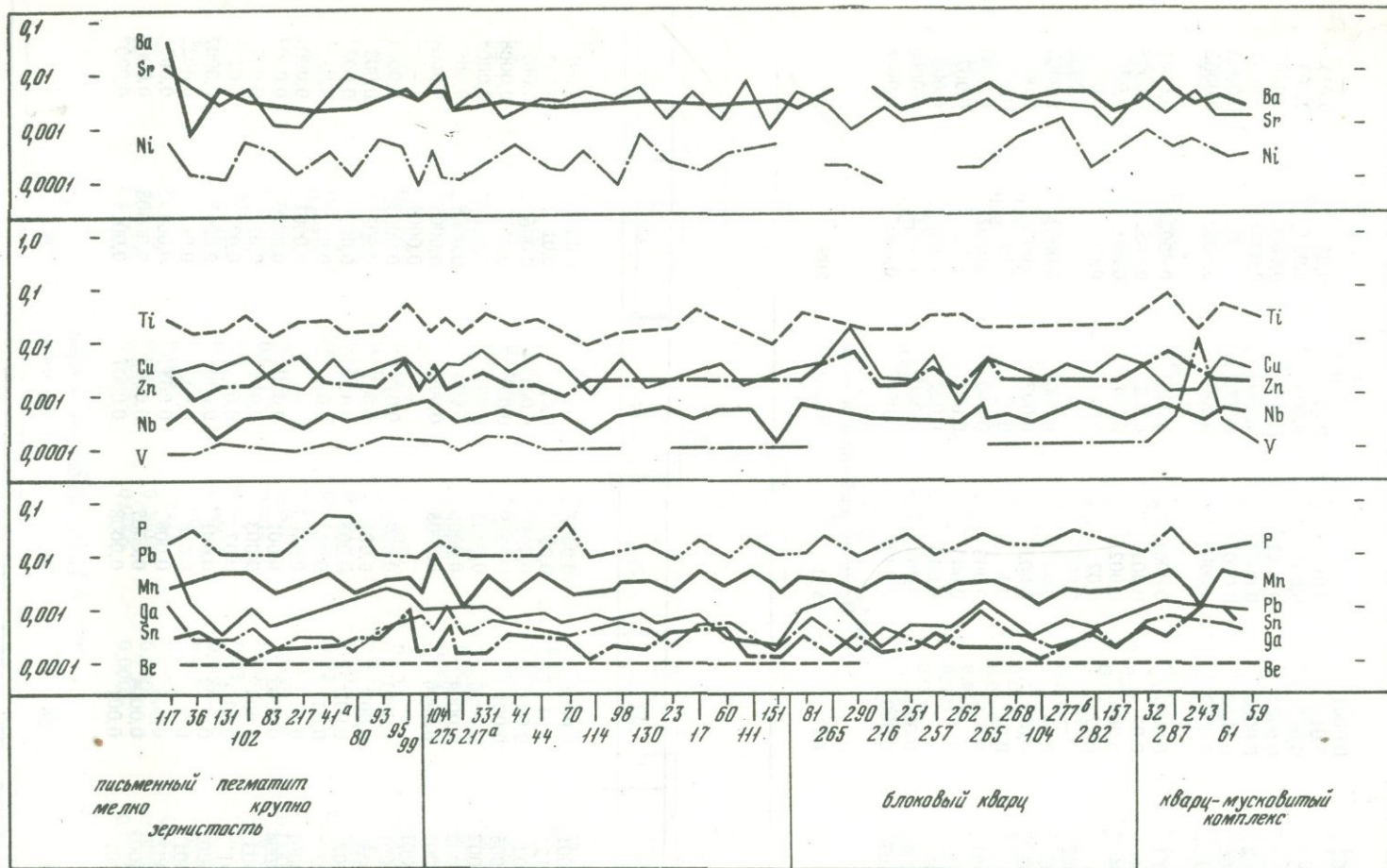


Рис. 9. Содержание микроэлементов в кварце из различных зон пегматитовых жил месторождения Риколатва

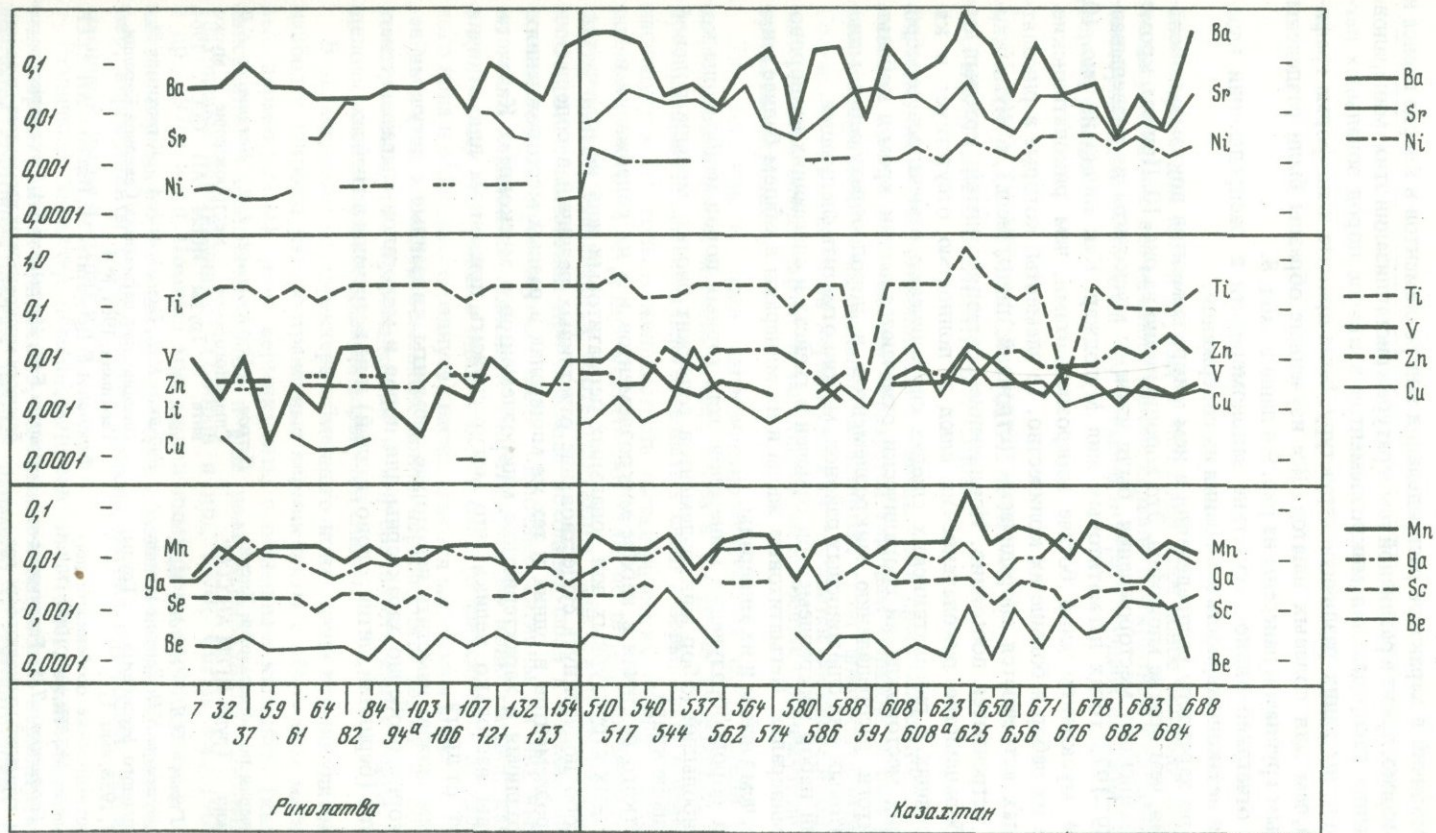


Рис. 10. Содержание микроэлементов в мусковитах из пегматитовых жил Риколатва и Казахстана

Для изучения распределения содержания микроэлементов в кварце для жилы 156 сравнивались кварц гнейса и пегматитовых жил (три образца). Причем отчетливо выявилось большее богатство микроэлементами кварца пегматитовой жилы. Ряд микроэлементов (цинк, кобальт, никель, ниобий, фосфор, олово) встречены только в пегматитовых кварцах.

Причина различий в характере распределения микроэлементов в кварце гнейса и пегматита, видимо, лежит в различной температуре кристаллизации этих минералов.

Для сравнения распределения микроэлементов в кварце пород зональных пегматитовых жил, имеющих различную структуру, была принята иная форма графика сравнения, чем для полевых шпатов. Все изученные образцы были разделены по структурным группам и нанесены на рис. 9 и даны в табл. 8.

На рис. 9 отчетливо видно отсутствие закономерности в распределении микроэлементов и незакономерность колебания их содержания.

Мусковит по характеру распределения в нем микроэлементов показывает большие колебания, чем другие минералы. Это хорошо видно на рис. 10. Причем, кроме слюд Риколатвинского месторождения, были изучены мусковиты из разведывавшихся в 1969–1972 годах пегматитовых жил Мугоджар. Как видно из рис. 10, мугоджарские мусковиты явно богаче микроэлементами, чем риколатвинские. Здесь больше их набор и больше их количество. Те элементы, которые в риколатвинских слюдах встречаются спорадически (стронций, цинк, медь), в мугоджарских слюдах встречаются постоянно. Исключение составляет литий, который отмечается в большинстве риколатвинских слюд и полностью отсутствует в казахстанских слюдах. В риколатвинских слюдах спорадически отмечалось серебро. В слюдах обоих месторождений спорадически отмечаются лантан, хром и кобальт.

Подводя итоги распределению микроэлементов в порообразующих минералах пегматитовых жил слюдоносных районов, можно отметить следующее.

Наибольший набор микроэлементов отмечен в гнейсах и слагающих их порообразующих минералах. Пегматитовые жилы и их минералы в общем беднее микроэлементами, чем гнейсы и их минералы.

Из главных порообразующих минералов этих горных пород наибольшие количества и наибольший набор микроэлементов содержит биотит, меньше полевой шпат и еще меньше кварц.

Особого четкого различия в наборе микроэлементов и в их содержании в минералах из разных структурных зон зональных пегматитовых жил не намечается.

Следует особо подчеркнуть существование отчетливых различий в содержании и наборе микроэлементов в одних и тех же минералах в разных месторождениях. Выявленные различия в характеристике микроэлементов в мусковитах Казахстана и Риколатвы настолько велики, что могут служить признаком для отличия этих слюд друг от друга.

Вместе с тем можно наметить некоторые элементы, связанные с летучими веществами, которые особенно характерны для пород и минералов слагающих пегматитовые жилы (бериллий, литий, олово, галлий) и не встречены в гнейсах.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкина Е.Д. Очерки по минералогии Енских пегматитовых жил. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Белянкина Е.Д., Гурьева Э.Я., Игнатова М.Д., Петров В.П., Толстихина К.И. Генезис и типизация промышленного мусковита. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 12.
- Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса. М., "Недра", 1960.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.И. Геохимические особенности турмалин-мусковитовых гранитов Кольского полуострова в связи с их пегматитовостью. — В кн.: "Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. М., "Недра", 1968.

- Петров В.П., Кулешов Г.Ф., Белянкина Е.Д. Слюдяногорское месторождение мусковита. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Рябчиков И.Д., Соловьева Б.А. К геохимии Rb в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Геохимия, 1961, № 4.
- Ферсман А.Е. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов Мамско-Витимской провинции. М., "Наука", 1969.
- Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., "Недра", 1969.

СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРМИКУЛИТА

Вермикулит для нашей страны в известной мере новое полезное ископаемое, поскольку освоение его началось совсем недавно с открытием Ковдорского и других месторождений. К настоящему времени в стране создана надежная сырьевая база вермикулита.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ГИДРАТАЦИИ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД

Вермикулит — гидратированный магнезиальный слоистый силикат магния с переменным количеством железа образуется главным образом за счет выветривания триоктаэдрических магнезиально-железистых слюд флогопит-биотитового ряда. Состав силикатных слоев вермикулита определяется составом исходных для него материнских слюд; характер заполнения межслоевых промежутков — геохимией среды выветривания.

Так же, как и среди магнезиально-железистых слюд, среди вермикулитов наблюдаются почти безжелезистые, слабо и умеренно железистые разности. При преобразовании магнезиально-железистых слюд в вермикулит в известной степени наследуется не только железистость октаэдрических позиций исходной слюды, но и железистость тетраэдрического слоя. Так, по тетраферрибиотитам и тетраферрифлогопитам развиваются соответствующие разности тетраферривермикулитов.

Основные изменения при переходе исходных слюд в вермикулит происходят в межслоевых промежутках слюд. Щелочные катионы из них выносятся, и на их место становятся обменные гидратированные ионы магния, кальция, натрия и др., между которыми в один или два слоя (в зависимости от характера обменного иона и его ионного радиуса) располагаются молекулы воды.

Различный характер обменных ионов вермикулита связан с геохимией среды выветривания, т.е. преобладанием в ней соответствующих ионов, вытесняющих щелочи из межслоевых позиций первичной слюды.

В зависимости от характера обменного иона среди вермикулитов различаются наиболее широко распространенные вермикулиты с обменным магнием (магние-вые вермикулиты), реже вермикулиты с обменным кальцием (кальциевые вермикулиты) (Афанасьев, 1970) и еще реже вермикулиты с обменным натрием (натриевые вермикулиты) (Бобров и др., 1970; Curtis e.a., 1969; Токмаков и др., 1976) и т.п. Помимо этих моноионных форм вермикулита в природе встречаются вермикулиты с двумя и более обменными ионами одновременно, например, вермикулиты с обменными ионами магния и кальция; магния и натрия; магния, кальция и натрия и т.д.

Различный характер обменных ионов значительно сказывается на свойствах этих вермикулитов. Магние-вые, кальциевые и натриевые вермикулиты в воздушно-сухом состоянии имеют разный параметр C , соответственно составляющий 14,4 Å, 14,8 Å и 12,2 Å. Этот параметр для магниевого и кальциевого вермикулитов в насыщенном водой состоянии меняется лишь на 0,1–0,15 Å. Решетка этих вермикулитов достаточно стабильна. Она не обнаруживает эффекта набухания

с глицерином и этиленгликолем. Напротив, параметр C натриевого вермикулита во влажном состоянии увеличивается до $14,4\text{--}14,8 \text{ \AA}$, а при насыщении этиленгликолем возрастает до значения $16,9\text{--}17,0 \text{ \AA}$. По отношению к этиленгликолю вермикулит этот ведет себя подобно монтмориллониту. Помимо неоднозначности параметра C рентгеновский облик этих вермикулитов четко различается по характеру и соотношению интенсивностей базальных рефлексов, а также по особенностям сжатия их решетки (параметра C) при нагревании.

Магниевые, кальциевые и натриевые вермикулиты различаются по характеру кривых ДТА, потере веса, особенностям кривых ИКС при нагревании и объемному весу при вспучивании, а также по особенностям хода самого процесса вспучивания.

Неоднозначность свойств магниевых и натриевых вермикулитов должна во многом определить пути их практического использования. Так, натриевые вермикулиты, обладающие наименее стабильной решеткой и наиболее легко дающие различные обменные комплексы, в том числе и органопроизводные, могут широко и наиболее целесообразно использоваться как различного рода адсорбенты, катализаторы и т.п.

Помимо природных Mg , Ca , Na и других форм вермикулитов, искусственно получены и детально изучены вермикулиты с многими другими обменными ионами. Свойства этих вермикулитов также весьма различны (Barshad, 1948; Хвостенков и др., 1971).

В силикатных слоях материнских для вермикулита слюд изменения в первую очередь затрагивают октаэдрические слои. В них происходит почти полное окисление закисного железа. Переходом железа в октаэдрах из двухвалентного в трехвалентное состояние, а также выделениями части его в виде свободных гидроксидов (гетита и др.) объясняются вариации цвета образующегося вермикулита. Показательно в этом отношении то, что вермикулиты, образующиеся по мало-железистым слюдам, как правило, почти бесцветны или слабо окрашены.

В тетраэдрических слоях слюд при переходе их в вермикулит наиболее часто наблюдается лишь небольшое увеличение содержания алюминия и уменьшение содержания кремния.

Помимо собственно вермикулита в природе очень широко развиты переходные образования между вермикулитом и исходной слюдой — различного рода смешанослойные образования — гидрофлогопиты и гидробиотиты, а также продукты гидратации, представленные смесью фаз исходной слюды (A) и образованного по ней вермикулита (B), не полностью вермикулитизированные слюды (A) + (B). На рентгенограммах последних присутствуют самостоятельные отражения как исходной слюды (A) ($d(001) \approx 10 \text{ \AA}$), так и образованного по ней вермикулита (B) ($d(001) \approx 14,4 \text{ \AA}$). Свойства этих продуктов гидратации определяются совокупностью свойств каждого из слагающего их компонента (A) и (B).

Собственно же смешанослойные гидрофлогопиты и гидробиотиты представляют собой переслаивание элементарных пакетов исходной слюды и вермикулита на таком уровне, когда полная обособленность вермикулитовых и слюдяных элементарных пакетов теряется, поскольку они имеют общие октаэдрические слои, одновременно принадлежащие слюдяному и вермикулитовому пакетам.

Среди подобных гидрофлогопитов и гидробиотитов различаются упорядоченные и неупорядоченные смешанослойные образования, а также смешанослойные постройки с полубеспорядочной структурой (Дьяконов, 1964).

Упорядоченные смешанослойные образования характеризуются строгим периодом повторяемости в чередовании слюдяных (A) и вермикулитовых (B) пакетов. Среди них наиболее часто встречаются постройки, близкие к перемежаемости слюдяных и вермикулитовых пакетов через один слой — структура АБАБ. Реже распространены смешанослойные образования, близкие к типу ААБААБ, где два слоя слюды чередуются через один слой вермикулита. Рентгеновски эти образования характеризуются целочисленной серией базальных рефлексов ($00l$) от составляющих их структур — АБАБ = $10 + 14,4 = 24,4 \text{ \AA}$ — (001), $12,2$ (002), $8,13$ (003), $6,1$ (004) и т.п.; ААБААБ = $10 + 10 + 14,4 = 34,4 \text{ \AA}$ (001), $17,2 \text{ \AA}$ (002), $11,46$ (003) и т.п. Однако образцы гидрофлогопитов и гидробиотитов, почти полностью отвечающие структуре АБАБАБ, встречаются редко, а структура с точным

чередованием в ней двух слоев слюды через один слой вермикулита ААБААБ вообще, насколько нам известно, никем не установлена.

В реальных образцах гидрофлогопитов и гидробиотитов наиболее часто встречаются упорядоченные смешанослойные образования, близкие по структуре к переслаиванию по типу АБАБ с подчиненным присутствием в них структур переслаивания по типу АББАББ и очень редко — образцы с резким преобладанием переслаивания по мотиву АББАББ, при подчиненном развитии структур АБАБ.

Резкое преобладание среди природных смешанослойных вермикулит-слюдяных построек структур переслаивания, близких к (АБАБ), отчетливо видно и по химическому составу этих образований — наиболее частому содержанию в них целочей от 4,5 до 5,5%.

Среди природных гидрофлогопитов и гидробиотитов нами ни в одном случае не встречено структур переслаивания, отвечающих мотиву (АББАББ) $d(001) = 38,8 \text{ \AA}$. Возможно, что такие постройки вообще отсутствуют среди природных вермикулит-слюдяных образований, поскольку они энергетически не выгодны, а если и возникают на каком-то этапе выветривания слюды, то сразу же преобразуются в вермикулит.

Смешанослойные вермикулит-слюдяные постройки, подобно собственно вермикулитам, обладают неоднозначными свойствами в зависимости от обменного иона, входящего в их вермикулитовую составляющую. Так же, как и среди собственно вермикулитов, здесь можно различить смешанослойные образования (гидробиотиты и гидрофлогопиты) с обменным магнием — магниевые гидрофлогопиты, гидробиотиты и гидрофлогопиты с обменным кальцием, натрием и т.д., а также полиионные формы гидрофлогопитов и гидробиотитов.

Разноионные формы вермикулитовых составляющих в этих гидрофлогопитах и гидробиотитах ведут себя подобно собственно вермикулитовым и соответствующим обменным ионам. Так, например, $C(001)$ магниевое гидрофлогопита (переслаивание по мотиву АБАБ) равен около $24,4 \text{ \AA}$ — ($10,0 \text{ \AA}$ — $C(001)$ исходной слюды + $14,4 \text{ \AA}$ — $C(001)$ магниевое вермикулита). Параметр $C(001)$ кальциевого гидрофлогопита равен соответственно около $24,8 \text{ \AA}$ ($10,0 \text{ \AA}$ + $14,8 \text{ \AA}$).

Решетка этих гидрофлогопитов, подобно одноименным им вермикулитам, стабильна. Она не обнаруживает эффекта набухания с глицерином и не изменяет своих размеров при обычном изменении влажности среды. Напротив, решетка натриевых гидрофлогопитов (гидробиотитов), подобно натриевым вермикулитам, менее стабильна. Параметр $C(001)$ ее в воздушно-сухом состоянии равен $22,2 \text{ \AA}$ ($10,0 \text{ \AA}$ — $C(001)$ слюды + $12,2$ — $C(001)$ натриевого вермикулита в воздушно-сухом состоянии). Во влажном состоянии параметр $C(001)$ натриевого вермикулита увеличивается до значения $14,8 \text{ \AA}$ ($10,0 \text{ \AA}$ — $C(001)$ слюды и $14,8 C(001)$ натриевого вермикулита во влажном состоянии). Решетка натриевых гидрофлогопитов, подобно решетке натриевых вермикулитов, набухает с этиленгликолем до значения $26,9$ – $27,0 \text{ \AA}$ ($10,0 \text{ \AA}$ — $C(001)$ слюды + $16,9$ – 17 \AA $C(001)$ натриевого вермикулита, насыщенного этиленгликолем).

Подобно натриевому вермикулиту, натриевые гидрофлогопиты и гидробиотиты обладают несколько пониженным коэффициентом вспучивания по сравнению с магниевыми вермикулитами и гидробиотитами.

В целом же гидрофлогопиты и гидробиотиты (особенно первые), близкие по переслаиванию к мотиву (АБАБ), вспучиваются несравненно лучше, увеличиваясь в объеме больше, чем соответствующие им разности собственно вермикулитов.

СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД

В разрезах древних кор выветривания вермикулитовых месторождений переход магнезиально-железистой слюды (А) в вермикулит (Б), как правило, идет стадийно. Он сопровождается промежуточной зоной развития различного рода гидрофлогопитов и гидробиотитов в виде смешанослойных построек, наиболее часто

близких по мотивам к АБАБ, ААБААБ и др. или перемежаемости реликтовых фаз исходной слюды и образованного по ней вермикулита (А) + (Б). Мощность этой переходной зоны для разных типов месторождений неоднозначна и колеблется от 1 до 20–60 м. В переходной зоне, среди смешанослойных образований, наиболее часты постройки, близкие к упорядоченному чередованию элементарных пакетов исходной слюды и вермикулита по мотиву АБАБ с подчиненным присутствием переслаивания по типу ААБААБ. Снизу вверх по разрезу от исходной слюды к зоне вермикулита в исходной слюде последовательно увеличивается содержание вермикулитовой составляющей, как входящей в смешанослойные постройки, так и обособляющейся в виде кристаллитов (свободной фазы) вермикулита.

Для конкретных месторождений в переходной зоне обычно преобладают или смешанослойные постройки или перемежаемость фаз исходной слюды и вермикулита. Схематично это может быть показано в виде следующих колонок зональности (снизу вверх)

I. (А) → [(А) + (АБАБ)]¹ → (АБАБ) → [(АБАБ) + (Б)] → (Б);

II. (А) → [(А) + (АБАБ) + (Б)] → [(АБАБ) + (Б)] → (Б);

III. (А) → [(А) + (Б)] → (Б)

Тот или другой тип зональности перехода существенным образом определяется составом выветривающихся слюд, главным образом их степенью железистости и содержанием в слюдах фтора.

В почти безжелезистых или очень слабо железистых слюдах ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,45\%$) переход флогопита в вермикулит происходит практически минуя стадию смешанослойных образований, через перемежаемость в промежуточной зоне фаз флогопита и вермикулита, с последовательным увеличением вверх по разрезу фазы вермикулита.

В слюдах умеренной железистости ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 5-8\%$) наряду с перемежаемостью фаз исходной слюды и вермикулита в переходной зоне подчиненно развиты смешанослойные образования, по мотиву переслаивания близкие к типу АБАБ.

В слюдах еще большей железистости ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 15-20\%$) этот переход происходит в основном только через зону смешанослойных образований. При этом сама переходная зона является довольно мощной и выдержанной по стабильности в ней смешанослойных образований. Неупорядоченные смешанослойные постройки также возникают преимущественно при выветривании слюд повышенной железистости.

Повышенное содержание в слюдах фтора влияет на характер переходных образований в том же направлении, как и степень железистости слюд. Слюда с умеренной железистостью, но значительным содержанием фтора (3–4%) при выветривании ведет себя как слюда повышенной железистости.

Показанные выше примеры стадийного перехода магнезиально-железистых слюд в вермикулит и неоднозначности строения самой промежуточной зоны наиболее типичны для случаев выветривания этих слюд в условиях существенно магнезиальной или магнезиально-карбонатной (щелочной) среды, при наложении площадных кор выветривания. В случае линейной коры выветривания, помимо менее выраженной вертикальной зональности, более четко проявляется горизонтальная зональность. Характер последней в целом подобен зональности в площадной коре выветривания.

Состав слюд (главным образом величина их железистости и степень замещения в них гидроксила на фтор) определяет разную устойчивость их к выветриванию.

Наиболее податливыми к выветриванию являются слюды умеренной железистости ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 4-8\%$). Гидратация этих слюд, как правило, начинается в самых нижних горизонтах кор выветривания — в зоне дезинтеграции. Про-

¹ Здесь и в других колонках помимо этой структуры имеются в виду и другие подчиненно развитые смешанослойные образования, например структура, близкая к ААБААБ и др.

межуточные продукты выветривания этих слюд (на пути к вермикулиту) представлены, как правило, смесью фаз слюды и вермикулита с подчиненным развитием малостабильных, смешанослойных структур.

Менее податливы к выветриванию практически безжелезистые слюды (почти чисто магнезиальные флогопиты, содержащие менее 1% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Наибольшая устойчивость к выветриванию присуща слюдам железистого (содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 15-20\%$) и особенно высокожелезистого ряда ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 25\%$). В переходных продуктах изменения этих слюд резко преобладают сравнительно стабильные, смешанослойные постройкы.

Помимо степени железистости слюд и содержания в них фтора, на устойчивость слюд к выветриванию и полноту стадийности самого выветривания большое влияние оказывает среда выветривания. В целом выветривание магнезиально-железистых слюд наиболее легко и последовательно происходит в условиях щелочной и, в частности, магнезиально-карбонатной среды и несравненно более трудно и прерывисто в условиях алюмосиликатной, кислой среды. Так, при изменении слюд, содержащих около 15–25% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, в условиях алюмосиликатной кислой среды они в низах коры выветривания остаются почти свежими, а в более верхних горизонтах нередко преобразуются сразу в каолинит, практически минуя стадию смешанослойных построек и вермикулита. Видимо, здесь наряду с общим кислым характером среды выветривания большую роль играет и отсутствие в ней обменных ионов, способных вытеснить из решеткы слюды калий и заменить его. Подобный ход преобразования магнезиально-железистых слюд типичен, в частности, для каолиновых профилей выветривания, развитых по слюдо-содержащим гранитоидам. Характерным здесь является то, что и другие слоистые силикаты, например хлорит, преобразуются в каолинит, минуя стадию промежуточных образований. Причем хлорит каолинизируется в самых низах коры выветривания, а биотит в виде реликтов остается неизменным до значительно более высоких горизонтов.

В условиях же щелочной среды при выветривании, например, слюдосодержащих габброидов, биотит той же железистости уже в низах коры выветривания начинает последовательно преобразовываться в гидробиотит и вермикулит.

В более высоких горизонтах кор выветривания образовавшийся ранее вермикулит становится неустойчивым и претерпевает дальнейшие изменения, последовательно преобразуясь в условиях щелочной среды в монтмориллонит, сунгулит, псевдослоистый ленточный сепиолит или полностью разрушаясь, переходит в карбонаты, кварц, гидроокислы железа. В условиях кислой среды вермикулит наиболее часто переходит в каолинит. Преобразования эти в зависимости от их глубины значительно, а иногда и полностью снижают качество вермикулита как полезного ископаемого.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРМИКУЛИТА

Вермикулит, как новая минеральная разновидность, был впервые описан в 1824 г. Замечательные свойства этого минерала — двадцати-тридцатикратное увеличение объема при обжиге с получением весьма легкого, пористого, губчатого продукта, его большая термическая стойкость и химическая инертность, высокие тепло- и звукоизоляционные свойства, адсорбционная способность и обменная емкость привлекли внимание уже первых исследователей этого минерала.

Неудивительно поэтому, что практическое использование вермикулита началось сразу же после открытия его первых значительных скоплений. Так, на месторождении Либби в США (сейчас являющемся самым крупным в мире) первая добыча вермикулита началась в 1919 г., спустя три года после открытия этого месторождения, добыча составила 7000 т. В 1945 г. добыча достигла 58000, а в 1948 г. уже 126000 т и далее последовательно возрастала. В настоящее время (1971–1972 гг.) здесь добывается около 300–330 тыс. т вермикулитового концентрата.

Такими же быстрыми темпами шло освоение и второго, сейчас крупнейшего в мире месторождения вермикулита Лулекоп в Южной Африке (провинция Северо-

Таблица 1

Производство вермикулита (тыс. т) за рубежом, по данным Mineral Yearbook, 1972

Страна	1964	1965	1966	1967
Аргентина	3692	1684	4161*	2913
Бразилия		Нет данных	400	218
Индия	429	732	500	316
Кения	34	22	76	251
Южно-Африканская Республика	101468	115118	103155	106695
Танзания	130	98	160	91
Арабская Республика	416**	580**		Нет данных
Египет				
США	205253	226162	237925	231043*
Всего	311422	344396	346377	341527

* Исправленные данные. ** Включая слюду.

Таблица 2

Производство и стоимость вермикулита в США (по данным Mineral Yearbook, 1972)

Показатели	1965	1966	1967
Концентрат вермикулита, тыс. т	225	237	231
Стоимость, тыс. долл	4460	4955	4974
Стоимость 1 т	19,82	20,90	21,53
Вспученный вермикулит, тыс. т	160	175	163
Стоимость, тыс. долл	13424	15130	14278
Стоимость 1 т	83,90	86,45	87,59

Восточный Трансвааль), открытого в 1936 г. К 1950 г. добыча вермикулита здесь превысила 40 тыс. т, а в последние годы (1971—1972) составляет 145—163 тыс. т.

Два месторождения вермикулита — Либби в США и Лулекоп в Южной Африке составляют сейчас основу зарубежного производства вермикулита (табл. 1). Данные по производству и стоимости вермикулита в США приведены в табл. 2.

Области использования вермикулита за рубежом весьма многочисленны и разнообразны. Рассмотрение их сосредоточено в большом числе разрозненных, отдельных публикаций, лишь частично реферативно аннотированных в изданиях самого различного профиля. Достаточно полные сводные работы об использовании вермикулита за рубежом отсутствуют.

В отечественной литературе имеется несколько обобщающих статей, посвященных зарубежному опыту использования вермикулита (Григорович, 1964; Болотников, 1964). Последняя из них является наиболее полной. В ней отражены сведения по состоянию на 1960—1962 гг. С учетом этого этот период использования вермикулита за рубежом нами освещается весьма кратко, и более полно характеризуются пути использования вермикулита, появившиеся в последующие годы.

Вермикулит используется как наполнитель для получения легких, тепло- и звукоизоляционных, жаростойких бетонов, различных штукатурок и покрытий, обладающих теми же свойствами. Благодаря своей упругости и легкости вермикулитобетон антисейсмичен. Объемный вес вермикулитобетона составляет около 1100—1800 кг/м³, а теплопроводность колеблется от 0,046 до 0,107 ккал/м³ час. град. Вермикулитобетон и различного рода штукатурки и покрытия на основе вермикулита огнестойки. Срок службы (жаростойкости) покрытых ими стальных конструкций (без видимых деформаций) в случае пожара увеличивается во много раз — с 30 минут до 3—5 часов. Вермикулитовые штукатурки помимо легкости, жаро-

1968	1969	1970	1971	1972
2310	—	3916	4287	4308
2471	4199	4239	4535	4535
2347	5182	726	537	1337
279	775	1668	1359	931
110158	128760	121871	132043	147873
29	127	150	Нет данных	
262580	280697	258795	273445	305476
380174	419740	391365	416206	464460

1968	1969	1970	1971	1972
263	281	258	273	306
5684	6805	6501	7198	8092
21,61	24,21	25,19	26,36	26,44
193	227	200	190	224
16845	19916	18809	20885	24777
87,27	87,73	94,04	109,92	110,61

стойкости, высоких тепло- и звукоизоляционных свойств, пластичны, дают прочные покрытия на стали, бетоне, дереве, легко пробиваются гвоздями.

Из вермикулитобетона изготавливаются легкие и достаточно прочные перегородки, разнообразные плиты, панели каркасных зданий, сводчатые кровли (с вермикулитобетоном, нанесенным на стальные сетки). Вермикулитовые штукатурки и различного рода покрытия широко используются в жилищном и промышленном строительстве. Из вермикулита изготавливаются противопожарные перегородки и различного рода конструкции в корпусах судов, вагонов, самолетов. Вермикулитобетон используется для теплоизоляции и огнестойкости резервуаров с горючими и летучими материалами. Из вермикулита изготавливаются различного рода огнестойкие и теплоизоляционные покрытия для наружных стен и куполов, емкостей для хранения горючего, делается облицовка палуб судов и т.п. Вермикулит используется для получения огнестойкого картона, гипсово-вермикулитовых плит, различного рода вермикулитовой керамики.

Весьма широко используется вермикулит в производстве огнестойких и теплоизоляционных материалов, работающих при высоких температурах 400–1000°. На основе вермикулита изготавливаются огнеупорные кирпичи (до 1100–1200°). Огнеупорные материалы на основе вермикулита применяются для теплоизоляции мартеновских печей, различного рода нагревательных печей и установок, сушильных аппаратов, трубопроводов и т.п.

На основе вермикулита изготавливаются различного рода огнестойкие покрытия и пленки древесностружечных и древесноволокнистых плит, картонов и других легковозгораемых материалов. Изделия на основе вермикулита как теплоизоляционный материал используются в различного рода холодильных установках — рефрижераторах, вагонах-холодильниках, термоустойчивых контейнерах, термосах и т.п.

Запатентован состав на основе вермикулита для огнеупорного покрытия ракет, реактивных и ракетных двигателей.

Вспученный вермикулит в виде рыхлой засыпки применяется для тепло- и звукоизоляции различного рода конструкций, жилых и промышленных сооружений.

Вермикулит входит в составную часть в производстве обоев. Вермикулит весьма широко используется в химической промышленности. Он применяется здесь как твердый наполнитель при производстве удобрений, различных пестицидов и фунгицидов. Используется при синтезе некоторых органических соединений; при очистке нефти, очистке и осветлении бензина, различных масел, как сорбент для очистки сточных и мутных вод, в том числе вод, зараженных радиоактивными стронцием и цезием. Вермикулит используется для очистки воздуха от различных паров, дымов, вредных газовых примесей, в том числе от продуктов взрыва. Применяется при сушке газов и воздуха, для смягчения воды, входит в состав различного рода специальных кислотоупорных красок и эмалей, специальных чернил и мастик.

В металлургии вермикулит используется при производстве огнеупорного теплоизоляционного кирпича, при изготовлении литейных форм, обмазки изложниц, для смазки матриц при литье магния под давлением. Используется он при электросварочных работах, когда недопустимо разбрызгивание металла электродов.

В горном деле ЮАР вермикулит находит применение для изготовления специального, сминающегося без растрескивания кирпича. Применяется при бурении нефтяных скважин.

Весьма широко использование вермикулита как составной части разнообразного смазочного материала различных деталей машин, работающих при высоких температурах, где применение других материалов, например графита, ограничено.

Вермикулит используется как наполнитель при производстве различных пластических масс, линолеума, резины, изоляционных прокладок и т.п.

Достаточно широко использование вермикулита за рубежом и в сельском хозяйстве. Так, в США, по данным на 1969 г., оно составило более 15% общего потребления вермикулита.

Вермикулит применяется здесь для физико-химической мелиорации почв — улучшения ее структуры, водно-воздушного обмена и т.п. Широко используется в садоводстве и декоративном цветоводстве. Применяется как упаковочный материал при длительном хранении и транспортировке овощей, фруктов и саженцев; в небольших дозах добавляется в пищу домашнего скота и птиц; используется в качестве подстилки домашним животным и т.п. Вермикулит широко используется в сельскохозяйственном строительстве.

Однако особенно широко и многообразно использование вермикулита за рубежом в производстве различного рода удобрений, а также различных инсектицидов, фунгицидов, фумигантов.

По далеко не полным данным, только после 1963 г. в различных странах запатентованы способы получения на основе вермикулита несслеживающихся удобрений, гранулирования удобрений, получения гранулированного, сухого, рассыпчатого мочевиноформальдегидного удобрения, цементированного медленно действующего удобрения, производства удобрений, гранулы которых покрыты серой и растворяются в почве с заданной скоростью, запатентован также способ предупреждения ретроградации при получении аммонийфосфатов. Вермикулит применяется для увеличения срока хранения сухих пестицидных препаратов, как наполнитель для получения гранулированных препаратов для борьбы с комарами, наполнитель для получения противомоскитных препаратов.

Вермикулит предложено использовать как катализатор, адсорбент и терморегулятор в химической промышленности. Для физического или физико-химического разделения органических соединений и смесей жидкостей, для приготовления различных смазочных композиций, для загущения пластических смазок, как безвредный дезодоратор.

Обычный и соответствующим образом обработанный вермикулит может быть использован как носитель для каталитически активных материалов, особенно когда

нежелательно взаимодействие между активным компонентом и носителем. Вермикулит может быть использован при определении углерода и водорода во фторсодержащих веществах, для получения диметилдиоктадицилламмонийных производных (газовая хроматография).

Запатентованы способ обработки вспученного вермикулита поливинилацетатной эмульсией для получения эффективного теплоизоляционного материала, работающего до 100°С, получение легких звуко- и теплоизоляционных покрытий на основе асфальтовых материалов и вермикулита, новейшие способы получения панелей и перегородочных плит на основе вермикулита.

В последние годы появились работы, посвященные адсорбционным свойствам вермикулита и, в частности, применению его для сорбции радиоактивных частиц¹, для обезвреживания радиоактивных отходов, переработки отработанного ядерного горючего, для поглощения радиоактивных веществ из вод, в которые сбрасывают отходы урановые заводы и т.д.

Многочисленные работы отражают исследования процессов сорбции вермикулитом радиоактивных стронция и цезия.

Многие публикации за рубежом посвящены способам интенсификации вспучиваемости вермикулита, процессам дробления и расщепления вермикулита, увеличения его сорбционной способности, увеличения после вспучивания прочности, получению органопродуктов вермикулитов, в том числе обладающих органофильностью и гидрофобностью.

ТРЕБОВАНИЯ К МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ВЕРМИКУЛИТА

Характерной особенностью вермикулитовой промышленности капиталистических стран является строгий контроль за качеством вермикулита как сырья по чистоте и однородности получаемого концентрата — его гранулометрическому составу, объемному весу после обжига, теплоизолирующей и адсорбционной способности и т.п. Отличительной особенностью главных эксплуатируемых месторождений (Либби в США и Лулекоп в Южной Африке) является значительное содержание вермикулита в руде и высокое качество самого вермикулита. Последнее особенно характерно для месторождения Лулекоп. Каждая область использования предъявляет к вермикулиту свои специфические требования.

Отечественная промышленность вплоть до конца 50-х годов практически была лишена сырьевой базы вермикулита². Однако за последние полтора десятилетия в стране открыты и частично разведаны многочисленные месторождения вермикулита на Кольском полуострове (Ковдорское, Вуори-Ярви, Африканда и др.), на Украине (Каменные Могилы, Родионовское, Андреевское и ряд более мелких, например Петровское, отличающееся высоким качеством сырья, и др.), на Урале (Потанинское, Сабутакское, Амамбайское), в Казахстане (Барчинское, Каратасское, Кулантау и др.), в Сибири (Размановское, Тебинское, Инаглинское и др.), на Дальнем Востоке (Кокшаровское, Татьянаовское), имеются реальные предпосылки для обнаружения новых месторождений. Размещение имеющихся месторождений вермикулита сравнительно равномерное на всей территории страны, часто вблизи транспортных коммуникаций. Особенно выгодными являются крупные месторождения. Так, разведанные Ковдорское и Потанинское месторождения вермикулита являются крупнейшими в мире, сравнимыми с месторождениями Либби в США и Лулекоп в Южной Африке.

Проведенными исследованиями установлена возможность широкого использования отечественного вермикулита в строительстве, металлургии, судостроении, холодильной промышленности, энергетике и теплофизике, в химической промышленности, сельском хозяйстве и в ряде других отраслей.

¹ Адсорбционные свойства вермикулита при этом значительно увеличиваются за счет обработки его кислотой.

² Весьма незначительная эпизодическая добыча велась лишь на единственном в стране Булдымском месторождении с запасами в несколько десятков тысяч тонн. К настоящему времени месторождение это почти полностью отработано.

Имеется опыт успешного использования вермикулита в строительстве и металлургии (Челябинск, Уфа, Златоуст), теплофизике и энергетике (Советск) и т.д.

Имеется возможность получения на месторождениях СССР вермикулита самых разнообразных марок, удовлетворяющих использованию его в самых разных отраслях промышленности, и по своему качеству отвечающих лучшим мировым образцам. В связи с этим реальны перспективы организации экспорта вермикулита на мировой рынок.

В связи с тем, что каждая отрасль потребления предъявляет к вермикулиту свои специфические требования не только по гранулометрии вермикулита, но и в первую очередь по его объемному весу, текстурно-структурным и физико-механическим особенностям вспученного продукта, важна разработка таких схем обогащения вермикулита, особенно для Потанинского месторождения, которые предусматривали бы разделение его не только по величине частиц, но и по степени гидратации этих частиц. Кроме отработки схем обогащения вермикулита крайне необходима достаточно налаженная селективная добыча руды на основании эксплуатационного опробования. При этом крайне важно помимо определения гранулометрии и объемного веса¹ вермикулита определение степени (коэффициента) его гидратации — $K = \frac{B}{B + A}$ (отношение содержания в слюде вермикулитовой составляющей (B) к сумме вермикулитовой (B) и слюдяной (A) составляющих), а также структуры вермикулита — характера и особенностей сочетания в нем этих составляющих (исходных слюдяных и вермикулитовых элементарных пакетов).

При подобной оценке степень гидратации будет варьировать от нуля в свежей (негидратированной) слюде до единицы в типичном вермикулите. Наиболее надежная степень и особенности гидратации могут быть определены сочетанием рентгеновского анализа с химическим составом вермикулита.

Однако приближенно коэффициент (степень) гидратации наиболее просто может быть определен по содержанию в слюде воды или суммы щелочей, поскольку в исходной слюде и типичном вермикулите содержание этих компонентов относительно постоянно, соответственно 2–3% и 9–10% в свежей слюде и 18–20% и 0,00% в вермикулите.

Помимо коэффициента гидратации желательное определение в слюде характера сочетания вермикулитовых и слюдяных составляющих — структуры слюды, так как при одной и той же степени гидратации вермикулитовые и слюдяные составляющие могут совершенно по-разному образовывать смешанослойные постройки или физическую смесь крупных пакетов вермикулита и исходной слюды и давать качественно разный продукт обжига. Например, при содержании в слюде поровну вермикулитовых и слюдяных пакетов (степень гидратации 0,5) последние могут сочетаться друг с другом в виде физической смеси пачек (фаз) вермикулита (B) и исходной слюды (A) (B + A) или в виде упорядоченных АБАБ, АББАББ и т.д. и неупорядоченных смешанослойных построек.

Как показали выполненные нами исследования, наибольшая вспучиваемость характерна для смешанослойных и, в первую очередь, упорядоченных построек, построенных по мотиву, близкому к 1:1, — структура типа АБАБ. Значительно меньшей вспучиваемостью обладает физическая смесь пачек вермикулита и исходной слюды, поскольку в ней вспучивается собственно только вермикулитовая часть. Величина вспучивания общего продукта обжига в этом случае приблизительно пропорциональна проценту вермикулитовой составляющей. Качественно различны и получаемые при этом продукты обжига. В первом случае это продукт типа равномерномелкопористой губки, во втором — материал в виде крупнолинзовидных

¹ Как показали наши исследования, одного определения объемного веса вермикулита еще далеко недостаточно для оценки его качества, поскольку слюды разной степени гидратации, при обжиге дающие примерно одинаковый объемный вес, резко различаются по ряду других свойств, крайне важных для их практического использования, — величине и морфологии пор, механической прочности, адсорбционной способности, звуко- и теплоизоляционным свойствам и т.п.

гармошек. Естественно — механические, тепло- и звукоизоляционные, адсорбционные и другие свойства этих продуктов обжига являются весьма различными.

Весьма любопытным при этом оказалось то, что собственно вермикулиты, вспучиваясь в 10–25 раз (лучше, чем физическая смесь вермикулита и исходной слюды), в то же время значительно уступают в величине вспучивания смешанно-слоистым образованиям, особенно построенным по мотивам, близким к АБАБ.

На величину вспучивания вермикулита и характер получаемого при этом продукта обжига помимо степени гидратации и структуры существенное влияние оказывает и исходный для вермикулита состав слюды, в основном степень ее железистости, а также в ряде случаев намечающиеся изменения самого вермикулита — переход его в сунгулит, каолонит, монтмориллонит, кварц, карбонат и т.п. Процессы эти, как правило, уменьшают величину вспучиваемости вермикулита и утяжеляют его объемный вес.

Влияние на величину вспучиваемости вермикулита формы и размера его частиц, характера их механической целостности общеизвестно здесь не рассматривается.

В виде вспомогательных, существенных для оценки качества сырца вермикулита, могут быть также использованы некоторые другие методы: оптические (показатель преломления N_g , N_p и угол оптических осей $2V$), первый с увеличением степени гидратации уменьшается, второй возрастает; определения удельного веса и твердости (со степенью гидратации уменьшаются), кривых ДТА, блеска и т.п. Однако отдельно взятые они не всегда дают строго однозначные результаты и в ряде случаев являются более трудоемкими и менее доступными, чем химические (в первую очередь определение воды и щелочей) и рентгеновские методы (дифрактометрия).

При разведке и особенно при отработке месторождений вермикулита важны выявление и учет характера вертикальной (в случае площадной коры выветривания) и вертикально-горизонтальной (в случае линейно-площадных кор) зональности изменения степени гидратации и структуры вермикулита.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТА

Мировые запасы месторождений вермикулита весьма ориентировочно могут быть оценены в единицы сотен миллионов тонн. Наиболее крупные и хорошо разведанные месторождения сосредоточены в США (Либби), СССР (Ковдорское, Потанинское), в Южно-Африканской Республике (Лулекоп).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТА В СССР

До конца 50-х годов в СССР было известно практически только одно вермикулитовое месторождение на Урале — Булдымское с весьма ограниченными запасами порядка 70–100 тыс. т. За последующие годы выявлены весьма крупные и перспективные месторождения на Кольском полуострове, Украине, Урале, в Казахстане, Сибири, Дальнем Востоке. Есть реальные перспективы открытия новых месторождений. Однако и на уже выявленных общие запасы вермикулита составляют многие миллионы тонн. Важна выгодная география размещения имеющихся месторождений — сравнительно равномерное распределение их на территории страны, а также расположение некоторых этих месторождений в обжитых районах, вблизи транспортных коммуникаций.

Месторождения вермикулита Кольского полуострова пространственно связаны с развитыми в этом районе слюдоносными ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа и наложенной на них древней доледниковой корой выветривания. Здесь известно более 10 месторождений и проявлений вермикулита этого типа: Ковдорское, Африканда, Вуори-Ярви, Лесная Варака, Гремяха–Вырмес, Саланлатвинское и др.

Месторождения Ковдорское и Африкандское расположены в непосредственной близости от одноименных железнодорожных станций, а Вуори-Ярви в 25 км на юг от ст. Вуори-Ярви.

Из всех месторождений СССР наиболее хорошо изучено и разведано Ковдорское. Разведанные на нем запасы составляют многие миллионы тонн. К настоящему времени это, пожалуй, одно из наиболее крупных в стране месторождений, где сосредоточены наиболее крупные запасы вермикулита с обменным магнием.

Во вскрытых сейчас разрезах на Ковдорском месторождении, как нигде более, четко видна зональность преобразования флогопита в коре выветривания: флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит.

Обнаружение именно этой зональности в свое время дало возможность на примере этого месторождения впервые однозначно показать несостоятельность господствовавшей к тому времени гидротермальной гипотезы происхождения вермикулита и обосновать его гипергенную природу. Тогда же было впервые показано, что с глубиной месторождения (ниже зоны коры выветривания) вермикулитовые залежи должны переходить во флогопитовые, которые могут иметь большой самостоятельный интерес.

Не полностью гидратированные слюды Ковдорского месторождения отличаются подчиненным развитием среди них упорядоченных или неупорядоченных смешанослойных образований. В продуктах переходных стадий гидратации (от флогопита к вермикулиту) здесь наиболее часта перемежаемость крупных пачек (фаз) флогопита и вермикулита, причем количество последнего последовательно возрастает с увеличением степени выветривания слюды — снизу вверх в разрезе слюдяных залежей.

Большая часть умеренно и нацело гидратированных слюд Ковдорского месторождения хорошо вспучивается, образуя мелкопористую губкоподобную структуру с объемным весом от 80—100 до 150 кг/см³. Слабогидратированные слюды и вермикулиты, значительно замещенные сунгулитом, вспучиваются хуже. Первые образуют только крупные линзовидные поры в виде гармошек, вторые дают относительно равномерно вспученный мелкопористый материал, но повышенного объемного веса.

Помимо площадной, в значительной мере эродированной коры выветривания на месторождении широко развиты линейные коры, приуроченные к тектонически ослабленным зонам. Одна из таких наиболее мощных зон, отчетливо прослеживающаяся в меридиональном направлении более чем на 3 км, характеризуется наиболее интенсивным выветриванием пород, прослеживающимся до глубин 50—80 м. В пределах этой зоны слюды почти нацело гидратированы—превращены в золотистожелтый вермикулит, а последний в более верхних горизонтах коры выветривания в свою очередь замещен сунгулитом. К востоку и западу от этой зоны степень гидратации слюд последовательно уменьшается и прослеживается на значительно меньшие глубины. Подобное же положение наблюдается и в южной части месторождения, где линейно вытянутая зона сильно гидратированных слюд окружена зоной со слабогидратированными слюдами.

Широкое распространение на Украине слюдосодержащих метаморфических и изверженных пород и почти повсеместно развитая здесь древняя кора выветривания обуславливают широкое развитие здесь месторождений вермикулита.

Большинство месторождений и проявлений вермикулита этого края связано с биотитсодержащими гнейсовыми и мигматитовыми толщами докембрия — Приазовье, Криворожье, Вольнь и другие районы. Прогнозные запасы вермикулита в месторождениях этого типа должны быть весьма значительны. Менее распространены и характеризуются, как правило, меньшими масштабами ослюденения месторождения вермикулита, генетически связанные с ультраосновными и основными породами. Сюда относятся вермикулиты месторождений Андреевское, Каменные Могилы (отдельные участки), Темрюк, Петровское (Приазовье), проявления вермикулита в Криворожье, в среднем Приднепровье — например район Славгорода, балки Редина и др., сложный комплекс вермикулит-серпентин-хлоритовых проявлений Побужья.

Большинство месторождений в гнейсах отличается мелким фракционным составом слюды, высокой железистостью и сравнительно слабой гидратированностью. Эти особенности в ряде случаев сильно снижают качество вермикулита, обуславливая его сравнительно высокий объемный вес в обожженном состоянии.

Месторождения и проявления вермикулита, связанные с гнейсами, весьма многочисленны, однако практический интерес представляют лишь немногие. Наиболее значительное из них Родионовское месторождение, расположенное в бассейне р. Берды, около с. Родионовки.

Вермикулит приурочен здесь к полосе гнейсов субширотного простирания. Среди этой толщи гнейсов, состоящих из биотитовых, биотит-мусковитовых, амфиболовых и высокоглиноземистых разновидностей (гранатовые, силлиманитовые и др.), наблюдаются небольшие изометричной формы тела пироксенитов и перидотитов. Сами гнейсы инфильтрованы гранитным материалом вплоть до образования мигматитов.

К продуктивным на вермикулит относятся биотитовые гнейсы, которые обычно в той или иной мере обогащены мусковитом. Количество биотита в этих гнейсах довольно устойчиво и колеблется от 15–20 до 30%. Биотит и мусковит по-разному ведут себя в коре выветривания. При значительной гидратации биотита мусковит остается почти совершенно свежим. Почти не изменяется мусковит и тогда, когда биотит почти нацело каолинизируется. Масштабы ослуждения этого типа месторождений весьма значительны — миллионы тонн. К недостаткам месторождений этого типа относится большой объемный вес биотита во вспученном состоянии.

Типичным представителем месторождений вермикулита, связанных с основными породами, являются отдельные участки месторождения Каменные Могилы, расположенные в 30–35 км к северо-востоку от с. Родионовска. Ослуждение этих участков связано с метаморфизованными гиббродными породами. Изменение первоначального облика этих пород и появление в них ослуждения обязано воздействию более поздней кислой интрузии. В верхней зоне коры выветривания гиббродные породы сильно изменены. Содержание слюды в отдельных участках достигает 20–30% и более. Размер частиц слюды значительно больший, чем на месторождениях, связанных с гнейсами, и колеблется в среднем около 1–5 мм. Слюда сравнительно хорошо вспучивается, давая материал в виде губки. Образование вермикулита связано в наложении процессов коры выветривания на ранее возникшие здесь слюды биотитового ряда. На месторождении проявлен типичный профиль выветривания, характерный для основных пород, а сам биотит в коре выветривания снизу вверх последовательно переходит в гидробиотит и вермикулит и в наиболее высоких сохранившихся горизонтах кор выветривания преобразуется в минералы каолиновой группы.

Месторождения и проявления вермикулита, связанные с основными и ультраосновными породами, за исключением каменно-могильского и не представляющих пока практический интерес вермикулитопроявлений Побужья, весьма слабо изучены. Для района Приазовья установлена связь их с небольшими по размерам, чаще всего амфиболитизированными, телами пироксенитов. Вермикулит, связанный с основными и ультраосновными породами, отличается высоким качеством. Содержание вермикулита в руде колеблется до 10 до 30–40%, в среднем составляя 15–25%. В противоположность вермикулиту гнейсов, как правило, представленного неупорядоченными смешанослойными гидробиотитовыми образованиями с содержанием в этих постройках собственно вермикулита около 5–10%, гидратированная слюда основных и ультраосновных пород чаще представлена собственно вермикулитом или упорядоченными смешанослойными постройками с содержанием в них вермикулитовых слоев около 30–50%. Несмотря на сравнительно небольшие пока масштабы месторождений, выявленных в основных и ультраосновных породах, этот тип месторождений наиболее перспективен.

Месторождения и проявления вермикулита Урала территориально совпадают с областью развития здесь нижнемезозойской коры выветривания и выходами в этом районе слюдосодержащих ультрабазитов, гнейсов и щелочных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса. К настоящему времени на Урале известно пять месторождений вермикулита: Потанинское, Булдымское, Каратасское, Сабутакское, Амамбайское. Первое из них приурочено к Вишневогорскому щелочному массиву и связано с зонами слюдосодержащих жильных тел, возникших за счет изменения останцов пород кровли, залегающих в щелочном массиве вдоль его восточного контакта.

Четыре последних — локализованы в различной степени измененных ультраосновных породах, первичное ослюденение которых — результат воздействия кислых и щелочных интрузий на ультраосновные.

Наиболее значительное по масштабу ослюденения и хорошо изученное Потанинское месторождение расположено в юго-восточном эндоконтакте Вишневогорского щелочного массива, в полосе промышленного Урала.

Первичное ослюденение месторождения обязано воздействию щелочного массива на вмещающие толщи кристаллических сланцев и гнейсов ильменогорской свиты, обогащенных темноцветными компонентами. Продуктивные участки месторождения залегают в виде ксенолитов в миаскитовых породах и являются, видимо, конечными продуктами переработки пород кровли. Ослюденение связано с серией параллельных крутопадающих пластообразных тел длиной по простиранию от 10—15 до сотен метров мощностью от десятков сантиметров до 30—40 м. Характерная особенность исходных для вермикулита слюд — их высокая железистость (общее содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в слюдах колеблется от 10—15 до 25%, MgO соответственно от 8 до 18% и больше). Содержание биотита в этих телах колеблется от 10—20 до 85%, в среднем составляя около 30—35%. По составу это биотит-карбонатные, биотите-полевошпат-амфиболовые, полевошпат-биотитовые, карбонат-биотитовые и пироксен-биотитовые тела. Помимо указанных компонентов в составе продуктивных тел часто наблюдаются сфен, апатит, магнетит, ильменит, циркон, пирит и ряд других минералов от десятых долей до единиц процента. Во вмещающих толщах и нередко в самих жилах слюды присутствует значительный процент нефелина, который может быть попутным продуктом при отработке слюдяных тел.

Месторождение характеризуется выгодной гранулометрией слюды. Содержание фракции — 5,0 + 0,5 мм в целом по месторождению составляет от 50 до 90%, а фракции меньше 0,5 мм — от 10 до 50%. Чешуйки слюды размером более 1,0—2,0 см редкие.

Вермикулит Потанинского месторождения представлен слюдами промежуточных стадий гидратации, среди которых часто встречаются смешанослойные образования, по типу переслаивания близкие к структуре АБАВ. Залежи собственно вермикулита (слюды конечной стадии гидратации) на месторождении почти полностью отсутствуют.

Насыпной объемный вес обожженного вермикулита широко варьирует от 80—90 до 150—250 кг/м³ и выше.

Характерная особенность Потанинского месторождения — связь гидратации слюды с линейными корами выветривания. Это в сочетании с неоднозначной степенью железистости потанинских слюд и часто разным содержанием в них фтора обуславливает большую пестроту гидратации этих слюд не только в разрезе, но и в плане месторождения. В одних и тех же пробах потанинской руды могут встречаться сильно гидратированные и почти совершенно свежие слюды. Поэтому одной из важнейших задач разработки методов обогащения потанинской руды должно быть разделение слюды по степени гидратации.

По количеству учтенных и перспективных запасов гидратированной слюды, сравнительно высокому содержанию ее на единицу горной массы, благоприятной гранулометрии слюды (возможности ее использования без предварительного дробления), выгоды горно-технических условий месторождения и непосредственной близости к промышленным районам Урала Потанинское месторождение должно рассматриваться как одно из наиболее перспективных и экономически целесообразных для эксплуатации.

Из остальных четырех месторождений Урала наибольшего внимания заслуживают Каратасское месторождение в Мугоджарах и Сабутакское на Южном Урале, в районе Магнитогорска.

Амамбайское месторождение пока почти совершенно не изучено и перспективность его вряд ли будет значительной.

Каратасское месторождение приурочено к одноименному массиву серпентинизированных ультрабазитов, по периферии окаймленного маломощной оторочкой габ-

броидов. Массив вмещает протерозойские толщи биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и кварцитов.

В пределах ультраосновного массива выявлено несколько зон ослюденения протяженностью от десятков до сотен метров и общей мощностью слюдяных слюдяных зон от 5 до 100 м. Ослюденение приурочено к внешней кольцевой зоне массива.

Выделяются два типа промышленных руд — роговообманково-гидрофлогопит-вермикулитовые жильобразные тела, тяготеющие к контакту серпентинитов с пироксенитами и тальк-хлорит-актинолитовыми породами, и вкрапленное гидрофлогопит-вермикулит-роговообманково-плагноклазовое оруденение в серпентинитах.

В отдельных участках месторождения наблюдается сравнительно высокое содержание вермикулита в руде (около 30–40%).

По типу ослюденения и морфологии слюдяных тел Каратасское месторождение ближе всего напоминает Буддымское месторождение вермикулита на Урале.

Объемный вес вспученного вермикулита и гидрослюд колеблется от 80 до 300 кг/м³.

Сабутакское месторождение вермикулита связано с небольшим массивом ослюдененных пироксенитов, залегающего среди туфов и порфириров основного состава. Наблюдаются три типа вермикулитизации — вкрапленный, гнездовый и жильный.

Гидратированная слюда представлена собственно вермикулитом, часто с обменным натрием — натриевым вермикулитом, залегающим в верхней части сохранившейся на месторождении коры выветривания и гидрофлогопитом и гидробиотитом, находящимися под собственно вермикулитовыми залежами.

Содержание железа (сумма окисного и закисного) в свежих и гидратированных слюдах месторождения чаще всего составляет 6–12%. Гидрофлогопиты и гидробиотиты представлены как смешанослойными образованиями, так и физической смесью вермикулита и исходных слюд. Среднее содержание вермикулита в рудах месторождения около 10–15%. Объемный вес вспученного вермикулита — 130–170 кг/м³.

Сабутакское и Каратасское месторождения Урала могут представлять специальный интерес как возможные источники вермикулита с обменным натрием.

Месторождения вермикулита Северного Казахстана: Красномайское и Барчинское (Кокчетавская область) приурочены к районам развития ультраосновных щелочных массивов.

Красномайское месторождение из-за значительной мощности наносов (50–60 м) разбурено только скважинами. В руде месторождения преобладают чешуйки слюды размером 0,5–5 мм. Объемный вес вспученного вермикулита увеличивается с уменьшением размера чешуйки слюды. Так, для класса 5–3 мм он составляет 100–110 кг/м³, а для класса 1–0–5 мм увеличивается до 150–160 кг/м³.

Из-за большой мощности наносов (50–60 м) месторождение в настоящее время вряд ли может представлять интерес и извлечение вермикулита здесь возможно лишь как попутного продукта, например, при добыче апатита.

Барчинское месторождение отличается от Красномайского почти полным отсутствием наносов над рудной толщей. Слюдосодержащие (флогопит-биотитовые) пироксениты месторождения достаточно хорошо вскрыты. Преобладающая масса находящегося в них вермикулита (около 70–75% по весу) относится к классу 0,5–5 мм и имеет после вспучивания объемный вес около 100–180 кг/см³. 5% вермикулита составляет класс 5–10 мм с объемным весом 70–90 кг/м³ и около 20% слюды относится к классу менее 0,5 мм с объемным весом около 200–250 кг/м³.

Содержание вермикулита, имеющего после вспучивания объемный вес 70–100 кг/м³, в коре выветривания пироксенитов составляет около 10–15%. Помимо этого пироксениты содержат значительное количество гидрослюд с объемным весом после вспучивания ниже 200–400 кг/м³.

Барчинское месторождение помимо удачной гранулометрии слюды, ее небольшого объемного веса выгодно отличается благоприятными географо-экономичес-

кими и горнотехническими условиями эксплуатации. Кроме вермикулита на месторождении возможна попутная добыча апатита.

Средняя мощность развитой на месторождении коры выветривания, с которой связана гидратация слюды, около 15–30 м. Самые верхние зоны коры выветривания представлены почти полностью нонтронитизированными пироксенами со значительным содержанием в них собственно магниевого и натриевого вермикулита.

Месторождения вермикулита, известные в Южном Казахстане, по масштабам вермикулитизации, значительно уступая Северо-Казахстанским, тем не менее отличаются высоким качеством вермикулита и выгодными географо-экономическими условиями и могут эксплуатироваться для местных нужд. Наибольшего внимания из этих месторождений заслуживает Ирисуйское, расположенное на территории одноименного медно-железородного месторождения в междуречье Ирису и Аксу, и Кулантауское, находящееся в водораздельной части горы Кулан-Тау.

Ирисуйское месторождение приурочено к штоку щелочных габброидов. Вермикулит приурочен к линейно-площадной коре выветривания слюдосодержащих щелочных пород. На площади месторождения известны четыре вермикулитоносные зоны — Аксутская, Каратауская четвертая и пятая. В наиболее оцененной из них червертой зоне вермикулитсодержащие породы прослежены в длину на 1200 м при ширине 200–400 м. В восточном направлении вермикулитсодержащие породы погружаются под конгломераты. Среднее содержание вермикулита в этой зоне около 10–15%. Ценность месторождения может быть повышена тем, что в ряде участков вермикулит может добываться попутно при разработке железомедного оруденения.

Месторождение Кулан-Тау генетически связано также со щелочными габброидами. Ослюденение месторождения приурочено к северо-западной щелочной интрузии, имеющей штокообразную форму. Рудная зона вытянута в широтном направлении, среднее содержание вермикулита в ней около 12–13%, 80% вермикулита относится к фракции $5,0 \pm 0,5$ мм, объемный вес вспученного вермикулита колеблется от 75 до 200 кг/м³, в среднем составляя около 135 кг/м³.

В 12–15 км к западу от месторождения Кулан-Тау в горах Сатур расположено аналогичное по генезису, но значительно меньшее по масштабам оруденения месторождение Жиланды, со средним содержанием вермикулита около 8%.

Помимо описанных выше в Казахстане известно еще несколько более слабо изученных и разведанных проявлений вермикулита, например Кубыс-Адырское, Дубровское и др.

Месторождения вермикулита Сибири и Дальнего Востока пространственно приурочены к массивам ультраосновных, щелочных пород: Инаглинское на Алдане, Кокшаровское на Дальнем Востоке, проявления вермикулита Одихинча, Гулинское и др., к измененным основным породам — Тебинское; к контактным образованиям габбро, сиенитов, гранитоидов и карбонатных пород (Размановское, Кингашское и др.), к гнейсам и гранитогнейсовым толщам (Татьяновское, Лесо-заводское).

Наибольший интерес из этих месторождений могут представлять Тебинское в Кемеровской области со средним содержанием вермикулита и гидробиотита в руде около 20%, Инаглинское — в районе г. Алдана.

Татьяновское месторождение имеет среднее содержание гидробиотита в руде около 30–35%, качество сырья низкое. Насыпной объемный вес обожженного гидробиотита составляет здесь 350–660 кг/м³.

Весьма интересен и целый ряд других месторождений — Кокшаровское (при среднем содержании гидрофлогопита около 13%), Размановское в Красноярском крае (при среднем содержании гидрофлогопита около 20–30%) и другие, однако освоение этих месторождений сильно затруднено из-за неблагоприятных географо-экономических условий и удаленности этих месторождений от транспортных коммуникаций.

Более 95% всей добычи вермикулита капиталистических стран дают два его месторождения — Либби в США и Лулекоп в Южно-Африканской Республике.

Месторождение Либби (в штате Монтана) разрабатывается с 1925 г. компанией "Зонолит". Район месторождения сложен осадочно-метаморфической докембрийской толщей серии Белт (кварциты, аргиллиты, метаморфизованные глинистые сланцы и доломиты).

Месторождение Либби приурочено к штокообразному, неправильной формы интрузиву авгитовых пироксенитов и сиенитов, прорывающему толщу Белт. Западная часть этого интрузива сложена сиенитами, а восточные две трети — авгитовыми пироксенитами. Пироксениты (более ранние) сильно изменены под воздействием более поздней интрузии сиенитов и ее эпофиз. Они сильно амфиболлизированы и биотизированы. Особенно интенсивно в них проявлен процесс ослюденения. В приповерхностных зонах пироксениты сильно выветрелы, а биотит превращен в вермикулит и гидробиотит. Главная крупная залежь вермикулита — гидробиотита, несколько вытянутая в широтном направлении, располагается вблизи апофизы интрузии сиенита в пироксенит. Она представлена несколькими жильными телами, содержащими от 40—50 до 95% вермикулита. Эти тела имеют груболинзовидную форму и крутое падение. Протяженность вермикулитовых тел достигает 300 м и более.

Наиболее крупные скопления вермикулита установлены в восточной части месторождения, на некотором удалении от основной интрузии сиенитов.

Вермикулитовые руды представлены собственно вермикулитом (видимо, в небольшом количестве), гидробиотитом (смешанослойные постройки), а также смесью вермикулита и гидробиотита. В рудах нередко присутствует свободный биотит, который отделяется при обжиге воздушной сепарацией. Судя по немногочисленным опубликованным химическим анализам концентрата, вермикулит месторождения образован по маложелезистому биотиту, содержащему около 6—10% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Структурно гидробиотит чаще относится к разностям, близким к упорядоченным смешанослойным образованиям.

Месторождение Либби является крупнейшим в мире. Запасы его по разным источникам оцениваются в 25—100 млн. т.

Добыча вермикулита на месторождении ведется селективно, обычно одновременно из нескольких горизонтов, расположенных уступами с превышением друг над другом 3—5 м.

О природе гидратации биотита месторождения единого мнения нет. Первоначально она преимущественно рассматривалась как гидротермальная. Позже были приведены данные о ее гипергенном характере. Однако в последние годы делаются попытки вновь отнести гидробиотит к гидротермальным (низкотемпературным) образованиям, а происхождение вермикулита связать с явлениями выщелачивания биотита под действием подземных вод.

Имеющиеся, по нашему мнению, материалы по месторождению Либби и его окрестностям дают полное основание считать его типично гипергенным образованием, возникшим в результате наложения процессов древней коры выветривания на ранее возникшие скопления биотита.

Весьма важным при рассмотрении материалов по месторождению Либби следует считать поиск аналогичных типов ослюденения у нас в стране. Попытки отнести к месторождениям типа Либби — Кокшаровское, Дубровское, Сабутакское и другие недостаточно обоснованы.

Другим крупнейшим зарубежным и уже являющимся весьма близким аналогом нашего Ковдорского месторождения является вермикулитовое месторождение Лулекоп в Южной Африке (провинция Северо-Восточный Трансвааль).

Пространственно и генетически месторождение Лулекоп связано с ультраосновным, щелочным массивом центрального типа, имеющего, как и Ковдорский, еще более подчеркнутое кольцевое строение и крутое падение.

Внешняя зона массива сложена щелочными породами, внутренняя — ультраосновными, преимущественно пироксенитами и полевошпатовыми пироксенитами. Карбонаты находятся в центральной части массива.

Подобно Ковдору, на месторождении широко развиты флогопит-оливин-диопсидовые и магнетит-оливин-апатитовые породы. Ультраосновные породы в ряде случаев амфиболлизированы и серпентинизированы.

Так же как и на Ковдоре, скопления флогопит-биотитовых слюд приурочены здесь к измененным ультраосновным породам и особенно к их пегматоидным флогопит-оливин-диопсидовым разностям. Содержание слюды в породах резко колеблется от нескольких процентов до почти сплошных слюдитов.

Гидратированные слюды представлены золотисто-коричневым вермикулитом, гидрофлогопитом, образовавшимся по флогопиту, и более темным гидробиотитом. Размер пластинок слюды широко колеблется. Весьма показательна большая близость химического состава свежих и гидратированных слюд Ковдора и Лулекоба.

В зоне развития вермикулита и гидрослюд породы месторождения, особенно слудоносные пироксениты, сильно изменены — обесцвечены и превращены в мягкие, рыхлые образования. Имеющиеся по месторождению фактические данные дают полное основание связывать гидратацию слюды месторождения с наложенной корой выветривания.

ГЕНЕЗИС ВЕРМИКУЛИТА

За последние годы в СССР существенно изменились представления о генезисе вермикулита. Было установлено, что вермикулитовые месторождения являются не гидротермально-метасоматическими образованиями или продуктами метаморфической дифференциации на контакте пегматита и ультраосновной породы, как это считалось до этого, а представляют собой типично гипергенные образования, возникшие в результате наложения древних кор выветривания на ранее возникшие скопления флогопита и биотита разного генезиса. Представление это, первоначально развитое при изучении Ковдорского месторождения на Кольском полуострове и Булдымского на Урале (Афанасьев, 1959, 1966; Токмаков, 1960, 1961; Петров, Токмаков, 1963), в последующем было подтверждено и в других районах страны. Оно во многом способствовало целеустремленности и общему успеху поисково-разведочных работ. Гипергенная природа вермикулита признана сейчас большинством исследователей в СССР, в том числе и большей частью бывших ее противников.

Определенный сдвиг в сторону пересмотра ранее существовавшего суждения о генезисе вермикулита намечился в последнее время и за рубежом. Здесь этому во многом способствовали экспериментальные работы (Bassett; 1959), показавшие малую вероятность возникновения вермикулита в условиях гидротермального процесса, хотя многие исследователи продолжают рассматривать здесь природу гидратации вермикулита со старых позиций.

Весьма оригинальные эксперименты, показавшие малую возможность образования вермикулита вообще в гипогенных, глубинных условиях, совсем недавно были выполнены в СССР (Хвостенков и др., 1971). Эти исследования показали затухание и полное прекращение гидратации флогопита в случае приложения к нему значительного внешнего давления.

Малосостоятельны и, видимо, обусловлены также малой изученностью или плохим вскрытием соответствующих месторождений представления об образовании некоторых месторождений вермикулита в результате современного выветривания и, в частности, выщелачивания грунтовыми водами, а также высказывания об образовании вермикулита некоторых месторождений непосредственно по щелочным и островным силикатам (например, по пироксену, оливину), минуя стадию слюд или слюдоподобных образований.

На основании анализа геологического положения вермикулитовых месторождений, их минерального парагенезиса и особенностей поведения самого вермику-

лита и продуктов его изменения в плане и на глубину этих месторождений сейчас можно совершенно уверенно говорить о том, что вермикулит везде является вторичным продуктом, возникшим в результате наложенной гидратации железо-магнезиальных слюд и близких к ним образований в древних корях выветривания.

Весьма показательным в этом отношении является то, что на территории СССР месторождения вермикулита во всех случаях оказываются приуроченными к районам развития древних кор выветривания (преимущественно нижнемезозойского возраста) и отсутствуют там, где эти коры выветривания не образовывались или были полностью эродированы.

В частично размытых древних выветрелых толщах вермикулит часто бывает смыт, и встречаются различного рода образования, промежуточные между исходной материнской слюдой и вермикулитом — упорядоченные и неупорядоченные смешанослойные постройки, а также смеси исходной слюды и вермикулита. Весьма любопытно то, что подобным образованиям, различного рода гидробиотитам и гидрофлогопитам, за рубежом особенно охотно приписывается гидротермальный генезис, хотя к этому нет каких-либо веских оснований.

При разведке и отработке месторождений вермикулита весьма важны выявление и учет характера вертикальной (в случае площадной коры выветривания) и вертикально-горизонтальной (в случае линейно-площадных кор) зональностей изменения степени гидратации и структуры вермикулита в плане и на глубину месторождений. Гипергенная природа образования вермикулита должна предопределять особенности направления и методике ведения самих поисковых и поисково-разведочных работ на вермикулит.

Для образования промышленных месторождений вермикулита необходимо сочетание по крайней мере двух условий — наличия значительных по масштабу и высоким по содержанию на единицу горной массы скоплений магнезиально-железистых слюд и наложения на эти скопления процессов гидратации (древнего выветривания), приведших к переходу этих слюд в вермикулит.

Наиболее легко гидратируются слюды, залегающие среди ультраосновных, ультраосновных-щелочных и магнезиально-карбонатных пород, поскольку здесь возникает щелочная среда выветривания, а кроме того, присутствуют ионы магния, кальция, натрия и другие, облегчающие вынос калия.

При выветривании гнейсовых и особенно гранитных комплексов пород среда выветривания существенно или преобладающе кислая. В этих условиях недостаток концентрации обменных ионов существенно затрудняет или полностью препятствует переходу магнезиально-железистых слюд в вермикулит. Повышенная же железистость слюд еще более затрудняет этот переход. Неудивительно поэтому что среди гнейсовых и гранитных комплексов слюды, как правило, оказываются слабее гидратированными, а в ряде случаев переходят в каолинит, практически минуя стадию вермикулита и смешанослойных построек.

Неудивительно поэтому, что несмотря на весьма значительные скопления магнезиально-железистых слюд с гнейсовыми комплексами, мы до сих пор не знаем крупных высококачественных месторождений вермикулита, связанных с этими комплексами пород. Слюды здесь вспучиваются несравненно меньше, а сам материал обжига, как правило, отличается большим объемным весом (250–600 кг/м³).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологического положения вермикулитовых месторождений, их минерального парагенезиса и особенностей поведения самого вермикулита и продуктов его изменения в плане и на глубину этих месторождений показывает, что вермикулит — везде вторичный продукт, возникший в результате наложенной гидратации магнезиально-железистых слюд в древних корях выветривания. Весьма показательным в этом отношении то, что на территории СССР месторождения вермикулита во всех случаях оказываются приуроченными к районам развития древних кор выветри-

вания (преимущественно нижнемезозойского возраста) и отсутствуют там, где эти коры выветривания не образовались или были полностью эродированы.

В частично размытых древних выветрелых слюдоносных толщах вермикулит часто бывает смыт, а встречаются различного рода образования, промежуточные между исходной материнской слюдой и вермикулитом — упорядоченные и неупорядоченные смешанослоистые постройки, а также смеси исходной слюды и вермикулита.

Разнообразие состава исходных для вермикулита слюд (от мало- до высокожелезистых), неоднозначная податливость этих слюд к процессам гидратации, а также разная сохранность древних выветрелых толщ, содержащих вермикулит, обуславливают весьма большое разнообразие вермикулитовых руд на территории СССР и возможность выбора среди них разновидностей, необходимых для наиболее рационального и экономически рентабельного использования в соответствующих областях народного хозяйства.

К настоящему времени в стране открыты и разведаны многочисленные месторождения вермикулита и в числе их такие, как Ковдорское и Потанинское, обладающие большими запасами.

Необходимы дальнейшие исследования как в части геологии, минералогии и генезиса вермикулитовых месторождений, так и в области внедрения этого полезного ископаемого в новые сферы использования.

Весьма важны дальнейшие поиски крупных вермикулитовых месторождений при большом (20—40%) содержании вермикулита в руде и высоком качестве самого вермикулита.

Особенно целесообразно вести дальнейшие поиски месторождений, связанных с ультраосновными щелочными и щелочными комплексами пород — типа Ковдорского (на Кольском полуострове), Лулекоп (ЮАР), Либби (США), Потанинское (на Урале).

При поисках могут быть обнаружены новые типы вермикулитовых месторождений, которые, возможно, будут связаны с крупными скоплениями магнезиально-железистых слюд, образованными в условиях высоких ступеней регионального и регрессивного метаморфизма. Поиски таких месторождений особенно целесообразны в районах Казахстана, Урала, Украины. Там, где это экономически рентабельно, возможно извлечение вермикулита при попутной добыче других полезных ископаемых (апатиты, редкие элементы и т.п.).

Однако и с учетом уже имеющейся сырьевой базы вермикулита можно считать, что в ближайшие годы в СССР возможно производство и использование вермикулита в самых широких масштабах.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.П. Некоторые данные по минералогии доледниковой коры выветривания в Ено-Ковдорском районе (Кольский полуостров). — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4.
- Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания и приуроченные к ней месторождения вермикулита. М.-Л., "Наука", 1966.
- Афанасьев А.П. О зависимости свойств вермикулита от состава обменных катионов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 3.
- Бобров Б.С., Жигун И.Г., Токмаков П.П., Эпельбаум М.Б. Некоторые данные о составе натриевого вермикулита. — Автореф. сотрудников ИГЕМ за 1969 г. М., 1970.
- Болотников Д.П. Применение вермикулита за рубежом. — В кн.: Ковдорский вермикулит. М.-Л., "Наука", 1966.
- Григоревич М.Б. Геологическая изученность ресурсов вермикулита и перспектива его применения в народном хозяйстве. — Сов. геол., 1964, № 5.
- Дьяконов Ю.С. Рентгенографическое определение смешанослоистых минералов (гидробиотитов), промежуточных между биотитом и вермикулитом. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М., "Недра", 1964, № 4.
- Петров В.П., Токмаков П.П. Природа и генезис сунгулита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Токмаков П.П. Условия образования вермикулита в Ковдорском (Кольский полуостров) и Булдымском (Средний Урал) месторождениях. Автореф. сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1958—1959 гг. М., 1960.
- Токмаков П.П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Токмаков П.П., Эпельбаум М.Б., Бобров Б.С., Жигун И.Г. Натриевые вермикулиты Северного Казахстана и Южного Урала. — В кн.:

Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., "Наука", 1975.

Хвостенков С.И., Павлушин В.И., Туркин А.Ф.

О влиянии внешнего давления пород на превращение флогопита в вермикулит. — В кн.: Химия и технология силикатных материалов. Л., "Наука", 1971.

Barshad J. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions X-ray

analyse, differential thermal curves and water content. — American Mineralog., 1948, v. 33, N 11, 12.

Bassett W.A. Origin of the vermiculite deposit at Zibby, Montana. — American Mineralog., 1959, v. 44, N 3, 4.

Curtis C.D., Brown P.E., Samoyi V.A. A naturally occurring sodium vermiculite from Unst Shetland. — Clay minerals., 1969, v. 8, N 1.

ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
БРУСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИНГАНА

В последние годы на Малом Хингане изучены месторождения нового высокомагнезиального полезного ископаемого — брусита (природная кристаллическая гидроокись магния), приуроченные к контактово-метамагнезиально-карбонатному комплексу. К важнейшим аспектам исследования бруситовых месторождений относятся вопросы магматического и литологического контроля промышленной минерализации, обоснованное решение которых возможно лишь при детальном изучении вещественного состава и прежде всего — распределения по типам пород и в пространстве химических элементов. В настоящей статье излагается часть материалов петрохимического изучения бруситовых месторождений Хингана, относящаяся преимущественно к магматическим породам. Помимо того, что эти материалы представляют основу для решения вопросов генезиса бруситовых месторождений, они также имеют известный общепетрографический интерес, поскольку характеризуют недостаточно освещенные в литературе случаи взаимодействия насильственно внедрившихся послескладчатых гранитоидных интрузивов с ультрамагнезиальной вмещающей средой в условиях несколько варьирующей, но в общем малой глубинности. В связи с тем, что интерпретация химизма рассматриваемых интрузивов во многом определяется соотношениями с вмещающими породами, в ограниченном количестве приведены также и данные по химическому составу вмещающих толщ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье в основном сопоставляются материалы по четырем бруситовым месторождениям: Кульдурскому (первому освоенному промышленностью), Тарагайскому, Южно-Хингайской группе — Южному, Центральному и Савкинскому месторождениям в верховьях р. Самары и на водоразделе ее с бассейном р. Помпеевки. Кроме того, использованы материалы по Первомайскому месторождению брусита и по Сафонихинскому месторождению магнезитов.

Бруситовые месторождения, тесно пространственно связанные с интрузивами, в генетическом отношении могли трактоваться, и действительно трактуются, или как нормально метаморфические или как метасоматические. В зависимости от того или иного толкования их петрогенезиса выдвигаются соответственно и различные критерии поисков. Поэтому при изучении вещественного состава месторождений, соотношений его во вмещающих и магматических породах прежде всего возникали два главных вопроса: в какой мере вещество руд несет признаки привноса из магматического источника и в какой унаследовано от исходной осадочной толщи. Важно также установить, имеют ли магматические породы бруситовых месторождений какую-либо специализацию. В магматических породах сразу же наметились в различной мере проявившиеся на разных месторождениях признаки ассимиляции и дифференциации. Изучение химизма магматических пород преследовало установление: 1) сходства и различий состава магматитов разных месторождений, 2) соотношений вещественного состава магматических и контактово-метаморфических пород, 3) комагматичности различных дериватов магматических комплексов, 4) вариаций магматической дифференциации, 5) вариаций ассимиляций.

Среди контактово-метаморфических пород очень интересны существенно силикатные дериваты. Магнезиальные их разновидности рассматривались некоторыми исследователями как типичные скарны. Возникла задача оценки вариаций их состава в разрезах с точки зрения дилеммы — метасоматическая зональность или унаследованные особенности состава стратифицированной толщи обуславливают полосчатую перемежаемость метамagneзиальных пород.

Изучение химизма контактово-метаморфических пород было бы неполным без сопоставления с неизменными осадочными породами. В ограниченном количестве такого рода материал был подобран на Самарской группе месторождений, но в основном с целью получения прототипа осадочной толщи было изучено Сафонихинское месторождение магнезитов, расположенное на удалении от интрузивов.

Каменный материал, использованный в работе, представляет собой коллекции, собранные в основном как детальные разрезы полосчатой контактово-метаморфической толщи и вкрест магматических контактов. В общей сложности с разной детальностью микроскопически изучено более 5500 шлифов, что позволило должным образом подбирать образцы для различных анализов по типам пород. Полные химические анализы выполнялись преимущественно для существенно силикатных пород, особенно магматических (табл. 1). Состав продуктивной части метамagneзиальной толщи в целом наилучшим образом оценивается по данным систематического опробования (всего около 2500 анализов). В этих анализах определялись MgO , CaO , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 (не всегда), H_2O и П.п.п. (CO_2 по разности П.п.п. и H_2O). Практически всегда сумма этих компонентов равна $100 \pm 0, x\%$. С целью свертывания информации по систематическому опробованию для детальных петрографических разрезов вычислялись средневзвешенные содержания по литологически однородным горизонтам, и по этим данным на колонках строились вариационные кривые главных компонентов (MgO , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3). Однако для точной оценки вариаций состава петрографических типов пород анализы систематического опробования недостаточно надежны и необходимы составы заведомо однородных штучных проб. При ограниченной возможности производства полных химических анализов они для бедных силикатным веществом метамagneзиальных пород выполнены лишь в небольшом числе (см. табл. 1) и необходимо было прибегнуть к какой-либо другой методике. Поскольку, за исключением скарноидов и кальцифиров, остальные метамagneзиальные породы практически целиком сложены термически активными минералами, для этой цели оказалась очень эффективной специально разработанная методика пересчета термовесовых анализов на минеральный и химический составы. Таких анализов использовано более 400.

Оценка распределения малых элементов производилась по полуколичественным спектральным анализам методами математической статистики по методике кафедры геохимии МГУ (программа 012) на ЭВМ "Минск-22". По типам пород 6 месторождений по возможности набиралось превышающее минимально необходимое (20) количество проб (табл. 2).

Полученные петрохимические данные графически отображались для магматических пород на диаграммах Заварицкого, трех треугольных диаграммах — AFM, NaKCa, AlCaMg, вариационных кривых зависимости содержаний компонентов от SiO_2 , частично на вариационных кривых в конкретных пространственных разрезах.

Распределение малых элементов отражалось сериями вариационных кривых средних содержаний двоякого рода: по разным типам пород каждого месторождения и по каждому типу пород разных месторождений. Кроме того, для типов пород строились специальные полуколичественные диаграммы корреляционных связей элементов, группируемых определенным образом в зависимости от их положения в ряду "базитовости—окситовости". Характер узора этих связей при сравнении диаграмм иногда очень наглядно демонстрирует геохимическую изменчивость или проявление процессов миграции вещества.

Таблица 1

Распределение полных силикатных анализов по месторождениям и типам пород

Месторождение	Магматические породы	Роговики и сланцы	Скарноиды	Серпентиниты	Кальцифиры
Кульдурское	21	11	9	—	6
Тарагайское	35	12	5	—	—
Южное	11	8	11	1	1
Центральное	10	2	21	6	5
Савкинское	47	10	23	8	3
Первомайское	5	—	—	—	—
Сафонихинское	1	3	—	—	—
Всего	130	46	69	15	15

Таблица 2

Распределение спектральных анализов по месторождениям и типам пород

Месторождение	Магматические породы	Роговики и сланцы	Скарноиды	Серпентиниты	Кальцифиры
Кульдурское	33	59	30	14	44
Тарагайское	54	26	47	19	7
Южное*	41	11	22	—	15
Центральное	26	—	35	18	6
Савкинское	75	13	65	45	27
Сафонихинское**	3	18	11	—	—
Всего	232	127	210	96	99

* В число магматических пород и роговиков Южного месторождения включены соответственно дайковые диориты и роговики Центрального месторождения.

** По Сафонихинскому месторождению в соответствующих колонках показаны неизменные прототипические осадочные породы: игинчинские сланцы (для роговиков), мурандавские мергели (для скарноидов), доломиты, магнезиты.

КРАТКАЯ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И ВОЗРАСТ МАГМАТИТОВ БРУСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Малый Хинган в пределах рассматриваемой территории представляет средневысотную горную страну с относительными амплитудами рельефа 300–600 м на 2 км. В геоструктурном отношении район относится к Буреинскому массиву, докембрийскому ядру Хинган-Буреинского антиклинария. Венчают разрез хинганской серии докембрия рифейские мурандавская магнезиально-карбонатная свита мощностью до 700 м и подстилающая ее игинчинская сланцевая свита мощностью до 1100 м, неизменно развитые, в частности, на бруситовых месторождениях. В мурандавской толще выделяются терригенно-доломитовая и верхняя доломитовая подсвиты. К последней приурочены линзы пелитоморфного магнезита, частично представляющие промышленные месторождения. В раннем палеозое рифейские толщи и перекрывающие их местами согласно кембрийские известняки и различные сланцы были смяты в интенсивные часто изоклинальные и опрокинутые преимущественно субмеридиональные складки и претерпели слабый региональный метаморфизм не выше филлитовой ступени. Позднее происходили преимущественно общий подъем и глыбовые перемещения. Местами рифейские отложения в районе несогласно перекрыты стратифицированными вулканогенными континентальными отложениями

Офикальциты	Карбонатные мраморы	Бруситовые мраморы	Бруситы	Эпиофикальциты	Всего
2	—	—	—	3	32
—	—	—	—	—	52
1	2	—	—	4	42
1	12	—	8	2	68
8	—	17	3	—	120
—	—	—	—	—	5
—	—	—	—	—	4
12	14	17	11	9	343

Офикальциты	Мраморы			Бруситы	Эпиофикальциты	Всего
	доломитовые	магнезитовые	бруситовые			
32		16	11	102	57	398
54		24	24	45	2	302
29	20	12	13	39	125	327
13	16	59	—	54	45	272
46	—	—	72	108	25	476
—	15	56	—	—	—	103
174		218	120	348	254	1878

нижнемелового возраста. Рифейские толщи прорваны и метаморфизованы гранитоидами трех палеозойских циклов и субвулканическими меловыми гранитами. Из более поздних геологических событий на всех бруситовых месторождениях, кроме Тарагайского, запечатлелась эпоха мощного выветривания, представленная линейными зонами (мощностью до 7 м и глубиной до 200 м), а частично (Савкинское месторождение) и нижними горизонтами площадной коры выветривания, сложенными девейлитово-карбонатными породами.

Гранитоиды, особенно нижнепалеозойские, образуют на Малом Хингане огромные батолитовые тела. Однако на первых же этапах изучения бруситовых месторождений выяснилось, что они локализируются в подвесках мурандавской магнезиально-карбонатной толщи, контактово-метаморфизованных в кровле относительно небольших (с площадью поверхностных выходов 0,5–50 км²) насильственно внедрившихся гранитоидных массивов, возраст которых был недостаточно ясен. Так, мелкий интрузивный штوك Кульдурского месторождения брусита первоначально был отнесен к нижнепалеозойскому циклу. Автор на основании субвулканического гранофир-липаритового облика этих пород и признаков их комагматичности с развитыми здесь жерловыми туфами предположил меловой возраст интрузива. Впоследствии, исходя из общего положения о приуроченности брусита к условиям малой глубинности (Смолин, 1973), возникновение которых возможно лишь после

Таблица 3

Радиометрический возраст магматических и контактно-метаморфических пород бруситовых месторождений Хингана

№ образца	Характеристика образца*	K ₂ O, %	⁴⁰ Ag рад/ нг/г	$\frac{40}{40} \frac{\text{Ag}}{\text{Ag}_{\text{обм}}}$ рад	Возраст, млн. лет
Кульдурское месторождение					
186-68	Гранит	5,54 ± 0,05	36,0 ± 0,8	50; 53	94 ± 4
876-68	Жерловый дацитовый туф	2,12 ± 0,03	13,6 ± 0,5	40; 41	92 ± 4
158-68	Флогопит-диопсидовый скарноид	3,18 ± 0,05	22,8 ± 0,6	36; 58	103 ± 5
Тарагайское месторождение					
393-72	Биотит из гранодиорита	6,34 ± 0,05	231,0 ± 3,5	81; 84	474 ± 14
31-72	Биотит из роговика	5,44 ± 0,05	206 ± 3,0	88; 89	488 ± 14
Савкинское месторождение					
276-71	Биотитовый диорит	2,84 ± 0,04	45,8 ± 0,9	55; 64	224 ± 9
170-71	Флогопит-паргасит-диопсидовый скарноид	5,40 ± 0,05	110,0 ± 2,0	80; 81	280 ± 10
Первомайское месторождение					
271-74	Биотитовый микродиорит	2,46 ± 0,03	25,1 ± 0,6	52; 61	145 ± 5
280-74	Кварц-калишпатовый ро- говик	4,28 ± 0,03	51,4 ± 1,5	64; 70	169 ± 5
273-74	Флогопит крупнопластин- чатый	5,23 ± 0,04	96,4 ± 1,5	15; 72	254 ± 9

* Обр. 273-74 — чистый материал из крупных пластин флогопита, обр. 393-72 и 31-72 — концентраты чешуек биотита, выделенные из пород, остальные — валовые пробы.

общего подъема и эрозии, а также по аналогии с предположенным меловым возрастом Кульдурского штока, возникло представление о примерно одновременном формировании и относительно молодом возрасте всех бруситовых месторождений Хингана. Это положение подтверждалось отрицательными результатами специальных поисковых работ на брусит в контактах мурандавской свиты с батолитоподобными складчатými нижнепалеозойскими интрузивами и обнаружением новых бруситопоявлений в связи с мелкими (трещинными) интрузивами.

Предположение о молодом возрасте бруситообразующих интрузивов нуждалось в проверке. В связи с этим в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР были произведены изотопные определения (табл. 3).

Как известно, определения радиометрического возраста магматических пород Хингана дают очень сложную картину и нередко вступают в противоречие с установленными геологическими представлениями. Однако некоторым аргументом в пользу так называемой внешней геологической надежности наших определений могла служить наиболее вероятная одноактность метаморфизма и магматизма на большинстве бруситовых месторождений. Это предположение, вытекающее из суммы петрографических наблюдений, подтвердилось удовлетворительной сходимостью цифр радиометрического возраста магматических и вмещающих их контактно-метаморфических пород. Тем более неожиданными оказались заслуживающие доверия цифры, когда они продемонстрировали резкую разновозрастность месторождений. Эти определения, правда, частично подтвердили положения автора и ранее полученные и без должного обоснования признанные недостоверными цифры абсолютного возраста. Для Кульдурского штока подтвердилось предположение автора о его меловом возрасте.

Аналогичным образом подтвердилось радиометрическое определение возраста гранитоидов Помпеевского массива (Савкинское месторождение) лабораторией Дальневосточного геологического управления (226 млн. лет), показавшее не раннепалеозойский их возраст, как это считалось при картировании, а триасовый. Наоборот,

гранодиориты Тарагайского массива, относимые при картировании к среднепалеозойскому циклу, оказались нижнепалеозойскими (начало ордовика).

Радиометрический возраст вмещающих контактово-метаморфических пород хотя и выходит за пределы ошибок, но в общем совпадает с возрастом магматических пород на всех месторождениях, кроме Первомайского. Некоторое систематическое завышение радиометрического возраста контактных пород по сравнению с магматическими пока не находит исчерпывающего объяснения. Однако для Первомайского месторождения несомненно явно более древний возраст крупнокристаллического флогопита, необычного по размерам кристаллов в сравнении с остальными породами месторождения, и, очевидно, относящегося к какому-либо включению древних пород, попавшему сюда вследствие тектонических причин (позиция этих крупнокристаллических образований внутри месторождения осталась невыясненной).

Таким образом, критерий относительно молодого возраста бруситобразующих интрузивов оказался мнимым и в этом плане сохраняет силу лишь их принадлежность к типу послескладчатых насильственно внедрившихся магматических тел. В связи с раннепалеозойским возрастом Тарагайского массива, относящегося к этому типу, возникают новые региональные проблемы. В частности, нуждаются в историко-тектоническом осмысливании пределы блока, включающего этот массив, в котором после раннего завершения складчатости быстро осуществились подъем, эрозия и возникли условия малой глубинности.

Полученные цифры абсолютного возраста можно в известной мере использовать для оценки нижней возрастной границы древней коры выветривания, установленной автором на бруситовых месторождениях Хингана. Так, исходя из прежней оценки возраста интрузивных пород, можно было бы предположить палеозойский возраст коры в связи с ее отсутствием на Тарагайском месторождении, в предположении его формирования в послекоровый период. Однако наиболее древний возраст последнего — дополнительный аргумент в пользу относительно недавнего подъема Тарагайского блока и полной денудации здесь коры выветривания. Общее сходство продуктов линейных кор выветривания на Кульдуре и Самарском бруситоносном поле позволяет предполагать их принадлежность к одной эпохе корообразования. На Кульдуре нижняя ее возрастная граница — около 100 млн. лет, т.е. примерно середина мела. В меловое время в рассматриваемом регионе существовал континентальный режим и отложилась вулканогенная толща олонойской серии. С этим же этапом вулканизма связано формирование Кульдурского месторождения, явно возникшего в субвулканической обстановке. Непосредственно в Самарском поле меловые вулканы отсутствуют, но развиты несколько севернее него, в связи с чем можно полагать, что предолонойская поверхность размыва располагалась невысоко над Самарским полем. Продукты размыва олонойской вулканогенной толщи представлены верхнемеловой кундурской свитой, развитой, в частности, и в низовьях р. Помпеевки невдалеке от Самарского бруситоносного поля. Можно полагать, что синхронно с этими отложениями и формировалась поверхность выравнивания, на которой возникла кора выветривания бруситовых месторождений. Это предположение в рамках концепции региональности мощных кор выветривания зиждется на аналогии с прилегающими областями — Зейско-Буреинской депрессией и Приморьем, где установлено широкое развитие верхнемеловой — палеогеновой площадной коры выветривания. В Буреинском массиве, насколько известно автору, коры выветривания не описывались. В частности, они (и поверхности выравнивания) не зафиксированы для региона на карте кор выветривания и поверхностей выравнивания 1970 г. Вероятно, в дальнейшем здесь удастся обнаружить и другие проявления коры выветривания, особенно на меловых вулканогенных породах, сохранившихся в крупных отрицательных структурах региона. Целесообразно учитывать кору выветривания при изучении региона, и, в частности, интересны были бы геоморфологические исследования по оконтуриванию соответствующей поверхности выравнивания.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЗМ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

На бруситовых месторождениях Хингана интрузивные тела неизменно контактируют с мурандавской магнезиально-карбонатной и стратиграфически подстилающей ее игинчинской сланцевой толщей. При контактном метаморфизме эти породы были превращены в различные магнезиальные породы и алюмосиликатные роговики. Метаигинчинские роговики образуют четко отграничивающиеся от метамагнезиального комплекса геологические тела, легко выделяемые и прослеживающиеся при картировании.

Метаигинчинский комплекс. Прототипические породы этого комплекса в собранных материалах представлены аспидными сланцами, развитыми на Сафонихинском месторождении магнезита. В табл. 4 сопоставляется химический состав аспидных сланцев Сафонихи и контактных роговиков бруситовых месторождений Хингана. Как можно видеть, наряду с общим сходством этих пород намечаются и некоторые различия, увязывающиеся с петрографическими их особенностями. Сланцы Сафонихи по составу отличаются от среднего состава аспидных сланцев несколько меньшей железистостью и пониженными содержаниями MgO , CaO , Na_2O . Большие содержания этих компонентов в кульдурских роговиках объясняются присутствием среди них, наряду с метапелитовыми кварцево-сланцевыми и слюдисто-полевошпатовыми породами со ставролитом и андалузитом, также метабазитовых хлорит-альбитовых и мусковит-хлорит-альбитовых пород, иногда сохраняющих теневые признаки обломочного (туфового) строения. Высокий верхний предел SiO_2 и пониженное среднее содержание Al_2O_3 у роговиков Тарагайского месторождения связаны с присутствием среди них, помимо типичных метапелитов, также пород метасаммитового типа. Для этих тонкополосчатых пород с участием биотита, полевых шпатов, андалузита, кордиерита характерно повышенное количество кварца. В них нередко наблюдается теневое обломочное (метапесчаниковое) строение. Вместе с тем несколько повышенные содержания MgO и CaO по сравнению с сафонихинскими сланцами, видимо, объясняются не столько присутствием базитового вулканического материала, сколько примесью исходного карбонатного вещества. Аналогичное замечание относится и к роговикам Южного месторождения, в которых при очень тонкозернистом (0,0х мм) сложении тем не менее наблюдаются высокотемпературные ассоциации с участием силлиманита, калишпата и эденита. Из двух при-

Таблица 4

Химический состав игинчинских аспидных сланцев и их контактово-метаморфических алюмосиликатных производных, вес. %.

Компонент	Сафониха (3)			Кульдур (10)		
SiO_2	61,02	69,72	65,85	46,32	66,72	56,36
TiO_2	0,68	0,91	0,78	0,69	2,90	1,26
Al_2O_3	15,29	21,77	17,52	10,86	21,51	16,7
Fe_2O_3	1,63	3,54	2,68	0,51	10,23	3,49
FeO	1,35	2,69	1,9	0,72	6,48	3,66
MnO	0,024	0,04	0,028	0,02	0,15	0,06
MgO	1,32	1,63	1,47	1,08	8,92	4,17
CaO	0,46	0,70	0,62	0,36	6,34	3,1
Na_2O	0,64	1,30	1,01	0,32	10,20	4,72
K_2O	3,2	5,4	3,97	0,49	4,26	2,01
H_2O^-	0,27	0,53	0,42	0,24	2,27	0,8
H_2O^+	3,26	4,21	3,68	1,52	3,42	2,6
S	0,015	0,028	0,019	0,016	1,74	0,379
P_2O_5	0,13	0,21	0,17	0,039	0,163	0,109
П.п.п.	3,38	4,62	3,99	2,05	4,25	0,349

Таблица 4 (продолжение)

Компонент	Тарагай (7)			Южное (4)		
SiO ₂	57,56	74,22	66,48	53,80	74,30	63,17
TiO ₂	0,54	1,02	0,79	0,52	0,77	0,67
Al ₂ O ₃	10,49	18,20	13,71	11,49	15,00	13,275
Fe ₂ O ₃	0,36	2,45	1,37	0,47	1,93	1,145
FeO	2,20	6,84	4,45	0,57	4,40	2,53
MnO	Сл.	0,13	0,079	0,02	0,094	0,056
MgO	1,73	11,41	4,01	1,00	9,86	5,95
CaO	0,97	11,27	3,12	0,31	11,64	6,67
Na ₂ O	0,60	1,84	1,21	0,78	1,50	1,08
K ₂ O	1,50	4,80	2,99	1,0	4,55	2,75
H ₂ O ⁻	0,07	0,44	0,27	0,24	0,87	0,56
H ₂ O ⁺	0,80	2,08	1,43	0,50	2,30	1,4
S	0,016	0,048	0,033	Не обн.	0,244	0,124
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,115	0,055	0,11	0,076
П.п.п.	1,13	2,05	1,71	0,44	2,53	1,49

Таблица 4 (окончание)

Компонент	Савкино (2)			В целом (22)		
SiO ₂	54,12	90,58	72,35	53,80	74,22	60,72
TiO ₂	1,12	0,07	0,585	0,52	2,90	1,00
Al ₂ O ₃	20,68	0,47	10,575	10,49	21,77	15,31
Fe ₂ O ₃	1,63	0,20	0,915	0,36	10,23	2,30
FeO	6,48	0,24	3,36	0,57	6,84	3,83
MnO	0,120	0,012	0,066	Сл.	0,15	0,068
MgO	4,30	3,87	4,085	1,08	9,86	7,74
CaO	2,06	3,13	2,585	0,31	11,64	3,71
Na ₂ O	2,00	0,26	1,13	0,32	10,20	2,82
K ₂ O	4,36	0,18	2,27	0,49	5,4	2,56
H ₂ O ⁻	0,33	0,09	0,21	0,07	1,26	0,57
H ₂ O ⁺	2,21	0,49	1,35	0,50	4,21	1,99
S	0,068	0,011	0,038	Не обн.	1,74	0,53
P ₂ O ₅	0,12	0,011	0,065	0,011	0,21	0,11
П.п.п.	2,71	0,85	1,78	0,44	4,62	1,10

Примечание. Здесь и в следующих таблицах (5, 6 7) в скобках за названием месторождения или типа пород указано количество проб, в трех колонках по каждому месторождению (или типу пород) и в целом приведены минимальное, максимальное и среднее содержания. По Савкинскому месторождению приведены полностью два имеющихся анализа. Последний анализ кварцит с тремолитом, резко отличающийся от всех остальных, исключен при суммарной характеристике состава комплекса.

веденных анализов Савкинского месторождения высокоглиноземистый относится к хлоритоид-кварц-биотитовому роговикю, а второй, единственный с резко повышенным содержанием SiO₂, отражает состав кварцита с тремолитом. Только на Савкинском месторождении в метаигинчинской толще, наряду с алюмосиликатными роговиками, встречается крупная пачка кварцитов, в которых, кроме тремолита, чаще присутствует послонная примесь диопсида. Такого типа породы отвечают исходным резко окремненным доломитам. Таким образом, состав метааналогов игинчинской толщи позволяет полагать заметные вариации ее исходного состава в

Таблица 5

Химический состав силикатных пород метамурандавской толщи (магнезиальных скарноидов,

Компонент	Кульдур (7)			Тарагай (15)
SiO ₂	37,94	47,58	41,43	30,90
TiO ₂	Сл.	0,16	0,106	0,002
Al ₂ O ₃	1,37	8,80	5,48	1,66
Fe ₂ O ₃	Не обн.	1,97	0,75	0,24
FeO	0,26	4,79	2,09	0,31
MnO	0,01	0,05	0,03	0,020
MgO	22,75	35,97	29,14	8,73
CaO	4,82	19,95	12,59	2,66
Na ₂ O	0,05	1,14	0,35	0,10
K ₂ O	0,00	5,60	1,52	0,15
H ₂ O ⁻	0,17	0,56	0,34	0,10
H ₂ O ⁺	0,42	8,67	3,55	1,60
CO ₂	0,42	6,02	2,46	Не опр.
S	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,007
F	0,03	0,29	0,16	Не опр.
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,009
П.п.п.	"	"	"	0,99
Отношение компонентов, ат. %				
Si + Al	40,18	51,69	45,70	42,20
Si + Al + Mg + Ca				
Ca	10,89	38,01	23,70	18,01
Ca + Mg				
Al	10,36	34,99	13,49	3,69
Al + Si				
Fe	1,04	11,30	5,06	2,29
Fe + Mg				
Na	5,12	100	25,93	12,23
Na + K				

пределах региона. Наряду с доминирующими практически стереотипными метапелитами в одних случаях присутствуют пачки хлорит-альбитовых метабазитов (Кульдур), в других разрезах повышается роль метапсаммитов (Тарагай) и наиболее отличаются диопсидовые кварциты Савкинского месторождения. Последние столь необычны, что следует пока оставить под вопросом их принадлежность к метагинчинской толще. Если не учитывать савкинские кварциты, то нижние пределы колебания содержаний компонентов в роговиках в целом и в сафонихинских аспидных сланцах окажутся очень близкими, а повышенные верхние пределы увяжутся с уже отмеченными вариациями в сторону метабазитов и метапсаммитов. Наиболее существенно, что все компоненты, в том числе и наиболее подвижные щелочи, а также сера могут присутствовать в роговиках в меньшем количестве, чем в исходных сланцах, и, следовательно, нет никаких оснований предполагать их привнос из интрузивов. Аналогичная картина наблюдается и в отношении малых компонентов. Особо следует отметить неизменное присутствие в повышенных количествах как в исходных сланцах, так и роговиках всех месторождений типичных базитовых и гипербазитовых элементов Ni, Cr, Co, Zn, Mo. Распределения средних содержаний ряда элементов в серии из сланцев и роговиков сопоставляемых месторождений подобны и отличны от кривых распределения в соответствующей серии интрузивов.

апоскарноидных серпентинитов и роговиков), вес. %

*Тарагай (15)		Южное (9)		
52,70	42,01	32,64	61,38	44,96
3,12	0,74	0,03	0,77	0,37
19,80	11,42	0,10	16,63	7,32
5,16	2,43	Сл.	4,18	1,20
11,58	4,99	0,04	4,67	1,64
0,166	0,08	0,01	0,07	0,03
24,20	16,49	6,95	44,24	33,60
23,32	10,28	2,00	24,50	9,83
1,85	0,86	0,01	0,75	0,17
9,20	2,63	0,01	8,00	3,18
3,15	0,77	0,15	2,04	0,94
2,90	2,24	1,18	15,41	5,19
Не опр.	Не опр.	0,00	4,8	0,24
0,73	0,264	Сл.	1,00	1,11
Не опр.	Не опр.	0,01	1,12	0,27
0,811	0,289	0,02	0,24	0,07
19,31	5,42	0,64	6,12	3,51
Отношение компонентов, ат. %				
76,62	60,92	32,53	86,63	46,93
52,93	30,94	3,27	50,99	17,38
38,25	24,27	0,25	24,21	16,10
43,68	19,76	0,82	20,05	4,35
78,26	33,20	0,91	60,30	7,52

Намечается несколько групп таких коррелирующихся друг с другом элементов: 1) Ba, Cr, Li, Sr, Ti, Be, Mo, Cu, 2) Zr, Y, Co, 3) P, V, Ni, 4) Zn, Mn. Элементы в этих группах перечислены в порядке уменьшения подобия распределению первого из них. Хотя подобные распределения могут быть частично случайными, тем не менее в целом вырисовывается картина геохимической полимиктовости рассматриваемого комплекса, позволяющая полагать, что в исходном веществе этих пород присутствовал как базитовый, так и окситовый магматогенный, возможно, туфовый материал. Во всяком случае повышенные содержания базитовых и гипербазитовых элементов позволяют утверждать это по отношению к базитам.

Метамагнезиальный (метамурандавский) комплекс. Среди переслаивающихся пород этого комплекса существуют все переходы от чисто силикатных до чисто карбонатных (и эквивалентных последним бруситовых мраморов и брусититов). При описании метамагнезиальных пород принята предложенная ранее автором (Смолин, 1959) номенклатура метаморфизованных карбонатных пород, основанная на количественно-минеральном признаке с использованием простейшей границы около 10% для разделения конечных и промежуточных типов. К существенно силикатным роговикам и скарноидам отнесены породы с примесью карбонатов не более 10% и определения "мраморы" и "брусититы" относятся к породам, содержащим не более

Таблица 5 (окончание)

Компонент	Центральное (24)			Савкино (34)
SiO ₂	25,60	51,92	39,04	26,40
TiO ₂	He обн.	0,62	0,25	0,00
Al ₂ O ₃	0,29	14,72	5,20	0,23
Fe ₂ O ₃	He обн.	3,05	1,80	0,028
FeO	0,10	3,38	1,28	0,051
MnO	He обн.	0,13	0,05	0,005
MgO	18,97	47,56	37,02	6,40
CaO	0,14	26,16	11,85	He обн.
Na ₂ O	He обн.	1,45	0,32	"
K ₂ O	"	6,96	0,85	"
H ₂ O ⁻	0,25	3,10	0,92	0,03
H ₂ O ⁺	2,31	19,30	7,38	1,11
CO ₂	0,0	7,80	2,23	0,70
S	He обн.	0,81	0,26	Сл.
F	0,01	0,86	0,22	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,15	0,07	He обн.
П.п.п.	1,80	18,87	8,30	1,52
Отношение компонентов, ат. %				
<u>Si + Al</u>	32,32	70,18	39,97	38,18
<u>Si + Al + Ca + Mg</u>				
<u>Ca</u>	0,23	49,77	18,70	1,16
<u>Ca + Mg</u>				
<u>Al</u>	1,35	39,57	13,58	0,66
<u>Al + Si</u>				
<u>Fe</u>	0,57	7,63	4,28	0,20
<u>Fe + Mg</u>				
<u>Na</u>	0,00	100,0	36,36	2,89
<u>Na + K</u>				

10% силикатов. Промежуточные силикатно-карбонатные породы называются в соответствии с укorenившейся в отечественной литературе традицией "кальцифирами". В связи с различной степенью серпентинизации выделяются также существенно силикатные серпентиниты и силикатно-карбонатные офикальциты, в которых содержание первичных безводных силикатов не превышает те же 10%. Эта простая номенклатура дисциплинирует описания и позволяет избежать неясностей, существующих в литературе, когда под названиями мрамор и скарн (и скарнированный известняк) в зависимости от вкуса автора могут скрываться породы с одинаковым соотношением метаморфических силикатов и карбонатов.

В метамагнезиальных породах выделено более 60 ассоциаций только некарбонатных минералов. Главнейшие минералы (в порядке распространенности): форстерит, гумитовые фторосиликаты, флогопит, диопсид, паргасит (эденит), шпинель, магнезиальный авгит, энстатит, куммингтонит, тальк, антофиллит, тремолит, флюоборит. Очень широко распространен хризотил, развивающийся по многим минералам, меньше антигорит (часто по диопсиду), хлорит — по флогопиту, манассеит — по шпинели. Главнейшая особенность распределения минералов — преимущественная приуроченность диопсида и особенно эденита к скарноидам, а форстерита — к кальцифирам, тогда как флогопит (и шпинель) в этих группах пород распространен примерно одинаково.

Савкино (34)		В целом (89)		
58,94	38,60	25,60	61,38	40,16
1,78	0,61	Не обн.	1,78	0,47
20,68	10,52	0,10	19,80	8,19
5,65	2,39	Не обн.	5,65	2,00
8,86	3,62	0,04	11,58	2,90
0,158	0,06	Не обн.	0,166	0,054
43,42	25,87	6,40	47,56	28,33
23,5	14,32	Не обн.	24,50	12,38
6,30	0,79	"	6,30	0,58
3,666	0,96	"	9,20	1,48
1,25	0,45	0,05	3,10	0,67
18,99	7,36	2,4	18,99	5,98
6,30	1,96	0,00	7,80	1,57
2,41	0,14	Не обн.	2,41	0,30
0,08	0,05	0,02	0,044	0,14
0,980	0,17	Не обн.	0,980	0,026
16,07	7,48	0,04	19,31	6,77
Отношение компонентов, ат. %				
87,75	48,63	32,32	89,59	47,31
62,34	28,46	0,23	64,94	23,91
34,60	24,32	0,25	39,57	19,38
36,11	11,12	0,20	36,11	8,52
100	55,50	0,00	100,0	37,33

В брусититах и пенкатитах (брусит-кальцитовых мраморах с атомным отношением Mg : Ca около 1) почти всегда удается установить признаки присутствия зерен периклаза. Наиболее чистые анхимономинеральные брусититы с ничтожной примесью апофорстеритового серпентина выявлены в крупных промышленных блоках лишь на Кульдурском месторождении. На остальных месторождениях обычно значительна примесь серпентина и кальцита. Встречаются также породы непрерывной гаммы переходов от брусититов к серпентинитам. В бруситовых мраморах и особенно брусититах лишь крайне редко встречается свежий форстерит, обычно он нацело серпентинизирован; интенсивно, но несколько меньше серпентинизированы безводные силикаты в кальцифирах, тогда как скарноиды лишь изредка превращены в серпентиниты, а часто среди них встречаются незначительно серпентинизированные породы.

Выделяемые в мурандавской свите нижнюю мергельную и верхнюю карбонатную подсвиты в контактных ореолах можно параллелизовать с существенно силикатными и мраморными пачками, для которых также намечается подобная стратиграфическая последовательность. Поскольку по минеральному составу метамагнетизально-силикатные породы не отличаются от магнезиальных скарнов, для оценки их природы важны детальные разрезы, примеры которых приводятся ниже.

Таблица 6

Химический состав силикатно-карбонатных пород метамурандавской толщи (кальцифиров),

Компонент	Кульдур (7)			Тарагай (1)
SiO ₂	15,88	31,55	23,50	19,60
TiO ₂	0,01	0,52	0,10	0,002
Al ₂ O ₃	0,09	10,09	2,02	0,85
Fe ₂ O ₃	0,07	5,30	1,07	0,36
FeO	Не обн.	2,75	1,01	0,24
MnO	Сл.	0,148	0,05	0,040
MgO	11,15	41,10	32,84	20,08
CaO	8,87	27,10	17,47	29,01
Na ₂ O	0,09	0,17	0,09	0,10
K ₂ O	0,02	0,33	0,12	0,0
H ₂ O ⁻	0,13	0,72	0,29	0,28
H ₂ O ⁺	0,70	13,00	5,56	Не опр.
CO ₂	8,15	27,60	15,93	"
S	Одно опред.		0,007	0,056
F	0,13	0,65	0,35	Не опр.
P ₂ O ₅	Одно опред.		0,105	0,00
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	29,75
О т н о ш е н и е к о м п о н е н т о в , а т . %				
Si + Al				
<hr/> Si + Al + Ca + Mg	20,27	41,55	27,67	25,25
Ca				
<hr/> Ca + Mg	13,63	63,57	27,66	50,94
Al				
<hr/> Al + Si	0,59	39,75	9,20	4,86
Fe				
<hr/> Fe + Mg	0,09	27,49	3,25	1,55
Na				
<hr/> Na + K	0,5	88,24	52,48	100

Примечание. H₂O⁺, CO₂, S, F определялись не во всех анализах.

Главная особенность химизма метамурандавского комплекса — резкая магнезиальность. Известковистость по данным десятков штучных и тысяч систематических борздовых проб практически всегда меньше 50%, т.е. валовая магнезиальность комплекса отвечает серии доломит—магнезит.

В табл. 5—8 приводятся обобщенные данные полных силикатных анализов различных типов пород метамagneзиального комплекса, начиная с существенно силикатных. Последние, как можно видеть в табл. 5, имеют широкий диапазон вариаций всех компонентов. Это объясняется тем, что на всех месторождениях, кроме Кульдурского, в этой группе проанализированы, помимо скарноидов, также алюмосиликатные роговики, встречающиеся в метамурандавской толще с разной частотой на всех месторождениях. В одних случаях такие роговики, состоящие из биотита, полевого шпата, амфибола, кордиерита и клинопироксена, в разных сочетаниях больше тяготеют к классу метапелитов. Но иногда в них достаточно ясно проявляется теневое обломочное строение. В таких породах содержание TiO₂ достигает 3%, а спектральным анализом в них фиксируется повышенное количество гипербазитовых и базитовых элементов. Это несомненно метаморфизованная базитовая тефра, часто почти неизменная в отношении химизма взаимодействием с вмещающим

офикальцитов), вес. %

Южное (7)			Центральное (8)		
24,00	44,60	23,24	19,68	28,50	31,97
0,02	0,31	0,255	Не обн.	0,48	0,09
Не обн.	6,00	2,67	0,03	7,48	2,14
0,05	0,60	0,52	Не обн.	1,58	0,25
0,07	2,12	0,92	0,30	1,72	0,48
0,01	0,03	0,03	Не обн.	0,08	0,019
19,15	36,20	28,05	19,81	50,30	26,55
9,54	26,46	17,82	1,27	27,30	18,71
0,01	0,05	0,13	0,03	0,46	0,024
0,01	0,61	0,73	Не обн.	2,45	0,13
0,64	2,60	0,56	0,02	1,72	1,25
2,30	12,06	4,54	2,76	6,42	7,51
6,4	16,70	16,80	9,9	21,45	10,6
Сп.	0,61	0,27	Не обн.	0,64	0,61
0,01	0,11	0,74	0,06	2,10	0,043
0,01	0,04	0,095	0,01	0,32	0,023
6,50	17,00	22,71	12,00	40,61	10,83
Отношение компонентов, ат. %					
32,64	44,36	30,24	21,57	38,14	36,91
15,89	49,27	31,35	2,38	49,53	32,90
0,00	22,81	11,92	0,18	26,03	7,31
0,24	3,70	2,71	0,32	4,97	1,45
4,41	66,67	21,30	3,77	100	22,07

карбонатным веществом. Не исключено, что некоторые из апотуфовых прослоев на Савкинском и особенно Тарагайском месторождениях первоначально отлагались субазрально, а затем были погребены под лагуными осадками. Именно с этими метабазитами (иногда измененными до хлорититов) связаны верхние пределы содержания Al_2O_3 и максимумы известковистости, тогда как максимумы содержаний кремнезема относятся к метапелитам и магнезиальным скарноидам. Аналогичным образом и вариации всех остальных компонентов связаны с присутствием в этой группе как чрезвычайно маложелезистых скарноидов, так и пород явно метабазитового и метапелитового типов. Примечательны, в частности, нередко высокие (до 2,41%) содержания серы, связанные с примесью сульфидов, и фтора (до 0,86), явно тяготеющего к магнезиальным скарноидам. Магнезиальные скарноиды в предельных случаях практически стерильны от всех остальных компонентов, кроме MgO , CaO и SiO_2 . Такие породы образуют изолированные прослои внутри метакрбонатной части комплекса, и вероятнее всего возникали за счет окремненных участков. В менее чистых породах обычно параллельно варьируют Al_2O_3 , TiO_2 и окислы железа. В группе магнезиальных скарноидов известковистость иногда бывает ничтожной (минимумы в серпентинитах), а в целом не превышает 50 ат.%. Максимумы Na_2O

Таблица 6 (окончание)

Компонент	Савкино (15)			В целом (38)		
SiO ₂	14,78	28,96	21,56	14,78	44,60	24,14
TiO ₂	He обн.	0,72	0,10	He обн.	0,72	0,13
Al ₂ O ₃	0,10	10,24	0,47	"	10,24	1,53
Fe ₃ O ₃	0,32	1,71	1,07	"	5,30	0,42
FeO	Сл.	3,77	1,47	"	3,77	1,07
MnO	0,02	0,50	0,23	"	0,50	0,11
MgO	18,00	36,33	32,01	11,15	50,30	30,02
CaO	10,70	28,15	21,35	1,27	28,15	19,61
Na ₂ O	He обн.	0,287	0,74	He обн.	0,46	0,34
K ₂ O	"	2,933	0,89	"	2,80	0,54
H ₂ O ⁻	0,17	0,98	0,48	0,02	2,60	0,60
H ₂ O ⁺	5,00	12,59	8,35	0,70	13,00	6,84
CO ₂	9,75	22,72	14,73	6,4	27,60	14,24
S	He обн.	0,545	0,25	He обн.	0,545	0,27
F	Одно опред.		0,03	0,01	1,08	0,25
P ₂ O ₅	He обн.	0,439	0,104	0,00	0,439	0,085
П.п.п.	15,90	27,26	22,28	6,50	40,61	18,78
Отношение компонентов, ат. %						
Si + Al	22,65	42,52	23,84	20,27	44,36	28,28
Si + Al + Ca + Mg						
Ca	17,50	49,81	32,39	2,38	63,57	31,93
Ca + Mg						
Al	0,41	32,59	2,50	0,00	39,75	6,96
Al + Si						
Fe	0,54	11,93	4,06	0,09	27,49	2,74
Fe + Mg						
Na	0,00	90,91	55,93	0,00	90,91	50,0
Na + K						

относятся к метапелитам, а K₂O — к магнезиальным скарноидам. Силикатно-карбонатные кальцифиты и офикальциты (табл. 6), для которых полные анализы не представляли такого интереса, как для предыдущей группы, соответственно проанализированы в меньших количествах. Содержания SiO₂, CO₂, H₂O, ввиду промежуточного характера этих пород, не имеют существенного значения. Однако уже высокие верхние пределы TiO₂, Al₂O₃, окислов железа, серы небезынтересны и свидетельствуют о спорадическом появлении в разрезе примеси слабо дифференцированного алюмосиликатного материала, судя по одновременному увеличению содержания малых гипербазит-базитовых элементов — базитовых пеплов. Показательно высокое, не ниже, чем в скарноидах, содержание фтора, что свидетельствует скорее об исходно-осадочной его природе, нежели привносе из интрузивов. Верхние пределы известковистости четко ограничены 50 ат. %, т.е. доломитовым отношением Ca : Mg. Нижние пределы известковистости, опускающиеся до 2%, относятся к породам с существенно магнезитовой карбонатной составляющей (обогащенные форстеритом прослои в магнезитовых мраморах Центрального месторождения). Примечательны резкие вариации в соотношениях щелочей. Преобладание Na₂O отмечается при крайне незначительной щелочности.

Карбонатные мраморы (табл. 7) представлены весьма чистыми разновидностями. Их резкая маложелезистость, в частности, свидетельствует о преимущественно сили-

Таблица 7

Химический состав безбруситовых мраморов Южного и Центрального месторождений, вес. %

Компонент	Магнезитовые мраморы (14)			Доломитовые мраморы (2)		
SiO ₂	0,12	3,16	1,25	0,70	0,74	0,72
TiO ₂	Не обн.	0,02	0,02	0,02	0,001	0,01
Al ₂ O ₃	"	0,20	0,18	0,26	0,014	0,14
Fe ₂ O ₃	"	0,46	0,37	0,11		0,08
FeO	0,07	1,15	0,27	0,22	0,04	0,22
MnO	Не обн.	0,03	0,014	0,04	0,02	0,03
MgO	40,00	48,38	42,03	22,45	22,29	22,37
CaO	0,27	8,05	2,41	29,30	30,41	29,86
Na ₂ O	Сл.	0,10	0,044	0,04	0,00	0,02
K ₂ O	Не обн.	0,06	0,04	0,12	0,00	0,06
H ₂ O ⁻	"	0,46	0,24	0,28	0,30	0,29
H ₂ O ⁺	0,30	0,70	0,50	Не опр.	0,23	0,23
CO ₂	39,60	48,8	45,07	45,8	46,40	46,10
S	Не обн.	0,12	0,105	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	0,01	0,33	0,23	0,02	Не опр.	0,01
P ₂ O ₅	Не обн.	0,04	0,03	0,02	Не обн.	0,02
П.п.п.	47,30	50,79	49,39	46,00	Не опр.	46,00
Отношение компонентов, ат. %						
Si + Al	0,63	4,25	2,19	1,53	1,27	1,33
Si + Al + Ca + Mg						
Ca	0,40	12,57	3,96	48,41	49,52	48,97
Ca + Mg						
Al	1,58	14,41	14,50	30,45	13,89	18,37
Al + Si						
Fe	0,10	1,40	0,80	0,79	0,09	0,71
Fe + Mg						
Na	13,17	100	62,50	33,63	Не обн.	33,62
Na + K						

Примечание. Все анализы, за исключением двух, относятся к Центральному месторождению. Анализы доломитовых мраморов приведены полностью.

катной природе примеси железа в остальных метамагнезиальных породах. В доломитовых мраморах известковистость даже меньше 50%, хотя практически соответствует этой теоретической для доломита величине. В проанализированных магнезитовых мраморах известковистость достигает заметных величин, однако, судя по данным опробования магнезитовых месторождений вне контактных ореолов, существуют все переходы от чистых магнезитов до доломитов.

Среди бруситсодержащих пород (табл. 8) три анализа брусититов представляют довольно чистые, но не самые лучшие разности, о чем можно судить по средним содержаниям сортов кульдурского брусита в контуре подсчета запасов.

Сорт, число проб	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
I, 302	62,32–68,70 (66,45)	0,18–1,80 (0,86)	0,19–1,83 (0,79)	0,01–0,18 (0,10)
II, 823	60,00–68,30 (65,19)	0,28–3,87 (1,51)	0,23–2,95 (0,97)	0,02–0,38 (0,10)
III, 1015	60,02–67,30 (62,81)	1,07–5,39 (2,19)	0,75–9,13 (3,05)	0,02–0,80 (0,14)
IV, 230	55,02–62,73 (57,16)	1,46–12,36 (3,48)	0,87–20,58 (3,12)	0,02–1,15 (0,16)

Таблица 8

Химический состав бруситов и бруситосодержащих пород, вес. %

Компонент	Бруситы (4)			Бруситы,
SiO ₂	0,12	2,85	0,92	1,38
TiO ₂	Не обн.	0,02	0,01	0,002
Al ₂ O ₃	0,009	0,13	0,11	0,11
Fe ₂ O ₃	0,04	0,84	0,44	0,41
FeO	Не обн.	0,57	0,14	0,14
MnO	Сл.	0,04	0,02	0,025
MgO	61,08	67,45	64,27	63,15
CaO	0,04	3,97	2,01	1,77
Na ₂ O	0,00	0,04	0,02	0,013
K ₂ O	Не обн.	0,02	0,01	0,007
H ₂ O ⁻	0,39	0,82	0,61	0,61
H ₂ O ⁺	22,40	29,20	25,8	25,55
CO ₂	1,18	8,50	4,84	3,49
S	Не обн.	0,01	0,005	0,01
F	"	0,14	0,07	0,14
P ₂ O ₅	"	0,03	0,02	0,02
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Отношение компонентов, ат. %				
Si + Al				
$\frac{\text{Si + Al}}{\text{Si + Al + Ca + Mg}}$	0,29	1,69	0,99	1,54
Ca				
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca + Mg}}$	0,04	4,45	2,25	2,00
Al				
$\frac{\text{Al}}{\text{Al + Si}}$	0,69	57,78	29,24	8,61
Fe				
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe + Mg}}$	0,03	1,08	0,56	1,39
Na				
$\frac{\text{Na}}{\text{Na + K}}$	Не обн.	76,47	38,23	33,33

Примечание. Все бруситы — Центральное месторождение, остальные — преимущественно Савкинского месторождения.

Среди бруситосодержащих пород имеются все переходы от анхимоминеральных бруситов до пенкатилов. Такие породы по химическому составу могут отличаться от бруситов лишь повышенной известковистостью и карбонатностью при ничтожных содержаниях остальных компонентов. Бруситовые мраморы, как можно видеть в табл. 8, действительно по известковистости тяготеют к типу пенкатилов с доломитовым соотношением Ca и Mg. Для бруситосодержащих офикальцитов характерен большой разброс известковистости. В этих породах, перемежающихся с различными кальцифирами и скарноидами, сильнее проявлялась при метаморфизме межслоевая миграция вещества. Другой характерный тип переходных пород — брусит-серпентиновый, иногда содержит и заметное количество кальция. Все бруситовые породы по вариациям главных компонентов имеют аналоги на месторождениях пелитоморфных магнезитов в мурандавской свите вне контактных ореолов. В целом для магнезитов так же, как и для бруситов, характерно низкое содержание окиси железа (0,0х–0,2%) и глинозема (обычно сотые и десятые доли процента) и резко варьирующие содержания SiO₂ и CaO, обусловленные неравномерным окремнением и изменчивой примесью доломита.

переходные к пенкатидам (3)		Бруситовые мраморы (14)		
3,28	2,09	0,33	4,84	1,56
0,03	0,025	0,00	0,10	0,03
0,16	0,15	0,00	0,84	0,31
0,071	0,07	0,02	0,50	0,20
0,23	0,24	0,05	0,47	0,28
0,014	0,07	0,00	0,12	0,04
50,00	44,41	22,86	28,91	24,91
25,37	19,25	32,44	35,84	34,65
0,099	0,05	Не обн.	0,089	0,05
0,068	0,03	"	0,094	0,03
0,74	0,47	0,10	0,30	0,21
21,66	16,34	8,17	10,27	9,02
18,0	15,3	26,75	29,85	28,73
0,016	0,016	Сл.	0,02	0,012
0,03	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,016	0,008	0,0038	0,0169	0,014
36,88	35,99	36,58	38,40	37,51
Отношение компонентов, ат. %				
4,13	2,57	0,69	6,33	2,53
33,98	23,70	44,79	52,81	50,00
8,77	7,89	0,48	50,01	18,96
1,05	0,45	0,24	1,93	1,03
69,57	63,64	53,79	96,85	74,41

Именно такие особенности состава проявляются в целом и на изученных месторождениях брусита.

Вариации химизма метамagneзиальных пород целесообразно проиллюстрировать также на примере типичных разрезов. Ниже рассматриваются три таких примера: для нижней существенно силикатной, промежуточной силикатно-карбонатной частей разреза и для нижней части продуктивной толщи.

На рис. 1 отображены вариации химического состава в наиболее мощном сплошном разрезе скарноидов, вскрытом буровыми скважинами на бруситовых месторождениях. В скв. 9 Центрального меиторождения нижний интервал 65,2–162 м, т.е. около 100 м, представлен однородными полосчатыми слабоплойчатыми черными, серыми и зеленоватыми тонкозернистыми породами, падающими под углом около 70°. Истинная мощность их в разрезе, следовательно, около 33 м. Сверху они тектонически контактируют с брусититами, а нижний их контакт не вскрыт. В связи с монотонностью толщи образцы были отобраны сравнительно редко, поэтому в деталях последовательность пород недостаточно ясна. Тем не менее разрез удается расчленить на четыре крупных горизонта (сверху вниз).

Таблица 8 (окончание)

Компонент	Бруситсодержащие офикальциты (4)			Брусит-серпентиновые породы (3)		
SiO ₂	6,86	21,50	15,79	7,56	28,32	11,80
TiO ₂	0,00	0,112	0,09	Не обн.	0,171	0,08
Al ₂ O ₃	0,29	3,42	1,54	0,11	4,26	1,99
Fe ₂ O ₃	71,04	0,56	0,23	0,071	0,457	0,31
FeO	0,05	0,30	0,25	0,23	0,27	0,21
MnO	0,00	0,032	0,016	0,018	0,05	0,02
MgO	16,58	33,80	51,53	34,99	61,09	19,61
CaO	15,26	35,44	6,31	0,28	8,99	27,49
Na ₂ O	Не обн.	0,099	0,07	Не обн.	0,067	0,06
K ₂ O	"	0,094	0,08	"	0,062	0,05
H ₂ O ⁻	0,26	0,76	0,78	0,48	1,03	0,49
H ₂ O ⁺	3,69	11,34	22,60	Одно опред.		7,43
CO ₂	26,40	27,87	Не опр.	Не опр.	Не опр.	27,13
S	Сл.	0,129	0,27	0,014	0,058	0,062
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,006	0,009	0,02	0,004	0,038	0,008
П.п.п.	25,64	33,86	25,51	21,8	28,9	29,75
Отношение компонентов, ат. %						
Si + Al	9,61	26,62	17,41	7,95	34,98	20,33
Si + Al + Mg + Ca						
Ca	24,71	60,40	8,09	0,33	15,59	47,30
Ca + Mg						
Al	4,51	27,87	10,31	1,13	15,11	16,58
Al + Si						
Fe	0,42	1,45	0,50	0,13	1,02	1,38
Fe + Mg						
Na	0,75	100	57,14	0,60	62,68	64,44
Na + K						

1. Тонко-, местами грубополосчатые флогопит-эденит-диопсидовые скарноиды. Мощность около 10 м. Макрополосчатость от 1–2 до 10 см, сопровождается миллиметровой микрополосчатостью с обособлением моно-, би- и триминеральных прослоев; наиболее распространена ассоциация флогопит + диопсид, к которой иногда присоединяется эденит, обычно ассоциирующий с флогопитом. Из мономинеральных прослоев наиболее часты амфиболовые, флогопит обычно образует миллиметровые микрогнезда. Установлено всего два тонких прослоя силикатно-карбонатных пород — диопсид-форстеритовый кальцифир и апофорстеритовый офикальцит, в остальных образцах примесь кальцита не превышает первых процентов или он совершенно отсутствует. Серпентинизация в целом проявлена слабо.

2. Полосчатая перемежаемость серпентинизированных форстерит-флогопитовых и флогопит-диопсидовых скарноидов с редкими прослоями апофорстеритовых офикальцитов и флогопитовых кальцифиров. Мощность 8,9 м.

3. Полосчатая перемежаемость серпентинизированных форстерит-флогопитовых, флогопитовых кальцифиров с диопсидовыми и флогопит-диопсидовыми скарноидами. Мощность 8,2 м. В целом карбонатность значительно выше, чем в двух предыдущих горизонтах.

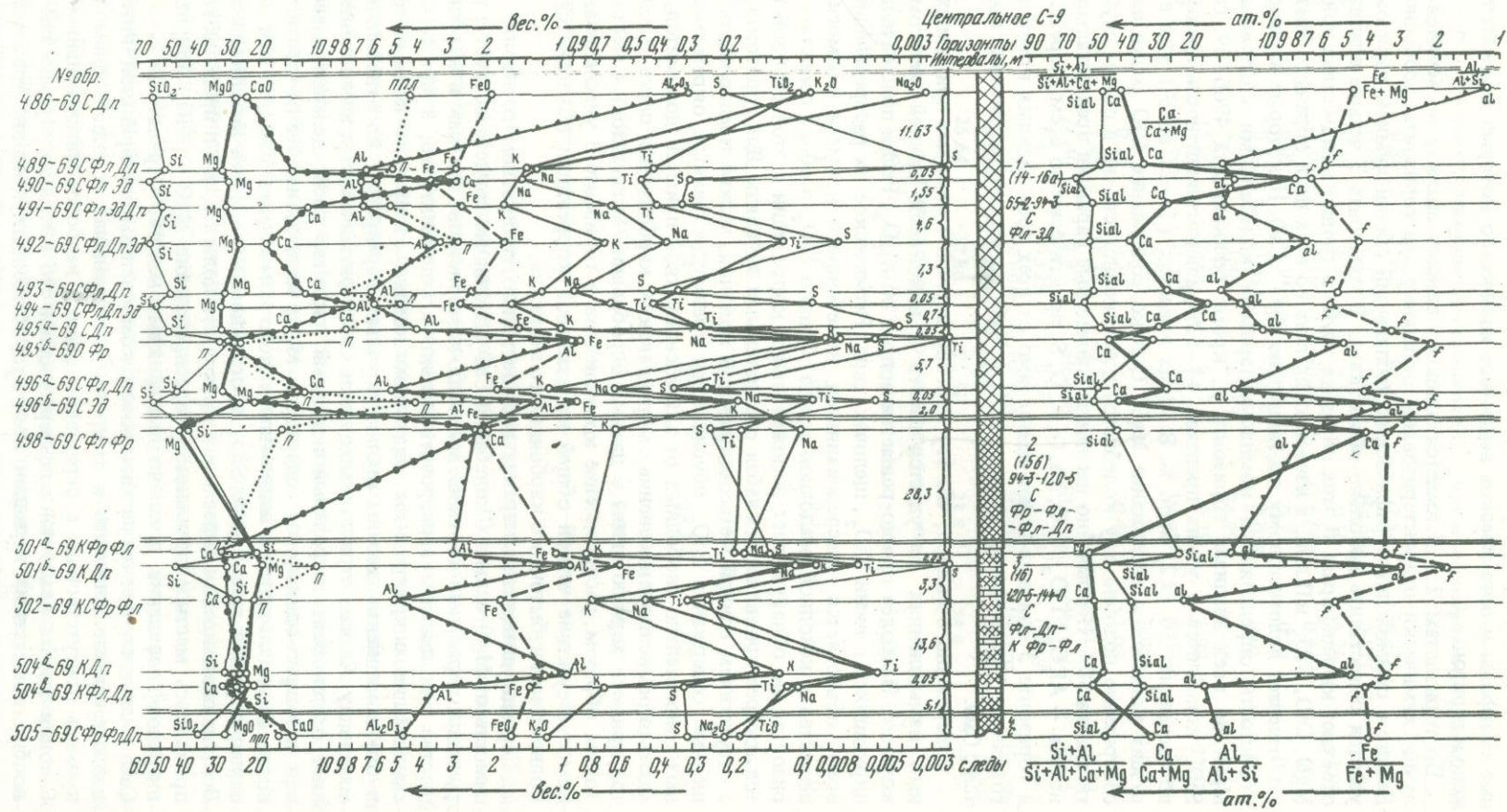
4. Полосчатые флогопит-диопсидовые скарноиды с прослоями форстеритовых и редкими прослоями апофорстеритовых офикальцитов и флогопитовых кальцифиров. Вскрытая мощность около 6 м.

По всему разрезу присутствуют как в скарноидах, так и кальцифирах рассеянные сульфиды и органическое вещество, количество которых относительно понижено в горизонте 3.

По горизонтам 2 и 4 имеется лишь по одному анализу из верхней их части. Лучше химически охарактеризованы остальные два горизонта, особенно верхний. Вместе с суммой петрографических наблюдений общий химизм горизонтов 1 и 3 удается сопоставить довольно объективно. В горизонте 3 четыре анализа из пяти отвечают кальцифирам. В этих образцах грубо в равных количествах присутствуют MgO , CaO , SiO_2 и П.п.п., а известковистость во всех пяти образцах близка к 50%, т.е. отвечает доломитовому соотношению $MgO : CaO$. Некоторые вариации известковистости определяются комплементарными колебаниями содержания CaO и MgO . Во всех анализах горизонта 1, кроме офикальцита 496б-69, содержание SiO_2 колеблется в узких пределах 44-52%, алюмосиликатность преимущественно составляет 50 (± 2) мол. %. В узких пределах (23-27 вес.%) уже во всех образцах колеблется содержание MgO . Однако содержание CaO резко варьирует и совершенно подобно ему колеблется известковистость, ни в одном случае не достигающая 50%. Необычайно наглядны совместные вариации всех остальных компонентов - Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O , S, практически во всем разрезе. При этом в горизонте 3 они варьируют независимо от всех трех главных компонентов, а в горизонте 1 независимо лишь от SiO_2 и MgO , но четко отрицательно коррелируются с CaO .

Совершенно очевидно, что эту картину вариаций химизма при самых хитроумных измышлениях не удастся свести к какой-либо единой метасоматической колонке. Наиболее просто решается вопрос об Al_2O_3 , FeO и положительно коррелирующихся с ними TiO_2 , щелочах, сере. Ритмическое их распределение логичнее всего объясняется унаследованными колебаниями примеси алюмосиликатного вещества в исходной осадочной толще. Однако SiO_2 в обоих сопоставляемых горизонтах не обнаруживает положительной корреляции с этой группой компонентов, скорее проявляется слабая отрицательная их связь. Для горизонта 3, в связи с отсутствием единой метасоматической колонки, можно предполагать, что повышенные содержания SiO_2 обусловлены преимущественным окремнением исходных относительно свободных от алюмосиликатной примеси доломитов. Независимость окремнения неизменных мурандавских карбонатных пород от глиноземистой примеси хорошо видна в данных опробования магнезитовых месторождений. Таким образом, распределение компонентов в горизонте 3 унаследованное, а видимое отсутствие четкой общей их взаимной корреляции объясняется большим количеством избыточного карбонатного вещества.

Гораздо интереснее картина в существенно силикатном горизонте 1. Независимость от MgO сильных колебаний CaO однозначно свидетельствует о резком нарушении первичных соотношений этих компонентов, так как в карбонатном веществе они должны варьировать только комплементарно, а при механическом смешивании с чужеродным веществом комплементарность должна сохраняться и оба компонента должны пропорционально варьировать по отношению к этому материалу. Четкая отрицательная связь CaO с ритмическими компонентами позволяет предполагать вероятный исходный характер распределения извести, тогда как примерно одинаковое содержание MgO , мало зависящее от стратифицированности, свидетельствует о подвижности этого компонента. Вместе с тем также слабо варьирующий в скарноидах SiO_2 в основном колеблется комплементарно MgO . Все эти соотношения более всего позволяют полагать, что в пределах горизонта 1 проявилось местное взаимное перераспределение MgO и SiO_2 при практически инертном поведении всех остальных компонентов. Отрицательная корреляция CaO с другими резко ритмическими компонентами в принятой интерпретации должна свидетельствовать о том, что максимальная исходная алюмосиликатная примесь присутствовала в первичной толще в наиболее магнезиальных прослоях. С точки зрения осадочной дифференциации это выглядит странно так же, как и вообще совместные вариации всех второстепенных компонентов. Более того, с второстепенными ритмическими компонентами положительно коррелируются



№обр.
486-69 С. Дл

489-69 С Фл. Дл
490-69 С Фл. Зб
491-69 С Фл. Зб. Дл
492-69 С Фл. Дл. Зб

493-69 С Фл. Дл
494-69 С Фл. Дл. Зб
495^а-69 С Дл
495^б-69 Фр

496^а-69 С Фл. Дл
496^б-69 С Зб
498-69 С Фл. Фр

501^а-69 К Фр. Фл
501^б-69 К Дл
502-69 К С Фр. Фл

504^а-69 К Дл
504^б-69 К Фл. Дл

505-69 С Фр. Фл. Дл

1
174-180
65-2-94-3
С
Фл-Зб

2
(156)
943-120-5
С
Фр-Фл-
-Фл-Дл

3
(16)
1205-1440
С
Фл-Дл
К Фр-Фл

Si+Al
Si+Al+Ca+Mg
Ca
Ca+Mg
Al
Al+Si
Fe
Fe+Mg

ат.%

вес.%

Рис. 1. Вариации химического состава в пачке полосчатых магнезиальных скарноидов (скв. 9, Центральное месторождение, интервал 62–145 м), по данным полных силикатных анализов штуфных проб

Колонка без масштаба (указаны интервалы между образцами). Слева – вариации компонентов в вес. %, справа – вариации их отношений в ат. % (железо суммарное). Символами элементов у кривых внутри рисунка сокращенно обозначены соответствующие окислы. Индексы здесь и на рис. 2, 3: *Б* – брусититы, *К* – кальцифиры, *МБ* – бруситовые мраморы, *О* – офикальциты, *Рог* – роговики, *С* – скарноиды, *Ср* – серпентиниты. Минеральный состав: *Б* – брусит, *Бт* – биотит, *Дп* – диопсид, *Кр* – кордиерит, *Ср* – серпентин, *Фл* – флогопит, *Фр* – форстерит, *Хл* – хлорит, *Шп* – шпинель, *Эд* – эденит, *Эп* – эпидот

также распределения большинства малых элементов. Средние содержания их по горизонтам несколько варьируют. Не останавливаясь на деталях, отметим, что в целом в разрезе (по 29 пробам) обнаруживается систематическое присутствие 23 малых элементов. Примечательны повышенные средние содержания Sr (1,8γ), В (5,9γ) и Li (5,8γ)¹. Однако наиболее привлекают внимание повышенные средние содержания базитовых и гипербазитовых элементов. Так, содержание Мо (1,8β) и Zп (1,1β) превышают даже кларки в базитах, остальные элементы этой группы присутствуют в количествах, промежуточных между оксидным и базитовым кларками (в скобках фактор превышения оксидного кларка) – Ni (2,4), Cr (2,6), Со (2,14), Mn (2,8), Sc (1,5), Cu (3,25), Ti (2,4). Вся ассоциация ритмических элементов, таким образом, явно позволяет полагать, что алюмосиликатная составляющая первичной осадочной толщи в значительной мере носила недифференцированный резко базитовый характер. В случае, если это был золото-транспортируемый туфовый материал, то отпадают сомнения по поводу сопряжения наибольшей магнезиальности карбонатной составляющей и максимумов ритмического алюмосиликатного вещества, поскольку именно в спокойных лагунных бассейнах могли относительно накапливаться пещы совместно с карбонатным веществом, не разносясь течениями и не разубоживаясь иным более дифференцированным терригенным веществом. Повышенные содержания Li, а также В (до 0,02%) приурочены к магнезиальным (флогопитсодержащим) скарноидам, тогда как в кальцифирах доломитового горизонта 3 Li ниже чувствительности анализа. Эти соотношения также можно объяснить совмещением повышенной "эвапоритности" осадков с независимым от водно-осадочной дифференциации поступлением алюмосиликатного вещества.

На рис. 2 отражено распределение компонентов в разрезе переходной (непродуктивной) части метамagneзиального комплекса, представленной в основном переслаиванием бруситовых мраморов и офикальцитов с подчиненными прослоями скарноидов и одним горизонтом роговиков. Вариационные кривые построены по данным систематического опробования. При этом каждому горизонту соответствует лишь одна бороздовая проба, в связи с чем направленность изменений состава в пределах горизонтов фиксировать не удастся. Лишь в интервале горизонтов 16 и 18 кривые проведены по средним содержаниям и данным самых верхней и нижней проб, что позволяет видеть направленность изменений состава. Кроме того, в горизонте 11 особо показаны вариации состава по полным анализам трех штуфных проб, а в неопробованном горизонте 17 общие кривые проведены по двум точечным пробам, подвергнутым полному анализу.

¹ При обсуждении распределения малых компонентов важны не столько абсолютные цифры (особенно если они выведены по данным полуколичественного спектрального анализа), сколько относительные перепады содержаний в сопоставляемых породах и вариации их по отношению к кларкам. В связи с этим здесь и в дальнейшем иногда приводятся лишь сопоставления с кларками элементов в главных типах магматических пород по А.П. Виноградову (1962). Главные типы магматических пород, в соответствии с принятой отечественной легендой, обозначаются: *σ* – гипербазиты, *β* – базиты, *δ* – мезиты, *γ* – окситы (кислые породы), соответственно кларки элементов в них обозначаются *пσ* и т.д., а при обсуждении содержаний – просто символом типа с коэффициентом при нем, например, в данном случае среднее содержание Li (5,8γ) отражает соотношение 233,8 ч/млн. (вычислено как среднее для 29 проб) : 40 ч/млн. (кларк в окситах) = 5,8.

Южное С-1

Горизонты	Интервалы, м
7	29,0-30,2
Б-Ср	
8-9	30,2-32,8
К-С	
10	32,8-36,0
0	
11	35,0-37,9
К-С	
12	37,9-39,4
МБ-К	
13	39,4-42,0
С	
14	42,0-44,2
МБ	
16	44,5-53,4
МБ-0	
17	53,4-56,1
Роз	
18a	56,1-56,8
КФЛ-ФР	
18б	56,8-62,3
МБ-К	

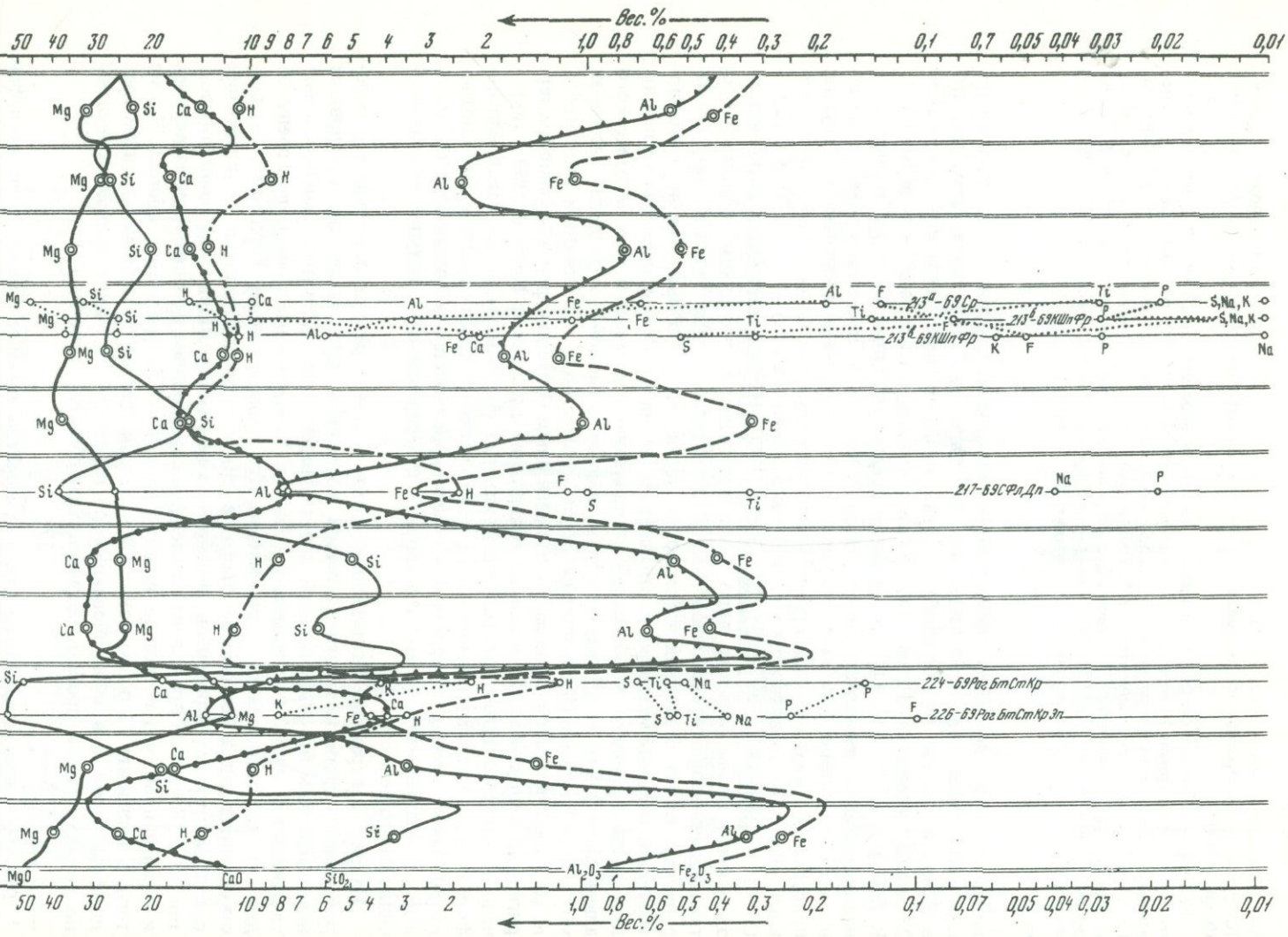


Рис. 2. Вариации химического состава в переходном разрезе от скарноидов к продуктивной части метамagneзильного комплекса (скв. 1, Южное месторождение)

Колонка без масштаба, указаны интервалы горизонтов. Сплошными линиями показаны вариации состава по данным систематического опробования, точками — данные анализов штучных проб. Индексы пород и минералов см. на рис. 1

Разрез кратко можно охарактеризовать следующим образом (снизу вверх):

Горизонт 18б¹. Перемежаемость бруситовых мраморов и форстеритовых кальцифиров, мощность 5,5 м.

Горизонт 18а. Полосчатый форстерит-флогопитовый кальцифир, мощность 0,5 м.

Горизонт 17. Биотит-ставролит-кордиеритовый роговик, мощность 2,7 м.

Горизонт 16. Переслаивание бруситовых мраморов и апофорстеритовых офикальцитов, мощность 8,9 м.

Горизонт 14. Бруситовый мрамор, мощность 2,2 м.

Горизонт 13. Полосчатые флогопит-диопсидовые скарноиды с примесью сульфидов, мощность 2,6 м.

Горизонт 12. Переслаивание бруситовых мраморов и форстеритовых кальцифиров, мощность 1,5 м.

Горизонт 11. Перемежаемость форстеритовых кальцифиров и шпинель-форстеритовых скарноидов, мощность 2,9 м.

Горизонт 10. Апофорстеритовые офикальциты с примесью манассеита, мощность 2,2 м.

Горизонт 8—9. Тонкополосчатая перемежаемость флогопит-форстеритовых кальцифиров и флогспит-эденит-диопсидовых скарноидов, мощность 2,6 м.

Горизонт 7. Переслаивание бруситов, серпентинитов и офикальцитов, мощность 1,2 м.

Наиболее резко разбивают эту полосчатую силикатно-карбонатную толщу горизонты роговиков (17) и скарноидов (13); роль силикатного материала заметно возрастает также в горизонтах 11 и 8—9 с прослоями скарноидов. Наличие этих горизонтов побуждает расчленить разрез на пять ритмов. Горизонты 18б и 18а — вершина неполного нижнего ритма, для которого характерно усиление роли алюмосиликатного вещества кверху. Остальная часть разреза представлена ритмами с уменьшением алюмосиликатного материала от основания к вершине (17 → 14, 13 → 12, 11 → 10, 8—9 → 7). К сожалению, асимметричная направленность распределения алюмосиликатного материала видна лишь по трем сближенным штучным пробам в горизонте 11, а в остальном ее приходится предполагать по петрографическим наблюдениям. Известковистость лишь в ритме, начинающемся с горизонта роговиков 17 и с горизонтами бруситовых мраморов 16 и 14, практически отвечает 50 ат. % (т.е. доломитовому соотношению Mg : Ca); близко к доломитовому соотношению Ca : Mg и в горизонте 18, а во всех верхних горизонтах валовая известковистость колеблется от 18 до 25%, т.е. здесь отношение карбонатных ионов смещено в сторону преобладания магния. При этом, однако, в целом вверх по разрезу, начиная с горизонта 13, валовая известковистость горизонтов несколько возрастает. Наиболее примечательная особенность распределения — подобие кривых SiO₂, Al₂O₃ и FeO. Эти соотношения похожи на отмеченные в разрезе скарноидов с той лишь разницей, что в ритмическую группу симпатически входит и SiO₂. Сходство распределения в двух разрезах усиливается и тем, что в этом случае также в большей части толщи (исключение составляет горизонт 8—9) CaO отрицательно коррелируется с ритмической алюмосиликатной группой в большей мере, чем MgO. Примечательна пониженная известковистость; существенно повышенная доля MgO в карбонатной составляющей совмещается с увеличением алюмосиликатного вещества, что с точки зрения обычных соотношений в осадочных толщах аномально. Однако в рассматриваемом разрезе, как и в скарноидном, алюмоси-

¹ Номера горизонтов на рис. 2 и 3.

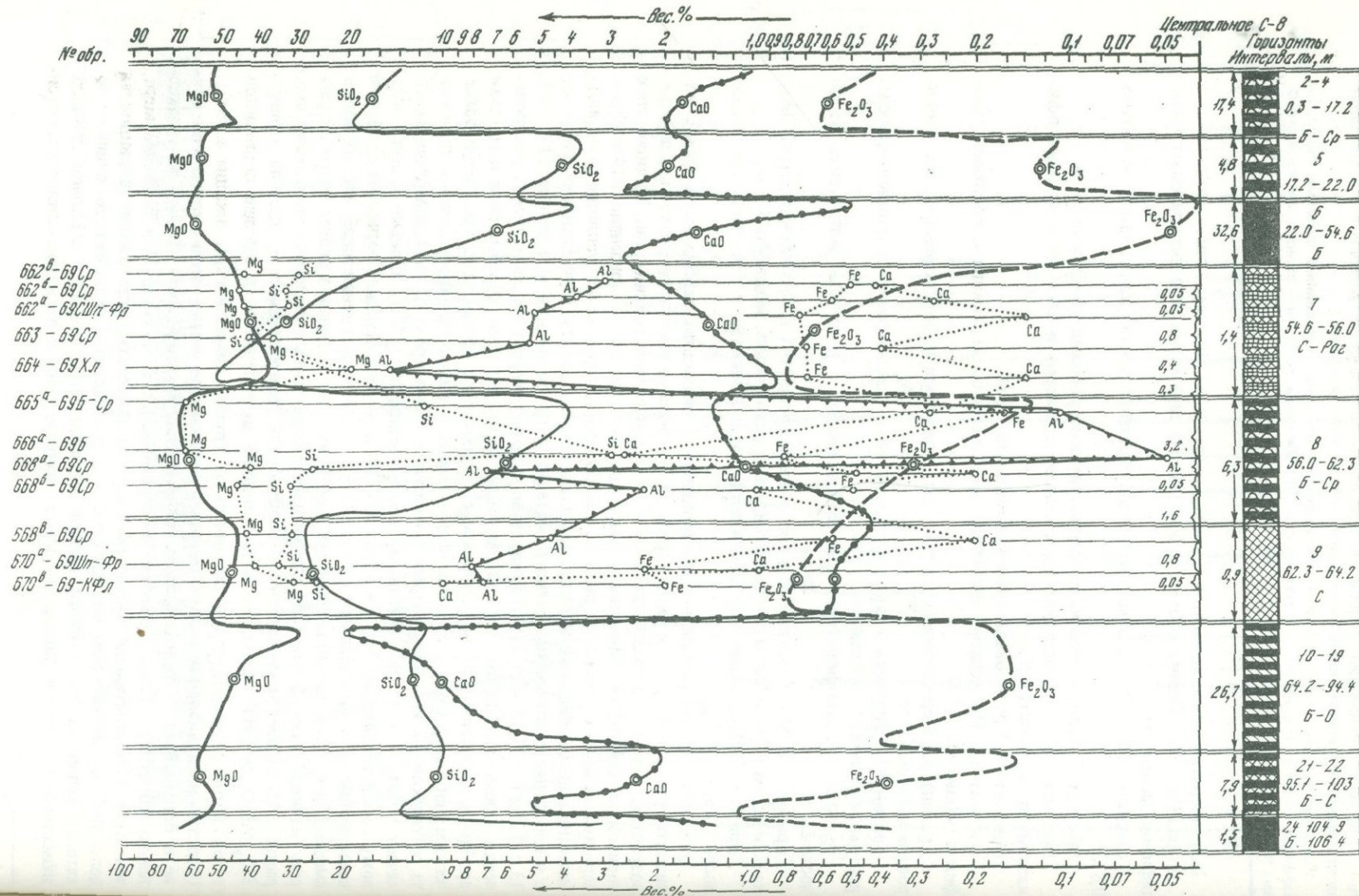


Рис. 3. Вариации состава в продуктивной части разреза метамагнезиального комплекса (скв. 8, Центральное месторождение)

Колонка без масштаба, указаны интервалы горизонтов и расстояния между штуфными пробами. Точечным пунктиром показаны вариации состава по данным полных силикатных анализов штуфных проб, остальные линии — обобщенные данные систематического опробования (среднее по горизонту, верхняя и нижняя пробы)

ликатному веществу явно сопутствуют типоморфные гипербазитовые и базитовые элементы Ni, Co, Cr, Mo. Не, обсуждая распределение малых элементов в деталях, отметим, что и в этом случае логично предполагать золотой привнос недифференцированного базитового материала. И не следует ли в дальнейшем искать какого-либо объяснения ассоциации повышенной магнезиальности карбонатного осадочного материала и базитового взрывного вулканизма?

Все отмеченные особенности распределения компонентов в этом разрезе явно не обнаруживают никакой связи с привносом вещества из интрузивного источника и несомненно свидетельствуют о том, что здесь мы имеем доломитовую толщу, в которой закономерно варьировала некоторая примесь магнезита, тогда как большая часть алюмосиликатной составляющей имеет пепло-базитовую природу.

На рис. 3 показаны вариации состава в продуктивной части метамагнезиального комплекса на примере разреза по скв. 8 Центрального месторождения. В профиле использованы данные систематического опробования, которые приводятся в обобщенном виде. Вариационные кривые построены по трем точкам для каждого из выделенных литологически однородных горизонтов — среднее содержание по этому горизонту, крайние верхняя и нижняя пробы. Кроме того, самостоятельными кривыми показаны данные 11 полных силикатных анализов штуфов, специально сконцентрированных в трех средних горизонтах с целью иллюстрации вариаций большего числа компонентов по пробам достоверно однородного состава. Эти три горизонта 9, 8, 7 совместно с расположенным выше горизонтом 6 образуют два крупных наиболее четких ритма с асимметричным циклическим распределением вещества. Помимо двух этих крупных ритмов ниже и выше в разрезе вскрыты еще по два менее четко выраженных ритма. В целом разрез можно охарактеризовать следующим образом (снизу вверх):

Горизонт 24. Чистые брусититы (верхняя часть крупного неполного ритма).

Горизонт 23. Серпентинизированный шпинель-форстеритовый скарноид, мощность 1,9 м (не опробован и поэтому не показан на разрезе рис. 3).

Горизонты 21–22. Переслаивание брусититов в шпинель-форстеритовых скарноидах, мощность 7,9 м.

Горизонты 23 и 21–22 совместно образуют четкий ритм, в котором вверх (в целом резче, чем это показано для горизонта 21–22) падает содержание SiO_2 (и Al_2O_3), CaO , Fe_2O_3 , а содержание MgO возрастает.

Горизонты 10–19. Переслаивание брусититов и офикальцитов, мощность 26,7 м. Это ритм, в котором, в отличие от предыдущего, последовательно нарастает вверх по разрезу известковистость (и комплементарно уменьшается MgO) при слабых вариациях SiO_2 и Fe_2O_3 .

Горизонты 9 и 8. Совместно эти два горизонта образуют хорошо выраженный ритм, мощностью 7,2 м. В основании его (9) преобладают шпинель-форстеритовые скарноиды с тонкими прослоями хлоритизированных алюмосиликатных роговиков (не анализированы) и флогопитовых кальцифиров. Выше (горизонт 8) — переслаивание брусититов и апофорстеритовых серпентинитов. Содержание CaO , по данным систематического опробования, варьирует слабо, а по штуфным пробам — ритмически колеблется. Наиболее показательно резкое уменьшение от основания к вершине ритма SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 с некоторыми ритмическими колебаниями, судя по штуфным пробам. MgO комплементарен преимущественно SiO_2 , достигая максимума в чистых брусититах верхней части ритма.

Горизонты 7 и 6. Это второй четкий и наиболее крупный (мощностью 34 м) в данном разрезе ритм, начинающийся с горизонта шпинель-форстеритовых скарноидов, частично превращенных в серпентиниты с примесью манассеита, с прослоем

апоалюмосиликатно-роговикового хлоритита в основании. Выше располагается самый крупный в разрезе горизонт бруситов 6. В целом для ритма хорошо проявляется общее уменьшение SiO_2 и Fe_2O_3 и увеличение MgO от основания к вершине. В горизонте 7, по данным штуфных проб, наглядно видно последовательное уменьшение SiO_2 и особенно Al_2O_3 вверх по разрезу.

В переслаивании бруситов и серпентинитов, располагающихся выше по разрезу, два ритма (горизонты 5, 2–4) с направленными изменениями состава вверх по разрезу выделяются лучше всего по вариациям SiO_2 и CaO .

Таким образом, общая картина даже при значительной схематизации получается непростой. Несомненно, однако, четкие резкие переломы вариационных кривых в основаниях ритмов с последующим постепенным изменением содержания к их вершинам. Параллельные вариации MgO и CaO в пределах отдельных горизонтов связаны с более резкими колебаниями SiO_2 и Al_2O_3 и не показательны. Лишь в горизонте 10–19 вверх по разрезу несомненно происходит увеличение известковистости, тогда как в остальных случаях наблюдается увеличение доли MgO . Самое убедительное доказательство направленных вариаций состава — распределение Al_2O_3 , содержание которого последовательно падает от основания к вершине ритмов.

Объективно намечающаяся в разрезе ритмичность несомненно унаследована от исходно-осадочного распределения вещества в магнезиально-карбонатной толще. Вариации алюмосиликатной составляющей в данном случае вероятнее увязывать с отложением вещества из водной среды в бассейне с циклическими направленными изменениями режима питания. В целом параллельные колебания SiO_2 и Al_2O_3 позволяют связывать окремнение и привнос глинозема с единым процессом поступления терригенного материала. Примечательно, что в данном случае в существенно силикатных породах, в том числе и в апороговиковых хлорититах, спектральным анализом не обнаруживаются гипербазитовые элементы Ni , Co , Cr , которые встречены в повышенных количествах в разрезе скарноидов нижней части метамагнезиального комплекса. Это позволяет считать, что в данном случае в бассейн не поступал базитовый материал и это дополнительно подтверждает представление о привносе зрелого отдифференцированного терригенного вещества. Несмотря на некоторое увеличение известковистости в основаниях ритмов, соотношение карбонатных ионов в большинстве случаев и здесь остается резко смещенным в сторону преобладания Mg . В свете наиболее вероятного лагунного характера магнезиальных осадков эти соотношения можно истолковывать как свидетельство очень спокойного поступления вод, не приводящего к опреснению бассейна. Такого рода магнезиальные мергели, насколько известно автору, не описаны, условия их формирования нуждаются в дальнейшем изучении. Следует заметить, что и ритмичность, подобная выявленной в данном разрезе и в других случаях в метамагнезиальном комплексе, как будто не описана, хотя, впрочем, карбонатные ритмы вообще изучены плохо (Казанский, 1976). По признаку асимметричности эти ритмы относятся к категории прерывистых, в них отсутствует регрессивная часть. Однако вариации в серии мергелистый — окремненный — чистый карбонатный осадок без грубообломочных и практически без глинистых членов свидетельствуют о редуцированности не только регрессивной, но и трансгрессивной частей обычной общей схемы бассейновых ритмов.

Таким образом, распределение вещества в разрезах метамагнезиального комплекса вместе с рассмотрением суммы анализов по типам пород, петрографическими и геологическими наблюдениями и сопоставлением с известными общими особенностями мурандавских пород вне контактных ореолов позволяет в значительной мере реконструировать строение исходной стратифицированной толщи. Для нее характерно общее нарастание роли карбонатного вещества вверх по разрезу, ритмическое распределение алюмосиликатной примеси, преимущественно базальтоидно-туфогенной в низах и более дифференцированной в верхней части свиты. Наиболее своеобразные из реконструируемых осадков — магнезитовые мергели, прототипические аналоги которых пока не выявлены. Ритмичность в некоторых случаях носит явно асимметричный характер с редуцированной трансгрессивной частью и нарастанием карбонатности и магнезиальности от основания к вершине. Однако выявляют

ся и непрерывные ритмы с нарастанием вверх алюмосиликатной примеси, а также направленное нарастание известковистости вверх по разрезу. Точные стратиграфические соотношения между этими типами распределения оценить трудно из-за отсутствия непрерывных полных разрезов и трудности корреляции частных разрезов без надежных маркирующих горизонтов.

Полосчатые существенно силикатные метамагнезиальные породы названы "скарноидами" в прямом соответствии с первоначальным смыслом этого термина, введенного Д.С. Коржинским для нерезко контрастных перемежающихся пород, претерпевших локальную метаморфическую дифференциацию, в отличие от скарнов — реакционных пород по резко контрастным средам.

В рассматриваемом случае использование понятия "скарноид" имеет принципиальное значение, поскольку скарны в контактных ореолах представляют собой метасоматиты, возникшие в результате привноса кремнезема и других компонентов из интрузивов, тогда как в действительности это лишь слабо перераспределенное исходно-осадочное вещество.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Сопоставляемые месторождения уже в силу проявления контактного метаморфизма с образованием периклаза все относятся к гипабиссальным. Это подтверждается и мелкозернистым сложением магматических пород, которые в основном следовало бы снабжать приставкой микро-, тогда как на Кульдурском месторождении это вообще тонкозернистые субвулканические продукты. Тем не менее по степени увеличения зернистости и по минеральным парагенезисам месторождения можно расположить в условный ряд возрастающей глубинности, начиная с субвулканического Кульдура. В этом же ряду нарастает интенсивность проявления ассимиляции. В настоящем разделе магматические породы обсуждаются в порядке расположения в таком ряду: Кульдурское, Тарагайское, Южное и Центральное, Савкинское месторождения. С Кульдурским месторождением условно, в связи с территориальной близостью, совместно рассматриваются немногие данные по Первомайскому месторождению. В заключение раздела сравнительно рассматривается распределение малых элементов в сопоставляемых массивах.

КУЛЬДУРСКОЕ И ПЕРВОМАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кульдурское месторождение представляет собой отжатое ядро запрокинутой складки (рис. 4), неравномерно срезанное в лежачем крыле под углом 30—45° небольшим штоком липаритов, с площадью поверхностных выходов 0,2 × 0,5 км. В ядре складки располагается тело бруситов установленной протяженностью 1300 м, шириной до 450 м и вертикальной мощностью до 150 м. Бруситы со всех сторон облекаются пачкой переслаивающихся мраморов, кальцифиров и магнезиальных скарноидов (метамергельная единица мурандавской свиты), а затем алюмосиликатными роговиками, возникшими за счет игинчинских сланцев. Практически вся площадь выходов метамагнезиального комплекса относится к внутренней периклазовой зоне контактного ореола. Лишь в крайнем северо-западном ее углу устанавливается граница с внешней зоной, в которой развиты магнезитовые мраморы.

Помимо небольшого штока липаритов на месторождении развиты многочисленные, обычно маломощные (0,5 — 1,5 м), дайки в основном бостонитов и в меньшей мере долеритов, приуроченные к единой системе трещин. Кроме того, в южной части месторождения расположено тело жерловых туфов поперечником 0,2 км, на первых стадиях изучения месторождения отнесенных к субаэральным пирокластам K_1 . Гипсометрически выше на 200 м при вскрытии месторождения карьером хорошо обнажается также толща слоистых туфов, с размывом налегающих под углом порядка 20° в южных румбах по наклоненной поверхности на крутопадающую толщу роговиков по игинчинским сланцам. Эта поверхность в эродированной части

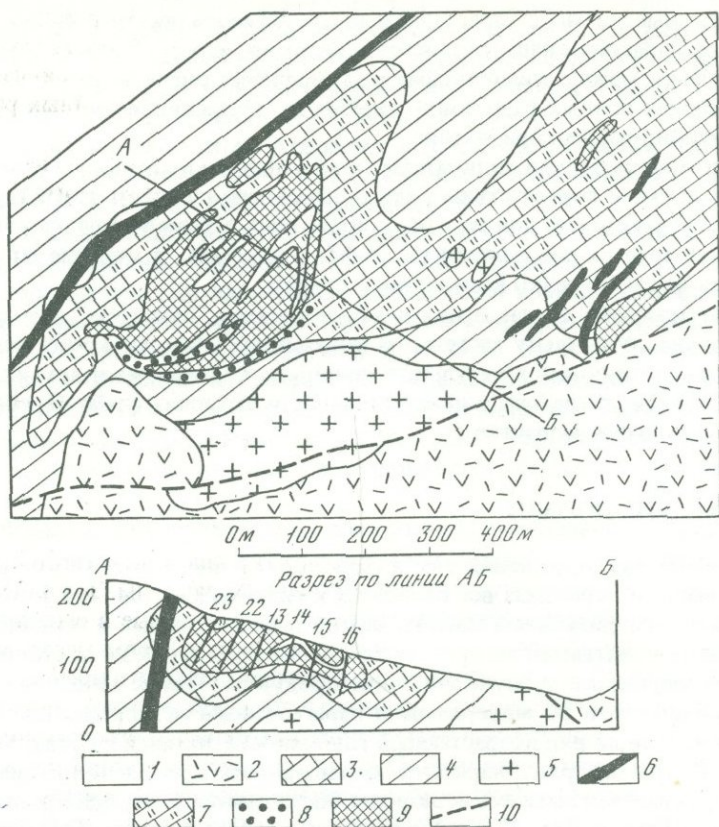
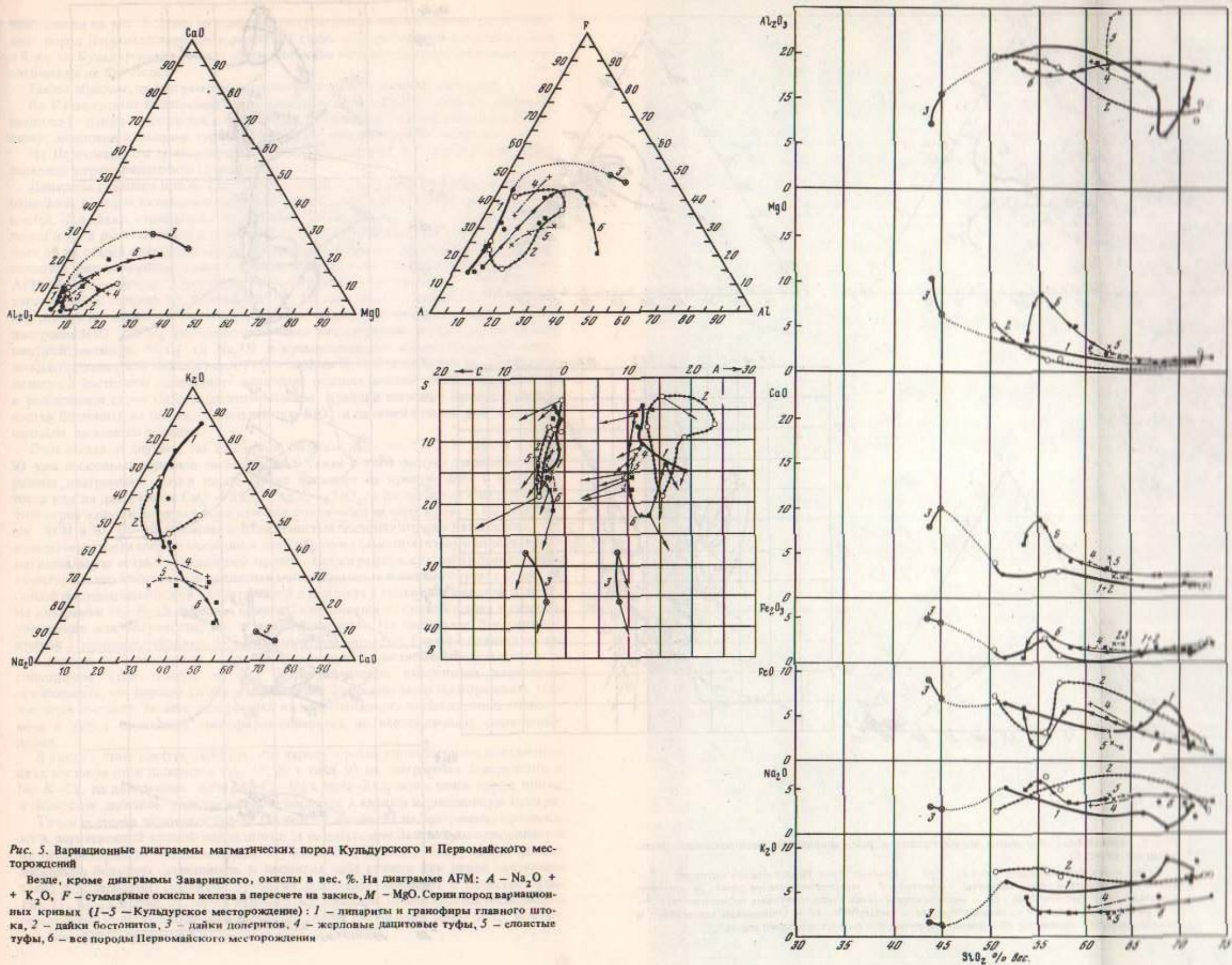


Рис. 4. Схема геологического строения Кульдурского месторождения брусита

1 — современные отложения, 2 — слоистые туфы кундурской (?) свиты, 3 — метамурандавские породы, 4 — метагинчинские роговики и сланцы, 5 — липариты, 6 — дайки, 7—8 — скарноиды и кальцифиты, 9 — брусититы, 10 — тектонические нарушения

месторождения, очевидно, непосредственно срезала залежь брусита. Как жерловые, так и слоистые туфы не имеют признаков контактового воздействия гранитов. Вместе с тем высказанные автором предположения о комагматичности гранитов и туфов подтвердились близостью радиометрического их возраста. При этом туф в пределах ошибки определения имеет меньший возраст (см. табл. 3). Таким образом, на участке месторождения, очевидно, вначале внедрился шток липаритов и дайки бостонитов. Наиболее мощные (до 5—6 м) дайки долеритов в пределах контактного ореола иногда обуславливают местное увеличение зернистости вмещающих пород без выраженных оторочек закалки. Эти соотношения совместно с приуроченностью к продольным трещинам того же плана, как и у бостонитовых даек, позволяют полагать, что внедрение долеритов происходило синхронно со штоком липаритов и бостонитами, скорее всего несколько позже, но в "горячий" контактовый ореол. Геологически вскоре осуществилась вулканическая фаза магматизма, также быстро сменявшаяся размывом и последующим отложением толщи слоистых туфов. Последние явно нельзя признать продуктами деятельности вулканического центра, к которому относятся шток липаритов и жерловое тело туфов. Четкая слоистость и сортированность, возможно, свидетельствует о водноперепреотложенном характере туфов. Судя по радиологическим определениям возраста жерловых туфов и липаритов, эти отложения нельзя относить к олонойской серии, их предварительно, вероятно, следует параллелизовать с кундурской свитой. Соотношения слоистых туфов с корой выветривания пока не установлены.

Химически были проанализированы все главные типы магматических пород Кульдурского месторождения (табл. 9). Соотношения их составов графически



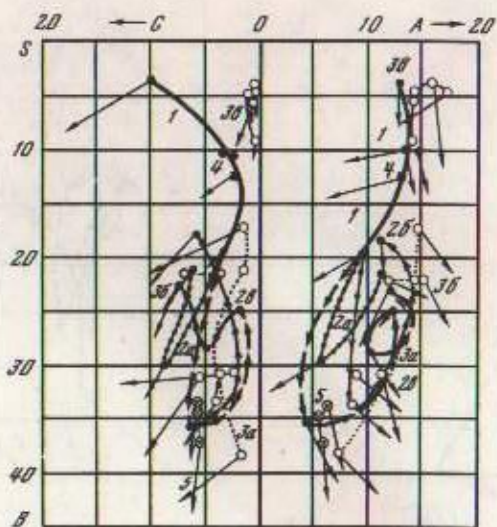
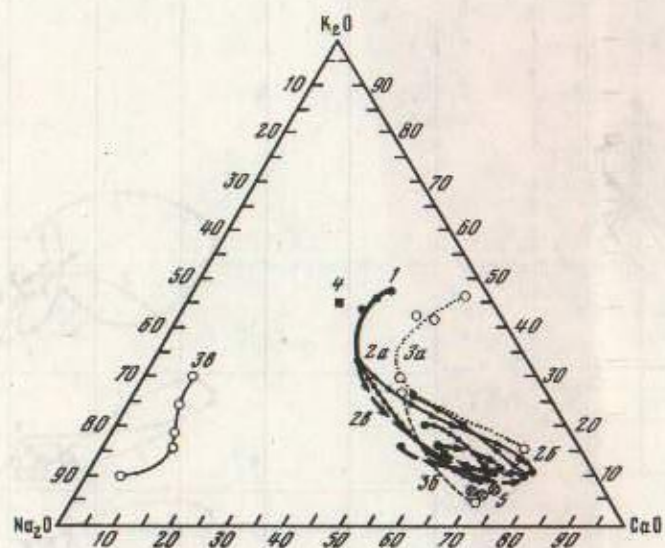
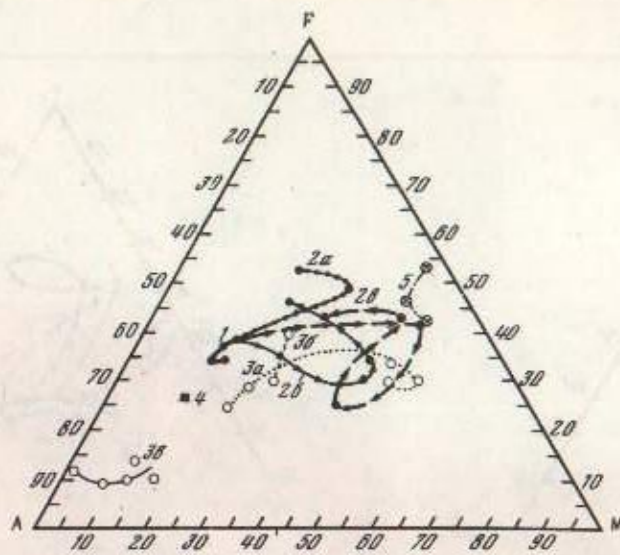
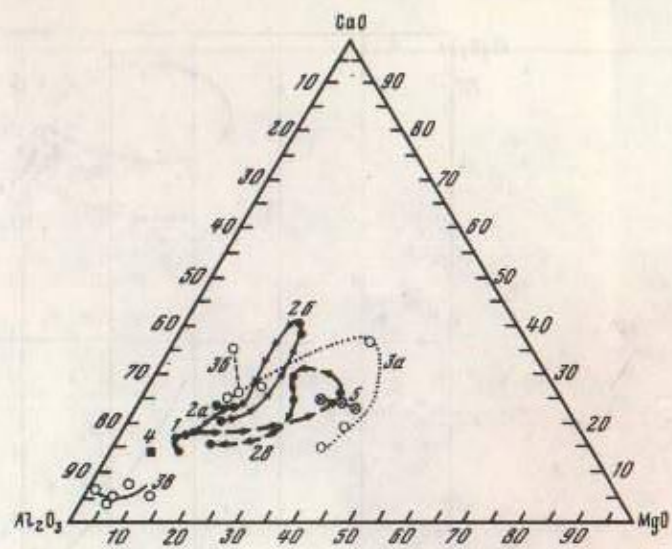
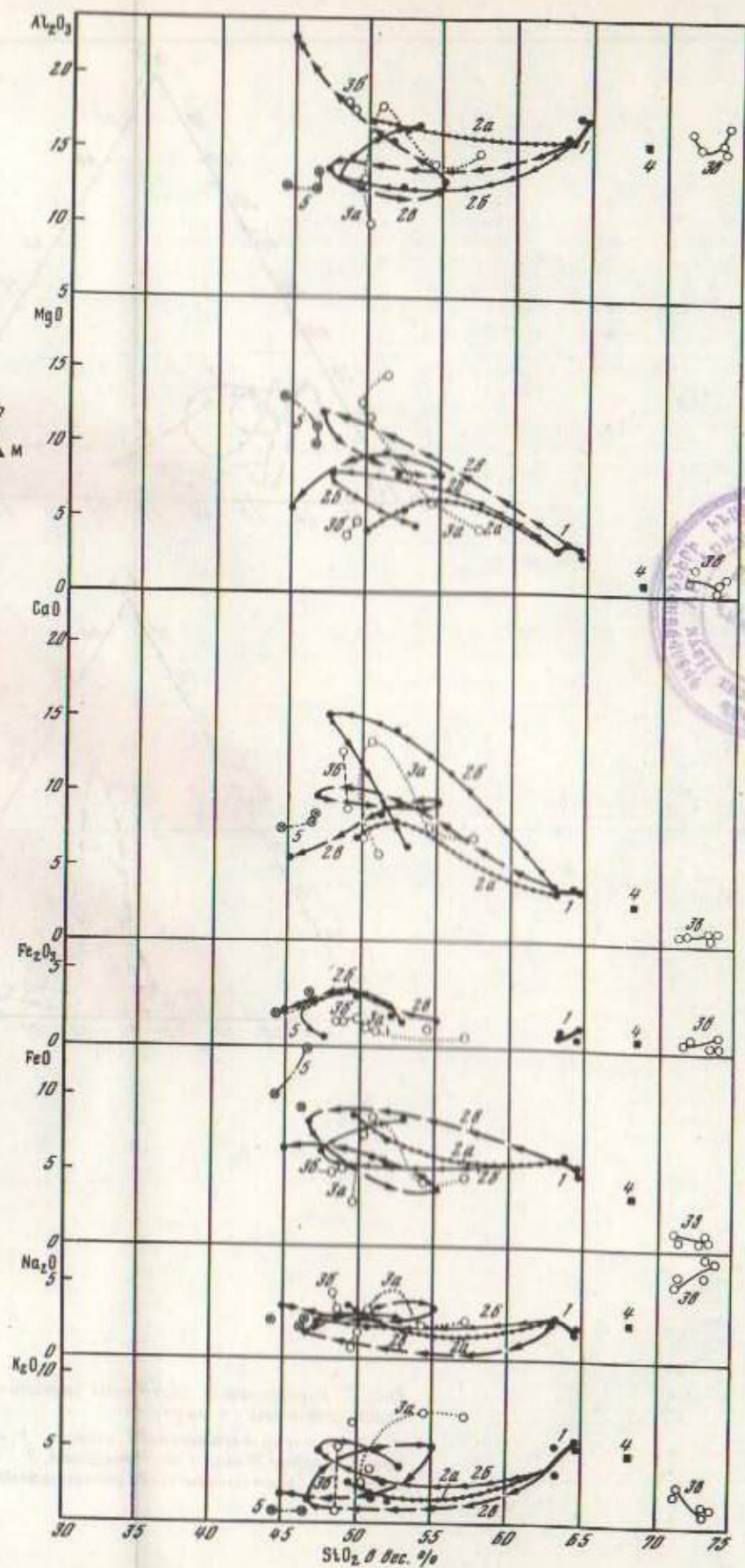


Рис. 6. Вариационные диаграммы магматических пород Тарагайского месторождения (пояснения см. на рис. 5)

Серия пород вариационных кривых: 1 — гранодиориты центральной части массива, 2 — краевые зоны интрузива: 2а — боковые диориты из контакта с метагнейзическими роговиками, 2б — боковые диориты из контакта с метамagneзильным комплексом, 2в — прикровельные габброиды из контакта с метамagneзильным комплексом; 3 — родственные дайксы: 3а — сиенитов, 3б — диоритов, 3в — плагнопегматондов; 4 — порфириновый гранит, 5 — дайксы базальтов молодого цикла



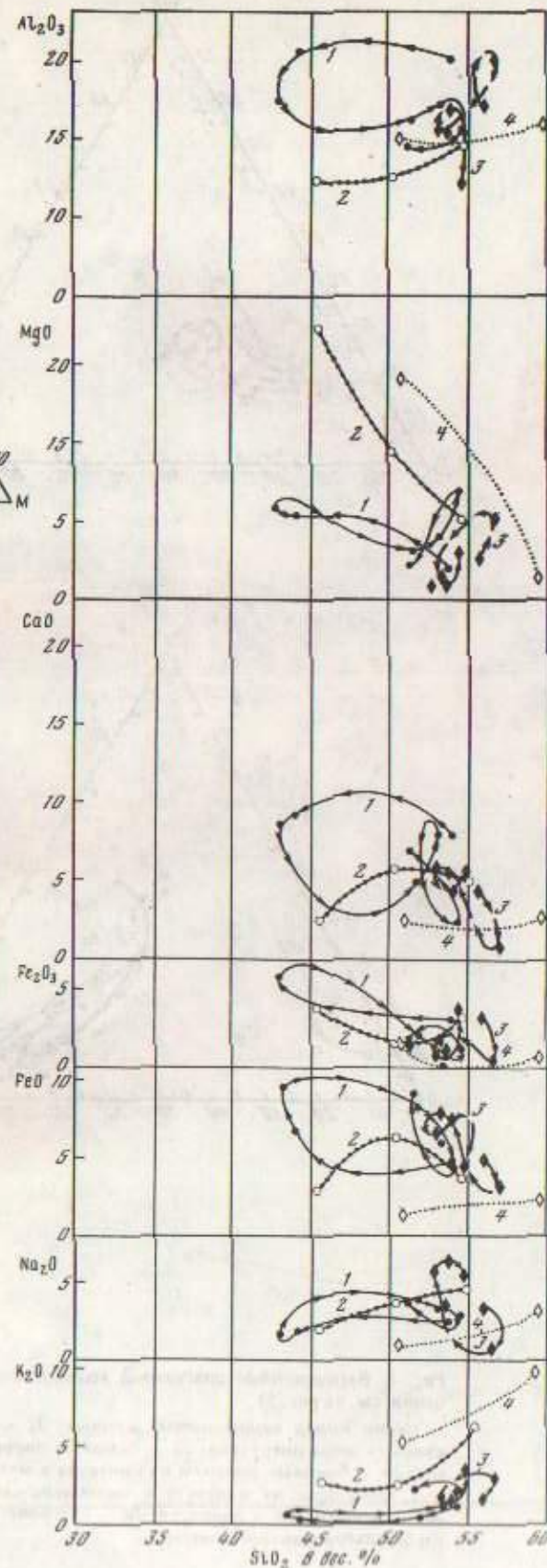
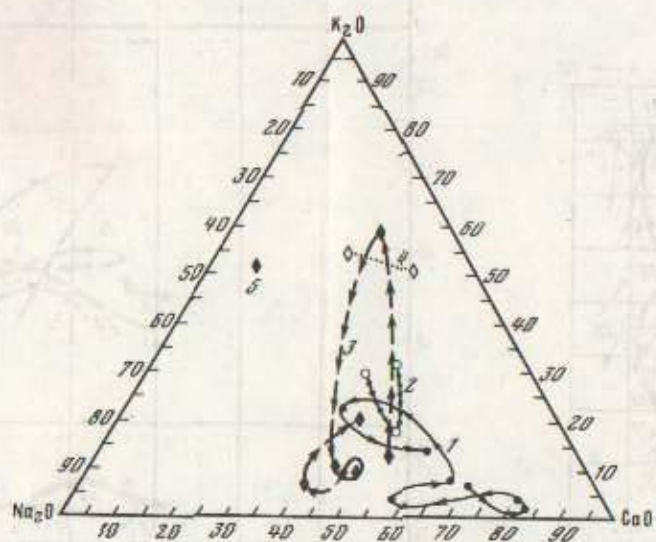
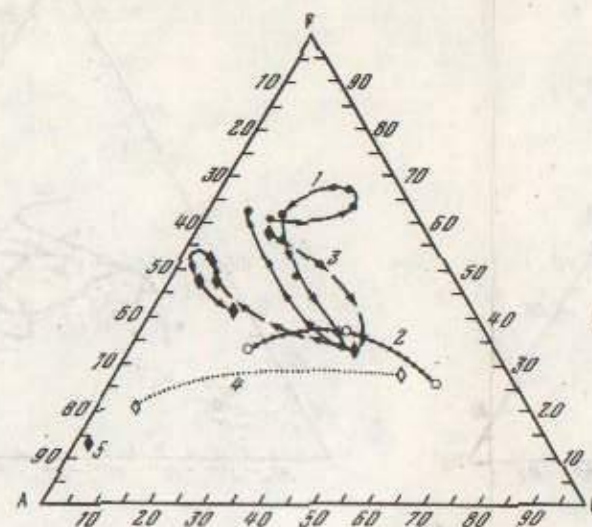
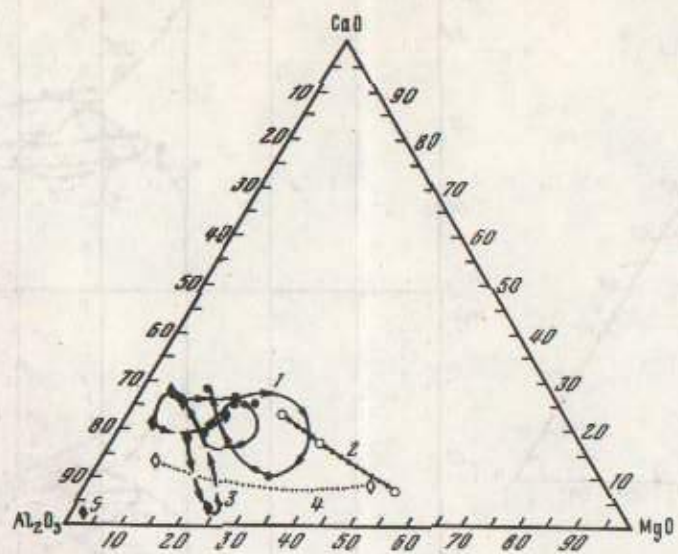


Рис. 7. Вариационные диаграммы магматических пород Южного и Центрального месторождений (пояснения см. на рис. 5)

Серии пород вариационных кривых: 1 — краевая зона интрузива на Южном месторождении, 2 — дайки Южного месторождения, 3 — краевая зона интрузива на Центральном месторождении, 4 — дайки Центрального месторождения

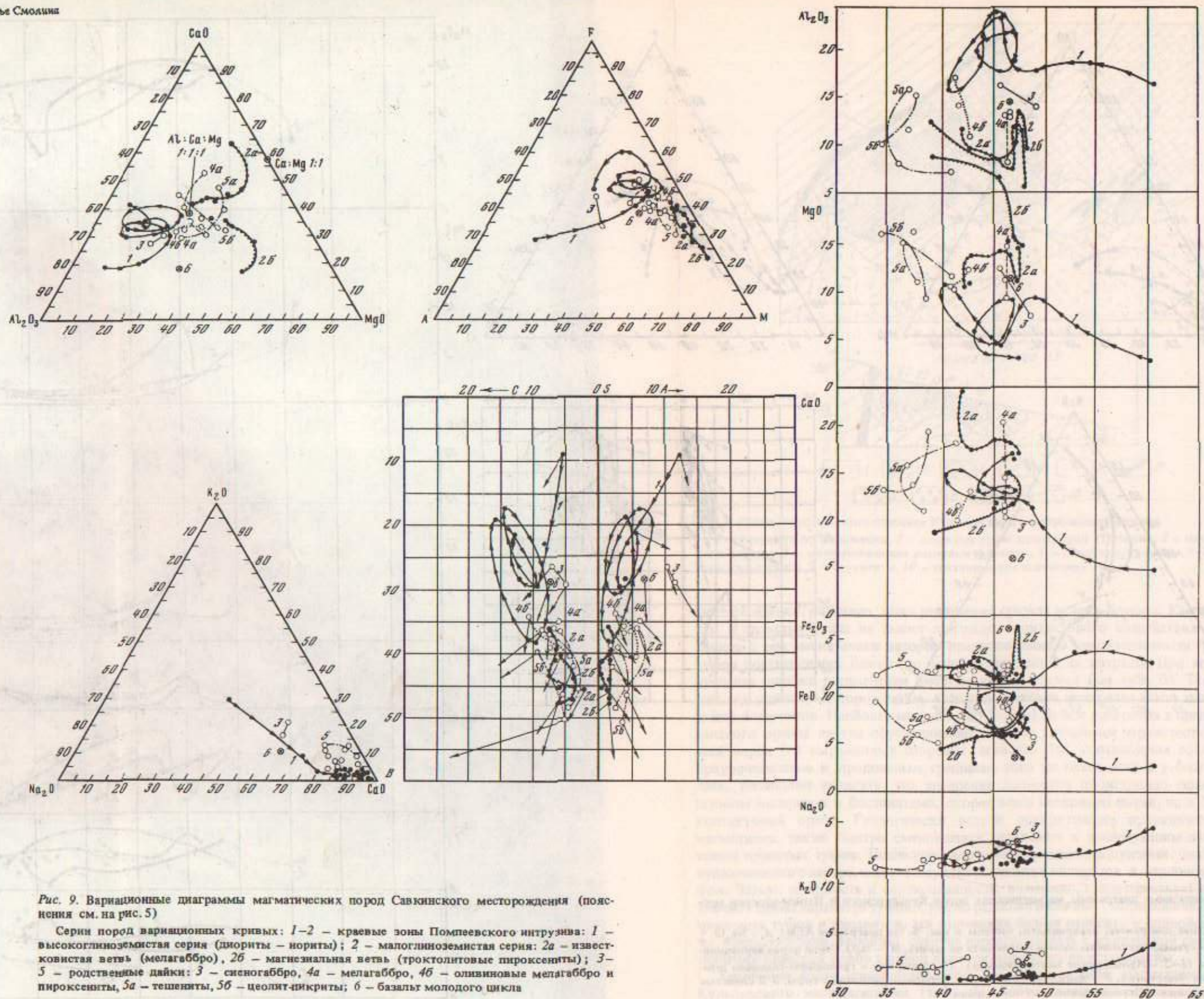


Рис. 9. Вариационные диаграммы магматических пород Савкинского месторождения (пояснения см. на рис. 5)

Серии пород вариационных кривых: 1-2 - краевые зоны Помпеевского интрузива: 1 - высокоглиноземная серия (диориты - нориты); 2 - малоглиноземная серия: 2a - известковистая ветвь (мелагаббро), 2b - магниевая ветвь (троктолитовые пироксениты); 3-5 - родственные дайки: 3 - сиеногаббро, 4a - мелагаббро, 4b - оливковые мелагаббро и пироксениты, 5a - тешениты, 5b - цеолит-цинкриты; 6 - базальт молодого цикла

отображены на рис. 5. Здесь же нанесены фигуративные точки анализов магматических пород Первомайского месторождения (табл. 10), расположенного всего лишь в 8 км от Кульдурского, в связи с чем могли бы возникнуть предположения о геологической их близости.

Таким образом, на диаграммах сопоставляются следующие серии пород.

На Кульдурском месторождении — липариты и гранофиры главного штока (8 анализов); дайки бостонитов и гранофиров (5 анализов); дайки долеритов (2 анализа); жерловые дацитовые туфы (2 анализа); слоистые туфы (3 анализа).

На Первомайском месторождении — кварцевые диориты главного тела, дайки сиенитов и гранофирпертита (5 анализов).

Липариты главного штока (ан. 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 17 в табл. 9) преимущественно относятся к резко оксидным породам и варьируют в сторону их щелочных разностей. Это четко отражается на диаграммах. На диаграмме $Al - Ca - Mg$ составы пород штока располагаются в компактном поле близ вершины Al , что свидетельствует об их общей лейкократовости. Однородная их малая магнезиальность подчеркивается расположением кривой 1 почти вдоль самой стороны AF треугольника AFM . Резкая оксидность фиксируется этой кривой и в треугольнике $Na - K - Ca$, тяготеющей к стороне $Na-K$ и вершине K . На диаграмме Заварицкого кроме лейкократовости видна также пересыщенность пород штока глиноземом. Кривые диаграмм $MeO - SiO_2$ выявляют несколько неожиданный, но явно не случайный местный минимум Al_2O_3 (и Na_2O) в кремнеземистом конце. Минимум сопровождается заметным максимумом FeO и слабым K_2O . Эта вариация (в сторону железистого бостонита) напоминает появление поздних железистых дифференциатов в расслоенной серии Скергаардского массива. Крайний наименее кремнеземистый состав бостонита из штока по содержанию SiO_2 и щелочей близок уже к недосыщенным щелочным породам.

Этот состав не случаен, так как среди анализов даек (ан. 1, 2, 15, 16, 18 в табл. 9) уже несколько образцов такого типа. В связи с этим следует отметить, что на разных диаграммах точки пород штока попадают на кривую даек и наоборот, тогда как на диаграммах $CaO - SiO_2$, $Fe_2O_3 - SiO_2$, а по существу и на других из этой серии дайки и породы штока ложатся фактически на одну кривую. На диаграмме AFM и $Al-Ca-Mg$ наименее кремнеземистый бостонит штока и два крайних по кремнеземистости состава оксидных даек образуют самостоятельную относительно магнезиальную ветвь вариационной кривой. Петрографические наблюдения свидетельствуют, что несколько повышенная магнезиальность в данном случае связана со слабой послемагматической хлоритизацией в контакте с метамagneзиальной толщей. На диаграмме $Na-K-Ca$ дайковая кривая 2 отклоняется от кривой штока в сторону увеличения как натровости, так и известковистости. На диаграмме Заварицкого кривой 2 удобным оказалось придать замкнутый характер. Главное отличие составов даек на этой диаграмме — проявившаяся преимущественная недосыщенность глиноземом (три анализа из 5). Петрографические наблюдения позволяют предполагать, что породы штока и дайки серии 2 должны были бы образовать единое поле составов на всех диаграммах от преобладающих пересыщенных глиноземом и резко оксидных гранофиров-липаритов до недосыщенных сиеноидных пород.

В связи с этим следует отметить, что наряду с резко обособленным положением двух составов даек долеритов (ан. 19, 20 в табл. 9) на диаграммах Заварицкого и $Na-K-Ca$, на диаграммах AFM , $Al-Ca-Mg$ и $MeO-SiO_2$ серии точек пород штока и долеритов довольно естественно объединяются в единую вариационную кривую.

Точки составов жерловых туфов (ан. 10, 14 в табл. 9) на диаграммах примыкают к вариационной кривой пород штока (а на диаграмме Заварицкого проявляется их пересыщенность глиноземом, как и у липаритов штока), обнаруживая, однако, несколько большую дацитовость и проявляя себя отчасти как некое связующее звено с долеритами. Примерно такое же положение занимают и слоистые туфы (ан. 11, 12, 13 в табл. 9), но их кривая 5, как правило, ориентируется несогласно с остальными кульдурскими сериями, особенно на диаграммах $MeO-SiO_2$, вследствие близкого содержания SiO_2 во всех трех их анализах.

Таблица 9

Химический состав магматических пород Кульдурского месторождения, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
	114-67	257-68	186-68	524-68	182-68
SiO ₂	72,82	72,80	72,00	71,72	71,72
TiO ₂	0,14	0,35	0,26	0,25	0,14
Al ₂ O ₃	13,35	11,76	14,40	13,84	13,01
Fe ₂ O ₃	1,49	0,54	0,40	0,27	0,40
FeO	0,53	1,60	1,22	1,35	2,08
MnO	0,016	0,03	0,01	0,07	0,048
MgO	1,57	0,72	0,44	0,58	0,52
CaO	0,48	0,33	0,40	0,53	1,09
Na ₂ O	2,20	3,00	1,50	2,5	2,50
K ₂ O	6,10	6,2	7,50	6,00	5,40
H ₂ O ⁻	0,47	0,23	0,44	0,49	0,00
H ₂ O ⁺	Не опр.	0,96	1,00	1,62	—
P ₂ O ₅	0,011	0,099	Не опр.	0,067	0,144
П.п.п.	0,048	0,064	0,04	0,039	0,032
С у м а	1,21	2,24	0,70	2,45	3,05
	99,95	99,63	100,38	99,60	99,99

Таблица 9 (окончание)

Компонент	12	13	14	15	16
	351-74	3556-74	877-68	144-68	142-68
SiO ₂	63,28	62,80	60,54	56,69	55,96
TiO ₂	0,96	1,04	1,04	0,16	0,40
Al ₂ O ₃	20,38	17,17	18,31	17,8	18,58
Fe ₂ O ₃	1,50	0,99	0,86	0,06	2,03
FeO	1,35	2,73	5,79	7,80	2,82
MnO	0,15	0,085	0,116	0,164	0,10
MgO	1,48	2,57	1,57	0,87	0,96
CaO	1,57	3,63	3,27	2,30	1,80
Na ₂ O	3,20	3,92	2,65	4,60	6,0
K ₂ O	2,15	1,52	2,55	6,00	6,8
H ₂ O ⁻	0,95	0,76	0,13	0,10	0,62
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,57
P ₂ O ₅	0,007	0,035	0,590	3,20	2,35
П.п.п.	0,101	0,274	0,085	0,110	0,085
С у м а	3,89	3,28	3,12	3,06	4,10
	100,01	100,01	99,91	99,96	99,64

1 (114-67) — аплит-гранофир из дайки, скв. 8, глубина 84 м; 2 (257-68) — аплит-гранофир из дайки, скв. 8, глубина 84 м; 3 (186-68) — биотитовый гранит, переходный к бостониту, главный шток, скв. 9, глубина 98,0 м (кроме того, в анализе CO₂ — 0,6, F — 0,07); 4 (524-68) — аплит-гранофир, главный шток, скв. 12, глубина 102,0 м; 5 (182-68) — биотитовый гранит-порфир, близкий к аплиту, главный шток, скв. 9, глубина 94,5 м; 6 (185-68) — аплит-гранофир, близкий к гранит-порфиру, главный шток, скв. 9, глубина 96,0 м; 7 (523-68) — аплит-бостонит, главный шток, скв. 12, глубина 99,0 м; 8 (187-68) — гранофир-бостонит, главный шток, скв. 9, глубина 98,3 м; 9 (189-68) — гранофир-аплит, главный шток, скв. 9, глубина 104,0 м; 10 (876-68) — дацитовый туф из жерлового тела, канава 179; 11 (353-74) — дацитовый туф из субаэральной стратифицированной толщи, карьер горизонта 505 м; 12 (351-74) — то же, там же; 13 (3556-74) — то же, там же; 14 (877-68) — дацитовый туф из жерлового тела,

6	7	8	9	10	11
185-68	523-68	187-68	189-68	876-68	353-74
71,06	69,00	68,24	66,62	65,14	64,72
0,20	0,14	0,36	0,51	0,90	0,70
13,79	10,21	15,01	14,76	16,41	20,00
0,87	0,78	1,09	0,14	0,67	1,53
2,02	5,85	2,60	3,67	3,55	0,90
0,044	0,024	0,064	0,16	0,10	0,08
0,52	0,52	0,54	0,91	1,01	1,22
0,85	0,61	1,80	0,47	1,60	1,57
3,05	0,30	3,10	1,70	3,6	3,90
5,50	7,60	3,75	6,2	3,15	2,10
0,00	0,03	0,16	0,46	0,50	0,97
He опр.	He опр.	He опр.	2,22	2,67	He опр.
0,400	3,53	0,620	0,05	0,180	0,007
0,041	0,005	0,128	0,060	0,169	0,135
2,07	4,91	3,20	4,62	3,50	3,05
99,99	99,94	99,95	99,82	99,80	99,91

17	18	19	20	21
180-68	207-68	33-67	573-68	464-68
51,72	50,50	44,92	43,90	36,08
0,82	0,36	1,89	2,69	0,43
19,46	18,71	15,07	11,87	20,50
0,40	1,10	3,95	4,49	0,69
6,12	7,19	6,86	9,17	7,95
0,04	0,132	0,164	0,34	0,11
3,50	4,96	6,43	10,17	2,15
2,33	3,39	9,27	7,27	6,70
4,80	2,30	2,8	3,0	4,50
5,6	6,90	1,1	1,4	0,45
0,52	0,33	1,69	1,38	0,31
2,02	He опр.	4,44	5,03	8,20
2,01	1,790	0,10	0,016	0,005
0,105	0,071	0,218	0,158	0,082
4,84	4,28	7,10	5,18	13,28
99,74	99,89	99,77	99,65	99,87

обнажение между канавами 65 и 59; 15 (144-68) – сферолитовый грахилипарит, близкий к бостониту, дайка, скв. 9, глубина 41,3 м; 16 (142-68) – то же, там же, глубина 34,7 м (кроме того, в анализе CO₂ – 0,40); 17 (180-68) – бостонит, главный шток, скв. 9, глубина 94,15 м; 18 (207-68) – бостонит, дайка, скв. 8, глубина 19,8 м; 19 (33-67) – долерит, дайка, скв. 5, глубина 40,5 м; 20 (573-68) – долерит, дайка, скв. 23, глубина 5,0 м; 21 (464-68) – бостонит сильно измененный, жилка, скв. 16, глубина 44,7 м (кроме того, в анализе CO₂ – 4,79).

Примечание: В анализах 2, 3, 4, 9, 10, 16 п.п.л. приведено за вычетом остальных летучих, кроме CO₂ (ан. 3), не учитываемого в сумме. В остальных анализах летучие включены в п.п.л. и не учтены в сумме. Анализы 2, 3, 4, 9, 10, 16 выполнены в Центральной лаборатории прикладной геохимии, остальные – в химической лаборатории Укрчерметгеологии.

Таблица 10

Химический состав магматических пород Первомайского месторождения мраморов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
	291-74	293-74	297-74	254г-74	290-74
SiO ₂	73,76	62,90	58,70	55,02	53,94
TiO ₂	0,004	0,80	0,84	0,44	1,06
Al ₂ O ₃	14,77	18,00	17,20	14,82	18,29
Fe ₂ O ₃	1,36	1,16	0,93	2,96	0,19
FeO	0,32	4,00	5,75	1,38	5,69
MnO	0,19	0,075	0,088	0,074	0,11
MgO	0,60	1,75	4,40	7,75	3,21
CaO	1,57	2,54	4,18	6,54	5,51
Na ₂ O	3,16	3,50	3,05	5,30	4,52
K ₂ O	3,74	2,14	2,00	1,85	4,08
H ₂ O ⁻	0,12	0,24	0,11	0,22	0,56
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S	0,014	0,007	0,007	0,011	0,053
P ₂ O ₅	0,010	0,124	0,133	0,174	0,192
П.п.п.	0,86	3,02	2,71	3,74	3,23
С у м м а	99,94	100,01	99,98	100,05	100,03

1 (291-74) — пегматоидный гранофир-пертит, канава 116; 2 (293-74) — кварцевый диорит, канава 115; 3 (297-74) — биотитовый кварцевый диорит, канава 38; 4 (254г-74) — эгирин-авгитовый сиенит, дайка скв.31, глубина 22 м; 5 (290-74) — арфведсонитовый сиенит, дайка скв. 32, глубина 30,1 м

П р и м е ч а н и е. Летучие (H₂O,S) включены в п.п.п. и не учитываются в сумме. Анализы выполнены в химической лаборатории Укрчерметгеологии.

Породы Первомайского месторождения (табл. 10) по общему диорит-сиенитовому характеру оказываются ближе к дайковой серии 2 Кульдурского месторождения, но в целом образуют, несмотря на немногочисленность анализов, почти полную серию, напоминающую классические вариационные диаграммы магматических комплексов. Так, на диаграмме AFM они ложатся на выпуклую к вершине F дугу составов от щелочных гранитов до диоритов, а на диаграммах Al—Ca—Mg, Na—K—Ca они тяготеют с разбросом к линиям, протягивающимся соответственно к вершине Al и от стороны Na—K. На проекции ASB диаграммы Заварицкого первомайские породы ложатся на петлеобразную кривую с базитовым эгирин-авгитовым сиенитом, объединяющим более щелочной арфведсонитовый сиенит и менее щелочную ветвь кварцевых диоритов и гранофир-пертита. Эта вариационная кривая первомайских пород как бы перекидывает мостик между окситовой и щелочной группами кульдурских пород. Без данных о резкой разновозрастности кульдурских и первомайских пород такие соотношения вариационных кривых могли бы послужить основанием для заключения об их комагматичности. Таким образом, выявившиеся соотношения лишней раз свидетельствуют о необходимости привлечения многих данных для получения достоверных выводов о степени родства магматических пород. В серии диаграмм MeO—SiO₂, с другой стороны, кривые первомайских пород заметно отличаются от кульдурских пониженной калиевостью в целом, наличием заметных максимумов MgO, CaO, Fe₂O₃, Na₂O и соответственно минимумов Al₂O₃, FeO, около 55% SiO₂ в составе эгирин-авгитового сиенита.

Таким образом, вариации химического состава кульдурских пород без долеритов, несмотря на некоторую неполноту данных, позволяют параллелизовать их в целом с окситовой ветвью базальтовых магматических комплексов, но сочетающей как признаки риолитовых дериватов насыщенных базальтов, так и трахитовых производных щелочных базальтов. Практически неизменное преобладание закисного железа над окисным и пересыщенность глиноземом сближает их с высокоглиноземистыми континентальными базальтами. Преобладание калия над натрием также

нередко в континентальных базальтах. Отчасти эти особенности ($Fe^{+2} > Fe^{+3}$) присущи и кульдурским долеритам, что наряду с наличием общих характерных малых элементов, особенно типичных базитовых (Ag, V, Cr и др.), возрастной близостью, приуроченностью бостонитов и долеритов к трещинам одного структурного плана позволяет признать все магматические породы Кульдура (за исключением слоистых туфов) комагматическими. Очевидно, дайки долеритов — это порции слабо дифференцированного расплава, поступавшие из глубинной камеры близкосовершенно с внедрением его кислых дериватов. Дайки бостонитов, очевидно, представляют непосредственные отпрыски, а частично прямые апофизы штока. Каких-либо признаков ассимиляции в кульдурских магматических породах не установлено. Эндоконтактные изменения в дайках и узкой (0,15 м) краевой зонке штока представлены слабой хлоритизацией, с чем, в частности, связано несколько повышенное содержание магния в анализах 17 и 18. Закономерных пространственных соотношений разновидностей пород штока установить не удалось, однако в шлифах усматривается их несомненная фациальная природа.

Диориты главного штока и сиенитовые дайки Первомайского месторождения в общем похожи на близкую ассоциацию краевых диоритов и сиенитовых даек Тарагайского месторождения, обсуждающихся ниже. Это позволяет полагать, что они имеют и одинаковое происхождение в качестве продуктов ассимиляции метамagneзильного комплекса, однако материала для обоснованного решения этого вопроса для Первомайского месторождения недостаточно.

ТАРАГАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Тарагайское месторождение приурочено к синклиальному подвеску кровли длиной до 2,5 км относительно крупного до 50 км² массива гранодиоритов. В этой полосе шириной до 1 км мурандавская толща круто изоклиально падает в восточных румбах и по большей части подстилается и перекрывается интрузивом, частично проникающим в нее согласными языками. Лишь местами на всячем крыле этого подвеска кровли мурандавские породы непосредственно сменяются апосланцевыми алюмосиликатными роговиками, сильнее метаморфизованными, чем прилегающие к ним мраморы, и, вероятно, в отличие от последних подстилаемыми интродуцированным по контакту толщ слепым в современном срезе языком гранодиоритов.

Непосредственно на участке месторождения в пределах гипсометрического интервала около 300 м смятый в сложно гофрированную синклиальную складку ксенолит мурандавской толщи окружается с трех сторон интрузивом. При этом с запада, в левом борту руч. Каменистого интрузив подстилает ксенолит, а на горе Тарагай налегает на него, разобщая мурандавскую и игинчинскую толщи. В замковом участке, переходном между двумя этими позициями, горные выработки местами вскрывают близвертикальный интрузивный контакт с метамagneзильным комплексом. В кровле интрузива в метамagneзильном комплексе располагается зона периклаза (брусита), а гипсометрически выше у подошвы интрузива брусититы и пенкагиты сменяются первичными доломитовыми мраморами с линзами магнетита. Эта смена фиксируется на промежуточном участке в непосредственном крутом интрузивном контакте в пределах интервала 30 м. Западнее месторождения развиты порфиридные граниты, соотношения которых с гранодиоритами и бруситовым месторождением остались невыясненными.

В нижнем языке интрузива образцы были, к сожалению, отобраны лишь в приконтактной части (не далее 70 м от контакта) и представлены они наиболее базитовыми породами типа габбро. В верхнем языке образцы взяты как в эндоконтактной зоне, где развиты диориты, так и в центральной гранодиоритовой части массива на расстоянии в 400 м от контакта. В прикровельной части нижнего языка развиты неправильные обособления плагиопегматоидов. В метамagneзильном комплексе присутствуют относительно крупные (мощностью до 8—10 м) дайки диоритов (и сиенодиоритов), а также мелкие инъекции (часто сближенные их серии) сиенитов. Кроме того, встречены маломощные (до 0,6 м) дайки базальтов с

Таблица 11

Химический состав магматических пород Тарагайского месторождения брусита, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	2116-72	215а-72	214г-72	211а-72	214ж-72	460-72
SiO ₂	73,30	73,22	73,18	71,26	71,02	68,08
TiO ₂	0,002	0,092	0,002	0,002	0,132	0,48
Al ₂ O ₃	14,51	15,41	16,07	14,40	16,53	15,39
Fe ₂ O ₃	1,02	0,14	0,53	0,61	0,41	0,40
FeO	0,36	0,73	0,39	0,57	0,85	2,82
MnO	0,03	0,026	0,04	0,045	0,05	0,052
MgO	1,13	0,70	0,043	1,95	0,88	1,46
CaO	1,09	0,66	1,03	0,91	0,86	2,87
Na ₂ O	5,96	7,30	5,94	5,84	5,50	2,60
K ₂ O	1,24	0,80	1,44	2,88	2,00	4,8
H ₂ O	0,52	0,15	0,16	0,77	0,07	0,10
S	He опр.	0,78	He опр.	He опр.	0,94	0,63
P ₂ O ₅	0,025	0,022	0,38	0,021	0,068	0,026
П.п.п.	0,141	0,075	0,05	0,060	0,18	0,22
С у м м а	1,26	0,82	1,22	1,55	1,40	0,83
	100,05	99,97	99,94	100,07	99,81	99,99

Таблица 11 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21
	380а-72	370в-72	209-72	205д-72	231м-72	409а-72	382а-72
SiO ₂	52,12	52,00	51,00	50,96	50,22	49,80	49,62
TiO ₂	2,04	1,17	0,684	1,98	1,17	0,94	2,34
Al ₂ O ₃	16,49	12,55	15,69	17,89	9,31	13,00	16,81
Fe ₂ O ₃	1,90	0,27	2,75	0,63	0,84	1,59	3,03
FeO	6,82	4,98	5,69	8,23	7,14	2,32	8,40
MnO	0,143	0,070	0,16	0,12	0,15	0,072	0,16
MgO	5,28	7,79	9,40	14,56	11,60	12,77	4,08
CaO	8,00	14,29	8,66	5,87	13,56	6,78	6,72
Na ₂ O	2,00	2,08	1,80	3,10	1,62	0,50	2,80
K ₂ O	1,36	2,68	1,42	3,95	2,78	6,60	2,60
H ₂ O ⁻	0,29	0,15	0,16	0,04	0,08	0,30	0,26
H ₂ O ⁺	2,58	He опр.	—	He опр.	He опр.	He опр.	3,32
S	0,015	0,007	0,095	0,070	0,011	0,007	He опр.
P ₂ O ₅	1,01	0,022	0,196	0,582	0,082	0,380	"
П.п.п.	2,81	2,09	2,59	2,11	1,55	5,23	"
С у м м а	99,97	99,99	100,04	100,00	100,00	99,98	100,14

1 (2116-72) — плагиопегматоид, западный шток, канава 675, глубина 62,3 м; 2 (215а-72) — то же, там же, глубина 56,4 м; 3 (214г-72) — то же, там же, глубина 58,5 м; 4 (211а-72) — плагиооплит, там же, глубина 62,4 м; 5 (214ж-72) — лейкократовый щелочной плагиогранит, там же, глубина 58,0 м; 6 (460-72) — порфириновый биотитовый гранит, северо-западный шток; 7 (397-72) — гранодиорит, главный массив (CO₂ — не обн.); 8 (395-72) — то же, там же (кроме того, CO₂ — 0,17); 9 (400-72) — то же, там же; 10 (396-72) — то же, там же; 11 (48г-72) — авгитовый сиенит (вогезит), дайка, скв. 5, глубина 70,3 м; 12 (208-72) — диорит уралитизированный, западный шток; 13 (426е-72) — эгирин-авгитовый сиенит, дайка, скв. 8, глубина 197,6 м; 14 (376-72) — монзонит, краевая фация главного массива, канава 726; 15 (380а-72) — диорит, краевая фация главного массива, канава 730; 16 (370в-72) — габбро-сиенит, дайка, канава 680, глубина 285 м; 17 (209-72) — габбро-диорит, слабо уралитизированный, западный шток, канава

7	8	9	10	11	12	13	14
397-72	395-72	400-72	396-72	48г-72	208-72	426е-72	376-72
64,70	64,66	62,78	62,74	57,04	55,24	54,52	52,88
0,78	0,81	1,38	0,81	0,88	1,88	1,20	1,90
14,87	14,73	15,58	14,16	15,00	12,77	13,95	16,85
1,00	0,63	0,96	0,67	0,24	1,48	0,94	1,23
4,75	4,66	5,51	4,53	4,24	3,30	4,04	8,19
0,08	0,09	0,111	0,062	0,027	0,118	0,070	0,139
2,29	2,50	2,86	2,31	4,10	7,36	5,47	4,42
3,66	3,87	3,33	3,60	7,02	9,33	7,73	6,23
2,00	1,90	2,70	2,64	2,35	3,65	1,96	2,50
5,10	5,50	3,20	5,0	7,10	2,55	7,2	3,30
0,32	0,06	0,18	0,20	0,04	0,19	0,17	0,08
0,81	0,97	1,21	1,96	1,10	1,16	1,49	1,25
Не опр.	Не опр.	0,021	0,23	0,001	0,014	0,041	0,137
"	"	0,41	0,38	0,256	0,55	0,43	0,61
"	"	1,39	2,78	1,74	1,35	2,47	1,75
100,36	100,54	99,94	99,68	99,9	99,68	99,98	99,99

22	23	24	25	26	27	28	29
158-72	248а-72	369-72	241-72	219в-72	219а-72	210-72	222е-72
48,84	48,58	47,60	46,72	46,58	46,52	44,94	44,46
2,04	0,66	0,82	0,632	1,38	1,90	0,83	1,60
17,26	17,82	13,00	13,53	13,44	12,39	22,68	12,54
1,22	1,10	0,29	2,56	2,34	2,99	1,97	1,90
4,66	4,64	6,15	8,04	10,56	8,81	6,24	9,79
0,09	0,023	0,090	0,19	0,14	0,180	0,107	0,198
4,51	3,63	7,89	11,92	9,90	10,92	5,41	13,06
9,18	12,74	15,24	9,87	8,25	8,50	5,80	7,60
3,20	4,24	2,18	1,54	2,30	2,00	3,24	2,20
4,94	0,71	2,14	1,26	0,72	0,75	1,76	0,70
0,30	0,15	0,16	0,04	0,18	0,26	0,75	0,56
2,86	2,00	Не опр.	Не опр.	2,67	2,51	4,16	3,68
-	0,018	0,011	0,035	Не опр.	0,138	3,68	0,025
Не опр.	0,59	0,128	0,092	Не опр.	0,22	0,061	0,25
"	4,89	4,47	3,66	Не опр.	4,80	6,54	5,49
99,91	99,71	99,99	100,02	99,64	99,98	99,67	99,80

675, глубина 65,5 м; 18 (205д-72) – сиено-диорит, дайка, скв. 3, глубина 111,7 м; 19 (231м-72) – микрогаббро, дайка, канава 698; 20 (409а-72) – меласиенит (щелочной габброид, близкий к кенталлениту и фергуситу), дайка, скв.8, глубина 170,4 м; 21 (382а-72) – сиеногаббро, краевая фация главного массива, канава 731 (СО₂ – не обн.); 22 (158-72) – меласиенит, дайка, скв. 2, глубина 115,3; 23 (248-72) – габбро, амфиболизированное и эпидотизированное, дайка, канава 693, глубина 42 м; 24 (369-72) – габбро-сиенит, дайка, канава 680, глубина 198 м; 25 (241-72) – габбро, западный шток, обнажение у канавы 692; 26 (219в-72) – базальт, канава 675, глубина 51,7 м (СО₂ – не обн.); 27 (219а-72) – то же, там же, глубина 52,6 м; 28 (210-72) – габбро, слабо уралитизированное, западный шток, канава 675, глубина 63,2 м; 29 (222е-72) – базальт, канава 685, глубина 50 м.

Анализы 7,8, 21, 26 выполнены в МГРИ, остальные – в Укрчерметгеологии.

частично сохранившимся стеклом, явно более позднего периода магматической активности. Таким образом, среди проанализированных образцов (табл. 11), варьирующих по кремнеземистости от резко окисловых гранитоидов до мелагаббро, выделяются следующие группы пород.

Гранодиориты центральной части интрузива, верхнее тело (4 анализа).

Краевые зоны массива: диориты у контакта с метагинчинскими роговиками (2 анализа); диориты из крутого бокового контакта с метамagneзиальным комплексом (3 анализа); габбро прикровельной части нижнего языка интрузива (4 анализа).

Комагматические дайки и жилы: сиениты и габбро-сиениты (5 анализов); диориты (2 анализа); плагипегматоиды в нижнем языке интрузива (5 анализов).

Порфиroidный гранит (1 анализ).

Базальты (3 анализа).

Химические анализы этих пород приведены в табл. 11, а на рис. 6. составы всех выделенных групп и серий магматических пород отображены на вариационных диаграммах. На всех диаграммах наиболее обособленно располагаются плагипегматоиды, тогда как вариации состава остальных пород в той или иной мере имеют сопряженный характер.

Гранодиориты центральной части интрузива (ан. 7, 8, 9, 10 в табл. 11) также на всех диаграммах располагаются в компактном поле. От среднего гранодиорита Дели они отличаются слегка меньшим содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , несколько большей общей железистостью с более резким преобладанием Fe^{2+} , смещением соотношения Ca/Mg в сторону увеличения доли Mg , повышенной щелочностью с значительным увеличением доли K_2O , т.е. их состав несколько отклоняется в сторону граносиенита. В полном соответствии с этими особенностями состава они располагаются на диаграмме $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ около линии $\text{Al}-\text{Ca} = \text{Mg}(\text{ат.})$, а на диаграмме AFM — ближе к стороне AF . На диаграмме $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ их повышенная калиевость видна в тяготении к стороне $\text{K}-\text{Ca}$, а на диаграмме Заварицкого обнаруживаются пересыщенность глиноземом и значительные вариации параметра b , хотя на диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$ точки гранодиоритов располагаются очень компактно.

Наиболее интересны вариации состава краевых зон. Фигуративные точки состава образцов этих серий соединены вариационными кривыми в порядке приближения к контакту и условно продолжены к наиболее близким точкам гранодиоритов. Составы боковых диоритов в контакте с роговиками (ан. 15, 21 в табл. 11) явно отличаются от остальных пород краевых зон на диаграмме AFM большей железистостью, на диаграмме $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ — повышенной глиноземистостью, тогда как на диаграмме $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ они занимают некоторое среднее положение в поле краевых составов. На диаграмме Заварицкого образец из непосредственного контакта с роговиками располагается ближе к центральным гранодиоритам, чем более удаленный (~ 40 м) от контакта образец. В нем, однако, вследствие повышенной щелочности уже не проявляется пересыщенность глиноземом. Относительно малая магнезиальность и известковистость боковых диоритов в контакте с роговиками видна на диаграммах серии $\text{MeO}-\text{SiO}_2$.

Замкнутость вариаций состава, заметно намечающаяся у диоритов близ контакта с роговиками лишь на диаграмме Заварицкого, гораздо нагляднее видна у двух других краевых серий. Петлеобразный характер вариационных кривых этих двух пространственно направленных серий проявляется на всех диаграммах. Образцы серии 26 из бокового эндоконтакта с метамagneзиальным комплексом (ан. 14, 16, 24 в табл. 11) отобраны в 30,5 и 0,3 м от непосредственного контакта. Фигуративная точка самого внешнего образца на диаграмме $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ практически попадает в поле гранодиоритов, тогда как у двух остальных образцов в этом треугольнике видно резкое усиление известковистости и магнезиальности со смещением из поля составов гранодиоритов практически вдоль линии $\text{Al}-\text{Ca} = \text{Mg}$. На диаграмме AFM видно, что по мере приближения к контакту в серии 26 вначале возрастает магнезиальность, а затем железистость. В треугольнике $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ у двух промежуточных образцов 26 резко увеличена известковистость, а у внешнего вновь возрастает калиевость. На диаграмме Заварицкого у это-

го образца практически такая же величина b , как и у наиболее базитового образца гранодиоритов.

В серии габбро нижнего языка проанализированы образцы (ан. 12, 17, 25, 28 в табл. 11), отобранные в 70, 25, 11 и 9 м от контакта. На всех диаграммах кривая, следующая в таком порядке, описывает двойную петлю. В отличие от боковых диоритов самый внешний образец (правда, далекий еще от непосредственного контакта) по сравнению с тремя более внутренними сближен с полем гранодиоритов лишь в треугольнике Al—Ca—Mg, резко до пересыщения обогащаясь глиноземом; в меньшей мере проявилось слабое усиление натровости.

Дайки сиенитов (ан. 11, 13, 18, 19, 20 в табл. 11) на диаграмме Al—Ca—Mg ложатся на дугообразную кривую, одним концом смыкающуюся с боковыми диоритами, но в остальной большей части иллюстрирующую уменьшение Al при варьирующих соотношениях Ca и Mg, но в целом с преобладанием Mg. На диаграмме AFM у этой серии видна примерно одинаковая умеренная железистость при значительно большей изменчивости в соотношении щелочей и Mg. На диаграмме Na—K—Ca кривая сиенитовых даек как бы повторяет конфигурацию суммарного поля составов остальных пород, но с относительным обогащением K и Ca, а на проекции ASB диаграммы Заварицкого сиенитовая кривая очень плавная и иллюстрирует наибольшую щелочность и широкий диапазон базитовости этих даек. Любопытны соотношения кривых диаграмм MeO—SiO₂. Наряду с плавным увеличением MgO (от 4,10 до 14,56%) по мере уменьшения кремнеземистости (от 57,04 до 49,80%) вариации всех остальных компонентов отражаются примерно подобными S-образными кривыми, причем хорошо коррелируются лишь Na₂O и FeO, тогда как остальные компоненты в различной мере комплементарны им или друг другу.

Дайки диоритов (ан. 22, 23 в табл. 11) даже в двух имеющихся анализах заметно различаются по составу, особенно в соотношениях щелочей. На разных диаграммах их точки тяготеют к той или иной группе пород. Более щелочной образец в основном примыкает к кривой сиенитовых даек, но на диаграммах MeO—SiO₂ оба состава по содержанию Al₂O₃, MgO, Na₂O наиболее близки к самому внешнему образцу боковых диоритов серии 2а.

Совершенно обособленные плагнопегматоиды (ан. 1, 2, 3, 4, 5 и табл. 11) на всех диаграммах проявляют крайнюю лейкократовость, высокую окситовость и резкое преобладание натрия в обильных щелочах.

Любопытны соотношения базальтов (ан. 26, 27, 29 в табл. 11) с другими сериями. Они богаче всех остальных пород суммой FeO + MgO и беднее их суммой щелочей, но с ними практически смыкаются на диаграмме Заварицкого один, в треугольниках AFM и Al—Ca—Mg два наиболее фемических образца нижних габбро, а в треугольнике Na—K—Ca — более натровый образец дайковых диоритов. Таким образом, по соотношениям главных компонентов породы прикровельной зоны в вариациях в сторону базитовости достигают точно состава базальта.

В оценке вариаций главных компонентов в краевых зонах Тарагайского интрузива наиболее привлекает внимание их замкнутый характер с приближением состава наиболее внешних образцов к составу главной внутренней массы. Несомненна и зависимость этих вариаций от состава непосредственно вмещающих пород: возрастание по существу одной лишь железистости в контакте с алюмосиликатными роговиками, одновременное увеличение MgO и CaO (при сохранении железистости на уровне гранодиоритов) в контакте с доломитовыми боковыми породами и, наконец, более интенсивное обогащение Mg по сравнению с Ca в нижнем языке, где по экстралояции из прилегающего участка очень невысоко находилась метамагнезиальная кровля с существенной ролью мономагнезиальных пород, перемежающихся с доломитовыми по соотношению Ca : Mg. Присутствие относительно окситовой наиболее внешней зоны, очевидно, следует рассматривать как признак некоторой гравитационной дифференциации с оседанием кристаллизовавшихся с участием ассимилируемого вещества фемических кристаллов, относительно обогащавших зону на некотором удалении от контакта. Вполне естественна и более интенсивная ассимиляция в кровле, чем в крутых боковых стенках.

Дайки диоритов близки к боковым диоритам, а дайки габбро-сиенитов — к нижним габброидам. Можно полагать, что все эти дайки — отпрыски краевых ассимиляционно-базитовых зон интрузива. Объективным критерием синхронности родственных даек и главного массива может служить сопоставление их с базальтами не только по составу, но и самым общим особенностям. Если в базальтах сохранилось стекло и, следовательно, они внедрялись значительно позже в холодные породы, то родственные дайки лишены оторочек закалки и становление их протекало явно в прогретых породах. Интересно при этом отметить, что относительно крупные дайки диоритов во внешней зоне контактного ореола, где диссоциация доломитов с образованием периклаза уже не происходила во всем объеме, сопровождаются своими локальными зонами апопериклазовых пенкатитов, т.е. эти дайки можно рассматривать как прямые апофизы и сателлиты массива, опережающие проводники его тепла во вмещающую толщу.

Дополнительные данные по химическим соотношениям пород массива приводятся в разделе, посвященном распределению малых элементов.

ЮЖНОЕ И ЦЕНТРАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Южное и Центральное месторождения представляют собой одно рудное поле, разобщенное субширотным ответвлением Самарского интрузивного массива площадью не более 10 км², располагающегося на водоразделе р. Правой Самары и р. Дыроватки. По данным предыдущих исследований, большая часть массива сложена биотитовыми, так называемыми розовыми среднезернистыми гранитами, тогда как в апофизе шириной около 1 км, расчленяющей рудное поле, преобладают гранодиориты. Соотношения между породами главной части интрузива и апофизы обычно трактуются как фациальные. Однако в западной части Центрального месторождения биотитовый гранит без каких-либо краевых фаций по меридиональному направлению контактирует с мурандавскими магнезиально-карбонатными породами, которые подвергаются здесь лишь перекристаллизации без образования периклаза, тогда как несколько восточнее у северной границы апофизы так же, как и вдоль южной ее границы, в пределах внутренней зоны контактового ореола развиты апопериклазовые брусититы и пенкатиты. Это позволяет полагать, что внедрение гранитов главной субмеридиональной части массива и более базитовых пород субширотной апофизы происходило в разное время и в разных условиях глубинности. Поскольку тело апофизы геометрически срезает в плане почти согласный с вмещающей толщей главный гранитный интрузив, последний следует считать более древним. Таким образом, с точки зрения связи с бруситовой минерализацией биотитовые граниты, представленные в наших материалах лишь одним анализом, не представляют интереса. Однако, к сожалению, и магматические породы средней части субширотного тела остались неизученными в настоящей работе, и мы обсуждаем лишь вариации состава его краевых фаций и даек на участках месторождений.

В табл. 12 и 13 приведены химические анализы магматических пород соответственно Южного и Центрального месторождений, а на рис. 7 эти анализы графически отображены на вариационных диаграммах. Несмотря на то что участки месторождений располагаются на расстоянии около 1 км друг от друга по краям одного небольшого интрузива, состав магматических пород заметно отличается и в общем имеет на Южном месторождении сиенито-габбровый, а на Центральном — сиенито-диоритовый характер. Усложненный характер вариаций состава отражается на диаграммах, каждая из которых нагляднее демонстрирует те или иные соотношения главных химических компонентов.

Все анализы для нанесения на диаграммы расчленены на четыре группы — две краевые зоны главного массива и две пространственно ассоциирующие с ними серии даек.

На Южном месторождении выделены: 1) сиениты и габбро краевой зоны (7 анализов), 2) дайки сиенитов и долерита (3 анализа). На Центральном месторождении — 3) сиениты и диориты краевой зоны (6 анализов), 4) дайки (сиенит и жилка пертита) (2 анализа).

Фигуративные точки пород краевых зон на диаграммах соединены вариационными кривыми в последовательности приближения к контакту. Этот порядок показан на рис. 7 стрелками.

В краевой зоне Южного месторождения анализы располагаются в следующую направленную серию (в скобках расстояние до контакта в метрах): 3 (40), 9 (20), 10 (10), 5 (4,5), 4 (4,1), 2 (4,0), 6 (0,3). Уже по номерам анализов, соответствующих уменьшению содержания SiO_2 , в этой серии видно последовательное уменьшение, а затем увеличение кремнеземистости. Сопряженные изменения состава на всех диаграммах отражаются двойными петлями вариационных кривых. На диаграмме AFM видно, что по мере движения к контакту вначале происходит совместное увеличение Fe и Mg, затем рост магнезиальности и возвращение к практически исходному соотношению щелочей, железа и магния. Две петли замыкаются почти в одной точке. Такая же картина наблюдается и на диаграммах Al—Ca—Mg и Na—K—Ca. В последнем случае точки в целом с разбросом ложатся в пределах полосы, протягивающейся от вершины CaO к стороне $\text{Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$, т.е. в классическом направлении вариационных диаграмм этого типа. Хорошо видна большая щелочность и калиевоств вблизи непосредственного контакта и опять-таки сближенность составов самого удаленного и самого близкого к контакту образцов. На диаграмме Заварицкого точки, завершающие петли, располагаются на обеих проекциях ниже и правее начальной, отражая одновременное некоторое увеличение базитовости и щелочности. На диаграммах MeO— SiO_2 видно общее уменьшение глиноземистости в направлении к контакту и особенно прихотливый характер вариаций CaO в разрезе, выражающийся не в двойной, как на остальных диаграммах, а в тройной петле. Приконтактная петля кривой MgO— SiO_2 отражает аномальное повышение магнезиальности с ростом кремнеземистости, что совместно с параллельным падением глиноземистости свидетельствует об увеличении доли простых силикатов за счет полевых шпатов, однако состав в непосредственном эндоконтакте опять-таки имеет ту же магнезиальность, как в начале разреза.

Краевая зона Центрального месторождения (серия 3) представлена анализами в направлении к контакту (в скобках расстояние до контакта в метрах): 4 (5), 3 (1), 7 (0,8), 8 (0,7), 6 (0,6), 5 (0,3). Вариации кремнеземистости здесь гораздо меньше (SiO_2 56,94—53,18%), чем в краевой зоне Южного месторождения, что прежде всего и отражает относительно оксидный сиенито-диоритовый характер пород. Однако размах колебаний остальных компонентов в эндоконтактной зоне Центрального месторождения в целом не меньше, а для Al_2O_3 несколько больше, чем на Южном месторождении. И в этом случае вариационные кривые образуют петли на всех диаграммах. В треугольнике AFM точки приконтактных образцов сильнее смещены в сторону щелочной вершины, чем у серии 1, тогда как глиноземистость сиенита из непосредственного эндоконтакта на диаграмме Al—Ca—Mg примерно такая же, как на Южном месторождении, в целом она также уменьшается к контакту. На диаграмме Na—K—Ca особенно привлекает внимание резкое увеличение доли K в анализе 3 кварцевого диорита, обладающего еще и аномальным соотношением $\text{MgO} > \text{CaO}$. На диаграмме Заварицкого этот анализ также проявляется в максимуме параметра b . На этой диаграмме краевые сиениты резко обособляются от двух диоритов более внутренней части разреза. Эгирин-авгитовый сиенит анализа 5 пересыщен щелочами. На диаграммах MeO— SiO_2 хорошо видна отрицательная корреляция MgO и K_2O , с одной стороны, и Na_2O , с другой. В основном параллельно варьируют CaO, Fe_2O_3 и FeO. Эти соотношения, видимо, отражают вариации количественных соотношений плагиоклаза и магнезиальной слюды.

Три анализа даек Южного месторождения (серия 2; ан. 1, 7, 8 в табл. 12) в большинстве диаграмм ложатся на прямую или почти прямую линию. В треугольнике AFM эта линия, слабо выпуклая к вершине F, похожа на классические кривые диаграмм этого типа, а на диаграммах Al—Ca—Mg и MgO— SiO_2 также фиксируется прямолинейное обогащение магнием, что наглядно демонстрирует и диаграмм-

Таблица 12

Химический состав магматических пород Южного месторождения брусита, вес. %

Компонент	1	2	3	4
	97-69	182-69	776-68	783-68
SiO ₂	54,82	54,62	54,36	53,50
TiO ₂	0,86	0,32	0,96	1,02
Al ₂ O ₃	11,96	15,75	20,71	17,47
Fe ₂ O ₃	3,55	1,44	3,35	1,09
FeO	3,91	4,75	5,27	7,22
MnO	0,15	0,194	0,14	0,17
MgO	5,56	7,93	2,18	4,41
CaO	5,87	3,03	8,36	8,87
Na ₂ O	4,6	2,85	2,65	3,4
K ₂ O	5,6	2,20	1,25	1,6
H ₂ O ⁻	0,33	1,55	0,05	0,12
H ₂ O ⁺	2,02	He опр.	He опр.	0,86
S	0,052	0,014	0,007	0,003
P ₂ O ₅	0,126	0,096	0,055	0,080
П.п.п.	2,59	6,82	0,72	0,97
Сумма	99,60	100,00	100,00	99,80

1 (97-69) — эгириновый сиенит, дайка, скв. 4, глубина 71,2 м; 2 (182-69) — габбро измененное, краевая часть главного массива, скв. 2, глубина 143,0 м; 3 (776-68) — габбро, краевая часть главного массива, канава 210; 4 (783-68) — габбро-диорит, краевая часть главного массива, канава 208; 5 (349-69) — габбро, краевая часть главного массива, скв. 2, глубина 143,0 м; 6 (40-69) — роговообманковый габбро-диорит, краевая часть главного массива, скв. 5, глубина 30,3 м;

Таблица 13

Химический состав магматических пород Центрального месторождения брусита, вес. %

Компонент	1	2	3	4
	703-68	7036-69	548-69	746-68
SiO ₂	72,44	59,72	56,94	55,92
TiO ₂	0,004	0,40	0,60	0,96
Al ₂ O ₃	15,42	16,37	19,62	17,99
Fe ₂ O ₃	1,17	1,09	0,83	3,65
FeO	0,44	2,44	3,74	5,34
MnO	0,009	0,08	0,094	0,12
MgO	0,043	1,57	5,92	3,05
CaO	0,54	3,24	1,21	5,21
Na ₂ O	3,40	3,00	0,55	3,60
K ₂ O	5,28	10,3	3,15	1,80
H ₂ O ⁻	0,11	0,52	3,19	0,65
H ₂ O ⁺	—	1,39	—	—
S	0,049	0,38	0,004	0,007
P ₂ O ₅	0,018	0,039	0,142	0,192
П.п.п.	1,26	1,71	7,11	1,97
Сумма	100,02	99,96	99,91	99,80

1 (703-68) — биотитовый щелочной гранит, главный массив, канава 217; 2 (7036-69) — пертит-аплит, жилка в сиенодиорите; 3 (548-69) — кварцевый диорит, краевая часть главного массива, скв. 11, глубина 152,6 м; 4 (746-68) — диорит, краевая часть главного массива, канава 197, глубина 76 м; 5 (731-68) — эгиринавитовый сиенодиорит, дайка, канава 245, глубина 51,3 м;

5	6	7	8	9	10
349-69	40-69	89-69	801-68	775-68	774-68
51,82	51,72	50,48	45,58	44,08	43,02
1,66	1,86	0,8	0,56	1,00	2,16
17,40	15,31	13,75	13,41	21,31	18,11
2,59	2,32	1,90	4,13	5,45	6,22
8,57	9,55	6,61	3,02	7,08	8,94
0,20	0,18	0,15	0,128	0,18	0,21
3,26	2,25	9,73	18,03	5,75	6,27
5,54	7,67	5,84	3,15	9,71	9,21
3,8	3,5	3,6	1,70	1,70	1,60
0,7	2,3	2,6	2,85	0,50	0,60
0,94	0,72	0,75	0,58	0,87	0,68
2,92	1,89	3,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,130	0,223	0,486	0,007	0,007	0,011
0,234	0,238	0,156	0,096	0,037	0,071
4,07	2,71	4,29	7,39	3,14	3,67
99,84	99,61	99,91	100,04	99,93	100,08

7 (89-69) — габбро-диорит, дайка, скв. 4, глубина 63,9 м; 8 (801-68) — долерит, дайка, канава 246, глубина 82 м; 9 (775-68) — габбро, краевая часть главного массива, канава 209; 10 (774-68) — то же, там же.

Анализы выполнены в химической лаборатории Укрчерметгеологии.

5	6	7	8	9
731-68	703а-69	702-69	704-69	607-69
54,80	54,06	53,62	58,18	51,00
0,85	1,12	1,07	1,30	0,44
12,76	17,59	16,04	16,46	13,69
4,22	1,50	1,92	1,12	2,45
4,89	8,08	7,95	8,81	1,93
0,15	0,05	0,16	0,126	0,086
3,64	1,10	1,82	1,50	15,16
6,90	5,60	6,44	6,72	3,39
5,8	6,50	6,80	6,00	0,85
3,8	1,90	2,10	1,95	5,50
0,32	0,14	0,10	2,40	1,51
1,09	1,61	1,11	Не опр.	Не опр.
0,008	0,027	0,140	0,041	0,004
0,124	0,165	0,022	0,116	0,163
1,73	2,20	1,71	2,43	5,26
99,66	99,86	99,65	99,71	99,92

6 (703а-69) — авгитовый сиенодиорит, краевая часть главного массива, скв. 8, глубина 107,4 м; 7 (702-69) — эгиринавгитовый сиенодиорит, там же, глубина 107,3 м; 8 (704-69) — то же, там же, глубина 108,0 м; 9 (607-69) — сиеногаббро, дайка, скв. 10, глубина 107,3 м.

Анализы выполнены в химической лаборатории Укрчерметгеологии.

ма Заварицкого. Примерно такое же положение на всех диаграммах занимает и линия, соединяющая два состава даек Центрального месторождения (ан. 2, 9 в табл. 13). Однако она смещена характерным образом вследствие большей щелочности (преимущественно калиевости), глиноземистости и меньшей железистости. На диаграмме Заварицкого обе кривые даек располагаются правее почти всех точек пород массива, чем фиксируется их повышенная щелочность и габбро-сиенитовая природа. Анализ 1 дайки эгиринового сиенита Южного месторождения заметно пересыщен щелочами. На всех диаграммах видно, что кривые даек тяготеют к некоторым крайним составам краевой зоны. Так, они проходят на диаграмме $MgO-SiO_2$ около наиболее магнезиальных составов соответственных краевых зон. Дайки Южного месторождения практически прямо продолжают тенденцию уменьшения глиноземистости в краевой зоне. Заметное возрастание кремнеземистости в жилке пертита (серия 4) отражает лейкократовую вариацию остаточного расплава сиенита, тогда как все остальные составы даек обоих участков фиксируют меланократовую вариацию даек, резко прямолинейно обогащающихся магнием комплементарно практически ко всем остальным компонентам. Таким образом, дайки двух участков обнаруживают преемственность частных вариаций состава (различия в щелочности) и общую особенность пород, очень близких к непосредственному контакту, обогащенных магнием и с повышенной щелочностью. Серия даек Южного месторождения, начинаясь с пересыщенного щелочами эгиринового сиенита, завершается также заметно щелочным долеритом, по магнезиальности близким уже к пикриту. Все эти соотношения позволяют полагать, что дайки представляют собой отщепления расплавов из краевых зон массива, пересыщенных щелочами и способных к дальнейшему усвоению магния в прогретой метамagneзиальной толще.

Вариации состава краевых частей массива, позволяющие выделять более удаленную зону повышенной базитовости и непосредственно приконтактовую зону повышенной щелочности, фиксируют ассимиляцию вмещающих ультрамагнезиальных пород. При этом отмечавшееся уже и для Тарагайского массива сближение самых внешних и самых внутренних составов свидетельствует о том, что в изученных разрезах практически захвачена сфера наиболее активного усвоения вещества вмещающих пород, при котором внешняя менее базитовая зонка играла роль поглощающей среды, а внутренние магнезиальные зоны отражали местную аккумуляцию магния, очевидно, кристаллизационно-гравитационную.

Различия состава двух краевых зон пока не нашли убедительного объяснения. В обоих случаях они располагаются в прикровельной части массива, так что нет оснований искать причину этих различий в общей дифференцированности. Доминирующая роль ассимиляции, а не нормальной дифференциации видна в общем уменьшении Al и увеличении Mg (более интенсивном, чем Fe) в направлении к кровельному контакту. Возможно, сиенит-диоритовая вариация Центрального месторождения в отличие от сиенит-габбровой на Южном месторождении свидетельствует о более интенсивной ассимиляции с удалением поглощаемого магния в общую массу диоритового расплава камеры и более интенсивным относительным накоплением щелочей в прикровельной зоне. При более резком проявлении такого рода процесса должна была бы возникнуть лишь краевая зона повышенной щелочности без признаков одновременного увеличения базитовости в более внутренней зоне.

САВКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Савкинское месторождение (рис. 8) приурочено к разобченному Помпеевским интрузивом диоритов складчатому подвеску метамурандавской толщи. Два ксенолита, каждый протяженностью около 1 км и шириной до 360 м, смяты в напряженные складки. Для северного из них устанавливается синклиальная структура, а в южном, интенсивно разбитом продольными и диагональными разрывными нарушениями, — антиклиальная. Здесь, как и на Тарагайском месторождении, непосредственно буровыми скважинами выявлено частичное налегание интрузи-

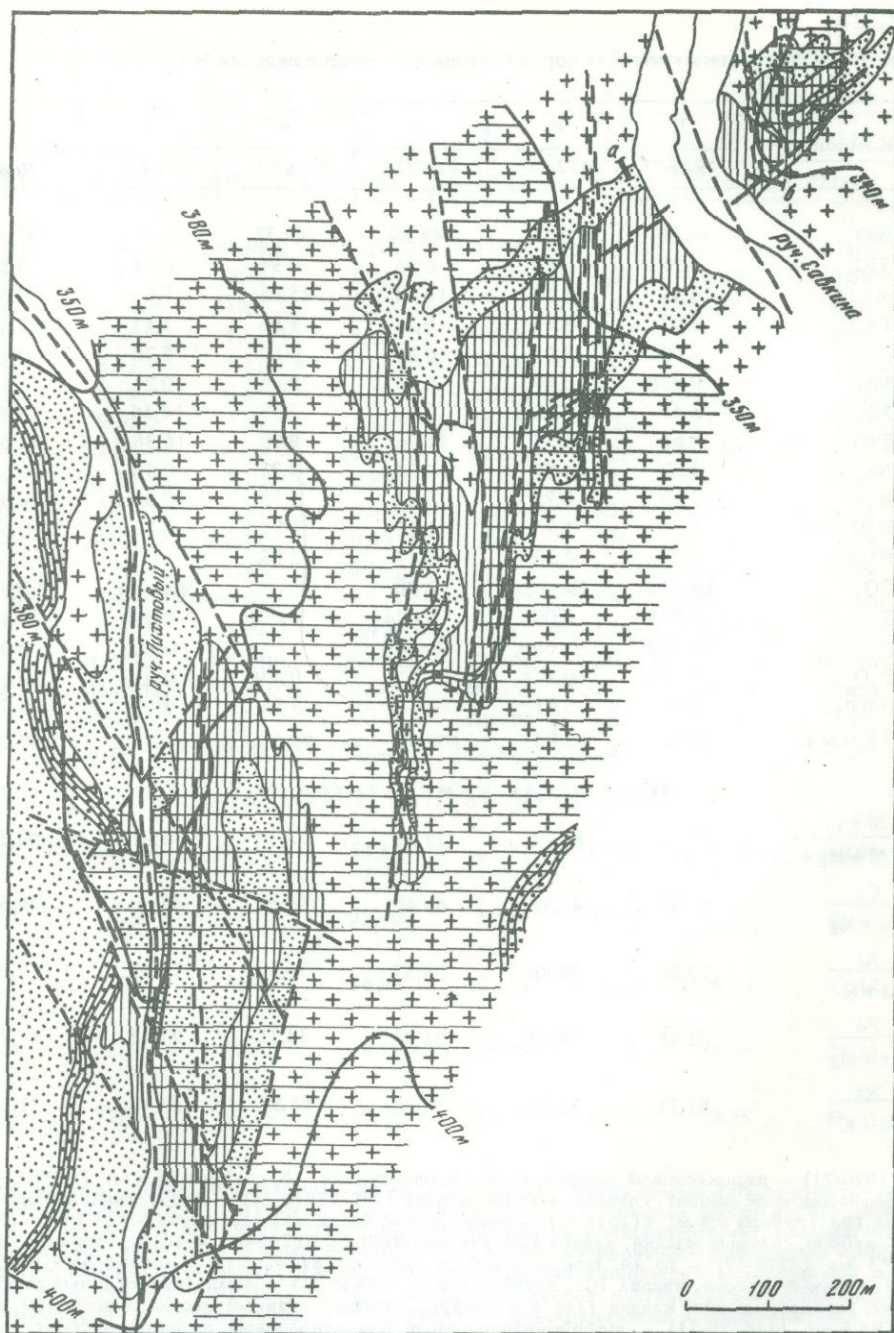


Рис. 8. Схема геологического строения Савкинского месторождения брусита. Составил П.П. Смолин по материалам В.В. Успенского с дополнениями и изменениями

1 – метаигинчинские (?) кварциты с диопсидом и тремолитом; 2–3 – метамурандавский комплекс: 2 – скарноиды и кальцифиры, 3 – продуктивная толща (преимущественно бруситы); 4 – покровные девейлитово-карбонатные породы (площадная кора выветривания); 5–6 – тектонические нарушения: 5 – докоровые (с линейными зонами девейлитово-карбонатных пород), 6 – послекоровые, 7 – места детальных разрезов вкрест контактов интрузива (а – в крутой подошве; б – в крутой кровле)

Таблица 14

Химический состав магматических пород Савкинского месторождения брусита, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	1926-71	432-71	410-71	261a-71	774-69	770-69
SiO ₂	60,88	53,50	49,35	49,32	48,62	48,50
TiO ₂	0,92	0,94	0,96	0,94	0,74	0,56
Al ₂ O ₃	16,13	18,50	16,74	15,08	5,06	9,00
Fe ₂ O ₃	1,82	3,14	0,35	1,06	2,43	2,54
FeO	2,03	3,09	8,85	5,62	7,70	7,33
MnO	0,038	0,092	0,16	0,068	0,21	0,15
MgO	2,47	6,41	9,40	7,59	14,46	14,43
CaO	4,63	6,32	11,36	9,99	16,86	12,63
Na ₂ O	3,50	1,55	1,54	3,25	0,50	0,67
K ₂ O	3,30	0,75	0,23	2,55	0,35	0,37
H ₂ O ⁻	1,14	1,76	0,21	1,91	0,23	0,62
H ₂ O ⁺	2,7	4,10	0,47	2,08	—	1,46
CO ₂	He опр.	He опр.	0,80	—	He опр.	0,3
S	0,003	0,001	0,074	0,004	0,009	0,37
F	He опр.	He опр.	He опр.	—	He опр.	0,02
P ₂ O ₅	0,111	0,128	”	0,330	0,057	0,10
П.п.п.	3,58	5,41	”	3,94	3,03	1,20
Сумма	99,41	99,83	100,49	99,69	100,01	99,95

Отношение компонентов, ат. %

$\frac{Si + Al}{Si + Al + Mg + Ca}$	90,24	82,18	72,52	75,19	57,95	62,78
$\frac{Ca}{Ca + Mg}$	57,41	41,48	46,49	48,90	45,60	38,62
$\frac{Al}{Al + Si}$	23,80	28,96	28,57	26,50	10,93	17,95
$\frac{Fe}{Fe + Mg}$	45,45	34,12	35,36	32,71	27,73	27,22
$\frac{Na}{Na + K}$	61,71	75,85	91,05	65,95	68,47	21,58

1 (1926-71) — пироксеновый диорит, главный массив, скв. 18, глубина 25,4 м; 2 (432-71) — роговообманковый диорит, главный массив, канава 114; 3 (410-71) — норит, главный массив, канава 103, глубина 0,6 м; 4 (261a-71) — сиеногаббро, дайка, скв. 18, глубина 135,1 м; 5 (774-69) — габбро, главный массив, канава 100, глубина 94,0 м; 6 (770-69) — то же, там же, глубина 85,5 м; 7 (778-69) — то же, там же, глубина 100,0 м; 8 (412г-71) — оливиновый габбро-норит, главный массив, канава 103, глубина 6,2 м; 9 (438-71) — уралитизированный габбро-диорит, главный массив, канава 116; 10 (768-69) — габбро, главный массив, канава 100, глубина 83,5 м; 11 (422б-71) — амфиболитизированный плагиоклазовый клинопироксенит, главный массив, канава 103а, глубина 14,0 м; 12 (766-69) — габбро, главный массив, канава 100, глубина 79,1 м; 13 (395б-71) — оливиновый базальт, канава 117а, глубина 0,5 м; 14 (421а-71) — троктолит, главный массив, канава 103а, глубина 10,0 м; 15 (762-69) — габбро, главный массив, канава 100, глубина 74,0 м; 16 (199а-71) — габбро, дайка, скв. 18, глубина 27,7 м; 17 (41г-71) — сиеногаббро, дайка, скв. 17, глубина 50,4 м; 18 (134г-71) — габбро, дайка, скв. 17, глубина 146,4 м; 19 (294д-71) — габбро, дайка, скв. 20, глубина 59,2 м; 20 (411-71) — уралитизированный норит, канава 103, глубина 5,0 м; 21 (391г-71) — габбро, дайка, скв. 25, глубина 180,3 м; 22 (423д-71) — амфиболитизированный и цеолитизированный плагиоклазовый клинопироксенит, главный массив, канава 103А, глубина 20,0 м; 23 (763-69) — троктолит-горнблендит, главный массив, канава 100, глубина 75,7 м; 24 (761-69) — плагиоклазовый клинопироксенит, главный массив, канава 100, глубина 73,1 м; 25 (412б-71) — амфиболитизированный норит, главный массив, канава 103, глубина 5,0 м; 26 (750-69) — шпинелевый клинопироксенит,

7	8	9	10	11	12	13	14
778-69	412г-71	438-71	768-69	4226-71	766-69	3956-71	421а-71
48,20	48,11	48,06	47,98	47,56	47,50	47,24	47,14
0,68	0,49	0,26	0,52	0,39	0,34	1,58	0,38
12,41	17,32	21,08	8,32	11,77	10,80	15,65	11,36
1,08	0,65	1,83	5,09	0,20	0,76	5,80	1,73
6,36	8,62	3,31	7,00	5,60	6,57	3,64	6,05
0,14	0,16	0,054	0,170	0,12	0,12	0,092	0,045
10,74	9,05	3,09	15,63	12,62	14,20	11,05	15,33
16,30	13,07	16,98	11,81	18,02	14,83	6,07	14,88
0,74	1,23	2,10	0,80	0,61	0,66	2,50	0,70
0,20	0,15	0,60	0,50	0,70	0,50	1,05	0,50
0,42	0,24	0,14	0,43	0,26	0,36	1,37	0,11
1,00	0,93	1,80	He опр.	1,35	1,50	4,70	1,36
0,8	0,40	He опр.	"	0,06	0,05	He опр.	He опр.
0,22	0,06	0,003	0,490	0,51	0,45	0,050	0,077
0,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,02	He опр.	He опр.
0,12	He обн.	0,071	0,085	He обн.	0,05	0,330	0,055
1,20	He опр.	2,45	2,14	He опр.	1,80	5,13	2,30
99,81	100,54	99,80	100,04	99,77	100,47	100,13	100,48

Отношение компонентов, ат. %

65,24	67,96	76,18	51,65	61,71	61,91	74,09	60,94
52,18	50,94	79,80	35,20	50,66	42,89	28,31	41,10
23,28	17,51	34,08	16,97	22,59	21,14	28,09	22,12
27,70	36,34	47,37	29,37	20,45	22,28	42,60	21,78
84,90	92,57	84,18	70,86	56,98	66,74	78,35	68,01

главный массив, канава 100, глубина 72,8 м; 27(412в-71) – оливиновый габбро-норит, главный массив, канава 103, глубина 6,2 м; 28(222а-71) – оливиновый габбро-норит, дайка, скв. 18, глубина 64,4 м; 29(672-71) – цеолитизированный клинопироксенит, главный массив, канава 109, глубина 133,0 м; 30(420д-71) – амфиболитизированное оливиновое габбро, канава 103, глубина 18,9 м; 31(192а-71) – плагиоклазовый клинопироксенит, главный массив, скв. 18, глубина 25,4 м; 32(270г-71) – цеолитизированный плагиоклазовый клинопироксенит, дайка, скв. 18, глубина 148,2 м; 33(220в-71) – плагиоклазовый клинопироксенит, дайка, скв. 18, глубина 62,6 м; 34(362б-71) – тешенит, дайка, скв. 25, глубина 22,0 м; 35(412а-71) – габбро-норит, главный массив, канава 103, глубина 6,2 м; 36(764-69) – амфиболитизированный пироксенит, главный массив, канава 100, глубина 76,1 м; 37(156в-71) – измененный, деформированный пироксенит, давка, скв. 17, глубина 171,45 м; 38(285г-71) – тешенит, дайка, скв. 20, глубина 24,3 м; 39(319е-71) – плагиоклазовый пироксенит-горблендит, дайка, скв. 20, глубина 148,5 м; 40(375г-71) – калсилитовый мельтейгит, дайка, скв. 25, глубина 59,0 м; 41(44б-71) – хлоритизированный плагиоклазовый клинопироксенит, дайка, скв. 17, глубина 51,5 м; 42(759-69) – шпинеллит-клинопироксенит, канава 109, глубина 71,0 м.

Анализы 3, 8, 11, 30, 34, 38, 40 выполнены в ИГЕМ АН СССР, анализы 6, 7, 10, 12, 15, 23, 24, 26, 36, 42 (CO₂ не включались в сумму, п.п. дается за исключением летучих, кроме CO₂) выполнены в Центральной лаборатории прикладной геохимии, остальные (п.п. включают все летучие) – в химической лаборатории Укрчерметгеологии.

Таблица 14 (продолжение)

Компонент	15	16	17	18	19	20
	762-69	199а-71	41г-71	134г-71	294д-71	411-71
SiO ₂	47,10	46,66	46,56	46,56	46,52	46,46
TiO ₂	0,80	1,20	1,50	0,78	0,80	2,84
Al ₂ O ₃	7,87	7,92	12,85	13,13	12,86	23,10
Fe ₂ O ₃	0,43	0,77	0,20	1,90	1,59	0,66
FeO	5,53	8,93	8,43	7,22	6,39	5,71
MnO	0,12	0,170	0,005	0,142	0,154	0,093
MgO	14,80	9,58	8,96	11,11	13,54	4,54
CaO	18,21	20,09	14,51	13,24	11,78	11,65
Na ₂ O	0,44	0,75	1,80	1,50	1,30	2,40
K ₂ O	0,50	0,65	1,60	0,75	0,95	0,40
H ₂ O ⁻	0,40	0,39	0,40	0,57	0,19	0,14
H ₂ O ⁺	1,94	2,0	2,60	2,8	2,40	0,80
CO ₂	0,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S	0,14	0,009	0,037	0,196	0,075	0,117
F	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,30	0,147	0,075	0,096	0,110	0,208
П.п.п.	1,00	3,18	3,40	3,20	3,65	1,44
Сумма	99,64	100,04	99,89	99,63	99,83	99,77
Отношение компонентов, ат. %						
$\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{Si} + \text{Al} + \text{Mg} + \text{Ca}}$	57,50	61,01	68,10	66,86	65,28	79,29
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	47,08	60,11	53,79	46,14	38,48	64,85
$\frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Si}}$	16,46	16,67	24,55	24,95	24,58	36,95
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	18,32	36,05	36,88	31,08	24,48	43,79
$\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}}$	57,22	63,68	63,10	75,25	67,53	90,12

ва на метамагнезиальную толщу (северо-западная граница северного блока). На значительной (водораздельной) части месторождения присутствуют нижние горизонты площадной коры выветривания. По многим нарушениям также развита линейная кора выветривания. Вместе с тем некоторые нарушения несомненно послекоровые — по ним подняты блоки, лишенные площадной коры выветривания.

Общая площадь интрузива около 10 км², но химическому изучению подверглись лишь породы краевых его частей, связанные с ними дайки и магматические жилки в метамагнезиальном комплексе. Кроме того, проанализирован также базальт из дайки с сохранившимся стеклом явно более позднего этапа магматической деятельности. Среди проанализированных пород интрузива лишь два образца диоритов, а остальные представляют собой более базитовые габброиды и пироксениты. Эти породы встречаются часто тесно сопряженно со скарноидами и скарнами, с которыми их легко можно спутать. Одним из главных петрографических критериев отнесения образца к магматическим породам были структурные соотношения плагиоклаза и пироксенов. В рассматриваемых здесь существенно пироксеновых породах плагиоклаз не имел реакционных взаимоотношений с пироксе-

	21	22	23	24	25	26	27	28
	391г-71	423д-71	763-69	761-69	412б-71	760-69	412в-71	222а-71
46,24	46,04	45,72	45,50	45,16	45,00	43,78	43,64	
1,40	0,90	0,53	0,92	2,96	0,77	1,54	0,66	
17,26	10,70	8,04	11,22	23,56	12,35	19,49	12,66	
0,73	1,63	1,14	0,60	0,60	0,40	2,13	1,14	
8,76	4,21	6,18	6,00	0,020	4,40	9,73	8,97	
0,046	0,051	0,14	0,10	6,29	0,10	0,109	0,006	
6,68	12,02	21,80	12,64	4,55	13,10	5,97	12,52	
9,37	21,32	11,47	18,25	13,36	17,36	12,97	13,27	
2,50	0,40	0,67	0,42	1,70	0,40	1,60	0,90	
3,15	0,75	0,26	0,52	0,20	1,20	0,25	0,005	
0,08	0,08	0,60	0,50	0,13	0,74	0,14	0,95	
2,07	1,70	2,00	1,52	0,90	3,30	1,09	5,1	
Не опр.	Не опр.	0,2	0,4	Не опр.	0,5	Не опр.	Не опр.	
0,741	0,043	Не опр.	0,94	0,044	0,27	0,036	0,036	
Не опр.	Не опр.	0,01	0,02	Не опр.	0,04	Не опр.	Не опр.	
0,256	0,062	0,07	0,06	0,073	0,03	0,110	0,016	
3,92	2,30	1,20	0,02	1,23	0,50	1,94	5,80	
100,17	100,30	99,82	100,08	99,66	99,86	99,62	99,59	
Отношение компонентов, ат. %								
76,91	59,00	59,12	60,47	77,57	60,97	74,53	64,05	
50,21	56,05	27,45	50,93	67,84	48,79	60,93	43,25	
30,56	21,51	17,17	22,52	38,08	24,44	34,42	25,48	
44,17	20,95	15,65	22,50	64,59	16,94	51,43	30,94	
54,67	44,77	79,66	55,11	92,82	35,59	90,68	99,64	

нами и иногда необычайно наглядно представлял собой интерстиционный продукт последующей за пироксеном кристаллизации. В табл. 14 приведены химические анализы, а на рис. 9 (см. вкл.) — вариационные диаграммы. Выделяются шесть наиболее общих групп пород.

Для краевых зон главного массива: 1) высокоглиноземистая серия (диориты, габбро-диориты, нориты и габбро-нориты) (9 анализов); 2) умеренно и малоглиноземистая серия, состоящая из а) известковистой ветви (мелагаббро) (7 анализов) и б) магнезиальной ветви (троктолитовые пироксениты) (5 анализов).

В дайках и магматических жилках, связанных с главным массивом: 3) сиеногаббро ($Na > K$) (2 анализа); 4) мелагаббро и плагиоклазовые пироксениты ($Na > K$), состоящие из мелагаббро (4 анализа) и оливинных мелагаббро и пироксенитов (4 анализа); 5) тешениты и цеолит-пикриты ($K > Na$), включающие а) тешениты и калсилитовый мельтейгит (3 анализа) и б) цеолит-пикриты (3 анализа). В дайках более позднего магматического цикла выделяется б) базальт (1 анализ).

Все эти группы с разной степенью наглядности обособляются на различных диаграммах. Прежде всего следует отметить, что в интервале содержаний SiO_2

Таблица 14 (окончание)

Компонент	29	30	31	32	33	34
	672-71	420д-71	192а-71	270г-71	220в-71	362б-71
SiO ₂	43,50	43,50	42,86	42,64	42,04	41,75
TiO ₂	0,44	1,40	1,20	1,20	1,54	1,67
Al ₂ O ₃	9,89	11,09	11,63	14,02	16,90	7,70
Fe ₂ O ₃	3,16	1,45	2,67	2,29	2,66	1,63
FeO	5,66	11,80	3,06	10,24	6,92	8,16
MnO	0,12	0,24	0,088	0,067	0,146	0,17
MgO	14,07	11,02	10,47	10,34	10,50	11,85
CaO	17,51	12,59	23,81	11,65	12,83	17,99
Na ₂ O	0,20	1,60	0,15	1,80	1,20	0,40
K ₂ O	0,20	1,59	0,00	0,55	0,20	2,59
H ₂ O ⁻	0,62	0,39	0,60	0,33	0,30	0,58
H ₂ O ⁺	He опр.	1,21	1,9	3,20	3,6	2,70
CO ₂	"	1,20	He опр.	He опр.	He опр.	2,44
S	0,009	0,43	0,001	0,455	0,224	He опр.
F	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	"
P ₂ O ₅	0,270	0,22	0,011	0,256	0,165	"
П.л.п.	4,94	He опр.	3,99	5,02	4,32	"
Сумма	99,96	99,79	99,94	100,22	99,42	99,63
Отношение компонентов, ат. %						
$\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{Si} + \text{Al} + \text{Mg} + \text{Ca}}$	58,13	65,41	57,91	67,96	67,82	57,78
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	47,22	45,10	62,05	44,75	46,77	51,89
$\frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Si}}$	21,14	23,11	24,24	27,93	32,15	17,86
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	25,33	40,02	22,65	40,03	33,23	42,18
$\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}}$	60,31	60,46	100	83,26	90,12	19,59

49–40% фигуративные точки состава на диаграммах зависимости от SiO₂ главных компонентов рассматриваемых пород Al₂O₃, MgO и CaO достаточно четко обособляются, хотя и с некоторым разбросом по двум или трем "этажам". В связи с этим прежде всего и оказалось целесообразным подразделить породы краевых зон на две серии высоко- и низкоглиноземистую. Высокоглиноземистая серия (ан. 1, 2, 3, 19, 32, 23, 8, 24, 9 в табл. 14) в основном представлена образцами из одного разреза вкрест крутой подошвы интрузива, этот профиль приведен на рис. 10, а на остальных диаграммах вариационные кривые проведены в порядке приближения к непосредственному контакту. Этот порядок отражен стрелками (в этом же порядке выше были перечислены анализы пород серии).

Поскольку вследствие резкой базитовости пород обычно используемые треугольные диаграммы AFM и Na–K–Ca оказались мало наглядными, для Савкинского месторождения, а затем и для остальных были построены также диаграммы третьего типа – Al₂O₃–CaO–MgO. Именно на этой диаграмме особенно четко проявились главные вариации состава, прежде всего – наличие известковистой и магнезиальной ветвей малоглиноземистых пород краевых зон. На диаграмме Al–Ca–Mg для ориентировки нанесены точки атомных отношений компонентов

35	36	37	38	39	40	41	42
412a-71	764-69	156B-71	285r-71	319e-71	375r-71	446-71	759-69
40,86	39,50	39,36	38,70	37,54	37,10	33,58	29,40
1,46	0,42	1,005	1,32	0,70	2,30	1,44	0,83
15,13	12,90	15,34	16,10	11,74	9,25	10,43	28,50
1,30	2,05	1,73	1,47	1,73	2,61	1,56	2,92
8,76	4,88	5,26	8,08	6,43	7,19	9,92	1,30
0,125	0,11	0,073	0,14	0,091	0,15	0,136	0,04
10,61	24,38	9,61	11,24	16,66	15,39	16,29	19,20
15,20	7,66	19,64	11,40	14,26	16,14	12,62	14,22
0,65	0,65	0,560	1,39	1,20	0,27	0,55	0,03
0,15	0,28	1,077	1,79	1,15	1,57	1,65	0,08
0,33	1,32	0,43	0,67	0,15	0,62	0,53	0,20
4,40	4,20	He опр.	6,95	4,07	4,95	6,5	2,00
He опр.	0,6	"	0,41	He опр.	2,05	He опр.	0,8
0,135	He опр.	0,0535	He опр.	0,066	He опр.	0,329	Сл.
He опр.	0,002	He опр.	"	He опр.	"	He опр.	0,01
0,025	0,07	0,146	"	0,156	"	0,116	0,03
5,41	1,22	6;24	"	8,71	"	11,32	0,80
99,69	99,66	99,169	99,66	100,36	99,60	99,61	99,56
Отношение компонентов, ат. %							
64,72	55,20	61,89	66,57	56,16	22,90	54,83	58,96
50,57	18,49	59,50	42,17	38,10	42,99	35,77	34,75
30,39	27,80	31,48	32,91	26,94	31,25	26,80	53,33
34,43	13,45	28,47	31,95	21,20	27,22	28,06	10,30
86,82	77,91	44,14	54,13	61,33	20,72	20,21	36,50

Al : Ca : Mg = 1 : 1 : 1 и CaO : MgO = 1 : 1. Главные направления вариаций состава располагаются вполне характерно по отношению к линии $Al_2O_3 - CaO : MgO = 1$ и точке равных атомных отношений компонентов. Составы высокоглиноземистой серии образуют поле, протягивающееся от вершины Al к точке равенства компонентов, располагаясь по обе стороны от линии Al - Ca : Mg = 1. Большая часть точек располагается несколько левее этой линии, фиксируя преобладание Ca над Mg. Вариационная кривая описывает три замкнутые петли при следовании от образца к образцу в порядке приближения к контакту, отражая в основном ритмические колебания состава в одном разрезе в пределах интервала 5,8 м от непосредственного контакта. Однако наиболее известковый состав — именно из непосредственного контакта с вмещающими офикальцитами. Те же три петли проявляются у высокоглиноземистой серии и в треугольнике AFM, при этом крайний приконтактный состав оказывается относительно более щелочным, чем большинство остальных. Видна максимальная железистость высокоглиноземистой серии по сравнению с остальными. Хуже эти соотношения проявлены на малонаглядной диаграмме Na-K-Ca, где в диоритовой части кривая ориентирована в направлении классических кривых диаграмм этого типа от стороны Na-K к вершине Ca,

тогда как приконтактовые габброиды сгущены в углу Са. На диаграмме Заварицкого трехпетельчатый характер вариационной кривой высокоглиноземистой серии проявляется с резким размахом, при этом крайний приконтактовый образец оказывается снова одним из наименее базитовых. На проекции CSB проявляются резкие ритмические колебания аортитовости, а на проекции ASB — недосыщенность глиноземом, как, впрочем, и почти у всех остальных анализов магматических пород месторождения. Помимо сложного петельчатого характера вариационных кривых высокоглиноземистой серии на диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$ проявляются дополнительные особенности изменений состава. Все точки этой серии по Al тяготеют к почти симметричной гауссовского типа кривой с максимумом (до 23,56% Al_2O_3) содержания SiO_2 около 45%. Грубо комплементарен глинозему лишь MgO , тогда как распределение CaO и FeO плохо коррелируется с этими двумя компонентами.

Малоглиноземистая краевая серия представлена в основном образцами из одного разреза вкрест крутой кровле интрузива, отображенного на рис. 11. На остальных диаграммах породы серии разбиты на две ветви: известковистую (ан. 5, 7, 11, 14, 22, 26, 28 в табл. 14) и магнезиальную (ан. 6, 10, 12, 21, 33). Вариационные кривые этих групп пород проведены уже без учета пространственного положения образцов. Составы малоглиноземистой краевой серии в треугольнике $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ располагаются в высшей мере характерно, по четко ориентированным относительно важных общих точек линиям. Если поле составов высокоглиноземистой серии дотягивается практически до точки атомного равенства $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$, то известковистая и магнезиальная ветви малоглиноземистой серии исходят из этой точки в сторону дальнейшего уменьшения доли Al. При этом все точки известковистой ветви, за исключением одной, тяготеют к линии равного атомного отношения $\text{Ca} : \text{Mg}$. Исключение составляет лишь максимально известковистый состав, что обусловлено значительной, поздней эпидотизацией породы. Точки магнезиальной ветви тяготеют к линии прямолинейного увеличения Mg. В треугольнике AFM видны наименьшие железистость и щелочность магнезиальной ветви. Эти же соотношения наряду с максимальной базитовостью магнезиальной ветви обнаруживаются на диаграмме Заварицкого. На диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$ кривые малоглиноземистой серии по Al образуют минимум около 46,5%. SiO_2 зеркальный высокоглиноземистой серии, но осложнены резкими перепадами (от 5 до 12% Al_2O_3) содержания глинозема, в интервале вариаций SiO_2 около 1% (48,62—47,56). В магнезиальной ветви содержание MgO резко возрастает (от 14,46 до 24,38%) по мере уменьшения SiO_2 (от 48,62 до 39,50%).

В известковистой ветви содержание MgO также довольно высокое, но неоднородно варьирует. На диаграмме $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ у магнезиальной ветви содержание CaO плавно уменьшается по мере падения кремнеземистости, тогда как у известковой ветви оно остается довольно постоянным, резко возрастая только у крайнего образца. На остальных диаграммах привлекает внимание лишь резкое увеличение Fe_2O_3 , одновременное с Al_2O_3 у состава 10 магнезиальной ветви.

Дайки серии 3, сиеногаббро (ан. 4, 20), встречены в виде маломощных (0,2—0,5 м) тел в метамagneзиальной толще на удалении от контакта с главным массивом (не менее 50 м). Их составы на многих диаграммах располагаются обособленно. В треугольниках $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$, AFM и $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ они тяготеют к диоритам высокоглиноземистой краевой серии. На диаграмме Заварицкого видна их наибольшая щелочность (а на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ максимальная калиевость). На диаграммах зависимости от SiO_2 содержания Al_2O_3 и MgO дайки сиеногаббро в общем близки к высокоглиноземистой краевой серии, пониженная их известковистость проявляется на диаграмме $\text{CaO}-\text{SiO}_2$.

Дайки серии 4а, мелагаббро (ан. 15, 16, 17, 18), также представляющие маломощные (0,3—0,6 м) тела в метамagneзиальном комплексе, на диаграмме $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ образуют две ветви, исходящие из точки атомного равенства компонентов и напоминающие этим известковую и магнезиальную ветви малоглиноземистой серии краевых зон. В треугольнике AFM их точки образуют как бы мостик между высоко- и малоглиноземистой краевыми сериями, проходящий невдалеке от точки

базальта; видна их слабо относительно повышенная щелочность. Эта же тенденция проявляется и на диаграмме Заварицкого. Наиболее примечательно положение этой серии на диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$. Она укладывается в незначительный интервал кремнеземистости (47,10–46,58% SiO_2) при значительных вариациях Al_2O_3 (7,92–12,86%), MgO (8,96–11,11%) и особенно CaO (11,78–20,09%). В несколько смещенном в сторону уменьшения SiO_2 положении эта вариация параллельна перепаду содержаний тех же компонентов в малоглиноземистой краевой серии.

Дайки серии 46, оливиновых мелагаббро и клинопироксенитов (ан. 25, 27, 29, 30) также образуют в треугольниках $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ и $\text{Al}^{\text{I}}\text{M}$ связующее звено железистой высокоглиноземистой и магнезиальной низкоглиноземистой краевых серий. На диаграмме Заварицкого видна незначительная относительно повышенная щелочность части этих пород и заметный размах вариаций анортитовости. И опять наиболее примечателен узкий диапазон кремнеземистости (43,64–42,04% SiO_2), в котором, в отличие от серии 4а, проявляется заметный перепад уже не CaO , а Al_2O_3 (11,09–16,90%) и комплементарная вариация FeO (6,92–11,80%) при слабых колебаниях MgO и CaO . На диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$ дайки серии 46 также объединяют составы высокоглиноземистой серии и известковистой (по Al_2O_3 и MgO) или магнезиальной (по CaO) ветвей малоглиноземистой краевой серии. На диаграммах зависимости Al_2O_3 и MgO от SiO_2 эти дайки примыкают ко второму общему интервалу разброса составов краевых зон, но в отличие от серии 4а не со стороны меньшей, а со стороны несколько большей кремнеземистости.

Наименее кремнеземистые породы, слагающие мелкие мощностью 0,5–0,1 м дайки и жилки, представлены сериями 5а тешенитов и калсилитового мельтейгита (ан. 31, 35, 37) и 5б цеолит-пикритов и цеолитизированных клинопироксенитов (ан. 34, 36, 38). И эти две серии проявляют в треугольнике $\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$ вариации обогащения известью (5а) и магнием (5б), обнаруживая сходство с двумя ветвями малоглиноземистой краевой серии. В треугольнике AFM проявляется их меньшая, чем у высокоглиноземистой краевой серии, железистость и несколько большая, чем у малоглиноземистой серии, щелочность, преимущественно калиевость (треугольник $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$). Последние особенности хорошо видны и на диаграмме Заварицкого. На диаграммах $\text{MeO}-\text{SiO}_2$ проявляются общие черты и различия серий. Содержание MgO в целом с разбросом возрастает с уменьшением кремнеземистости. Однако у пироксенитов серии 5б MgO и FeO четко комплементарны CaO и Al_2O_3 , тогда как в серии тешенитов хорошо проявляется комплементарность CaO и Al_2O_3 друг с другом, в то время как вариации MgO и FeO менее определены.

Положение на диаграммах точки состава более позднего базальта хорошо подчеркивает своеобразие магматических пород Савкинского месторождения: большую их известковистость и широко варьирующую глиноземистость ($\text{Al}-\text{Ca}-\text{Mg}$), большую железистость высокоглиноземистой серии и большую магнезиальность малоглиноземистой серии и большинства даек (AFM), крайне малую щелочность ($\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$), резкий размах вариаций базитовости (диаграмма Заварицкого). На диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ и $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ точка базальта очень близка к кривой 3 сиеногаббровых даек, но базальт резко менее известковистый, чем все породы месторождения, кроме двух диоритов. Примечательно, что по содержанию SiO_2 (47,24) оливиновый базальт (ан. 13) располагается в узком интервале кремнеземистости (48–45%), в котором резко варьируют количества главных компонентов — Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3 в породах месторождения.

Вариации состава в краевых зонах целесообразно рассмотреть также на диаграммах, отражающих два конкретные разреза — через крутую подошву и кровлю массива.

На рис. 10 и 11 приведены химические профили соответственно для этих двух контактовых разрезов, а в табл. 15 средние содержания компонентов по выделенным зонам сопоставляются с эталонными составами. Как можно видеть в этой таблице, по содержаниям большинства компонентов средний состав эндоконтактной зоны в крутой подошве интрузива близок и к среднему габбро по Дели и к краевому габбро Скергаардского массива. Тем не менее имеющиеся небольшие

отличия от эталонных составов достаточно симптоматичны. При несколько большем содержании CaO и Al₂O₃ количество SiO₂ и щелочей меньше, чем в эталонах, что возможно в случае увеличения доли темноцветных (с участием в них Al₂O₃) по отношению к полевому шпату. Средний состав внутренней зоны кровельного разреза, наоборот, при близости к эталонам по SiO₂, отличается от них пониженным содержанием Al₂O₃ (и щелочей) и значительно большими количествами CaO и MgO, что возможно при увеличении доли простых силикатов по отношению к полевому шпату в соотношениях, нехарактерных для обычных габброидов. В общем уже сопоставление средних составов краевых зон интрузива свидетельствует как о различиях пород в подошве и кровле интрузива, так и об аномальных соотношениях в них компонентов.

На рис. 10 приведена вариационная диаграмма для разреза через подошвенный контакт интрузива (по канаве 103). В верхней части этой диаграммы показаны изменения содержаний компонентов в вес. %, а в нижней — отражены соотношения их друг с другом в ат. %. Отметим прежде всего, что график фиксирует несомненное отсутствие выноса вещества во вмещающие метамagneзиальные породы. Наглядны уже сами по себе резкие разрывы вариационных кривых всех компонентов между практически прилегающими друг к другу эндо- и экзоконтактными образцами. Изменения содержаний компонентов в метамagneзиальном комплексе не имеют направленного по отношению к контакту характера и явно отражают послынные колебания исходной алюмосиликатной примеси. По данным систематического опробования в двухметровом интервале, включающем крайний внешний приведенный здесь обр. 419г-71 содержание SiO₂ даже значительно выше (32,01%), чем в проанализированном штуфе (4,84%). Таким образом, обр. 416-71 и интервал с участием обр. 419г-71 отражают состав скарноидов, соответственно возникших за счет мергелистого и окремненного (мало Al₂O₃) исходных слоев.

Об отсутствии заметного взаимодействия интрузива и вмещающей толщи свидетельствует также распределение малых элементов в рассматриваемом разрезе, в частности, следующие отношения средних содержаний интрузив/вмещающие

Таблица 15

Средний химический состав краевых зон Помпеевского интрузива, вес. %

Компонент	Подошва	Кровля (разрез)			Среднее габбро, по Дели	Краевое габбро, Скергаард
		пироксениты	габбро	в целом		
SiO ₂	45,61	42,07	48,16	44,82	48,24	48,01
TiO ₂	1,70	0,71	0,57	0,65	0,97	1,51
Al ₂ O ₃	19,22	13,48	9,12	11,49	17,88	19,11
Fe ₂ O ₃	0,94	1,26	2,38	1,77	3,16	1,20
FeO	7,99	4,72	7,00	5,75	5,95	8,44
MnO	0,11	0,10	0,16	0,13	0,13	0,12
MgO	7,35	17,65	13,89	15,94	7,51	7,72
CaO	12,93	14,55	14,49	14,52	10,99	10,33
Na ₂ O	1,52	0,43	0,67	0,54	2,55	2,34
K ₂ O	0,23	0,47	0,38	0,43	0,89	0,17
H ₂ O ⁻	0,20	0,63	0,41	0,44	1,45	0,05
H ₂ O ⁺	1,44	2,49	1,15	2,55	—	0,55
S	0,08	0,34	0,31	0,32	—	—
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,08	0,08	0,28	0,069

Примечание. Среднее подошвенного эндоконтакта — по анализам образцов, приведенных на рис. 10, кровельного разреза — по образцам рис. 11; в средние зоны пироксенитов и в целом включены обр. 759 и 760 (см. текст). Краевое габбро Скергаарда — обр. 1825 (Уэйджер, Браун, 1970).

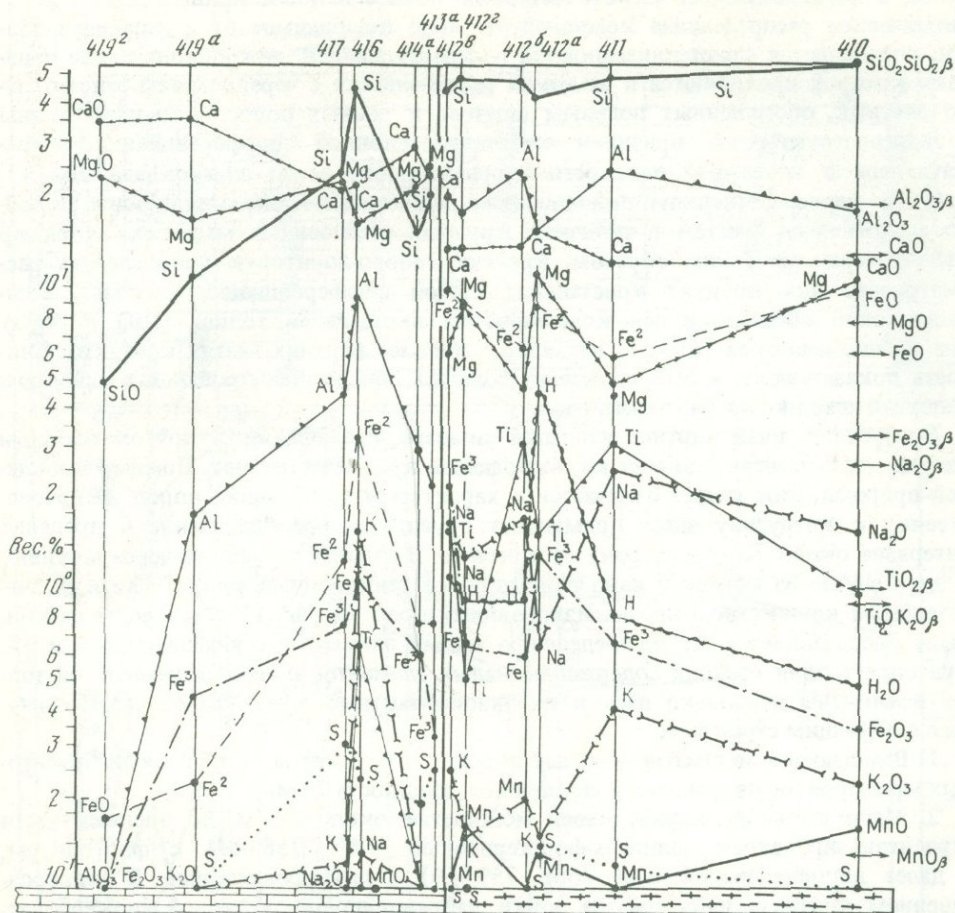


Рис. 10. Вариации состава в разрезе вкост крутой подошвы Помпеевского интрузива (по канаве 103; а – на карточке рис. 9) по данным полных силикатных анализов штуфных проб

Разрез без правильного масштаба (указаны интервалы между образцами). Справа показаны содержания компонентов в среднем габбро по Дели

(в частях на млн.): Co–55/10, Mo–5/0, V–225/140, Sr–395/150, Zr–0/150, Ba–250/100. Из этих отношений наиболее показательны неизменное присутствие в интрузиве Mo, тогда как во вмещающих он не обнаруживается спектральным анализом, и прямо обратные соотношения для Zr.

В эндоконтактной части разреза так же, как и во вмещающей толще, отсутствуют направленные вариации, которые можно было бы истолковать как результат заимствования вещества из непосредственно примыкающих пород на уровне рассматриваемого разреза. Нориты и габбро-нориты этого разреза составляют большую часть высокоглиноземистой серии, рассмотренной ранее на общих вариационных диаграммах. Ритмические колебания состава, отразившиеся на этих диаграммах в петлеобразной форме кривых, в графике рис. 10 представлены зубцами кривых.

Привлекает внимание подобие кривых Al_2O_3 , щелочей и TiO_2 , с одной стороны, и подобие комплементарных им кривых MgO , FeO и MnO , с другой. Эта четкая отрицательная корреляция в основном отражает количественные соотношения полевого шпата (+баркевикитовый амфибол) и ортопироксена, что особенно хорошо видно в подобии кривых алюмосилицитности, $sial (Si + Al / Si + Al + Ca + Mg)$, известковистости, $ca (Ca / Ca + Mo)$, железистости $f (Fe_{сум} / Fe_{сум} + Mg)$ и глиноземистости $al (Al / Al + Si)$. Примечательно, что в непосредственном эндоконтакте несколько возрастают алюмосилицитность, железистость, щелоч-

ность, а магнезиальность падает. Интересно полное подобие кривых MgO и MnO. Ритмическое распределение компонентов, явно независимое от вмещающей толщи, определяется кристаллизационной дифференциацией, макроскопические признаки которой проявляются в заметной расслоенности с чередованием относительно светлых, обогащенных полевым шпатом, и темных полос. В шлифах видны и микроструктурные признаки кристаллизационной дифференциации, выражающиеся в некоторой плоскостной ориентировке зерен плагиоклаза. Присутствие в непосредственном подошвенном эндоконтакте оксидной зоны подобно аналогичным фактам в типичных крупных расслоенных массивах, например Стиллиуотерском. Таким образом, краевую габбро-норитовую зону следует рассматривать как продукт кристаллизационной дифференциации расплава, ассимиляционно обогатившегося компонентами вмещающей толщи (CaO и MgO) вне наблюдающегося разреза, очевидно, в более верхних частях контакта. Близость показателя са к 50% позволяет полагать, что ассимилировался в основном материал исходно доломитового состава.

Совершенно иная картина вариаций химизма наблюдается в другом опорном разрезе через контакт, вкрест крутопадающей кровле интрузива. Помимо кровлевой природы, этот разрез отличается и характером вмещающих пород. Непосредственно к интрузиву здесь примыкают брусититы, преобладающие в пределах интервала около 70 м в сторону от контакта. В отличие от разреза через подошву в этом случае на контакте явно присутствуют реакционные зоны. В связи со значительным количеством проанализированных проб на рис. 11 зональность на контакте сопоставляется по распределению малых элементов с вмещающей толщиной. При определении средних содержаний малых элементов в метамagneзиальной толще исключены несколько даек и их экзоконтактные зоны. Разрез характеризуется следующим строением.

1. Вмещающие метамagneзиальные породы — брусититы, с прослоями бруситовых мраморов, офикальцитов и скарноидов. Мощность 70 м:

2. Магнезиальные скарны общей мощностью около 3,5 м. Во внешней части серпентинизированные шпинель-форстеритовые (обр. 758—69) с флогопитом, а далее шпинель-диопсидовые (обр. 759—69) и двупироксеновые. В непосредственном контакте наблюдаются зонки лабрадор-двупироксеновой апокарбонатной околоскарновой породы (обр. 760—69) мощностью 0,1 м и эпидотизированного пироксенового эндоскарна (0,2 м).

3. Зона полосчатых троктолитовых бипироксенитов мощностью 3 м. В самой внешней части — оливиновый мелагаббро-норит. В остальной части зоны наиболее характерно присутствие оливин-плагиоклазовых микрополосок, чередующихся с клино- и бипироксеновыми, неравномерно замещенными роговой обманкой.

4. Прослой офикальцитов мощностью 2 м.

5. Габбро, неравномерно амфиболитизированные мощностью 22 м.

По распределению малых элементов габбро подразделены на внешнюю Cr-Ba и внутреннюю As-Sr подзоны.

Как видно на рис. 11, содержание SiO_2 в зоне габбро варьирует слабо (размах 1,12%), а в зоне пироксенитов заметно понижается лишь у непосредственного контакта со скарнами и прослоем офикальцитов. Гораздо резче и характерно варьируют MgO, CaO и Al_2O_3 . Общая корреляция компонентов, подобная наблюдавшейся в подошвенном разрезе, отсутствует. Единственное четкое соотношение — явная комплементарность MgO и CaO во всем разрезе. Без внешнего образца 758 скарны укладываются в общую вариацию с зоной пироксенитов. В этой серии прежде всего сохраняется тот же уровень алюмосилицитности около 60%, как и во всей эндоконтактной части разреза, а MgO распределяется в общем подобно Al_2O_3 , что лучше видно по комплементарности кривых al и са в нижней части диаграммы. Примерно параллельно варьируют здесь также известковистость и железистость. При этом содержание MgO и Al_2O_3 явно возрастает в целом в сторону метамagneзиального комплекса, а CaO и FeO — уменьшается. В большей части зоны габбро содержание глинозема также уменьшается в сторону от контакта. Поведение Mg в контактовой зоне в целом логически объяс-

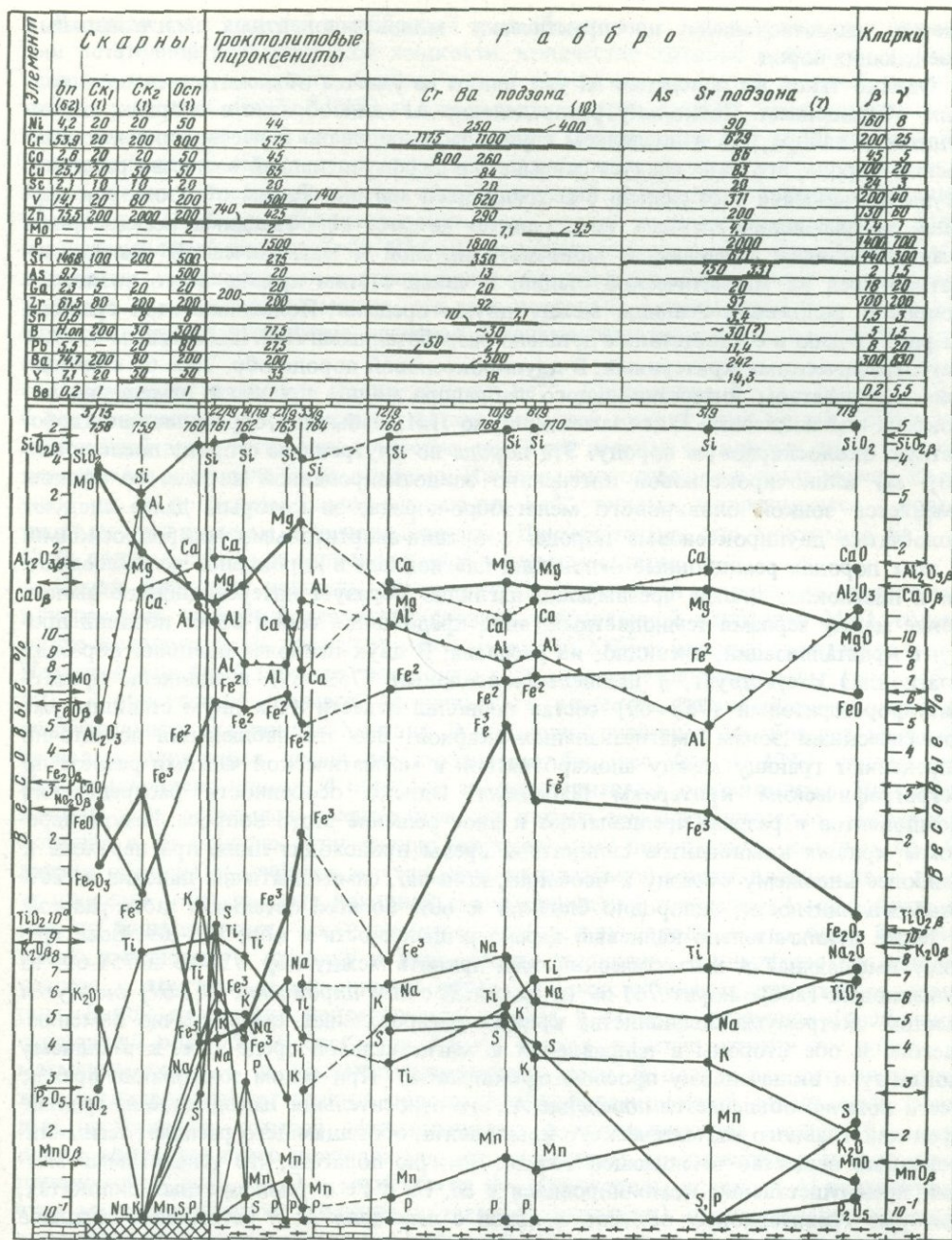


Рис. 11. Вариации состава в разрезе вкост крутой кровле Помпеевского интрузива (по канаве 100; б - на карточке рис. 9) по данным полных силикатных анализов штучных проб и полуколичественных спектральных анализов.

Разрез без правильного масштаба (указаны интервалы между штучными пробами. Вверху штрихами показано примерное положение спектрально анализированных проб). В таблице верхней части диаграммы дано распределение (в частях на млн.) в зональности малых элементов. Сокращенные обозначения зон: Вп - вмещающие породы, Ск₁ - шпинель-форстеритовый (обр. 758-69), Ск₂ - шпинель-диопсидовый (обр. 759-69) скарны, Оск - околоскарновая порода (обр. 760-69); цифры под названиями зон - число спектральных анализов. Жирными линиями выделены интервалы с систематически повышенными содержаниями малых элементов (цифры при них - средние содержания максимальных зон). В нижней части диаграммы - вариации главных компонентов в вес. %. На шкалах указаны содержания компонентов в среднем габбро по Дели

няется заимствованием из практически монокомпонентных магнезиальных вмещающих пород.

Однако такое же поведение Al уже никак не удастся объяснить ассимиляционным обогащением. Поскольку распределение Al единообразно в скарнах, пироксенитах и габбро, т.е. в последнем случае зафиксировано в несомненно магматической породе, его явно следует связывать с дифференциацией вещества расплава, осуществлявшейся параллельно с ассимиляцией магния. Таким образом, вся картина распределения главных компонентов на рис. 11 объяснима реакционным взаимодействием вмещающей мономагнезиальной и магматической алюмосиликатной сред на магматической стадии. В связи с этим прежде всего возникает вопрос о положении границы между двумя средами. Положение этой границы на рис. 11 дано в соответствии с детально разработанными Л.И. Шабыниным (1973) петрографическими критериями. В двупироксеновой породе обр. 760—69 с небольшим количеством интерстиционного лабрадора видны признаки замещения пироксена плагиоклазом. Такое замещение, по Л.И. Шабынину, определяет апокарбонатную околоскарновую породу. Эта порода во внутреннюю сторону после зонки (0,1 м) клинопироксеновой интенсивно эпидотизированной породы со сфеном сменяется зонкой оливинового мелагаббро-норита, за которым далее следуют полосчатые двупироксеновые породы с оливин-анортитовыми микропрослоями. В этих породах реакционные отношения плагиоклаза и пироксенов не наблюдаются и плагиоклаз иногда чрезвычайно наглядно образует интерстиционное выполнение между зернами темноцветных, явно представляя собой более поздний продукт кристаллизации, очевидно, из расплава. В двух наиболее внешних образцах плагиоклаз отсутствует, а шпинель-диопсидовый (759—69) и шпинель (флогопит)-форстеритовый (758—69) состав позволил отнести их к двум ставшим уже классическими зонам магнезиальных скарнов. Все эти наблюдения достаточно определяют границу между апокарбонатной и магматической частями разреза по петрографическим критериям Шабынина. Однако особенности распределения компонентов в разрезе предполагают и иное решение этого вопроса. Резкие перемены кривых компонентов силикатной среды происходят лишь при переходе к наиболее внешнему образцу и особенно, конечно, симптоматичны падение на 20% алюмосиликатности, однородно близкой к 60% во всей остальной части разреза, а также исключительно калиевый характер щелочности в обр. 758—69. Если границу вмещающей и магматической сред принять между обр. 758-69 и 759-69, то оливиновый габбро-норит 761-69 (и смежный с ним пироксенит 762-69) окажется местом экстремума большинства кривых распределения, симметрично изменяющегося в обе стороны в направлении к магнезиальной среде (т.е. к внешнему контакту и включенному прослою офикальцита). При таком толковании прежде всего логично объясняется поведение Al, его относительное накопление на границе сред как главного магматического компонента, обогащающего расплав, ассимилировавший вещество вмещающей толщи. Логично полагать, что усваиваемый магний преимущественно комбинировался с Si, Ca и Fe в темноцветных силикатах, которые гравитационно оседали, в связи с чем доля Al в остаточном расплаве возрастала к фронту ассимиляции. Возможно, что влияние процесса кристаллизационно-гравитационной местной дифференциации распространяется недалеко за пределы приведенного разреза, поскольку в крайнем внутреннем образце габбро 778-69 содержание Al (и Na) возрастает, известковистость достигает 50 ат. %, а общая железистость и содержание TiO_2 сохраняются одинаковыми в трех самых внутренних образцах габбро. В наиболее внешних зонах из расплава, аномально обогащенного остаточным магматическим Al и усваиваемым Mg, могла кристаллизоваться шпинель. Остается недостаточно ясным поведение щелочей, впрочем присутствующих во всем разрезе в небольших количествах. В зоне габбро сумма щелочей в целом незначительно возрастает (от 0,9 до 1,3%) в направлении к внешнему контакту, при этом в ней увеличивается доля K. Na лишь в зоне габбро варьирует параллельно с Al, входя, очевидно, преимущественно в состав плагиоклаза. В подзоне Ст-Ва габбро его кривая скорее подобна Fe^{3+} , и, видимо, это определяется вхождением Na в поздние темноцветные, в частности, в красный биотит.

Распределение щелочей в габбровой зоне объяснимо с точки зрения обогащения ими остаточной магматической жидкости, количество которой несколько возросло к внешнему контакту. Однако в зоне пироксенитов сумма щелочей поразительно постоянна (0,93–0,94%) и они варьируют друг к другу строго комплексно, при этом доля К во внешнюю сторону в целом возрастает от 20 до 50 ат.%. Эти соотношения свидетельствуют о совместном вхождении щелочей преимущественно в один минерал, возможно в дейтерический цеолит, рассеянно замещающий плагиоклаз. Наиболее непонятно практически полное исчезновение щелочей в шпинель-диопсидовой породе (обр. 759-69) внешнего контакта. Это противоречит излагаемому положению о направленном относительном увеличении остаточного расплава к контакту. Возможно, эта зона несколько такситовая и был проанализирован образец, компактно сложенный только рано кристаллизовавшимися минералами.

Заслуживает внимания распределение Fe^{3+} . Содержание Fe_2O_3 резко (в 5–6 раз) возрастает к контактам с метакarbonатной толщей лишь во внешней эндоконтактной зоне, тогда как примерно такой же перепад по одному анализу устанавливается и внутри Ст-Ва подзоны. Причины этого неясны и лишь можно заметить, что в последнем случае увеличение Fe^{3+} , видимо, коррелируется с повышенным содержанием красного биотита. Примечательно, что максимум Fe^{3+} в Ст-Ва подзоне габбро не сопровождается минимумом серы.

Самая внешняя шпинель (флогопит)-форстеритовая порода со смежными внутренними зонами более всего связана направленной вариацией MgO , содержание которого здесь достигает максимума (36,20%) в рассматриваемом разрезе. Наиболее надежный признак экзоконтактной принадлежности породы (обр. 758–69) – присутствие примеси органического вещества, часто появляющегося в магнезиальных скарноидах Хингана. В проанализированных 36 образцах метамagneзиальносиликатных пород месторождения большее (до 43,42%) содержание MgO установлено лишь в 4 образцах апофорстеритовых серпентинитов. По содержаниям всех остальных компонентов эта порода занимает примерно среднее положение в 10 анализах существенно магнезиальных пород, среди которых преобладают образцы скарноидов внутри метамagneзиальной толщи, возникшие на месте прослоев, обогащенных исходной алюмосиликатной примесью. Таким образом, как по минеральному, так и химическому составу породе можно было бы приписать скарноидную природу и лишь тесная ассоциация с интрузивом в едином разрезе с другими реакционными образованиями побуждает признать ее скарном. Ввиду отсутствия непрерывного разреза в сторону интрузива (поскольку следующий обр. 759-69 отстоит в 1,5 м) нельзя уверенно отнести эту породу к магматическому, а не послемагматическому этапу. В пользу первого предположения свидетельствует участие породы в общей реакционной зональности, главные особенности которой сформировались в магматическую стадию. В таком случае вероятнее всего предполагать, что из главных компонентов в экзоконтакт привносились SiO_2 , K_2O и, может быть, Fe. Отсутствием привноса Al подчеркивается метасоматическое (реакция в твердом состоянии) происхождение породы, в отличие от ближайшей внутренней зоны, возникшей в результате кристаллизации расплава.

Контактная зональность хорошо подчеркивается распределением малых элементов. В верхней части рис. 11 приведены их содержания по зонам рассматриваемого разреза и в непосредственно вмещающей толще. Выделены также интервалы с систематически повышенными содержаниями малых элементов. Поскольку распределение главных элементов приводит прежде всего к мысли о том, что зональность рассматриваемого разреза обусловлена преимущественно местной ассимиляцией и кристаллизационной дифференциацией, следует с этих позиций оценить и вариации малых элементов. Прежде всего приходится констатировать, что само по себе сопоставление содержаний во вмещающей толще и контактной зональности в большинстве случаев не позволяет однозначно решить, выносился или заимствовался элемент. Для суждения об этом необходимо внимательнее присматриваться к частным особенностям распределения. Так, гипербазитовые

элементы в метамagneзиальном комплексе встречаются главным образом в прослоях скарноидов и в меньшей мере кальцифиров независимо от пространственного положения по отношению к главному интрузиву и дайкам. Аналогичные соотношения намечаются и для большинства остальных элементов. Все они, таким образом, вероятнее всего независимо распределены во вмещающей толще и интрузивных породах и их повышенные содержания нельзя считать взаимообусловленными взаимодействием этих двух комплексов. Лишь для As, резко неравномерно распределенного как в главном интрузиве, так и дайках и в метамagneзиальном комплексе, можно полагать при сопоставлении с другими месторождениями привнос во вмещающие породы из местного магматического источника, в связи с общим тяготением ураганных проб к интрузивным породам. В меньшей мере то же можно сказать о V. Для Zn, Zr и Y (может быть, также для Be), систематично и независимо от интрузивных проявлений присутствующих в метамagneзиальном комплексе и в то же время относительно обогативших самые внешние контактные зоны, в большей мере, чем для всех остальных малых элементов, можно предполагать заимствование из вмещающей толщи. Особенно это вероятно для Zr, который отсутствовал в приподошвенной части массива, где нет и реакционных зон.

Распределение элементов в контактной зональности наглядно свидетельствует о необычной природе этих весьма базитовых пород. Эти данные как полуколичественные достаточно надежны, поскольку при малом числе проб в контактной зональности элементы в каждой зоне присутствуют систематично и в количествах, однородно близких к средним, тогда как для вмещающего комплекса средние содержания определены по большому числу проб. Средние, однако, в этом случае несомненно занижены, поскольку во многих пробах метамagneзиального комплекса большинство рассматриваемых здесь малых элементов присутствовало ниже чувствительности спектрального анализа, и в таких случаях их содержание принималось нулевым. Содержания гипербазитовых и базитовых элементов (Ni, Cr, Co, V, Zn, Mo) в контактных зонах превышают кларки их в базитах в 1,5–10 раз или равны им (Cu, Sc), вместе с тем и оксидные элементы присутствуют в количествах, превышающих базитовый (Be, Ba), а частично и оксидный (Pb, B, Sn) кларки. Средние содержания мезитовых элементов превышают базитовый и оксидный (Sr, Ga, Zr), а частично и мезитовый (P) кларки. Особое положение занимает мезитовый As, средние содержания которого, определенные, правда, по ураганным, хотя и нередким, пробам, резко, на порядок и на два порядка, превышают кларки. Характерна приуроченность максимумов мезитовых Sr и As к наиболее внутренней зоне габбро, что естественно с точки зрения общей петрохимической их дисперсии. Относительное обогащение гипербазитовыми Ni, Cr, Co внешней подзоны габбро (а не пироксенитов) следует связывать с местной кристаллизационной дифференциацией, тогда как аномальная приуроченность к этой же зоне максимумов оксидных Sr, Pb, Ba, Be, видимо, обусловлена местным же относительным накоплением их в остаточной жидкости. Нерезкий максимум Zr в наиболее внешней эндоконтактной зоне обусловлен, очевидно, относительным накоплением этого элемента в остаточной жидкости после поступления дополнительных его количеств в результате ассимиляции. Такова же, вероятно, по крайней мере частично, природа максимума Zn во внешней эндоконтактной зоне. Этот элемент здесь присутствует явно не в сульфидной форме, так как ураганное его содержание в обр. 759-69 сопровождается резко пониженным содержанием серы. Повышенные же содержания Zn в обр. 768-69 и 770-69 могут быть связаны и с сульфидами. Во внешней подзоне габбро присутствие рассеянных сульфидов обнаруживается макроскопически; под микроскопом видны их мелкие обособления, иногда ассоциирующие с дейтерическим хлоритом. Вероятно, часть и других халькофилов (Ni, Co, Mo, Pb) здесь присутствует в сульфидной форме. Повышенные содержания V приурочены к троктолитовым пироксенитам, однако ураганная его проба (2000 частей на млн.) относится к образцу габбро 766-69. Минералы — носители V остаются неясными, так же, как и генетическая причина положения его максимума. Можно было бы предполагать, что он заимствовался

из прослоя-включения офикальцитов, но в проанализированном из последнего образце содержание V всего 200 частей на млн.

Таким образом, довольно прихотливое, хотя и достоверное, распределение элементов в контактной зоне в деталях не поддается исчерпывающей интерпретации. Тем не менее в общем оно свидетельствует, что здесь несомненно проявились во взаимодействии процессы ассимиляции магнезиальной толщи и местной кристаллизационной дифференциации, обусловившие как четко дифференцированное распределение малых элементов с перепадами средних содержаний по зонам в 2–10 раз, так и перепады главных компонентов в 2 и даже 5 раз (Al_2O_3 с учетом краевого шпинеллита).

Как на общих диаграммах, так и в двух конкретных профилях через контакты интрузива обнаруживается крайняя степень проявления ассимиляции с кристаллизацией гипербазитовых пород. Внешние зоны аналогичные относительно щелочным породам Тарагая, Южного и Центрального, в участках наиболее интенсивной ассимиляции здесь не обнаружены. Их роль, очевидно, играли ассимилирующие пленки, относительно обогащенные глиноземом. Дайки в основном непосредственно в слабосмещенном по химизму состоянии повторяют составы краевых зон, от которых они, видимо, прямо и отщеплялись. Несколько особое положение занимают дайки сиеногаббро. Относительно высокая щелочность и кремнеземистость сближает их с наиболее внутренними диоритами. Эти дайки могут быть, судя по составу, наиболее ранними отпрысками краевых зон, соответствуя начальным стадиям ассимиляции, когда еще существовала внешняя оболочка повышенной щелочности. Крайне базитовые со слабо повышенной калиевостью дайки тешенитов и цеолитизированных пироксенитов, очевидно, представляют, наоборот, последнюю стадию слабых движений, в процессе которых из краевой части массива отжмались кристалломагматические взвеси пироксенов с незначительной долей остаточной жидкости, кристаллизовавшейся в нефелин, калсилит, цеолиты, частично и в первичной карбонат. О подобной их природе свидетельствуют факты деформации кристаллов пироксена, залечивавшихся светлосветной основной массой.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

По вариациям кремнеземистости интрузивные породы бруситовых месторождений Хингана отвечают практически всему интервалу составов магматитов. Поэтому интересно было сопоставить распределение в них малых элементов, которые, как известно, обладают более резкой петрохимической дисперсией и предоставляют больше петрогенетической информации. Для такого сопоставления по данным полуколичественного спектрального анализа отобраны наиболее систематично присутствовавшие 24 элемента. На рис. 12 приведены кривые их распределения в сравниваемых интрузивах. Элементы сгруппированы в соответствии с общей петрохимической классификацией (Смолин, 1965) по распределению максимальных кларков в главных типах магматических пород: 1) гипербазитовые — Ni, Cr, Co; 2) базитовые — Mn, Cu, Sc, V, Ti, Zn, Mo; 3) мезитовые — P, Sr, As, Ga, Na, Nb, Zr; 4) окситовые — Sn, Pb, Y, La, Ba, Li, Be. Кривые распределения элементов в пределах групп, особенно гипербазитовой и базитовой, в общем подобны. Частично выпадают элементы, встречающиеся неравномерно, а значит с менее достоверно определенными средними содержаниями. Как и следовало ожидать, в меланократовых габброидах Савкинского месторождения проявились максимумы гипербазитовых и базитовых элементов (но также As, Sr) и минимумы преимущественно окситовых (Ba, Y, La, Be, Li) и в меньшей мере мезитовых (Na, Zr) элементов. Соответственно к наиболее кремнеземистым кульдурским гранофiram-липаритам приурочены максимумы окситовых (Pb, Be, но также Ga) и минимумы всех гипербазит-базитовых и частично мезитовых (P, Sr) элементов. Известное своеобразие в распределении пиков проявилось и в интрузивах промежуточных значений кремнеземистости, особенно в ассоциации сиен-

нитов и диоритов Центрального месторождения, на которые приходится максимум оксидов Ba, Y, La, Li и мезитовых Na, Zr, Nb. Наоборот, своеобразие габброидов и диоритов Южного месторождения заключается в приуроченности к ним лишь минимумов оксидов Pb, Be, Sn и мезитового Nb. Диориты Тарагая экстремальны только слабым максимумом Sn и минимумом Mo.

При сопоставлении с кларками элементов в главных типах магматических пород во всех массивах в целом обнаруживается несколько повышенное содержание малых элементов разных групп. Особенно показательны высокие средние содержания оксидов элементов Pb, Sn, La, Y во всех (даже резко меланократовых габброидах Савкина) массивах, наряду с близкими к кларку в основных породах содержаниями базитовых и гипербазитовых элементов. Средние содержания мезитового Sr тяготеют к кларкам этого элемента в базитах и окситах, а не мезитах, а мезитового Na — к его кларку в базитах. Такого рода соотношения хуже проявлены в резко кремнеземистых породах Кульдура. Однако и в них выше гранитного кларка содержание базитовых Sc, Cu, Mo, мезитового As. Если поставить под сомнение надежность прямых сопоставлений с кларками, то показательны относительно нерезкие максимумы оксидов и минимумы базитовых элементов в кульдурском штоке по сравнению с остальными интрузивами. Содержание Sr в липаритах Кульдура даже выше, чем в габброидах Южного месторождения. В общем из рассмотрения распределения малых элементов следует вывод о смешанных оксидово-базитовых петрохимических чертах всех интрузивов. Наиболее правдоподобно предположить, что во всех случаях внедрялись гранитоидные или андезитовые дериваты базальтовой магмы. В краевых ассимиляционных базитовых фациях их гранитоидная (или диоритовая) природа в момент внедрения запечатлелась в повышенных содержаниях оксидов элементов, а в центральных частях массивов (и в Кульдурском штоке в целом) следы родоначальной базальтоидности видны в повышенных содержаниях базитовых и гипербазитовых элементов. Признаки общей первично базальтоидной природы всех сопоставляемых разновозрастных интрузивов невольно сопоставляются с одинаковым гипабиссальным характером этих в общем небольших магматических тел, насильственно внедрившихся в верхние уровни. Не могут ли послескладчатые гранитоиды вообще или преимущественно быть дериватами базитовых магм? Очевидно, именно с ювенильной природой интрузивов связана общая обогащенность их малыми элементами. Наиболее примечательны, пожалуй, повышенные против кларковых содержания во всех массивах V, La, Sn, может быть также Mo. Однако наряду с общими петрохимическими чертами проявляется и несомненная индивидуализация каждого массива, в частности, максимум As в Савкинском интрузиве, подтверждающая общую мысль о том, что любой интрузивный акт уникален.

В отличие от других массивов для Тарагайского интрузива был подобран материал, характеризующий общие вариации состава его пород в пространстве. Для него при рассмотрении вариаций главных компонентов уже выделялись: 1) гранодиориты центральной части верхнего тела, 2) боковые диориты и 3) прикровельные диориты и габбро нижнего языка интрузива. В табл. 16 показано распределение малых элементов в этих трех группах пород и дайках, встреченных на месторождении. Максимумы содержаний малых элементов в породах главного интрузива по мере перехода к более оксидовым элементам последовательно смещаются от диорито-габброидов нижнего языка к гранодиоритам, причем мезитовые и некоторые оксидовые элементы более или менее равномерно распределены в трех

Рис. 12. Распределение средних содержаний малых элементов в главных интрузивах бруситовых месторождений (в частях на млн.) по данным полуколичественных спектральных анализов

Элементы структурированы в соответствии с максимумами кларков в окситах (γ), мезитах (δ), базитах (β) и гипербазитах (θ); справа на шкале показаны с теми же индексами величины кларков в главных типах магматических пород по А.П. Виноградову (1962). P — число проб у названий месторождений

Кульдур Р-12 Тарагай Р-19 Южное Р-23 Центральное Р-26 Савкино Р-54

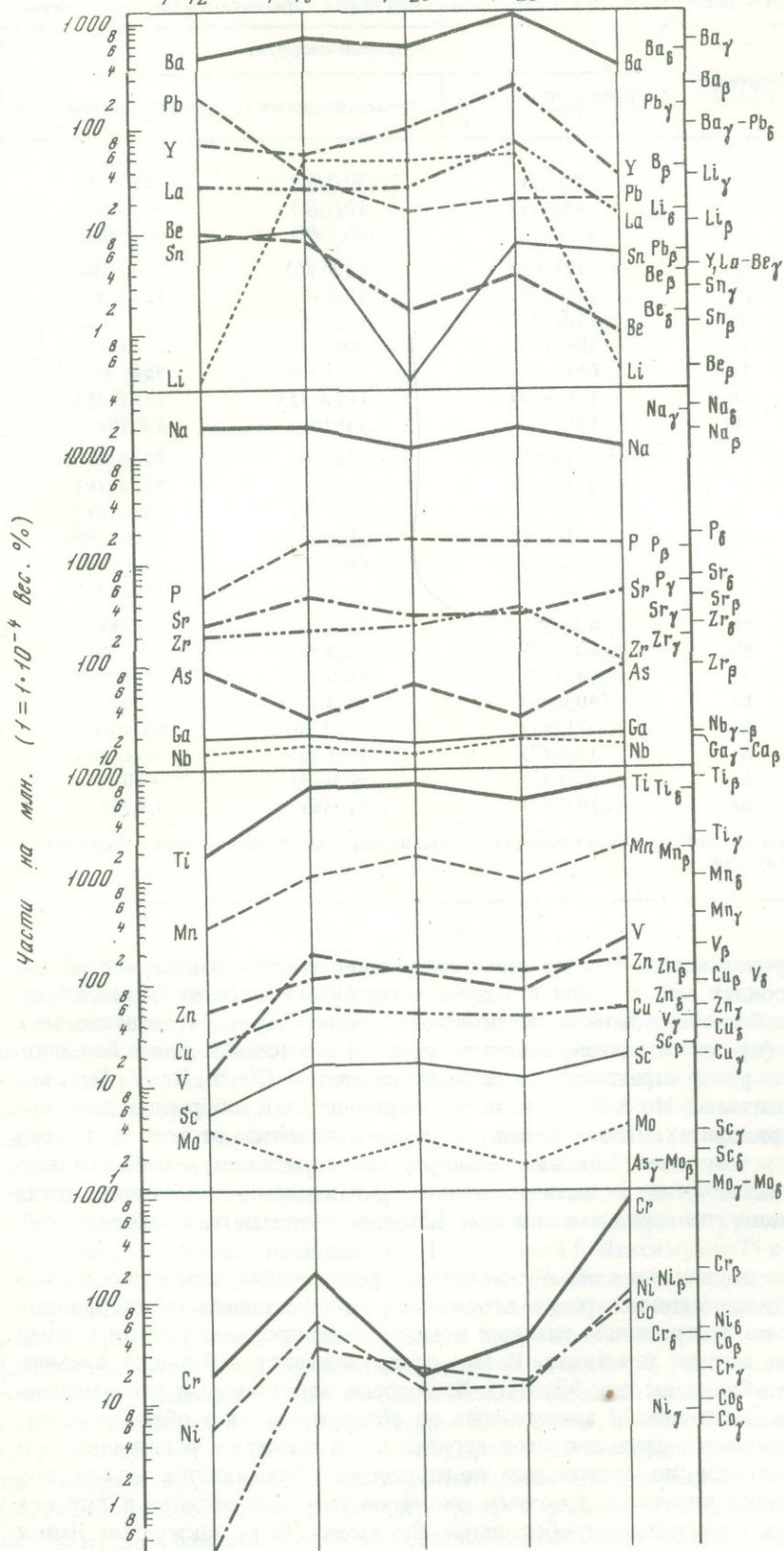


Таблица 16

Распределение малых элементов в группах магматических пород Тарагайского месторождения,

Петрогруппа	Элемент	Главный интрузив		
		гранодиориты центра (7)	диориты боковые (6)	габбро нижние (6)
σ	Ni	18,6 (7)	20,0 (6)	165,0 (6)
	Cr	143,0 (7)	52,0 (6)	425,0 (6)
	Co	21,4 (7)	26,7 (6)	68,3 (6)
β	Mn	1171 (7)	1100 (6)	1633 (6)
	Cu	31,4 (7)	52,0 (6)	102,0 (6)
	Sc	13,6 (6)	18,3 (6)	22,0 (6)
	V	186,0 (7)	200,0 (6)	233,0 (6)
	Ti	6143 (7)	13333 (6)	5667 (6)
	Zn	120,0 (7)	107,0 (5)	138,0 (5)
	Mo	5,0 (7)	4,0 (6)	5,0 (6)
δ	P	2143 (7)	2167 (6)	8170 (6)
	Sr	271,0 (7)	417,0 (6)	417,0 (6)
	Ga	20,0 (7)	20,0 (6)	18,0 (6)
	Na	18371 (7)	25000 (6)	21667 (6)
	Nb	18,6 (7)	20,0 (6)	13,3 (6)
	Zr	286,0 (7)	222,0 (6)	170,0 (6)
γ	Sn	6,3 (3)	5,5 (1)	7,3 (4)
	Pb	60,0 (7)	33,0 (6)	20,0 (6)
	Y	64,0 (7)	50,0 (6)	55,0 (4)
	La	40,0 (5)	28,0 (2)	— (0)
	Ba	471,0 (7)	1133 (6)	633 (6)
	B	31,4 (7)	28,4 (6)	30,0 (6)
	Li	50,0 (2)	50,0 (1)	— (0)
	Be	10,0 (7)	6,3 (6)	7,0 (6)

Примечание. В скобках после названия группы пород — число проб, после средних содержаний — число встреч.

выделенных группах пород. Тем не менее содержание гипербазитовых элементов в нижних габброидах меньше, чем в удачно встреченных здесь же на месторождении базальтах более позднего магматического цикла. "Кровное" родство всех пород массива (кроме базальтов) видно в близости содержаний в них большинства повсеместно распространенных оксидных элементов (Be, B, Ba, Y, Sn), мезитового Ga, базитовых Mo и Zn. При этом содержание Sn в габброидах даже выше, чем в гранодиоритах. Дайки базальтов резко отличаются от всех остальных магматических, в том числе дайковых же пород месторождения, резкой обедненностью всеми оксидными и частично мезитовыми малыми элементами, тогда как по содержанию главных элементов они частично совмещаются с нижними габброидами.

Определенные соотношения обнаруживаются у родственных даек и пород главного тела. Плагнопегматоиды, резко оторванные от вмещающих их габброидов нижнего языка по содержаниям главных компонентов, проявляют связи с ними в распределении малых элементов. В них обнаруживается небольшая примесь Cr и Co. Резко обогащены они Na, Sn и B, которые характерны и для вмещающих габброидов, тогда как Li закономерно не обнаруживается в обеих породах, в отличие от диоритов и гранодиоритов верхней части массива и родственных им даек. Дайки диоритов по содержанию подавляющего большинства малых элементов практически идентичны боковым диоритам главного массива и для них характерно лишь относительное обогащение Ba, может быть также Mo. Дайки сиенитов, хотя и не столь тесно, но тем не менее определенно коррелируются

части на млн.

Родственные дайки			Дайки базальтов нового цикла (4)
плагипегматоиды (6)	диориты (11)	сиениты (20)	
— (0)	20,0 (11)	10,0 (20)	300,0 (4)
15,0 (6)	60,0 (11)	162,0 (15)	575,0 (4)
10,0 (2)	28,2 (11)	21,5 (20)	65,0 (4)
367 (6)	1181 (11)	805 (20)	2000 (4)
15,0 (6)	37,0 (11)	35,0 (20)	85,0 (4)
— (0)	23,0 (11)	14,0 (16)	18,0 (4)
4,5 (4)	227,0 (11)	159,0 (20)	250,0 (4)
270,0 (6)	13454 (11)	3750 (20)	17000 (4)
55,0 (1)	55,0 (1)	65,0 (5)	150 (4)
— (0)	9,0 (11)	5,0 (20)	7,3 (4)
475,0 (3)	1910 (11)	1430 (20)	1450 (4)
183,0 (6)	409,0 (11)	493,0 (20)	200,0 (4)
25,0 (6)	19,1 (11)	17,0 (19)	17,5 (4)
40000 (6)	30000 (11)	15590 (20)	17500 (4)
16,7 (4)	18,2 (11)	17,5 (15)	20,0 (4)
51,0 (3)	209,0 (11)	215,0 (20)	85,0 (4)
33,3 (6)	6,2 (3)	8,0 (6)	— (0)
23,0 (5)	36,0 (1)	72,0 (20)	10,0 (4)
32,0 (4)	45,0 (8)	44,0 (18)	— (0)
21,0 (1)	34,0 (5)	27,2 (7)	— (0)
76,0 (5)	1346 (11)	1385 (20)	270 (4)
1855 (6)	23,0 (11)	18,0 (20)	17,5 (4)
— (0)	180,0 (5)	55 (8)	— (0)
5,3 (6)	4,2 (11)	4,7 (19)	1,0 (4)

по малым элементам с гранодиоритами, отличаясь от всех остальных пород нерезким максимумом Ba.

Можно сделать вывод, что дайки — непосредственные отщепления контаминированной магмы краевой зоны, фиксирующие, вероятно, не менее двух этапов поздних подвижек. На относительно раннем этапе отщеплялись расплавы, прямо соответствующие краевой зоне, но, очевидно, несколько обогащенные летучими (максимум Li). Эти отпрыски массива дали дайки диоритов, тогда как сиенитовые дайки — более поздние дериваты контаминированной магмы, относительно близкие (в том числе и по содержанию K) к гранодиоритам центральной части массива.

В намечающейся картине эволюции расплава в камере интрузива заслуживает внимания своеобразное поведение Cr, Ti, Na, Ba и Li. Максимумы Ti и Ba в боковых диоритах нельзя объяснить заимствованием из вмещающих пород, в которых их содержание значительно меньше, а следует связывать с предпочтительным вхождением в рано кристаллизующиеся здесь минералы, выделение которых, однако, должно быть обусловлено ассимилируемым веществом. Наиболее вероятно при этом роль усваиваемого магмой Ca, обуславливающего кристаллизацию более основного плагноклаза, в который входил Ba, и сфена, в котором связывались большие количества Ti. В отличие от Ba и Ti хром накапливался в рано кристаллизовавшихся фазах лишь в участке наиболее интенсивной ассимиляции с преимущественным поглощением MgO в кровле интрузива, тогда как при обогащении одновременно CaO и MgO в боковой зоне он относительно накопился в позднее кристаллизовавшихся гранодиоритах центральной части интрузива. Вероятно, аналогичным образом

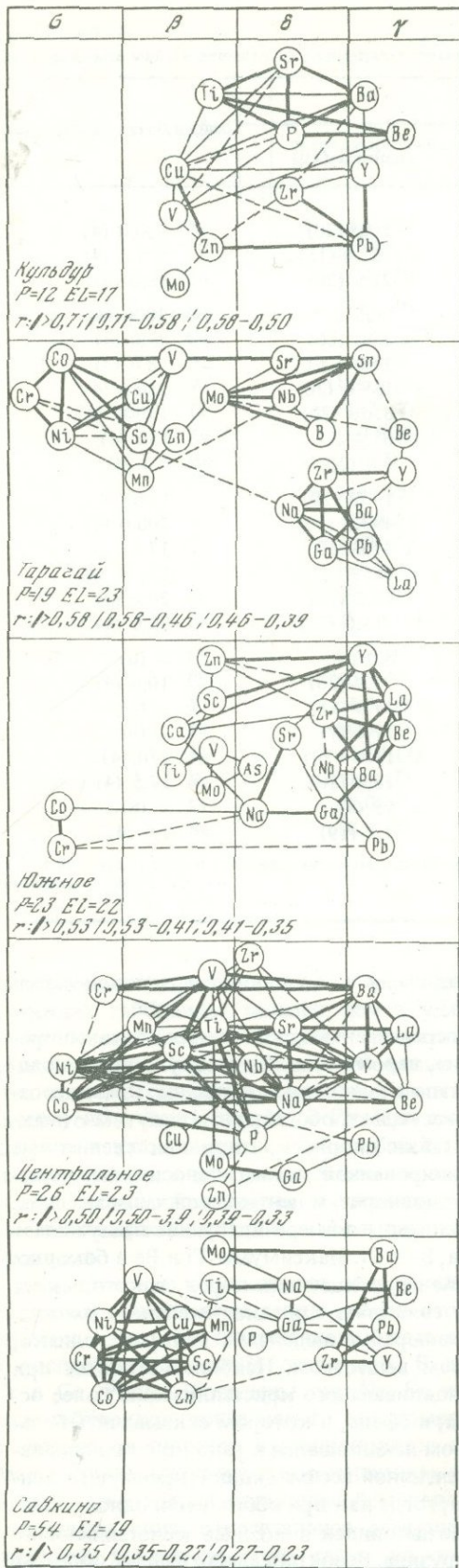


Рис. 13. Коэффициенты положительной корреляции логарифмов концентраций малых элементов в главных интрузивах бруситовых месторождений, определенные на ЭВМ "Минск-22" программой кафедры геохимии МГУ по полуколичественным спектральным анализам

Коррелирующиеся элементы распределены по четырем колонкам в соответствии с максимумами кларков в главных типах магматических пород по А.П. Виноградову (1962): в гипербазитах (б), базитах (в), мезитах (д) и окситах (γ). Соединяющие их линии соответствуют положительным связям, значимым на 1% (жирные линии), 5% (тонкие линии) и 10% (пунктир) доверительных уровней. P – число проб, EL – число включенных в матрицу элементов. Указаны пределы величин коэффициентов, соответствующие трем доверительным уровням

можно объяснить резкое обеднение Li нижних диоритов и габбро: Относительно натровый характер последних, особенно подчеркиваемый плагиопегматоидами, кристаллизовавшимися из местных остаточных расплавов, позволяет предполагать, что калий совместно с литием участвовал в более масштабном фракционировании, удаляясь из этой резко базитовой ассимиляционной зоны. Распределение Sr в дайках подчеркивает последовательность их отщепления от кристаллизующейся магматической массы. Дайки диоритов практически идентичны боковым диоритам по содержанию Ti, Ba и Sr. Однако в дайках сиенитов лишь Ba присутствует в повышенных количествах, тогда как по содержанию Sr и Ti они ближе к центральным гранодиоритам. Эти соотношения дополнительно обосновывают своеобразное поведение трех элементов, но не могут сами по себе объяснить причину поздней кристаллизации Sr.

Таким образом, на примере Тарагайского массива убедительно иллюстрируется высказанное выше положение о том, что сопоставляемые интрузивы возникли в результате внедрения оксидных расплавов, бывших дериватами базальтовой магмы, подвергшихся затем местным процессам ассимиляции и фракционирования с отщеплением дайковых сателлитов, фиксирующих разные стадии эволюции магмы в местной камере, и кристаллизацией остаточных расплавов непосредственно в зонах ассимиляции.

Если распределение средних содержаний элементов в массивах в целом при сопоставлении с кларками и петрохимической их дисперсией позволяет судить о наиболее общих петрогенетических особенностях магматитов, то пространственное распределение в пределах одного массива, особенно в сопоставлении с родственными дайками, проливает свет уже на частные явления дифференциации. Другим свидетельством дифференциации могут служить коэффициенты корреляции элементов, полученные для суммарных выборок по массивам. В связи с этим для всех сопоставляемых массивов на ЭВМ "Минск-22" были получены матрицы коэффициентов корреляции элементов по тем же выборкам, по которым определялись средние содержания. При этом, естественно, сопоставлялись лишь систематично присутствующие в пробах элементы. На рис. 13 отображены графически корреляционные связи малых элементов в породах главных интрузивов пяти бруситовых месторождений. И в этом случае элементы распределены по четырем колонкам, отвечающим главным их петрохимическим группам — гипербазитовой, базитовой, мезитовой и окситовой. Они соединены линиями, отражающими положительные коэффициенты логарифмов концентраций, значимые на 1, 5 и 10% уровнях. Наиболее достоверна, с формальной точки зрения, картина корреляции малых элементов Савкинского массива, полученная на значительном числе проб. Часть связей, показанных для остальных месторождений, ввиду малого числа проб и большого числа элементов, может быть мнимой. Тем не менее выявляющиеся общие вариации корреляционной структуры от массива к массиву очень показательны.

При получении матрицы коэффициентов корреляции Кульдурского штока, в связи с малым числом встреч, к сожалению, пришлось исключить гипербазитовые элементы, а также Sc, As, Sn, Li. Остальные 17 элементов обнаружили в общем сильную межгрупповую и меньшую внутргрупповую корреляцию, особенно в окситовой группе. В целом вся корреляционная структура замкнута, но в ней выделяется более тесная оксит-базитовая Ti ассоциация, с которой сильнее других связаны базитовые Cu и V. Сильные связи Cu—Zn и Zn—Pb соответствуют вариациям рассеянных сульфидов. Na и Ga не проявляют себя в положительной корреляционной структуре и частично дают значимые отрицательные коэффициенты корреляции. В частности, у Na отрицательные связи с Pb, Zr (1% уровень) и Cu (5% уровень). Очевидно, сульфидная вкрапленность в большей мере ассоциирует с кварцем, чем с полевыми шпатами. Общая замкнутость корреляционной структуры, смещение центра тяжести сильных связей в мезитовую и базитовую группы подкрепляют представление о базальтоидной природе и слабой общей дифференцированности липаритов Кульдура.

Совершенно иначе выглядит система корреляционных связей малых элементов Тарагайского интрузива. Наряду с длинной цепью сильных межгрупповых связей Ni—V—Sr—Sn, свидетельствующей о единой первичной природе магматических пород массива, четко обособились три ассоциации элементов: базит-гипербазитовая, базит-оксит-мезитовая и оксит-мезитовая. Такое разобщение элементов в корреляционной структуре, полученной по суммарной выборке пород массива, явно увязывается с наличием групп верхних гранодиоритов, боковых диоритов и нижних габброидов. Основу оксит-мезитовой ассоциации составляет треугольник сильнейших связей Na—Ga (0,87), Ga—Ba (0,78) и Ba—Na (0,56). Эта триада явно отражает полевой шпат, в который преимущественно входит Ga и в меньшей мере Ba. Pb, участвующий лишь в этой полевошпатовой ассоциации, сильнее связан с Zr (0,65), чем с Ga (0,57) и Na (0,50), т.е. свинец в массиве не сульфидный, а силикатный, но входит преимущественно не в полевой шпат, а параллельно варьирующие с ним минералы, может быть циркон. Корреляция Na и Ba видна уже в их подобном распределении в трех группах пород массива. Вместе с тем относительно меньшая величина коэффициента корреляции Na с Ba, чем с Ca, видимо, связана с преимущественным входением Ba в относительно основные полевые шпаты.

Базит-гипербазитовая ассоциация достаточно проявляется уже в подобном направленном распределении элементов в трех группах пород интрузива. Участие в этой ассоциации Sr с сильными положительными связями с Ni (0,86) и Co (0,64) делает еще более непонятным отмечавшееся уже пониженное его содержание в бо-

ковых диоритах. Базит-оксит-мезитовая ассоциация элементов, судя по участию в ней В, отражает в основном вариации минералов с участием летучих — вероятно, слюд, турмалина. Совместные вариации Sn и В видны также в резких максимумах их в плагиопегматоидах.

Отсутствие связей халькофильных элементов свидетельствует об их рассеянном распределении в разных породообразующих силикатах: Си и Zn — в темноцветных, Мо — в слюдах (?), Pb — в полевых шпатах и цирконе. Отсутствие Ti в корреляционной структуре можно истолковать как свидетельство его кристаллизации в обособленных фазах, варьирующих независимо от остальных минералов, во всяком случае тех, главные малые элементы которых вошли в корреляционную структуру. У титана проявляются умеренная отрицательная связь с Cr (0,56) и близкие к значимым отрицательные связи с Ni (0,37) и Co (0,27). Все эти данные не противоречат высказанному ранее положению о резком связывании Ti в боковых диоритах ассимиляционным Са в виде сфена.

Таким образом, на примере Тарагайского массива видно, что распределение малых элементов в пространстве и матрица коэффициентов корреляции по общей выборке разными способами фиксируют как генетическое единство, так и дифференцированность магматических пород. Это позволяет и при отсутствии данных по пространственному распределению малых элементов в известной мере судить о степени дифференцированности лишь по коэффициентам корреляции.

По данным полных химических анализов уже отмечались заметные различия пород небольшого Самарского массива в двух его краевых частях — преимущественно габбро-диоритовая их вариация на Южном и диорит-сиенитовая — на Центральном месторождениях. Поэтому неудивительно и резкое различие матриц коэффициентов корреляции для этих двух случаев. Несмотря на преимущественно габброидный состав пород Южного месторождения и практически неизменную встречаемость гипербазитовых и базитовых элементов, наиболее сильные замкнутые связи здесь обнаруживаются у оксидных элементов, с которыми несколько слабее связаны в общей замкнутой группировке большинство мезитовых элементов. Вся эта мезит-оксидовая ассоциация, а также примыкающие к ней Zn, Sc и Cu, судя по участию в ней Na, характеризует полевой шпат и совместно варьирующие с ним минералы. Довольно обособленная пара Ti—V и умеренно связанные с ванадием Мо и As скорее всего отражают распределение титаномагнетита, тогда как сильная обособленная связь Cr—Co свидетельствует о совместном вхождении этих элементов в другие темноцветные минералы. Отсутствие в корреляционной структуре Ni, очевидно, говорит о его преимущественной связи с Mg. В целом особенности корреляции малых элементов в этом случае отразили парагенезисы относительно позднего этапа кристаллизации диоритовой магмы, первичная базальтоидная природа которой лучше фиксируется количественными соотношениями элементов.

Совершенно своеобразная корреляционная структура у магматических пород Центрального месторождения. Наиболее ярко выраженная ее особенность — сильные как межгрупповые, так и внутригрупповые связи, трудные для конкретной интерпретации. Можно лишь заметить, что связи халькофильных элементов отсутствуют, тогда как замкнутая преимущественно базитовая ассоциация с участием Ti и P, очевидно, отражает совместные вариации титаномагнетита и апатита. Сильную межгрупповую корреляцию, особенно такие прямые связи, как Cr—Ba, Cr—Be, Ni—Na, очевидно, следует расценивать как признак первичной базальтоидной природы магмы и слабой ее дифференцированности.

Очень показательна, наиболее достоверная в связи с большим числом проб, корреляционная структура габброидов Савкинского месторождения. В отличие от только что рассмотренного случая она фиксирует несомненную местную дифференцированность пород. Резко обособляются теснейшая гипербазит-базитовая ассоциация и слабо связанная с ней более "рыхлая" базит-оксит-мезитовая. Тесная базитовая группировка характеризует связи ряда минералов, очевидно, пироксенов, оксидов и сульфидов. При этом в составе сульфидов наряду с Ni и Cu, вероятно, участвует Zn, тогда как Pb явно не сульфидный, т.е. сульфидная ассоциация здесь может быть чисто базитовая. Замкнутость и перекрещенность связей в этой группировке,

не позволяющие разграничивать более частные ассоциации, свидетельствуют о сопряженных вариациях всех элементов при кристаллизации темноцветных и рудных минералов. Подобная картина, очевидно, отражает кристаллизационную дифференциацию на раннем этапе кристаллизации. И действительно, в савкинских габброидах в отличие от всех прочих сопоставляемых интрузивных пород более четко проявляются признаки ритмической расслоенности. Наиболее сильная связь Ti с Na, вероятно, отражает совместное вхождение этих элементов в баркевикитовый амфибол, тогда как вся остальная мезит-окситовая ассоциация, судя по участию в ней Na (и Ga), очевидно фиксирует кристаллизацию полевого шпата и связанных с ним поздних минералов. Характерна относительно тесная связь Mo с Ba и Na, тогда как Pb связан с Ba и Zr (и слабо с Ga), а Y — с Na, Ga, Zr. Вероятно, Mo в сульфидной форме ассоциирует с поздними полевыми шпатами, тогда как Pb и Y входят в состав как полевого шпата, так и циркона. Судя по ассоциации P лишь с Ga, апатит, видимо, варьирует совместно с полевым шпатом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное петрохимическое изучение бруситовых месторождений Хингана позволяет обоснованно сделать два кардинальных генетических вывода о промышленной бруситовой минерализации: 1) как концентрации полезного компонента Mg, так и остальных главных (вредных компонентов), а также и распределение малых элементов-примесей в продуктивной толще не связаны с привнесением вещества из интрузивов; 2) магматические породы бруситовых месторождений не обнаруживают какой-либо четкой геохимической специализации. Таким образом, центр тяжести в поисках критериев локализации наиболее качественных бруситовых руд в пределах месторождений и рудных полей лежит в сфере первичного распределения вещества в метамурандавской толще и тектонической структуре. Вместе с тем в связи с выявившейся резкой разновозрастностью изученных массивов и отсутствием единой четкой геохимической их специализации не появилось и дополнительных критериев для выбора активных интрузивов, в контактных ореолах которых за счет нормального метаморфизма древних магнезитов могли возникать залежи бруситов. Сохраняет силу лишь признак принадлежности интрузивов к типу небольших послескладчатых насильственно внедрившихся тел, становление которых протекало в условиях малой глубинности.

Распределение элементов в алюмосиликатных роговиках и породах метамagneзиального комплекса (метааналогах игинчинской и мурандавской свит) и прямые петрографические наблюдения позволяют сделать вывод регионального характера о периодическом базитовом вулканизме в рифейское время на Малом Хингане. Эта вулканическая деятельность носила эксплозивный характер, что нехарактерно для современного базальтоидного вулканизма. В метамурандавской толще установлено ритмическое распределение алюмосиликатной примеси, в низах преимущественно туфогенной, а в верхних частях сильнее дифференцированной. Магнезиальность карбонатной толщи не опускается ниже доломитовой во всем разрезе, при этом с разнонаправленными вариациями в пределах серии доломит-магнезит она ритмически варьирует, в целом возрастая совместно с общей карбонатностью к верхам толщи. Наиболее необычно в свете современных представлений об осадочной дифференциации вероятное существование исходных магнезитовых мергелей, хотя в ряде случаев алюмосиликатная составляющая, очевидно, поступала в чисто магнезиальные карбонатные осадки в виде базитовых пеллов.

Выводы, касающиеся главного материала настоящего сообщения, как представляется, имеют известное общее значение. Несомненные признаки взаимодействия интрузивов с вмещающей толщей имеют почти исключительно эндоморфный характер и проявляются в ярко выраженной ассимиляции вещества метамagneзиального комплекса. Заметное поступление магматического вещества во вмещающую среду происходило лишь в виде иньекций даек, родственных краевым зонам интрузивов, тогда как многочисленные и часто мощные пачки метамagneзиально-силикатных пород, при первом взгляде представляющиеся скарнами, возникшими в результате

привноса вещества растворами из интрузивов, в действительности образовались в процессе локальной метаморфической дифференциации, межслоевого перераспределения компонентов карбонатной и алюмосиликатной составляющей исходной осадочной толщи.

Детальное сопоставление химизма краевых зон интрузивов и родственных даек свидетельствует о несомненной индивидуализации всех сравниваемых магматических массивов. Тем не менее наряду с частными вариациями вырисовываются и признаки общей родоначальной магматической природы, а также звенья местной ассимиляции и дифференциации, складывающиеся в некоторую общую картину становления интрузивов рассматриваемого типа. По диапазону кремнеземистости изученные интрузивные породы относятся ко всему интервалу составов магматитов. Вместе с тем все они неизменно обладают повышенными содержаниями малых элементов главных петрохимических групп — оксидовой (гранитоидной) и гипербазит-базитовой. Это в свете петрохимической дисперсии кларков приводит к представлению о том, что все сопоставляемые интрузивы возникли за счет расплавов ювенильного происхождения, вероятно, оксидовых дериватов базальтовой магмы. Зафиксированные же резкие вариации главных компонентов в краевых зонах отражают эволюцию расплавов в местных камерах. Принадлежность всех сопоставляемых массивов к группе насильственно внедрившихся послескладчатых интрузивов побуждает высказать и общее предположение, подлежащее проверке, об универсальной или по крайней мере преимущественной базальтоидной природе поздних интрузивов орогенных зон.

При обсуждении разнообразия магматических пород издавна дебатировались и часто противопоставляются друг другу три главные причины — различия родоначальных магм в глубинном источнике, процессы местной (и глубинной) дифференциации и ассимиляции. В аспекте суждения о родоначальных магмах материал настоящего исследования позволил сделать лишь уже высказанное общее предположение о том, что это были оксидовые дериваты базальтовой магмы. Более определенно по приведенным материалам можно утверждать, что противопоставление процессов ассимиляции и дифференциации неоправданно, и они проявляются во взаимодействии. Не повторяя здесь конкретные выводы по отдельным массивам, можно отметить, что альтернативно упоминаемые в литературе для эндоконтактов интрузивов с магнезиально-карбонатными породами базитизация и повышение щелочности в действительности, видимо, представляют две стороны единого процесса. Наиболее существенны для этого утверждения наблюдения в конкретных разрезах через контакты (особенно прикровельные), позволяющие выделять относительно внутреннюю зону базитизации, обусловленную, очевидно, гравитационным оседанием фемических кристаллов, возникших за счет усваиваемых из вмещающей среды MgO и CaO , и внешнюю зону повышенной щелочности. Эта последняя играет, очевидно, роль активной пленки, ассимилирующей основания метакрбонатной толщи. В зависимости от местных условий базитизация и ощелачивание могут проявляться в разных соотношениях. Так, в двух прикровельных разрезах Самарского гранодиоритового массива, отстоящих друг от друга на расстоянии около 1 км, в одном случае краевые сиениты сменяются во внутреннюю сторону диоритами, а в другом — габбро. Напрашивается вывод о более активном поглощении и рассеивании ассимиляционно-базитового вещества в главной массе интрузива в первом случае. При крайней ассимиляции с возникновением резко базитовых пород типа троктолитовых пироксенитов, как это отмечается на Савкинском месторождении, краевая зона (активная пленка) может характеризоваться лишь слабым повышением щелочности, и в остаточном расплаве здесь, видимо, доминировали алюминий и кальций, т.е. мезитовые элементы.

В кровле и в меньшей мере в крутых боковых контактах устанавливается несомненная зависимость явлений ассимиляции от состава непосредственно вмещающих пород. Так, в эндоконтакте с алюмосиликатными роговиками возрастает преимущественно железистость, в контакте с доломитовыми породами — резко проявляется одновременное обогащение Ca и Mg , а в эндоконтакте с мономagneзиальными породами — явно доминирует Mg . Вместе с тем в подошве массивов не удается

фиксировать сколько-нибудь ясных признаков усвоения вещества непосредственно вмещающих пород, и проявляется ритмическая расслоенность, обусловленная гравитационно-кристаллизационной дифференциацией расплава, обогатившегося основаниями, очевидно, в результате ассимиляции в верхних частях интрузива.

Масштабы ассимиляции находятся в видимой зависимости от глубинности становления интрузивов. Так, для субвулканических липаритов Кульдурского месторождения не удалось обнаружить никаких признаков направленного изменения состава в сторону контакта, за исключением слабой послемагматической хлоритизации в зонках порядка долей метра. В остальных интрузивах ассимиляционные краевые зоны имеют мощность в десятки (а возможно и сотни) метров. При этом геологические соображения, облик пород и минеральные парагенезисы в общем позволяют предполагать, что интенсивность ассимиляции возрастала с увеличением глубинности.

Принятая интерпретация краевых зон вступает в резкое противоречие со ставшим теперь уже классическим утверждением Боуэна о невозможности кристаллизации из магмы в результате ассимиляции более базитовых пород, чем исходный расплав. Это мнение, однако, совершенно игнорируется в концепции гранитизации как магматическом замещении, развиваемом Д.С. Коржинским и его школой. Положение об ограничениях ассимиляции зиждется на представлении о магме с ограниченным запасом тепла и о тепловом балансе между ассимиляцией и кристаллизацией вещества исходного расплава. Предполагается при этом исключительная редкость поступления перегретых магм или дополнительного притока тепла в местную камеру. Не вдаваясь в детали обсуждения этого взгляда, можно лишь вспомнить по крайней мере столетнее непрерывное существование лавового озера Ниирагонго при температуре 1100° , что было бы невозможно без притока тепла. Сам по себе крупномасштабный термический метаморфизм с массовой диссоциацией карбонатов на изученных месторождениях — свидетельство выделения огромного количества тепла, вероятно, превышающего теплоту кристаллизации интрузивов. Во всех изученных интрузивах с проявлениями ассимиляции отсутствуют признаки интрателлурической кристаллизации и зоны закалки, а следовательно, и доказательства поступления расплавов в состоянии начавшейся кристаллизации. Таким образом, представляется, что у нас отсутствуют доказательства неперенного ограниченного теплосохранения магматических тел. И, если отказаться от этого тезиса, возникает возможность теоретического рассмотрения постепенного возникновения высокотемпературных краевых зон у относительно "низкотемпературных" (по составу) магматических масс, перегретых или с пополняющимся теплом. Именно в смысле продолжительного выделения тепла сопоставленные массивы и можно рассматривать прежде всего как "открытые системы", в противоположность магматическим массам, поступавшим в состоянии кристаллизации, у которых возникают оторочки закалки. Именно для таких "теплопроводящих" интрузивов вероятно активное химическое взаимодействие с вмещающей средой, прежде всего эндоморфное с поглощением вещества, но также и с образованием скарнов магматической стадии, которые, в частности, предполагаются для описанного в настоящей статье кровельного разреза Помпеевского массива.

Из выдвинутого представления о резко более широком диапазоне ассимилятов, чем это обычно допускается, в свою очередь напрашивается далеко идущее предположение о том, что сложные гранитоидные массивы с краевыми базитовыми телами не всегда представляют собой многофазные интрузивы, возникшие в результате последовательных инъекций все более окситовых порций магмы извне внутрь, а в соответствующих условиях формировались в действительности в результате местного проявления во взаимодействии процессов ассимиляции и дифференциации.

Большинство составов магматических пород краевых ассимиляционно-базитовых зон и родственных даек изученных массивов характерным образом тяготеют к определенным узким интервалам кремнеземистости или простым соотношениям $Al:Ca:Mg$. Эти интервалы кремнеземистости близки к андезитовому и базальтовому минимумам. Иногда устанавливаются серии пород, точно достигающие точек состава встреченных здесь же базальтов последующего магматического цикла. Эти

соотношения, нуждающиеся в дальнейшем исследовании, свидетельствуют, по-видимому, о том, что вариации химизма ассимилятов в пределе регулировались эвтектическими и котектическими составами.

Петрохимические соотношения главных интрузивов и родственных им даек вкуче с петрографическими и геологическими наблюдениями позволяют прямо выделять этапы эволюции расплава в местных камерах, соответствующие моментам проявления поздних подвижек, или глубину проникновения последних в консолидирующиеся краевые зоны интрузивов. Родственные дайки, в разной мере обогащенные веществом остаточного расплава, соответственно в различной мере обладают и собственной ассимиляционной способностью, так или иначе продолжая вариации состава породившего их интрузива или закономерно отклоняясь от них. Таким образом, в большинстве случаев родственные дайки лишь чисто формально можно было бы относить к диасхистовым меланократовым лампрофирам, имея в виду окислительные центральные части интрузивов. В действительности же они практически прямо соответствуют разным их краевым фациям. Вместе с тем в ограниченном количестве непосредственно в краевых зонах массивов установлены резко лейкократовые жильные тела, представляющие обособившиеся остаточные расплавы. Помимо прямых связей в вариациях главных и малых компонентов, в пользу теснейшего родства даек и главных массивов свидетельствует и явная их синхронность. Становление их происходило в "горячих" контактных ореолах, что прежде всего видно по противопоставлению с присутствующими здесь же базальтами с сохранившимся стеклом, явно внедрявшимися резко позднее в холодные породы. Эти соотношения позволяют совершенно иначе расценивать лишенные оторочек долериты субвулканического Кульдурского месторождения, которые, наоборот, внедрялись несомненно в прогретые породы. При отсутствии прямых связей в соотношениях главных компонентов липариты главного штока и дайки долеритов Кульдура сближает присутствие общих базитовых элементов. Все это, вместе взятое, позволяет полагать хотя и несколько более дальнее, но все-таки родство липаритов и долеритов Кульдура, очевидно, поступавших синхронно из одного глубинного базальтоидного очага.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — *Труды ИГЕМ АН СССР*, 1959, вып. 14.
- Казанский Ю.П. Седиментология. — *Труды ИГиГ СО АН СССР*, вып. 294, Новосибирск, "Наука", 1976.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Рехарский В.И., Смолин П.П. О рациональной номенклатуре главных групп магматических пород и характерных для них химических элементов. — *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1975, № 8.
- Смолин П.П. Опыт рациональной классификации метаморфизованных карбонатных пород. — *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1959, № 12.
- Смолин П.П. Связь петрохимической дисперсии кларков с периодической системой элементов. — *Докл. АН СССР*, 1965, 163, № 1.
- Смолин П.П. Эволюция и минеральные фации глубинности контактно-метамagneзиальных пород Хингана, Хабаровский край. — В кн.: *Петрология, МГК; XXIV сесс., докл. сов. геол.* М., "Наука", 1972.
- Смолин П.П. Цветные брусититы и офикальциты — новые пёделовные материалы Дальнего Востока. — В кн.: *Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое*. М., "Наука", 1973.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
- Хуан У.Т. Петрология. М., "Мир", 1965.
- Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., "Наука", 1973.

ТИПЫ ЛИПАРитОВОГО ВУЛКАНИЗМА И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В настоящее время существует две точки зрения о группировке липаритов с другими вулканическими породами. Первая связана с выделением формаций, вторая — ассоциаций вулканических пород. Под формацией понимают комплекс вулканических пород, связанных между собой общностью геологического и тектонического развития. Иногда формационное деление бывает более широким, так как при этом в формацию включают и осадочные породы, тем или иным способом связанные с вулканическими. Мы в данной работе будем говорить только о вулканических формациях. Название формации обычно дают по преобладанию вулканической породы того или иного вида. Например, формации могут быть трапповыми, андезитовыми, трахибазальтовыми и т.д. Образование формации обычно происходит в длительный период времени и охватывает крупные геологические регионы. Пространственно формации могут протягиваться на сотни и тысячи километров.

Как уже только что было упомянуто, наиболее распространенные вулканические формации следующие: трапповая, базальтовая, трахибазальтовая, андезитовая, собственно липаритовая. Название говорит о том, что в пределах данной геологической структуры те или иные породы составляют до 75% общего объема вулканического материала.

Региональные геологические наблюдения показали, что липариты могут быть связаны со всеми перечисленными выше формациями. Обычно количество липаритов (исключая собственно липаритовую формацию) превышает 10–15%.

Из этого следует, что базальтовый, трахибазальтовый, а в равной степени и андезитовый вулканизм на определенной стадии своего развития порождают вулканизм липаритового состава. Следовательно, базальтовые и андезитовые магмы каким-то образом должны быть связаны с липаритовыми магмами.

Региональные исследования также показали, что определенная последовательность вулканизма наблюдается не только в крупных вулканических структурах формационного плана, но и в структурах меньших размеров, которые могут быть названы островными, так как они образуют обособленные комплексы среди однотипных пород. К этому типу можно отнести отдельные структуры Эфиопского нагорья. Для некоторых из них характерна последовательность: трахибазальт — трахит — пантеллерит.

Связь липаритов с вулканизмом иного состава (базальты, андезиты, трахибазальты) прослеживается и на отдельных вулканах. Например, для раннечетвертичного вулкана Сан-Франциско, выделенного А.Н. Заварицким в особый тип, характерны пять последовательных стадий: 1) андезитовые эксплозии, 2) пироксеновые андезиты, 3) роговообманковые дациты (экструзивный купол), 4) рибекитовые риолиты, 5) авгитовые андезиты.

Для вулканической структуры острова Вознесения характерна последовательность: оливиновый базальт — трахит — риолит — обсидиан.

Связь липаритов с другими породами прослеживается и в пределах одного извержения. Например, Гесс с соавторами (Gass, 1963) в районе Сэндвичевых островов наблюдали покров плавающей пемзы, связанной с современным извержением. Про-

тяженность покрова около 60 км. Состав пемзы — липаритовый. Для пемзы характерно резкое преобладание N_2O (4,666) над K_2O (0,67). В пемзе обнаружены ксенолиты базальта, петрохимически близкого данному липариту. В базальте также Na_2O резко преобладает над K_2O . Первый присутствует в количестве 3,48%; второй — 0,33%. Отчетливая геохимическая связь базальтов с риолитами, а также ассоциация их в пределах одного образца свидетельствует о возможной связи липаритовой и базальтовой магм.

Связь между липаритом и породами иного состава: базальт, андезит, трахибазальт наблюдается в явлениях самого низшего порядка, в пределах одного штуфа и одного петрографического шлифа. Например, известны многочисленные описания присутствия гранофирового остатка между зернами в оливиновом базальте трапной формации.

Ассоциация липарита с андезитом обнаружена в образце андезита, взятого в пределах купола Новый, который образовался после взрыва 1955 г. в кальдере вулкана Безымянный (Камчатка) и продолжает экструдировать и в настоящее время. Образец взят из восточного блока андезитового купола. Порода состоит из вкрапленников и основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор) и пироксеном. Основная масса состоит из микролитов пироксена, плагиоклаза и стекла (10–15%).

Химический состав стекла был определен рентгеноспектральным методом и пересчитан на вес.% : SiO_2 — 71,5, Al_2O_3 — 15,5; K_2O — 1,45; Na_2O — 3,00; FeO — 3,73; CaO — 5,55; MgO — 0,16; Сумма — 100,94 (определение выполнено Т.И. Лосевой).

Таким образом, мы показали, что липарит может ассоциировать с базальтами и андезитами на различных уровнях от регионального до микроскопического. Это дает основание предположить, что связь между липаритами и базальтами, липаритами и андезитами является не случайной, чисто пространственной, а закономерной генетической.

Основываясь на этом принципе, мы выделяем следующие постоянно повторяющиеся ассоциации вулканитов с участием липаритов: 1) андезит–липарит, 2) базальт–липарит, 3) трахибазальт–трахит–пантеллерит, 4) гранит–липарит.

Четвертая ассоциация характеризует собственно липаритовую формацию, которая может иметь самостоятельное значение. Рассмотрим эти ассоциации в указанной выше последовательности.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

АССОЦИАЦИЯ АНДЕЗИТ–ЛИПАРИТ

Региональные структуры (зоны, пояса)

Ранее мы отмечали, что в результате региональных исследований было установлено, что проявления липаритов могут быть связаны с андезитовым вулканизмом. Андезитовый вулканизм в региональном масштабе проявляется вдоль окраин подвижных вулканических зон, на границе с континентами. Например, продукты андезитового вулканизма протягиваются вдоль Тихоокеанского побережья, окаймляя его полукольцом с востока и запада. На востоке эта зона проходит вдоль Кордильер, частью ее являются Каскадные горы. Формирование этой формации происходило с раннего эоцена по плиоцен. На востоке Тихоокеанского кольца андезитовый вулканизм проявляется на Камчатке и вдоль западного побережья Курильской гряды.

К этому же типу андезитового вулканизма можно отнести Охотско-Чукотский вулканический пояс, который протягивается вдоль северного побережья Охотского моря и далее в северо-восточном направлении на Чукотку. Образование Охотско-

Чукотского пояса происходило в несколько этапов, тесно связанных между собой. В начальный этап преобладал андезитовый вулканизм, который в последующие периоды сменился липаритовым вулканизмом и извержениями пирокластических потоков. Эволюция вулканизма завершилась общим ослаблением вулканической деятельности и излияниями базальтовых и андезито-базальтовых лав.

Примером развития андезитового вулканизма на Камчатке является деятельность вулкана Безымянный.

Островные структуры

Закарпатье—Токайские горы. В Закарпатье вулканизм охватывает период от эоцена до четвертичного времени. Выделяется три этапа вулканической деятельности. С первым связано формирование андезитового стратовулкана. В результате бурения установлено чередование потоков мощностью 8—10 м с туфами того же состава. Выше андезитов залегают аргиллиты среднего тортона.

С дальнейшим развитием вулканизма (после перерыва) связаны экструзии и липаритовые вулканические конусы. Здесь выделяются два массива липаритов: восточный и западный.

Западный массив представляет собой узкую гряду протяженностью до 10 км. Гряда состоит из гор-куполов, имеющих вид цепочки (с запада на восток): Ардов, Чепка, Шарок, Длинная, Керек. Каждая из гор представляет самостоятельный купол.

Линейная структура гряды позволяет предположить наличие разломов. Купола Ардов, Чепка связаны с разломом северо-западного простирания; Шарок, Длинная, Керек— с разломом субмеридионального простирания. Характерно, что тектонические разломы, с которыми связаны купола, являются наложенными по отношению к андезитовому стратовулкану.

Восточный массив состоит из крупного вулкана, расположенного севернее горы Хаеш, и серии куполов, с экструзией которых связано завершение липаритового вулканизма.

Западнее данного района расположены Токайские горы, которые геологически связаны с Береговским регионом. Токайские горы также представляют холмогорье, протягивающееся на 100 км в субмеридиональном направлении. Андезитовый вулканизм проявился главным образом в образовании экструзивных куполов. Иногда купола морфологически напоминают лакколиты. Нами исследовался андезитовый лакколит восточнее пос. Абаисанто. Лакколит прорывает нижнесарматские глинистые отложения. Кровля сложена туфогенными породами. На контакте с андезитом наблюдается зона пирометаморфизма мощностью 0,5—1,5 м. Непосредственно на контакте залегают стекловатые разновидности, образовавшиеся в результате быстрого остывания расплавленного туфогенного материала.

Липариты образуют экструзивные купола, иногда более сложные вулканические структуры. Например, в окрестностях сел Генц, Телькибания, Палхаза и других экструзивной деятельности предшествовала мощная эксплозия. Мощность туфовых отложений местами достигает 100 м и более.

Восточные Родопы. В Восточных Родобах вулканизм широко проявился в олигоценовое время. Он носил циклический характер. Кислые породы, как правило, связаны с завершающей фазой вулканизма. С липаритовым вулканизмом связано образование крупных липаритовых вулканов и экструзивных куполов. Вулканический аппарат центрального типа изучался нами в районе Кырджали, где в основании вулканического комплекса залегают туфы, выше расположена серия вулканических потоков. Вулканическая деятельность завершилась экструзией кислого состава (вулкан Перперек). Экструзивные купола расположены в районе с. Джебел и Голобрадово. В периферической части куполов широко развиты стекловатые разновидности.

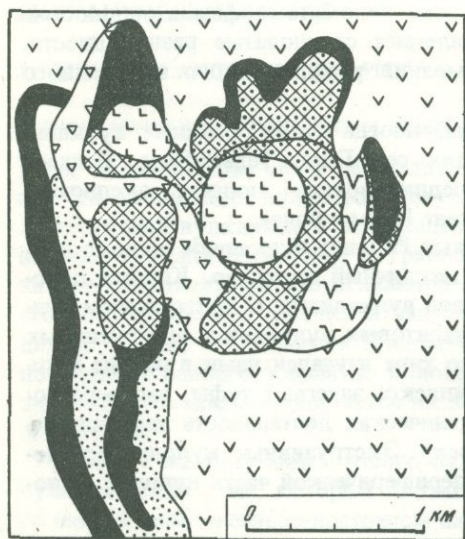
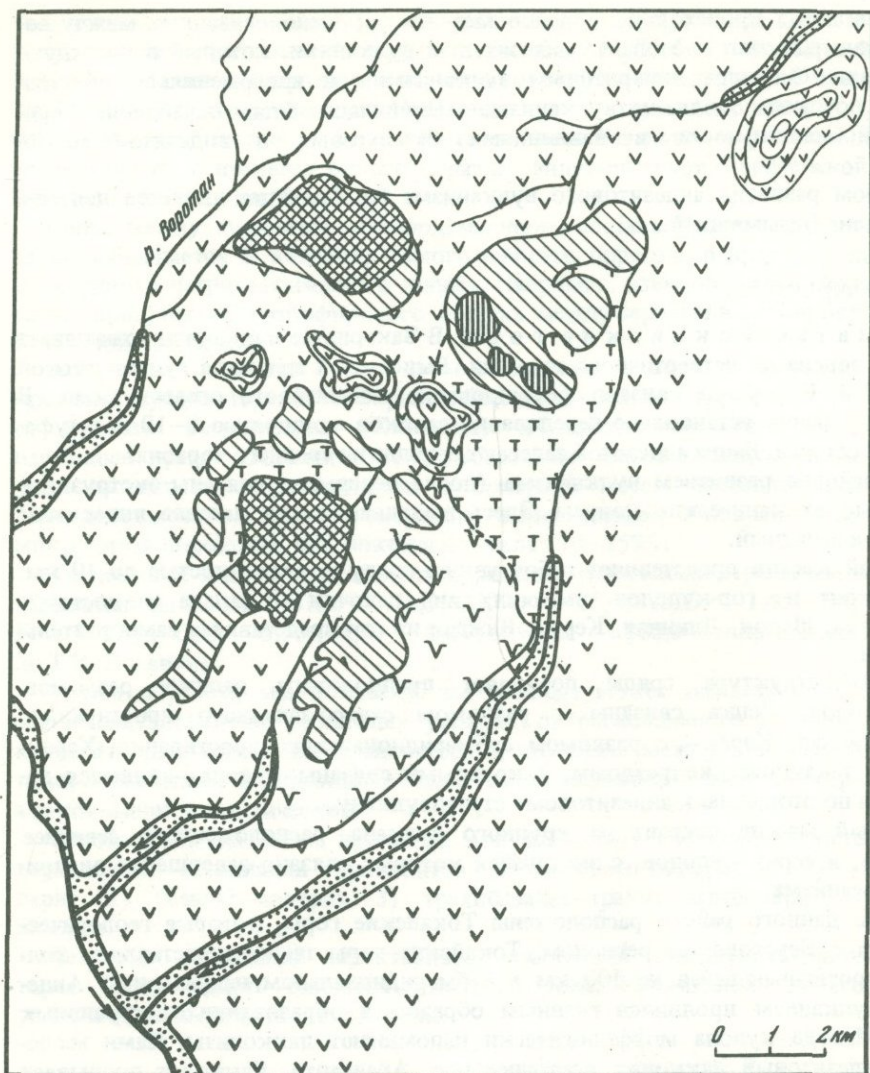


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верхьев р. Воротан

1 – аллювиальные отложения, 2 – четвертичные базальты, 3 – четвертичные вулканы с базальтовыми лавами, 4 – вулканические тела, сложные липаритами, 5 – туфы кислого состава, 6 – стратовулканы и эффузивные тела дацитового состава, 7 – экструзивы, сложенные лавами дацитового состава, 8 – диабазы, измененные долериты

Рис. 2. Схематическая геологическая карта вулканического комплекса Большой Давагез

1 – аллювиальные отложения, 2 – четвертичные базальты, 3 – стекловатые породы: обсидианы, перлиты; 4 – обсидианы, 5 – липариты, 6 – вулканическая брекчия, 7 – дацит древнего вулканического аппарата

З а к а в к а з ь е (Карабахское нагорье, верховье рек Воротан—Тертер). Начало вулканической деятельности связано с верхним мелом. Верхнемеловые эффузивы представлены сильно измененными базальтами, затем был перерыв в вулканической деятельности (по А.И. Мамедову и М.А. Кашкаю).

Новый этап вулканизма связан с верхнетретичным периодом. Он начался формированием крупных андезитовых вулканов. В основании андезитовой вулканогенной толщи залегает туф. Выше расположены андезитовые потоки. Остатки андезитовых вулканов хорошо сохранились в виде полукольцевых структур и кальдер. В верховьях р. Туляр (правый приток р. Воротан) нами изучалась полукольцевая вулканическая структура, диаметр которой достигает 5 км. Среди продуктов извержения преобладают лавовые образования. Они представлены крупнопорфировыми андезитами. Андезитовая толща, образующая склоны стратовулкана, прорвана многочисленными более кислыми экструзиями дацитового состава, среди которых встречаются стекловатые разновидности.

Остатки крупного андезитового вулкана расположены также в 5—6 км к юго-западу в районе урочища Базенк. Вулкан сильно разрушен последующим взрывом и представляет подковообразную структуру, открытую в юго-западном направлении. Андезитовый этап вулканизма завершился излиянием дацитовых лав, которые образовали потоки протяженностью 3,5 км.

Крупнопорфировые андезиты залегают также в основании другого липаритового вулкана, расположенного в верховьях р. Воротан.

Липаритовому вулканизму предшествовали мощные эксплозии. Продукты эксплозивной деятельности представлены туфом. Мощность туфовой толщи, вероятно, составляет не менее 200—300 м. Отложения липаритового туфа покрывают пространство между андезитовым вулканом верховьев рек Туляр — Базенк и Давагез (рис. 1).

С этим этапом эксплозивной деятельности, очевидно, связано образование гигантских кальдер взрыва, в центральной части которых позднее начиналось развитие липаритовых вулканов.

Рассмотрим последовательность развития липаритового вулканизма на примере раннечетвертичного вулкана Большой Давагез. В первую стадию происходило излияние кислых лав с довольно высоким содержанием воды. В результате эффузивной деятельности образовался поток протяженностью до 2,5 км. Определения показали, что содержание воды в стекле перлитового типа достигает 3—3,5 вес. %.

Во вторую стадию эффузивная деятельность продолжалась, но потоки, как правило, имели меньшую протяженность, а лавы, вероятно, отличались несколько меньшим содержанием летучих и, в частности, воды. Об этом свидетельствует довольно значительная примесь обсидиана. В потоках мощностью до 10—12 м мощность зоны обсидиана достигает 5—8 м. В третью стадию происходило излияние коротких потоков, причем в продуктах извержения резко преобладали лавы с низким содержанием воды, порядка 10 вес. %. Извержение завершилось образованием главного экструзивного купола и целого ряда побочных экструзивных куполов, сложенных обсидианом. Содержание воды в обсидиане составляет десятые доли процента (рис. 2).

Для комплекса Базенк характерно преобладание экструзивной деятельности. Эффузивная стадия, по-видимому, была развита весьма незначительно. Среди экструзивных образований также преобладают лавы с низким содержанием воды. Они представлены главным образом обсидианом.

В формировании комплекса Кечалдаг также можно выделить несколько стадий. В первую стадию изливались лавы, образовавшие потоки протяженностью 1—3 км. В верхней части этих потоков залегают пемзовидные стекла, содержащие до 3—4 вес. % воды. В завершающую стадию сформировался купол Кечалдаг. Он сложен главным образом обсидианами, т.е. стеклом с низким содержанием воды.

Следует подчеркнуть, что содержание воды в неизмененных стеклах не совсем точно отражает содержание воды в первичном расплаве или лаве. Это подтверждает

ется тем, что обсидианы данного купола пористые. Размер пор и пустот достигает соответственно 0,5–5 см. Края пустот покрыты коркой кварц-полевошпатового состава. Характерно, что центры кристаллизации расположены не на поверхности стекла (не на внутренней поверхности корки), а на внешней. По-видимому, эта корка представляет собой продукт закалки минерализованного пара.

АССОЦИАЦИЯ БАЗАЛЬТ–ЛИПАРИТ

Существование ассоциации базальт–липарит подтверждается в работах многих авторов на примерах развития вулканизма как регионального, так и локального характера.

Д.С. Штейнберг на примере развития вулканизма Урала неоднократно подчеркивал существование контрастных формаций, в которых преобладающими разновидностями являются базальт, липарито-дацит и липарит. Средние по составу породы составляют незначительную часть разреза.

И.А. Буриковой был описан разрез контрастной базальт-липаритовой формации в пределах Магнитогорского мегасинклиория. По ее данным, кислые вулканические породы составляют 10–20% общего количества вулканического материала. Кислые породы распространены в средней и верхней частях разреза и отсутствуют в его основании. В некоторых частях разреза наблюдается чередование липаритов и базальтов. Ассоциация липаритов и базальтов с кремнистыми породами свидетельствует о формировании вулканогенной толщи в морских условиях и о большой роли подводного вулканизма.

К а м ч а т к а (Срединный хребт). Ассоциация базальт–липарит весьма характерна для Срединного хребта п-ва Камчатка. На юге Камчатского п-ва, в районе оз. Начикинского известны липаритовые купола, расположенные на склонах крупного андезито-базальтового вулкана; севернее г. Мильково, на склонах крупного четвертичного вулкана Алней, в верховьях р. Калгауч и др.

Нами изучались липариты, расположенные на северо-восточном склоне вулкана Алней. В районе месторождения осевая часть Срединного хребта сложена преимущественно вулканическими породами четвертичного возраста. Как уже было отмечено, вулкан Алней находится в осевой части Срединного хребта. Постройка вулкана сильно разрушена и в настоящее время представляет собой сочетание радиально-расходящихся от вершины системы плоских останцов и узких гребней.

Алней — типичный слоистый лавовый вулкан. Пирокластические образования в его строении играют незначительную роль. Диаметр основания превышает 30 км. В основании вулкана залегают андезито-базальты и базальты (мощность 100–150 м), выше андезиты и андезито-дациты с прослоями пирокластических пород (мощность около 500 м). Верхняя часть конуса сложена андезито-дацитами и непосредственно на вершине вулкана наблюдается базальтовый шлаковый конус. На склонах вулкана Алней хорошо заметны несколько паразитических конусов (использованы материалы геологов ВАГТ).

Кислые породы образуют систему потоков и куполов на южном и северо-восточном склонах Алнея. Нами изучались кислые породы северо-восточного склона.

В плане комплекс имеет весьма неправильную форму (рис. 3). От сравнительно изометричного главного тела в юго-восточном и северо-восточном направлениях отходят узкие языки. Северо-западная часть комплекса перекрыта более поздними андезито-базальтами, спускающимися со склонов Алнея. В пределах рассматриваемого комплекса можно выделить один лавовый поток и два небольших по размеру экструзива. Центр, из которого излился поток, вероятно, расположен гипсометрически выше к северо-западу от главного тела и перекрыт более поздними лавами андезито-базальтового состава.

Длина лавового потока достигает 1500 м, ширина в среднем составляет около 500 м. В северо-западной части поверхность потока имеет характер слабо всхолмленного плато, в юго-восточной — относительно узкого гребня. Мощность потока око-

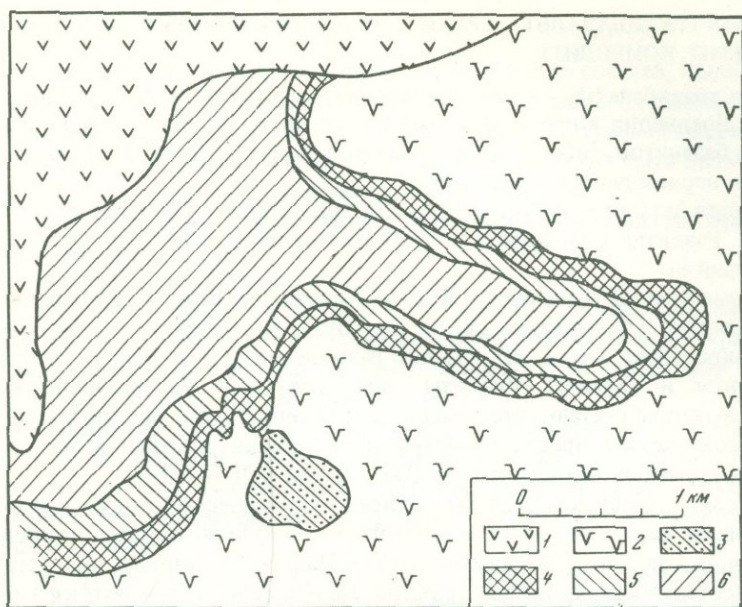


Рис. 3. Схематическая геологическая карта вулканического комплекса северо-восточного склона вулкана Алней

1 – базальт, 2 – андезит-базальт, 3 – стекло, содержащее 1,5% H_2O , 4 – обсидиан основания вулканического тела, 5 – перлит-обсидиан, 6 – перлит

до 60–70 м. По вертикали поток имеет отчетливое зональное строение, хорошо заметное на обрывистых склонах. Верхние 20–25 м сложены белым пемзовидным перлитом, содержащим 1,5–2% воды. Ниже залегает темно-серый обсидиан, стекло которого содержит до 0,6% воды. Мощность этой зоны около 20 м. Нижние 20–25 м представлены брекчиевидным более светлым обсидианом, содержащим не более 0,2–0,3% воды.

Таким образом, в потоке снизу вверх возрастает содержание воды – от 0,2 до 1,5–2%. Переходы между разновидностями с разным содержанием воды – постепенные. Контакты между ними ориентированы горизонтально или слабо наклонно. Среднее содержание воды в потоке составляет 0,8%. Характерно, что во вкраплениях в обсидиане присутствует биотит. В последнее время нашими экспериментами было показано, что кристаллизация биотита из расплава, ненасыщенного водой, начинается при 3% H_2O . Следовательно, можно предположить, что данное стекло характеризует значительно дегазированный вулканический расплав.

Экструзивные купола расположены вблизи окраины потока. Их высота от основания не превышает 100–150 м. Один из них состоит целиком из обсидиана, другой – стекловатой породы, переходной между перлитом и обсидианом.

Остров Кейп-Бретон, Канада. Р. Уайбом (Wibe, 1972) описана сложная дайка, состоящая из подушкообразных и линзовидных тел оливиновых толеитов, сцементированных лейкократовым биотитовым адамеллитом. Базальты обогащены K и Rb и обеднены Na, Ca, Sr. Граниты обогащены Ca, Sr, Na и обеднены K и Rb.

В пределах Декканского плато и других районах описаны дайки, краевые части которых сложены основным стеклом, а центральные кислым.

Известен случай, когда Фудзияма (извержение 1707 г.) почти одновременно извергала из одного кратера кислые пемзы, а из другого – пепел основного состава. Состав пемз – 68% SiO_2 , продуктов основного состава – 51% (Лучецкий, 1967).

АССОЦИАЦИЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ – ТРАХИТ – ЩЕЛОЧНОЙ ЛИПАРИТ
(ПАНТЕЛЛЕРИТ, КОМЕНДИТ)

Ассоциация трахибазальт – трахит – липарит известна во многих районах мира. Например, в Шотландии в пределах базальтового плато описаны дайки, состоящие из тешенитов, базанитов, рибекитовых фельзитов. Формирование этой дайковой серии относится к верхам девона – карбону.

Ассоциация базальт – трахит – трахиандезит – риолит характерна для Эфиопского нагорья. Развитие вулканизма в этом районе происходило в период с верхнего мела по палеоген.

Некоторые авторы выделяют в Южной Аравии так называемую аденскую свиту щелочных пород. Образование свиты связано с вулканическими центрами, которые сформировались 5 млн. лет назад. В разрезе свиты преобладают трахибазальты, трахиандезиты и трахиты. Риолиты присутствуют в подчиненном количестве. К. Кокс и соавторы считают, что липариты этой серии связаны с магматическим очагом, расположенным в пределах мантии. По их мнению, признаком мантийного происхождения является отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,704–0,706.

Дж. Гибсоном (Gibson, 1972) был описан вулканический конус, с которым связаны щелочные липариты пантеллеритового типа. Вулкан Фантале расположен у северного конца Главного Эфиопского рифта. Наиболее ранними продуктами вулканической деятельности являются трахиты. Наиболее молодые потоки главного конуса представлены пантеллеритами. После излияния щелочно-липаритовых лав произошел взрыв и образование кальдеры. Завершился цикл извержением трахитовых лав. Автор считает, что пантеллеритовый расплав образовался за счет фракционирования трахитовой магмы.

Восточно-Забайкальская провинция. Липариты повышенной щелочности изучались нами в пределах Мухор-Талинской впадины. В пределах этого района широко развиты трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и липариты повышенной щелочности (сумма $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8,5$), с преобладанием калия над натрием. Учитывая последние данные о возрасте пород этого района, породы вулканогенной толщи можно датировать средней юрой – верхним мелом. Впервые разрез этой свиты был описан А.А. Арсеньевым и Е.А. Нечаевой (1951). В основании свиты залегают оливиновые базальты и андезитово-базальты с маломощными прослоями туфа того же состава. Выше залегают трахибазальты и трахиандезиты. В южной части района трахиандезиты образуют небольшую экстрезию, краевые части которой представлены стеклом также трахиандезитового состава. Выше по разрезу залегают трахиты. Местами все породы этого комплекса прорваны дайками ортофиринов и грорурдитов.

Далее в вулканизме этого района наблюдался некоторый перерыв. Выше щелочных эффузивов основного и среднего состава залегают относительно маломощная свита вулканогенно-осадочных пород. Общая мощность этой свиты порядка 60–80 м. В ее основании залегают конгломераты, выше туффиты, еще выше белые фарфоровидные туффиты с прослоями монтмориллонитовых глин. В верхах толщи залегают измененные агломератовые или крупнообломочные туфы, которые свидетельствуют о начале нового этапа вулканической деятельности.

По данным Н.Я. Волянюка, в пределах Мухор-Талипской депрессии выделяется крупный вулканический аппарат и серия относительно небольших экстрезивных куполов. Нами исследовался южный собственно Мухор-Талинский экстрезивный купол. В плане он имеет овальную форму. Площадь его составляет примерно 0,4–0,5 км². Центральная неоконечная зона сложена тонкополосчатым розовым щелочным липаритом. Липаритовое ядро окружено стекловатыми разновидностями пород того же состава. В южном направлении купол переходит в небольшой поток. Через западную часть купола проходит тектоническая зона, вдоль которой залегают так называемые ортофиры. Ортофиры (трахиты) прорывают вулканические стекла липаритового состава. На контакте дайки ортофиринов с перлитами нами наблюдались измененные (ороговикованные) разновидности стекол.

Таким образом, развитие вулканизма происходило следующим образом: трахибазальт – трахит (трахиандезит) – щелочной липарит – ортофир.

Комплекс липаритов, не связанных с вулканизмом иного состава, выделялся сравнительно давно многими авторами в собственно липаритовую формацию. Комплекс липаритов обычно связан с крупными складчатыми структурами, например Уральской, Центрально-Казахстанской и др. Соответственно может быть выделена уральская липаритовая формация, центрально-казахстанская и т.п.

Обычно липаритовый вулканизм этого типа оказывается комагматичным гранитному магматизму.

Рассмотрим некоторые характерные примеры.

Центрально-Уральское поднятие. В пределах Центрально-Уральского поднятия И.Л. Лучининым выделяется нижнепалеозойская липаритовая формация. Породы этой формации широко распространены на территории от Нязепетровска (к югу от Свердловска) до хр. Пай-Хой.

В основании липаритового комплекса залегают несколько различающиеся в возрастном отношении нижнепалеозойские породы: нижнего, среднего, верхнего ордовика, верхнего кембрия. Таким образом, Уральская геосинклиналь разбивается на блоки поперечными разломами. Каждому блоку соответствует определенный горизонт базальных слоев.

В пределах указанной полосы выделяются следующие типы экструзивно-эффузивных образований. 1. Жерловые фации липаритового комплекса. Они прорывают вулканогенно-осадочную складчатую толщу от венда до нижнего кембрия. 2. Вулканические покровы этого комплекса с угловым несогласием залегают на вулканогенно-осадочных породах нижележащей свиты. 3. Экструзивные купола отмечены на всем протяжении Центрально-Уральской зоны от Полярного до Среднего (Уфимский амфитеатр) Урала.

Как было отмечено выше, липаритовому вулканизму соответствует гранитоидный магматизм. Среди гранитоидов выделяются массивы разных размеров и разного относительного возраста. По размеру могут быть выделены все разновидности от мелких тел до крупных батолитов. Комагматичность липаритов и гранитов доказывается целым рядом признаков: химическим составом, геохимической общностью, металлогенетической специализацией.

Закавказье. Комплекс Артени. Одним из признаков собственно липаритовой ассоциации является отсутствие геологической связи между липаритами и вулканитами другого состава: базальт, андезит и т.п. Собственно липаритовый вулканизм может проявляться как в пределах крупных геолого-структурных регионов, так и в пределах локальных структур, т.е., по-видимому, может носить островной характер. Примером такой островной структуры является комплекс Артени, расположенный в юго-западной Армении.

Массив Артени занимает площадь свыше 25 км². Он имеет неправильную несколько вытянутую в субмеридиональном направлении форму. В северо-восточной части комплекса расположен вулканический центр, имеющий форму конусообразной вершины.

По-видимому, положение центра неоднократно менялось. Между вершинами Большого и Малого Артени имеется воронкообразная котловина, вокруг которой концентрируются пемзовые отложения и от которой отходят наиболее четко выраженные и крупные потоки липаритов. По обеим сторонам этой котловины расположены две крупные экструзии: собственно вершины Большого и Малого Артени.

Мы предполагаем, что первоначально кратер существовал в районе этой котловины, которую рассматриваем как древний засыпанный последующими отложениями кратер.

Первые стадии извержения носили эксплозивный характер. Об этом свидетельствует мощная пемзовая толща, породы которой окаймляют кратерную зону. Пемзовые отложения развиты также севернее этого комплекса, образуя вал высотой до 50 м. В настоящее время эти пемзы разрабатываются. Из этого кратера, по-видимо-

му, происходило изливание нескольких наиболее мощных и протяженных потоков. Наиболее крупный из них протягивается в юго-западном направлении на 7,5–8 км. Он сложен слабо пористым вулканическим стеклом, содержащим 3,5–3,7% воды. В основании потока залегают обсидианы, которые имеют вид сравнительно маломощной зоны порядка 2–10 м. Общая мощность потока колеблется от 50 до 90 м.

По-видимому, после некоторого перерыва возникли два новых центра, с которыми связаны экструзивы Большого и Малого Артени. Главный экструзив имеет следующее строение: в основании залегают рыхлые отложения мощностью до 100 м.

Вероятно, их образование связано с извержениями первого кратера. Выше залегают плотно сцементированные породы туфового облика и еще выше лавобрекчи. Общая мощность этих пород около 100–160 м. Вершина увенчана двумя выступами: один носит характер кольцевой дайки, другой – центрального некка. Он расположен внутри кольцевой структуры. Данная экструзия, вероятно, относится к полигенной. Вначале по кольцевому разлому внедрились лавы, образовавшие кольцевую дайку, затем произошла экструзия в центре кольцевого выступа.

Экструзив Малой Артени сложен липаритами. Он имеет морфологию пологой куполообразной возвышенности. Вулканическая деятельность в пределах этой структуры завершилась изливаниями кислых лав, при застывании образовавших липариты.

Таким образом, развитие вулканизма при формировании комплекса Артени происходило в несколько стадий:

1. Эксплозивная деятельность.
2. Эффузивная стадия. Вначале изливались лавы, обогащенные водой до 3–4%, затем продолжалась эффузивная деятельность с изливанием лавы с более низким содержанием воды (в строении потоков резко возрастает роль обсидиана) порядка 2–2,5%.
3. Эксплозивная стадия, в результате которой разрушается главная постройка вулкана. Сохранилась только ее северная стенка в районе главной вершины Большого Артени.
4. Экструзивная деятельность с образованием куполов, кольцевых даек и т.п.
5. Эффузивная стадия. Эта последняя стадия проявилась очень слабо. С ней связан один поток липаритов, ответвляющийся от главной вершины.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЛИПАРИТОВ РАЗНЫХ АССОЦИАЦИЙ

АССОЦИАЦИЯ АНДЕЗИТ – ЛИПАРИТ

Ранее мы отмечали широкое развитие липаритовых образований, связанных с андезитовым вулканизмом. Прежде чем рассматривать общие петрохимические черты, следует подчеркнуть, что такая общность возможна только у части липаритов, которые являются производными андезитового вулканического очага. Существует, вероятно, большая группа липаритов, пространственно связанных с андезитами, для которых андезитовая магма играла роль мобилизующего фактора, такие липариты могут и не иметь петрохимического родства с андезитами.

Рассмотрим те липариты, связь которых с андезитами нам кажется несомненной (табл. 1).

Сравнение химических анализов показывает, что те липариты, которые не имели отклонения в сторону щелочных пород (обр. 4), имеют общие черты. Во-первых, сравнительно высокое содержание CaO и Al_2O_3 , во-вторых, низкое содержание K_2O и резкое преобладание Na_2O над K_2O .

Сравнение анализов 1 и 2 показывает, что кристаллизационная дифференция сопровождается накоплением в остатке щелочей и кремнезема. Остаточное стекло в

Таблица 1

Химический состав пород ассоциации андезит – липарит (вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,44	71,5	72,00	71,24	59,40	66,10
TiO ₂	0,73	Не опр.	0,18	Не опр.	0,69	0,64
Al ₂ O ₃	18,16	15,50	14,03	13,01	16,98	14,92
Fe ₂ O ₃	4,48	Не опр.	0,98	0,75	4,34	2,67
FeO	2,90	3,73	0,74	Не опр.	3,91	3,65
MnO	0,15	Не опр.	–	0,46	0,18	0,18
MgO	3,34	0,16	0,27	0,28	2,70	1,40
CaO	7,04	5,55	1,90	1,55	6,60	4,64
Na ₂ O	3,36	3,00	3,30	4,21	3,99	4,49
K ₂ O	1,12	1,45	2,47	5,71	1,77	1,73
SO ₃	0,00	Не опр.	Сл.	–	–	0,02
H ₂ O ⁻	0,20	”	0,40	Не опр.	0,04	0,04
H ₂ O ⁺	0,13	Не опр.	3,78	”	0,27	0,20
CO ₂	0,10	”	Не опр.	”	–	–
P ₂ O ₅	0,21	”	–	0,05	0,04	0,03
Сумма	100,36	100,94	100,05	100,40		

1 – андезит вулкана Безымянный, обр. 15–71, аналитик Л.П. Некрасова; 2 – липарит, vyplняющий пространство в интерстициях между кристаллами пироксена и плагиоклаза, обр. 15–71, определение сделано на микроанализаторе Т.И. Лосевой; 3 – стекловатый липарит горы Ардов, по Ткачуку и др., 1949; 4 – гиалолипарит, горы Базенк, по С.Г. Каралетяну, 1972; 5 – андезит вулкана Заварицкого; 6 – дацит того же вулкана извержения 1957 г.

андезите, вероятно, отличается невысоким содержанием воды, не свыше 1%. Это легко объясняется особенностями дегазации. Образец в момент его отбора имел повышенную температуру порядка 70–80°. Тот факт, что остаток застыл в виде стекла, свидетельствует о том, что температура в конце кристаллизационного процесса была порядка 850°.

Для липаритового остатка также характерно высокое содержание железа. Повышенное содержание железа следует отметить во всех липаритах, так или иначе связанных с андезитами.

Характерно, что вулканические стекла из липаритовых комплексов андезитовой ассоциации отличаются повышенным содержанием воды (имеются в виду вулканические стекла, не измененные вторичными процессами).

Например, содержание воды в потоках первых фаз может достигать 2,5–3,5%. Иногда с первыми фазами извержения связаны липариты с вкрапленниками биотита. Липаритовые магмы более поздних фаз могут содержать весьма незначительные количества воды.

Дифференциация типа вулкана Безымянный, вероятно, происходила на вулкане Заварицкого на о-ве Симушир. В табл. 1 (анализы 5 и 6) приводятся составы вулканических пород, слагающих сомму вулкана Заварицкого и современный купол, образовавшийся при извержении 1957 г. Преобладающими продуктами извержения, образующими главную часть вулканической постройки, являются андезиты (анализ 5). С последней фазой извержения 1957 г. связан экструзив, сложенный дацитом. Состав дацита представлен анализом 6.

Сравнивая анализы 1 и 2, 5 и 6, мы видим, что в обоих случаях дифференциация протекает по единой схеме. Остаточные расплавы обогащаются кремнеземом. Однако для них характерно повышенное содержание кальция, железа и глинозема. На этом основании можно сказать, что дацит кальдеры Заварицкого имеет такое же происхождение, как и дериват-липарит вулкана Безымянный.

Для высококальциевых липаритов, связанных с андезитами, характерны специфические минералы-вкрапленники. Например, для целой серии экструзивных куполов Западного липаритового массива Закарпатья характерна ассоциация: гиперстен + плагиоклаз + кварц, для липаритов Рокосово, Закарпатье, также связанных с андезитами: гиперстен + роговая обманка + плагиоклаз; для липаритов островов Новой Зеландии: плагиоклаз + гиперстен.

Кроме этих весьма распространенных ассоциаций встречаются также ассоциации с участием биотита. По-видимому, образование биотита происходило в водосодержащих магмах.

Однако содержание вкрапленников, как правило, невелико: 5–10, реже 15%. Встречаются также вулканические комплексы, липариты и вулканические стекла которых не содержат вкрапленники.

Все эти факты свидетельствуют о различном содержании воды в магме, различной глубине вулканического очага и температуре лавы.

АССОЦИАЦИЯ БАЗАЛЬТ–ЛИПАРИТ

Существует группа липаритов, которая определенным образом петрохимически связана с базальтовыми сериями. Наиболее отчетливо эта связь проявляется в существенно натровых сериях базальт – липарит (табл.2)

В табл. 2 мы сравниваем две группы образцов: ан.1 и ан.2 характеризуют неизменные современные образования вулканического происхождения, ан. 3 и ан. 4 – вулканические породы натровой серии Уральского типа, характерные для так называемых контрастных формаций.

Условия залегания натровых пемз описывались ранее. Стекло пемз не изменено вторичными процессами, поэтому предположить существование натрового метасоматоза в данном случае невозможно. Для липаритов, современных и древних, характерны следующие близкие петрохимические черты: относительно низкое содержание глинозема, повышенные железистость и магнезиальность, низкие содержания K_2O . Относительно высокие содержания воды в пемзе могут быть связаны с процессом вторичной гидратации в условиях морского бассейна.

Таблица 2

Химические составы пород ассоциации базальт – липарит

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	58,14	73,04	55,75	75,45
TiO_2	0,81	0,30	1,86	0,17
Al_2O_3	15,19	13,61	13,29	13,11
Fe_2O_3	2,95	0,19	0,88	1,14
FeO	5,99	2,13	8,46	0,66
MnO	0,10	0,08	0,23	0,29
MgO	3,77	0,50	1,80	0,34
CaO	8,05	3,25	6,85	0,83
Na_2O	3,48	4,66	4,07	5,88
K_2O	0,67	0,33	0,37	1,26
H_2O^+	1,04	1,31	3,15	1,50
H_2O^-	0,04			
P_2O_5	0,12	–	0,19	0,15
Сумма	100,12	100,13		

1 – андезито-базальт Сэндвичевых островов (ксенолит в пемзе); 2 – пемзовый липарит Сэндвичевых островов; 3 – спилит, по Уэлсу, 1923; кварцевый кератофир, по Заварицкому, 1954; 1–2 – анализы Гесса (Gass, 1963).

Для отнесения липаритов к ассоциации базальт – липарит, с нашей точки зрения, наиболее важно учитывать следующие особенности химизма: резкое преобладание натрия над калием, повышенные содержания железа и магния. Аналогичные особенности химизма отмечали и многие исследователи, изучавшие контрастные формации Урала, например диабаз-альбитофировую (Бурикова, 1974). Однако некоторые из этих исследователей считают, что отмеченные особенности химизма связаны с натровым метасоматозом.

Содержание минералов-вкрапленников в липаритах базальтовой ассоциации может быть различным. Встречаются липариты, содержащие 5–10 и 20% вкрапленников, однако нередко разновидности, в которых содержание вкрапленников достигает 20%.

Для липаритов этого типа весьма характерна ассоциация: ромбический пироксен – плагиоклаз (пемза Сэндвичевых островов), для кварцевых кератофилов и кварцевых альбитофилов – кварц + натровый щелочной полевоид (альбит). Нами исследовались липариты, связанные с комплексом вулкана Алней, для которых характерна ассоциация: плагиоклаз + амфибол + биотит.

Таким образом, можно предположить, что в липаритовых магмах, которые рассматриваются как производные базальтовых магм, содержания воды могут быть различными: от десятых долей процента до 3% и выше. Однако наиболее общие и часто встречающиеся случаи свидетельствуют о среднем содержании воды в остаточных стеклах порядка 0,8–1,5%, что несколько ниже, чем в магмах, связанных с андезитовыми комплексами.

Можно предположить, что базальтовые магмы, порождающие кислые расплавы, были более глубинными, поэтому и меньше содержание воды в дифференциатах.

АССОЦИАЦИЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ – ЛИПАРИТ (ПАНТЕЛЛЕРИТ)

Для ассоциации трахибазальт – липарит петрохимическое родство может быть установлено наиболее однозначно.

Липариты и комендиты из различных районов характеризуются однозначными признаками. Для сравнения рассмотрим несколько химических анализов пантеллеритов (табл. 3).

Обр. 1 и 2 характеризуют две породы, которым приписывается петрохимическая связь.

По-видимому, можно считать, что эти образования комагматичны. Следует отметить, что для той другой разновидности характерно высокое содержание калия, т.е. калиевая специализация здесь очевидна.

Пантеллерит с о-ва Пантеллерия несколько отличается по составу. Для него характерно преобладание натрия. Необходимо подчеркнуть, что щелочные базальты

Таблица 3

Химический состав пород ассоциации трахибазальт – пантеллерит (комендит)

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	50,38	69,39	69,56	73,10
TiO ₂	0,80	0,12	0,47	0,12
Al ₂ O ₃	16,72	13,69	11,27	11,81
Fe ₂ O ₃	5,09	1,2	1,87	0,66
FeO	5,65	0,38	4,18	0,55
MnO	0,04	Не опр.	0,28	0,08
MgO	4,03	0,19	–	0,40
CaO	6,70	1,14	0,44	0,87
Na ₂ O	3,75	3,03	6,28	3,62
K ₂ O	3,18	4,65	4,60	3,77
H ₂ O ⁺	1,44	5,18	0,13	4,86

Таблица 3 (окончание)

Компонент	1	2	3	4
H ₂ O ⁻	1,83	1,37	0,02	0,04
CO ₂	—	—	0,12	—
P ₂ O ₅	—	—	0,10	—
SO ₃	—	—	0,06	0,04
Cl, раст. в H ₂ O	—	—	0,01	—
Cl, не раст. в H ₂ O	—	—	0,37	—
С у м м а	99,61	100,34	99,90	99,83

1 — трахибазальт, Мухор-Тала, Восточное Забайкалье; 2 — щелочной липарит, Мухор-Тала, Восточное Забайкалье; 3 — пантеллерит, о-в Пантеллерия, по Э. Цайсу (Zies, 1960); 4 — щелочной гиалолипарит, гора Ташкескен, ТаджССР, по Г.Г. Грушкину (1963).

этого района отличаются близким составом. Оценку содержания воды в магме, на основании данных о составе щелочных стекол, сделать нельзя, так как имеющиеся в нашем распоряжении разновидности подвергались вторичным гидротермальным процессам. Высокие содержания воды здесь могут быть связаны с вхождением воды в твердое стекло.

АССОЦИАЦИЯ ГРАНИТ — ЛИПАРИТ

Мы не располагаем сколько-нибудь конкретными сведениями о составе липаритов, связанных с палингенным плавлением пород коры. Нам представляется, что основным признаком этих пород следует считать близость к составу тройной эвтектики *Ор-Аб-Кв*. Кроме того, эти липариты должны отличаться низкими содержаниями железа и магния. Рассмотрим некоторые примеры (табл. 4).

Рассмотренные нами примеры обсидианов (см. табл. 4) характеризуются низким содержанием железа, магния. В координатах *Ор-Аб-Ан* эти составы попадают в район, близкий линии *Ор-Аб* вблизи проекции точки тройной эвтектики.

В липаритах подобного состава иногда наблюдается сравнительно редкий для эффузивов парагенезис вкрапленников: щелочной полевой шпат — кислый плагиоклаз — кварц.

Очень часто встречаются ассоциации вкрапленников с участием железистого биотита.

Таблица 4

Химический состав пород ассоциации гранит — липарит

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO ₂	75,79	75,30	MgO	0,07	0,06
TiO ₂	0,08	0,08	CaO	1,60	1,76
Al ₂ O ₃	12,69	12,95	Na ₂ O	4,21	4,11
Fe ₂ O ₃	0,42	0,66	K ₂ O	4,54	4,56
FeO	0,66	0,60	H ₂ O ⁻	—	0,12
MnO	0,08	0,07	H ₂ O ⁺	0,34	0,16
			С у м м а	100,48	100,36

1 — липарит вулкана Атис, Закавказье; 2 — обсидиан Артени, Закавказье (аналитик Т.И. Басалаева).

Содержание воды в стеклах, связанных с комплексами предположительно этого типа, обычно несколько выше, чем во всех рассмотренных случаях. Например, для комплекса Артени характерно среднее содержание воды 2,5–3%. По-видимому, первоначально оно могло быть несколько выше, порядка 4–5%. Следовательно, магмы этого типа следует отнести к наиболее обогащенным летучим и, в частности водой.

Кроме Артени к образованиям этого типа можно отнести липариты и связанные с ними стекла Центрального Казахстана.

Геохимически липариты этих ассоциаций должны быть обогащены элементами, характерными для гранитоидов: оловом, цирконием, стронцием, бором. В породах Артени содержание олова составляет 0,03%, циркония — 0,008%, бария — 0,02%. Никель и кобальт отсутствуют.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ТИПЫ МАГМ

Анализ материала, приведенного при рассмотрении ассоциаций вулканических пород, позволяет сделать вывод о существовании двух типов магм: липаритовые магмы — дериваты или дифференциаты андезитовых, базальтовых и трахибазальтовых магм и палингенные магмы.

Нам представляется, что в природе существуют все типы магм. Однако мы пока не располагаем достаточно полными данными в вопросе о преобладающем механизме магмообразования. В настоящее время большинство исследователей считают, что кислые магмы зарождаются в пределах земной коры. В этом случае роль магм другого состава рассматривается как мобилизующая. Йодер рассматривает два возможных варианта мобилизующей роли, например, базальтовой магмы (Yoder, 1973).

Первый тип магмы мы будем называть производным, второй первичным.

ПРОИЗВОДНЫЕ МАГМЫ

Дифференциация силикатных расплавов в условиях недостатка и избытка летучих протекает по-разному

Дифференциация при недостатке летучих в системе силикат — вода

В условиях ненасыщенных расплавов главную роль в дифференциации вещества играет кристаллизационная и последующая гравитационная дифференциация магматического вещества.

В качестве примера рассмотрим наши экспериментальные данные по кристаллизационной дифференциации трахибазальтового расплава совместно с Ю.С. Геншафтом.

Превращения в трахибазальте изучались на аппаратуре типа поршень—цилиндр. Образец представлял собой цилиндр высотой 15 мм и в диаметре 8 мм. Опыты проводились в диапазоне давлений от 5 до 50 кбар и температур от 800 до 1300°. Содержание воды в системе составляло 3–4%. Опыты проводились в условиях резкого сбрасывания давления и температуры. Подобным приемом мы добивались исключения из сферы влияния вновь образованных кристаллических фаз. Этот тип дифференциации называется фракционной дифференциацией.

Этими экспериментами было показано, что если кристаллизация протекает в равновесных условиях, то остаточные расплавы несколько обогащаются кремнеземом. Причем наибольшее обогащение кремнеземом остаточных расплавов происходит в зоне эклогитизации, при давлении 15 кбар и выше. Это связано с кристаллизацией граната и пироксена вместо пироксена и плагиоклаза.

Однако в условиях равновесной кристаллизации даже при значительном содержании кристаллизующегося граната нам не удалось получить остаточные расплавы, содержащие более 62% кремнезема.

Только после резкого понижения температуры в результате дополнительной кристаллизации таких водосодержащих фаз, как амфибол и биотит, мы получили остаточные стекла, содержащие до 68% кремнезема. Амфибол и биотит могут кристаллизоваться и при более низком давлении. Характерно, что при давлении выше 25 кбар за счет интенсивной кристаллизации граната не удается получить значительного обогащения расплава SiO_2 .

Эти эксперименты позволили наметить следующую схему возможного фракционирования базальта с целью получения кислого остатка.

Первый этап кристаллизации должен происходить в поле стабильности граната, однако не выше 30 кбар. Таким образом, наиболее благоприятная область кристаллизационной дифференциации охватывает интервал от 15 до 28 кбар или от 45 до 90 км.

Со следующим этапом должна быть связана интенсивная кристаллизация таких водосодержащих фаз, как биотит или амфибол. Кристаллизация этих фаз может происходить и при более низких давлениях. Представим, что после отделения 30% граната и 20% пироксена остаточный расплав, который по данным наших расчетов приобретет состав известково-щелочного трахита, отделится от материнского магматического очага и переместится в более высокие горизонты мантии или земной коры. В том случае, если содержание воды в расплаве достигнет 3–3,5%, может начаться кристаллизация водосодержащих фаз. Отделение 20% биотита вызовет образование липаритового расплава.

Следовательно, если под фракционной кристаллизацией подразумевается только механическое разделение фаз, то для образования кислого расплава необходимо допустить существование промежуточного очага, содержащего не менее 3,5% воды.

Фракционная кристаллизация при повышенном содержании воды в системе или ее избытке

В случае, если магма находится на достаточно высоком уровне и содержит значительное количество воды (от 5–6% и выше) вплоть до полного насыщения, дифференциация вещества в магматической камере может протекать несколько иначе.

Рассмотрим два варианта: первый — магма содержит значительное количество воды, но не достаточное для насыщения; второй — магма насыщена летучей фазой, в частности водой.

Первый вариант. Расплав занимает магматическую камеру. В нем растворено 5–6% воды. Перед началом кристаллизации расплав должен быть однородным. В центре магматической камеры температура T_1 , в краевой зоне — T_2 , причем $T_1 > T_2$, а T_1 и T_2 несколько выше температуры ликвидуса. Внешнее давление в верхней части камеры также несколько ниже, чем в нижней.

В этих условиях в верхней части камеры возникает зона расплава, обогащенного водой. Вместе с водой в верхнюю часть камеры могут мигрировать кремнезем, щелочи. Таким образом, в магматической камере возникает неоднородность за счет неравномерного распределения компонентов. Фракционная кристаллизационная дифференциация может привести к созданию двух остаточных расплавов, различных по содержанию кремнезема. Остаточный расплав верхней части камеры может быть более кислым, нежели остаточный расплав нижнего яруса магматической камеры.

По-видимому, в этом варианте существование нижнего магматического очага, расположенного в пределах зоны эклогитизации, не обязательно.

Второй вариант. Магма насыщена или даже несколько пересыщена летучей фазой и, в частности, водой. Эксперименты показывают, что в этом случае возникают системы, состоящие из расплава и пузырьков минерализованного пара. Характерно, что интенсивное растворение силикатного вещества и образование минерализованного пара начинается при давлении выше 5 кбар. Вероятно, это вызвано изменением свойств водяного пара как растворителя. Нами экспериментально были изучены условия образования минерализованного пара в системах: андезито-дацит — пар, сиенит — пар, нефелинит — пар (совместно с В.К. Марковым и Ю.Н. Рябиным).

Минерализованный пар обогащен такими компонентами, как кремнезем, щелочи. В системе нефелинит — вода мы наблюдали образование минерализованного пара нефелинового состава, из которого кристаллизовался анальдим. Минеральное вещество пара состоит главным образом из легкорастворимых легких компонентов. Эти компоненты мигрируют в верхнюю часть камеры. Если камера герметична и отсутствуют условия для миграции во вмещающие породы, то вещество минерализованного пара может конденсироваться и скапливаться в верхней части камеры. Эксперимент с системой андезито-дацит — вода (9%) показал, что в ампуле высотой 8 мм в верхней части может образовываться слой толщиной до 0,5 мм, состоящий из таких легких компонентов, как кремнезем и щелочи, в небольшом количестве также присутствует глинозем.

По-видимому, система минерализованный пар — расплав может сильно изменять свой состав за счет растворения минерального вещества в водяном паре. Причем с давлением эта способность возрастает. Очевидно, при определенных T и P минерализованный пар по свойствам приближается к жидкости. В этом случае мы будем наблюдать явления расслоения на две несмешивающиеся жидкости. Причем более легкая жидкость будет концентрироваться в верхней части очага (в природе) и ампулы (в эксперименте).

При таком способе дифференциации остаточный расплав будет обедняться кремнеземом, щелочами и становится более основным. Возможно, в пределе мы можем ожидать образования двух жидкостей: относительно кислой и ультраосновной. Кристаллизационная дифференциация будет способствовать отделению ультраосновных компонентов от кислых.

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ

Первичные магмы образуются в результате палингенного плавления пород коры при мобилизующей роли базальтовых или андезито-базальтовых магм.

Йодером было отмечено два варианта мобилизующей роли базальтовых магм. В первом варианте — базальтовый очаг непосредственно контактирует с гранитным слоем и вызывает его плавление, во втором варианте — гранитный слой переплавля-

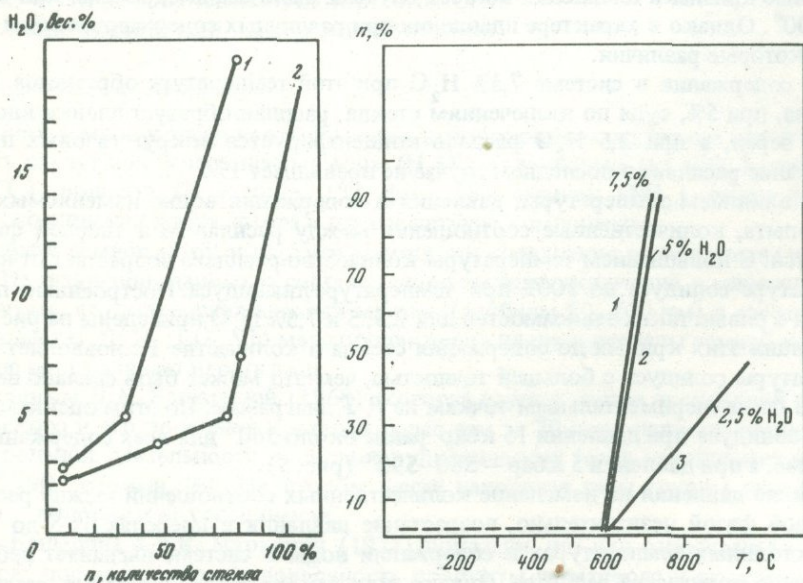


Рис. 4. Зависимость между содержанием воды и количеством расплава при постоянных P и T
1 — 15 кбар, 670°; 2 — 15 кбар, 720°

Рис. 5. Определение точки солидуса при $P=5$ кбар путем экстраполяции кривых 1, 2 и 3 до линии, отвечающей содержанию стекла 1%

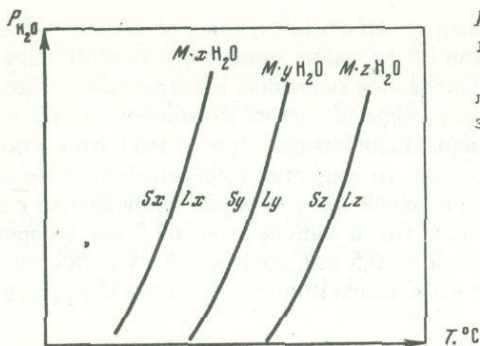


Рис. 6. Линии солидуса для системы: силикат-водосодержащий силикат

M – силикатный компонент; x, y, z – количество молекул воды, S – твердая фаза, L – расплав

ется при прохождении базальтового расплава по трещине. В этом случае образуется локальный очаг, который прерывает движение базальтового расплава по трещине. Возможен и третий вариант. Вокруг крупных базальтовых очагов создается геотермическое поле: Если геотермы, соответствующие температуре гранитной эвтектики, пересекают слои глинистых пород или аркозовых песчаников, то возможно выплавление капель, по составу близких гранитной эвтектике. Слияние этих капель может привести к формированию очагов гранитной магмы, не имеющих корней.

В процессе плавления возможны два случая: а) в системе силикат – вода присутствуют молекулы свободной воды, б) в сложной силикатной системе присутствуют водосодержащие минералы.

Система силикат – вода при отсутствии водосодержащих минералов

Начальную стадию плавления, т.е. положение линии солидуса, мы изучали при содержании воды 2,5, 6 и 7,5%. Результаты эксперимента показали, что для рассмотренных содержаний воды интервал плавления примерно одинаков и лежит в пределах 570–600° (эксперименты проводились совместно с В.К. Марковым, Ю.Н. Рябининим).

Первые признаки плавления во всех случаях были зафиксированы при температуре 600°. Однако в характере плавления при различных содержаниях воды имеются и некоторые различия.

При содержании в системе 7,5% H_2O при этой температуре образуется 10–15% расплава, при 5%, судя по включениям стекла, расплав образует пленки вдоль контактов зерен, а при 2,5 H_2O расплав концентрируется вокруг газовых пузырей. Содержание расплава в последнем случае не превышает 1%.

Под влиянием температуры, давления и содержания воды, изменяемых в процессе опыта, количественные соотношения между расплавом и твердой фазой изменяются. С повышением температуры количество расплава возрастает от нуля при температуре солидуса до 100% при температуре ликвидуса. Построенные по этим данным кривые таких зависимостей для 2,5, 5 и 7,5% H_2O приведены на рис. 4. Экстраполяция этих кривых до содержания стекла в количестве 1% позволяет оценить температуры солидуса с большей точностью, чем это может быть сделано непосредственно по экспериментальным точкам на P, T диаграмме. По этим оценкам, температура солидуса при давлении 15 кбар равна около 560° для всех содержаний воды в системе, а при давлении 5 кбар – 580–590° (рис. 5).

Влияние давления на изменение количественных соотношений между расплавом и твердой фазой незначительно, возрастание давления в пределах от 5 до 15 кбар при постоянных температурах и содержании воды в системе вызывает небольшое увеличение количества расплава. Однако, как это было сделано выше, изучение таких соотношений позволяет определить знак углового коэффициента кривой зависимости температуры солидуса от давления.

Количество расплава при постоянных температуре и давлении сильно зависит от содержания воды в системе. Полученные нами экспериментальные данные рассмотрены ранее (Наседкин, 1975).

Например, изменение содержания воды от 2,5 до 5% при температуре 670° приводит к увеличению количества расплава на 30%, а при температуре 720° — на 60%. Изменение содержания воды в пределах от 5 до 7,5% приводит к значительно меньшему увеличению количества расплава, оно при 670° и 720° составляет примерно 7–8%.

Данные этих экспериментов показали, что независимо от содержания воды в том или ином горизонте или на том или другом уровне земной коры начало плавления будет происходить при минимальной температуре, характерной для данной силикатной системы.

Система силикат — водосодержащий силикат

В случае, если присутствуют водные силикаты, характер плавления может быть иным. Иные соотношения могут быть связаны с необходимостью учитывать равновесные соотношения водных силикатов с паром. При постоянном давлении чем выше температура, тем меньше воды связывается в водном силикате.

Высоководный силикат в условиях недостатка воды распадается на силикаты с меньшим содержанием воды. Таким образом, вместо реакций плавления могут идти реакции дегидратации.

Например, рассмотрим систему одного состава, но с разными водосодержащими фазами (рис. 6). Система М будет соответствовать смеси: гранит + мусковит, система Б — гранит + биотит, система А — гранит + амфибол. Свободная вода в системе отсутствует, вода входит в состав водных силикатов. Или можно рассмотреть систему: гранит + гипотетическая фаза М с разным количеством воды. Количества молекул воды обозначим x , y , z , где $x > y > z$. При постоянном давлении и наиболее высокой температуре начинает плавиться система z , при более низкой температуре система y и при самой низкой — система x . Это связано с тем, что для дегидратации и образования свободного водяного пара наиболее высокая температура необходима для системы z и наиболее низкая для системы x .

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ХАРАКТЕР ПЛАВЛЕНИЯ (МАГМООБРАЗОВАНИЯ)

Влияние летучих компонентов

В условиях земной коры и верхней мантии в газообразном состоянии могут присутствовать следующие компоненты: вода (H_2O), углекислый газ (CO_2), сернистый газ (SO_2), водород (H_2), хлор (Cl), фтор (F), аммиак (NH_3), оксид фосфора (P_2O_5), соединения хлора, фтора и другие летучие компоненты.

В разрезе земной коры и верхней мантии эти соединения распределены неравномерно. На основании данных о составе газовой-жидких включений в минералах принято считать, что в пределах верхней мантии (глубины 50–200 км) в составе газов преобладают H_2S , H_2 , CO_2 . По мере продвижения вверх в пределы земной коры все большую роль начинает играть вода.

По данным Л.А. Башариной (1968), которая изучала состав экскаляций вулкана Ключевского и его побочных кратеров более чем за 20 лет в периоды параксизмов и фумарольной деятельности, в составе вулканических газов преобладает водяной пар (65–90 объемн. %). На втором месте находятся газы группы углерода, на третьем — водород и его соединения.

Л.А. Башарина и Е.К. Мархинин (1971) показали, что для относительно кислых вулканов, поставляющих на поверхность продукты дацитового и андезито-дацитового состава, характерно резкое преобладание углекислого газа по отношению к другим компонентам.

Роль воды в реакции плавления силикатов нами была уже показана. А.А. Кадик, О.А. Луканин (1973) и П.Г. Новгородов (1962) установили, что при возрастании отношения CO_2 к H_2O температура плавления силикатов увеличивается. CO_2 в кис-

лых расплавах растворяется в 5–6 раз в меньшем количестве, чем H_2O . По-видимому, с уменьшением глубины доля воды во флюиде, а следовательно, и в магме может увеличиваться.

Добавление $NaCl$ увеличивает растворимость воды в кислом силикатном расплаве примерно в 2 раза. В то же время HCl , добавленная в количествах 5, 10, 15 вес. %, вызывает повышение температуры плавления гранитного расплава, заметно уменьшая температуру плавления альбита (интерпретация экспериментальных данных А.А. Маракушевым и Е.Б. Яковлевой, 1975).

Добавление HF резко понижает температуру плавления как гранита, так и альбита. В.Н. Анфилогов с соавторами (1973) и Д.С. Глюк (1971) установили, что добавление в систему силикат – вода NaF , KF , HF по-разному влияет на характер плавления силикатного вещества. Добавление NaF понижает температуру ликвидуса на $170–180^\circ$, KF – на 50° , CaF_2 – на $5–10^\circ$. Аналогичное действие фториды оказывают и на температуру солидуса.

Соотношения между перечисленными летучими компонентами влияют не только на характер плавления силикатов, но и на кристаллизацию силикатного расплава.

По-видимому, только химизмом летучей фазы можно объяснить различные составы парагенезисов вкрапленников в липаритах одинакового состава.

Влияние давления

Давление нагрузки довольно сильно сказывается на температуре плавления сухих расплавов, так как с изменением давления меняется состав эвтектики. Так, экспериментами Луса было показано, что с возрастанием давления от 1 атм до 20 кбар эвтектика ортоклаз – кварц и альбит – кварц обогащаются щелочными алюмосиликатами: ортоклазом и альбитом. Причем при 1 атм эвтектики имеют следующие составы: $32 Kв + 68 Аб$ и $43 Kв + 57 Об$, а при 20 кбар $12 Kв + 88 Аб$ и $28 Kв + 72 Ор$ соответственно.

Следовательно, возрастание давления приводит к выплавлению расплавов, ненасыщенных кремнеземом. Добавление воды в систему оказывает влияние, обратное влиянию давления. По-видимому, при добавлении воды и увеличении давления в составе эвтектики увеличивается количество $Kв$. Существование связи между водой и щелочами, в частности Na , показали наши эксперименты по гидратации кислых стекол в щелочном растворе. Увеличение в системе концентрации $NaOH$ привело к резкому увеличению количества поглощенной воды.

В том случае, когда мы имеем системы, более близкие к реальным, например альбит–ортоклаз–кварц, рассмотренные зависимости приобретают более сложный характер.

В сухих расплавах этого состава тройной эвтектики не существует и плавление происходит в относительно широком диапазоне составов вдоль низкотемпературного трога: твердые растворы (ортоклаз–альбит) кварц. Вероятно, по мере возрастания давления местоположение трога должно сдвигаться в сторону линии ортоклаз–альбит, т.е. первые выплавки будут все более и более щелочными и ненасыщенными кремнеземом.

При давлениях водяного пара выше 4 кбар бинарная система распадается на тройную, так как линия плавления пересекает кривую сольвуса альбит–ортоклаз. Дальнейшее возрастание давления водяного пара оказывает такое же влияние на характер плавления, как и давление нагрузки, т.е. состав эвтектики смещается в сторону линии альбит–ортоклаз.

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ О СОДЕРЖАНИИ ВОДЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЫ В МАГМЕ

В настоящее время данные о содержании воды в стекле широко используются многими исследователями оценки содержания воды в магме, с которой может быть связано не только формирование вулканических пород, но и гранитов.

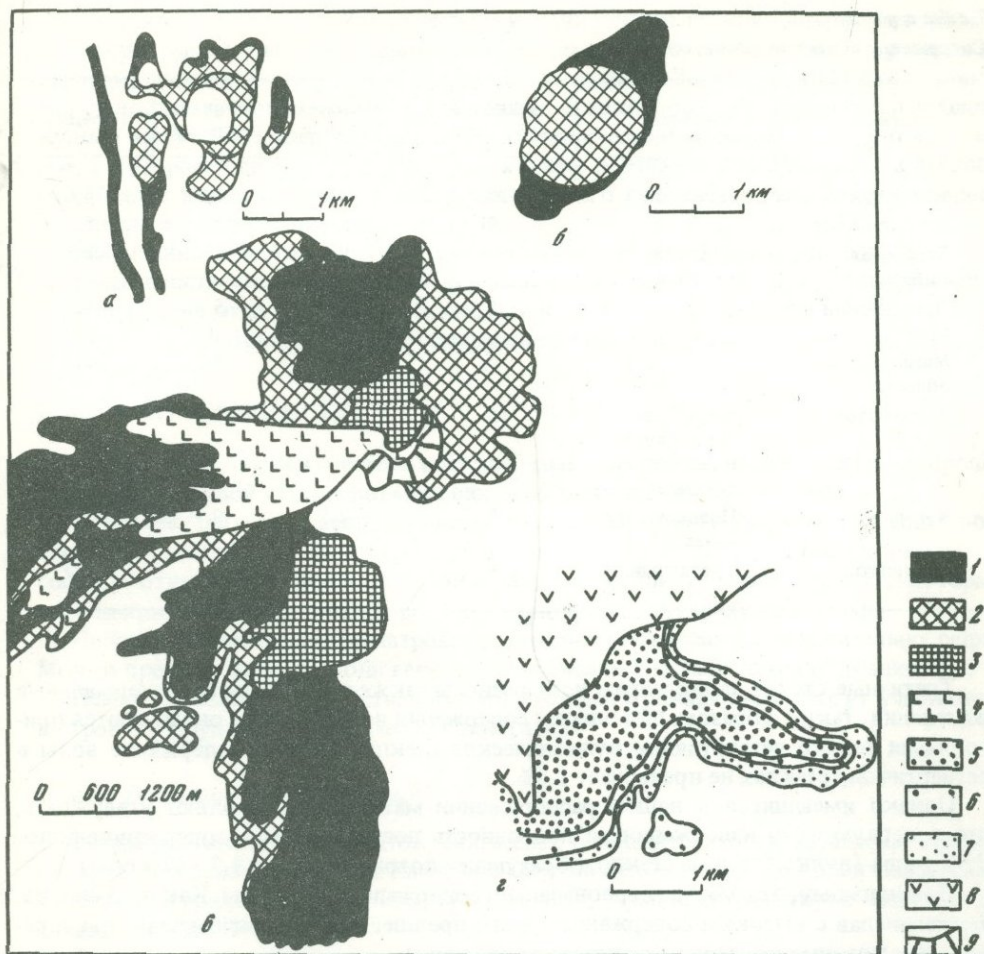


Рис. 7. Распределение воды в стеклах многофазных вулканических комплексов

а — комплекс Большой Давагез, б — комплекс Кечалдаг, в — комплекс Артени, г — аланский экструзив. 1 — перлит, 2 — обсидиан или липарит в ассоциации с обсидианом, 3 — экструзивы, 4 — липарит, 5 — перлит, содержащий 1,2–2% H_2O , 6 — перлит с 1–1,2% H_2O , 7 — обсидиан, содержащий менее 1% воды, 8 — базальт, 9 — породы, слагающие основание вулканической постройки

Рассмотрим данные о связи между геологическим возрастом и содержанием воды в вулканическом стекле (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что существует определенная зависимость содержания воды от возраста. Максимальное содержание воды (как крайнее, так и среднее) характерно для стекол мезозойского возраста. Все рассмотренные разновидности не изменены, но пространственно связаны с зонами цеолитизации, поэтому в данном случае уместно предположить гидротермальную гидратацию вулканического стекла.

Палеозойские стекла отличаются несколько меньшим содержанием воды, чем стекла мезозойского возраста. Это, возможно, связано с явлениями старения и дегидратации вулканического стекла. Этот вывод подтверждается результатами петрографического изучения вулканических стекол. Палеозойские стекла, как правило, характеризуются камневидным обликом.

Среди кайнозойских стекол можно выделить две группы: третичные (Закарпатье, Токайские горы) и четвертичные стекла (Закавказье, Камчатка и другие районы).

Таблица 5

Содержание воды в вулканическом стекле

Регион	Возраст	Число объектов	Максимальное	Минимальное	Среднее
Казахстан	Палеозой	10	7	4,5	5,6
Средняя Азия	"	3	6	5	5,5
Восточная Сибирь	Мезозой	15	9	5	6,5
Приморский край	"	5	6	5	5,5
Магаданская область	"	5	6	4	5,5
Закавказье	Кайнозой (третичный—нижнечетвертичный)	15	4,4	0,1	1,5—2
Камчатка	Позднечетвертичный	5	2,5	0,1	1,5
Закарпатье	Третичный	6	4	3	3,5

Третичные стекла за немногим исключением также претерпели гидротермальные изменения, таким образом, для оценки содержания воды в магме оказываются пригодными только четвертичные вулканические стекла. Среднее содержание воды в четвертичных стеклах не превышает 1,5%.

Однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют утверждать, что в первую фазу извержения на поверхность поступали лавы, содержащие более 3,5% воды (вулканическое стекло, образующее поток, содержит 3,3—4% воды).

По-видимому, эти магмы первоначально содержали 4—5% воды. Как правило, извержению лав с высоким содержанием воды предшествовали сильные взрывы, в результате которых образовались крупные кальдеры.

Магмы более поздних извержений содержали значительно меньшее количество воды (порядка 1—1,5%). Результаты этих исследований представлены на рис. 7.

Сопоставляя данные о содержании воды в стеклах Закавказья и Камчатки, можно сделать вывод о том, что глубинные магмы отличались несколько меньшими содержаниями воды, чем близповерхностные.

ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С липаритовым вулканизмом различных формаций связаны месторождения пемзы, туфа, липаритов, водосодержащих вулканических стекол и других горных пород, используемых в качестве полезного ископаемого. В настоящее время в промышленности наиболее широко используются водосодержащие стекла, пемзы и туфы.

ВОДОСОДЕРЖАЩИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Водосодержащие вулканические стекла могут быть связаны с липаритовым вулканизмом всех рассмотренных формаций. По генетическому принципу они могут подразделяться на эффузивный и экструзивный типы.

Экструзивные месторождения кислого вулканического стекла связаны в основном с андезитовым, собственно липаритовым и в меньшей степени трахибазальтовым вулканизмом. Крупные экструзивные купола, ассоциирующие с базальтовыми вулканическими структурами, в данное время не известны.

Для экструзивных месторождений вулканического стекла липарит-андезитовой формации характерно центральное положение по отношению к более древним аппаратам, сложенным породами андезитового состава. Зоны вулканического стекла могут достигать мощности 10–50 м и более. В некоторых случаях отдельные блоки купола могут быть целиком сложены вулканическим стеклом. Андезитовые магмы, с которыми связаны производные кислые расплавы, вероятно, имели высокое содержание воды. Поэтому с экструзиями этого типа могут быть связаны первичные перлиты, содержащие до 3–5% H_2O .

Эффузивные месторождения вулканического стекла характерны главным образом для собственно липаритовой формации. Они имеют весьма крупные размеры. Формирование этих массивов обычно происходит в несколько фаз. Перлиты отличаются большой однородностью, содержание воды в них варьирует от 1 до 5%.

ПЕМЗОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

В большинстве случаев месторождения пемзы связаны с вулканическими процессами определенной стадии формирования вулканических комплексов.

Наиболее широко распространены пемзы дацитового и липарито-дацитового состава, связанные с андезитовым вулканизмом. Реже встречаются пемзы, по составу отвечающие щелочному липариту (комендиту, пантеллериту), которым можно приписать генетическое родство с трахитами или трахибазальтами.

Пемзы, имеющие состав натрового липарита, встречаются относительно редко. Можно предположить, что они генетически связаны с базальтовым вулканизмом.

Пемзы, связанные с собственно липаритовым вулканизмом, могут участвовать в строении крупных вулканических аппаратов.

Пемзы формации липарит–дацит

К формации кислых вулканитов, связанных с андезитовым вулканизмом относят месторождения пемз п-ва Камчатка (Жупановское, Озерново-Голыгинское, Узон и др.), Курильских островов (Головнино), Армянского нагорья (Ириндское, Пемзашен, Ани-Пемза).

Так же, как и месторождения вулканического стекла, все перечисленные месторождения пемзы можно разделить на два генетических типа: эксплозивный и эффузивно-экструзивный.

Эксплозивные месторождения

Эксплозивные пемзы наиболее широко распространены. Их можно разбить на три группы: первая — пемзы, связанные с крупными вулканическими депрессиями или вулcano-тектоническими структурами, вторая — пемзы, выброшенные при образовании кальдеры взрыва, и третья — пемзовые конусы, локализующиеся на склонах крупных вулканических аппаратов.

П е р в а я г р у п п а. Типичный представитель месторождений этой группы — Озерновское месторождение пемз. Эксплозивный вулканизм, приведший к формированию пемзовых отложений, происходил после опускания крупного участка земной коры и образования вулcano-тектонической депрессии Курильского озера. Образование депрессии в свою очередь связано с формированием гигантской кальдеры взрыва на месте крупного андезитового вулкана. Взрывная кальдера расположена несколько эксцентрично по отношению к современной впадине Курильского озера.

Можно выделить четыре стадии формирования этого комплекса. С первой связано образование крупного андезитового вулкана, со второй — кальдеры взрыва до 5–6 км в поперечнике. В третью стадию произошло опускание блока земной коры и образование вулcano-тектонической депрессии и в четвертую оживление вулканической деятельности, главным образом эксплозивного типа. В последнюю стадию происходил целый ряд прорывов, в результате которых образовались экструзивные купола и пемзовые отложения.

Выбросы пемзового материала, вероятно, связаны с локальными очагами, оставшимися после консолидации материнского андезитового очага, расположенного под главной вулканической постройкой. Эксплозии происходили в нескольких местах. Очаги были расположены по периферии впадины и, возможно, на месте современной озерной котловины.

Пирокластические отложения этого типа, как правило, состоят из разнородного материала с большим количеством примесей. В пределах одного потока можно выделить обломки размером от 0,1 до 20–30 см. Собственно пемзовые обломки обычно составляют небольшое по объему количество пористых пирокластов.

Вторая группа. К месторождениям этой группы относятся пемзовые потоки и покровы, связанные с гигантскими по масштабу взрывами, например, пемзы кальдеры Головинна (о-в Кунашир) или Арагацкого палеовулкана (месторождения Ани-Пемза, Пемзашен и др.). Для этих месторождений характерны крупные масштабы и сравнительно высокая однородность пирокластического материала. Потоки при остывании имеют зональное строение.

Третья группа. К третьей группе относятся пемзовые вулканы, расположенные на склонах более крупных многофазных вулканических построек. Классическим примером месторождений пемзы этого типа служит пемзовый конус Берглу (Армянское нагорье).

Эффузивные и экструзивные месторождения

С эффузивным и экструзивным процессами связаны пемзы, образовавшиеся при вспучивании верхних зон лавовых потоков или экструзивных куполов. В первом случае наиболее крупные скопления пемзы обычно образуются во фронтальных частях лавовых потоков (Ириндское месторождение пемзы, Армянская ССР).

Пемзы формации липарит–базальт, липарит–трахибазальт

В данное время мы не располагаем достаточно достоверными материалами для выделения крупных концентраций пемзового материала, связанного с базальтовым вулканизмом в широком понимании этого термина. О возможности существования липаритовых пемз среди базальтовых образований свидетельствуют результаты исследования палео- и современных вулканических процессов. Например, наличие реликтов пемзового материала в древних вулканогенных толщах Урала, а также связь современных пемз с базальтовым вулканизмом.

Пемзы собственно липаритовой формации

Пемзы липаритовой формации можно разделить на взрывные, эффузивные и экструзивные.

Взрывные пемзы обычно залегают в основании толщ, образующих многофазные вулканические структуры. Как правило, они связаны с начальной стадией вулканической деятельности. Пемзовые валы вблизи вулканического жерла могут достигать мощности 10–100 м. Иногда пемза образует покровы мощностью до 3–5 м.

Пемзы также могут образовываться в эффузивную и экструзивную стадии вулканического процесса. В этом случае они образуют верхнюю и краевую зоны вулканических тел. Для пемз этого типа характерна относительно высокая объемная масса (800–1200 кг/м³). Пористость пемзы уменьшается сверху вниз. Наблюдается постепенный переход пемзы в пемзовидное стекло, а затем в массивное стекло.

Взрывные пемзы известны в пределах вулканического комплекса Артени, АрмССР. Эффузивные пемзы образуют верхнюю зону потоков вулкана Атис. Экструзивные пемзы широко распространены в пределах куполов Гегамского нагорья (АрмССР).

ВЫВОДЫ

Фактический материал показывает существование пространственной и, возможно, генетической связи между липаритами и вулканическими породами другого состава: базальтами, трахибазальтами и андезитами. Появление липаритовых лав, как правило, связано с завершающей стадией вулканической деятельности. В целом ряде случаев липариты можно рассматривать как продукт дифференциации базальтовых и андезитовых магм.

С липаритами каждой из выделенных ассоциаций могут быть связаны месторождения неметаллических полезных ископаемых: водосодержащих вулканических стеклов, туфов, пемзы и др. Эти горные породы образуются на различных этапах вулканической деятельности и могут быть связаны с эффузивным, экструзивным и эксплозивным процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфилогов В.Н., Глюк Д.С., Труфанов Л.Г. Фазовые отношения при взаимодействии гранита с фторидом натрия при давлении паров H_2O 1000 кг/см². — *Геохимия*, 1973, № 1.
- Арсенев А.А., Нечаева Е.А. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). — *Труды ИГН АН СССР*, 1951, вып. 128.
- Башарина Л.А. Экспозиции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В кн.: *Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР*. М., "Наука", 1968.
- Башарина Л.А., Мархинин Е.К. Вулканические газы как производные летучих мантийной магмы. — В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*. М., "Наука", 1971.
- Бурикова И.А. Петрогенетические критерии различия кислых вулканитов среднего девона Южного Урала. — В кн.: *Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания*. Свердловск, 1974.
- Грушкин Г.Г., Алабаев П.Х. Месторождение обсидиана Ташкескен. — *Изв. АН ТаджССР*, 1963, вып. 2.
- Глюк Д.С. Экспериментальные исследования взаимодействия кислых силикатных расплавов с фторидами в присутствии воды. — В кн.: *IX Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минерал. и петрографии*. М., "Наука", 1971.
- Заварицкий А.Н. Изверженные породы. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кадик А.А., Луканин О.А. Поведение воды и углекислоты в магматических растворах, определяемое их растворимостью. — *Геохимия*, 1973, № 2.
- Липаритовая формация Центрального Казахстана. М., "Недра", 1974.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М., "Наука", 1967.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. — *Вестник Московского ун-та. Сер. геология*, 1975, № 1.
- Новгородов П.Г. Плавление гранита в смеси $H_2O + CO_2$ при давлении 1–3 кбар. — В кн.: *IX Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минерал. и петрографии*. М., "Наука", 1971.
- Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М., "Наука", 1975.
- Петров В.П. Магма и генезис магматических пород. М., "Недра", 1972.
- Cox K.G., Gass I.G., Mallick D.I. Peralkaline volcanic suite Aden and little Aden, South Arabia. — *J. of Petrol.*, 1970, v. 11, N 3.
- Gass S.G. Pumice eruption in the area of South Sandwich Islands. — *Geol. Mag.*, 1963, v. 100, N 4.
- Gibson I.L. The chemistry and petrogenesis of a suite of pantellerites from the Ephiopien Rift. — *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 1.
- Wibe R. Relections Petween coexisting basaltic and granitic magmas in composite dike. — *Amer. J. Sci.*, 1972, v. 272, N 2.
- Zies E.G. Chemical analysis of two pante llerites. — *J. Petrol.*, 1960, v. 1, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Л.К. Аугина, В.П. Петров</i> Генезис антофиллит-асбестовых месторождений Сысертского района	5
<i>М.А. Лицарев, Е.Д. Белянкина</i> О зависимости состава и свойств промышленных флогопитов СССР от условий образования	39
<i>Л.Л. Шанин, М.А. Лицарев, М.М. Аракелянц, В.Н. Волков, Ю.Н. Гольцман, Э.Д. Баирова</i> Результаты радиологического датирования флогопитов Юго-Западного Памира	69
<i>Е.Д. Белянкина, Е.А. Корина, Р.В. Кортман, А.Ф. Мартынова</i> Рассеянные элементы некоторых месторождений слюды и вопросы генезиса слюд	82
<i>П.П. Токмаков</i> Сырьевые ресурсы и использование вермикулита	103
<i>П.П. Смолин</i> Петрохимия магматических пород бруситовых месторождений Хингана	124
<i>В.В. Наседкин</i> Типы липаритового вулканизма и связанные с ним полезные ископаемые	195

О зависимости состава и свойств промышленных флогопитов СССР от условий образования. М.А. Лицарев, Е.Д. Белянкина. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Среди промышленных флогопитовых месторождений СССР можно выделить две формации: 1) приуроченные к последокембрийским ультраосновным-щелочным породам и 2) связанные с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, содержащими горизонты магнезиально-карбонатных пород.

Флогопиты из ультраосновных-щелочных интрузивов характеризуются, по сравнению с флогопитом докембрийских гранито-гнейсов комплексов, повышенным содержанием железа, титана, марганца и высокотемпературной воды, а также пониженными величинами твердости и электротехнических характеристик.

Установлено, что различие свойств флогопитов разного типа обусловлено физико-химическими условиями их слюдообразования.

Табл. 7; рис. 8; библиограф. 45 назв.

Генезис антофиллит-асбестовых месторождений Сысертского района. В.П. Петров, Л.К. Аигина. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Тщательное изучение всех обнажений Сысертского антофиллит-асбестового месторождения позволило установить, что антофиллитовые месторождения входят в единую реакционную серию, возникающую при внедрении гранитных жил в ультрабазиты. Серия эта следующая: 1) жила гранитоида; 2) биотитовая оторочка; 3) зона хлорита; 4) зона антофиллита; 5) тальковая зона; 6) антигритовые серпентиниты и 7) хризотилловые серпентиниты.

Эта зональность позволяет связывать генезис амфибол-асбестового оруденения непосредственно с гранитными жилами, а не с региональным метаморфизмом, как это представляли раньше.

Табл. 3; рис. 21; библиограф. 47 назв.

Результаты радиологического датирования флогопитов Юго-Западного Памира. Л.Л. Шанин, М.А. Лицарев, М.М. Аракелянц, В.Н. Волков, Ю.В. Гольцман, Э.Д. Баиров. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Радиогенная датировка флогопитов Юго-Западного Памира дает значения цифр от 1700 до 10–30 млн. лет с промежуточными и более древними значениями. Исследованиями распределение калия и аргона, рубидия и стронция, было показано, что различия возрастных цифр связаны с закономерной диффузией аргона и стронция.

По мнению авторов, это результат своеобразного метаморфизма, единственным проявлением которого явилась потеря радиоактивных аргона и стронция. Авторы считают, что самые молодые значения (10–15 млн. лет) фиксируют время окончания прогресса, т.е. окончания "омоложения". Время флогопитообразования определяется наиболее древними датами (2010 млн. лет). По-видимому, месторождения древнее этой даты, поскольку установлен факт потери радиогенного аргона и стронция.

Табл. 2; рис. 3; библиограф. 13 назв.

Рассеянные элементы некоторых месторождений слюды и вопросы генезиса слюд. Е.Д. Белянкина, Е.А. Корина, Р.В. Кортман, А.Ф. Мартынова. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Изучен состав микроэлементов в слюдах, минералах пегматитовых жил и вмещающих пегматиты горных пород. Наибольший набор микроэлементов отмечен в гнейсах и слагающих их породообразующих минералах. Пегматитовые жилы и их минералы в общем беднее микроэлементами, чем гнейсы и их минералы.

Из числа главных породообразующих минералов этих горных пород наибольшие количества и наибольший набор микроэлементов содержат биотит, меньше полевой шпат и еще меньше кварц.

Особого различия в наборе микроэлементов и в их содержании в минералах из разных структурных зон зональных пегматитовых жил не намечается.

Табл. 9; рис. 9; библиограф. 9 назв.

Сырьевые ресурсы, минералогия, генезис и использование вермикулита. П.П. Т о к м а к о в. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Анализ данных, имеющихся по вермикулитовым месторождениям Советского Союза и зарубежных стран, показывает, что везде вермикулит — вторичный продукт, возникающий в результате необоженной гидратации магнезиально-железистых слюд в древних корках выветривания.

В частично размывтых древних выветрелых слюдоносных толщах и в глубине под вермикулитовыми месторождениями встречаются различные продукты, промежуточные между слюдой и вермикулитом — упорядоченные и неупорядоченные смешанослойные постройки.

Выявлено резкое различие свойств вермикулитов с разным ионным замещением — магние-вые, кальциевые и натровые. Необходимы дальнейшие исследования для их рационального использования.

Табл. 2.

УДК 553.6 + 552.322 + 552.161

Петрохимия магматических пород бруситовых месторождений Хингана. П.П. С м о л и н. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

Асимметрично-ритмическим распределением элементов обосновано образование бруситов за счет осадочных рифейских магнезитов при термическом воздействии разновозрастных (480—100 млн. лет) окситовых дериватов базальтоидной магмы. Состав внешней щелочной (до эгиринового сиенита) и внутренней базитовой (до троктолитового пироксенита) краевых фаций интрузивов и их дериватов в жильной свите обусловлен вариациями асиммилляции (при непрерывном притоке тепла) в зависимости от глубинности, уровня среза (кровля, бок, подошва интрузива) и состава вмещающих пород.

Табл. 16; рис. 13; библиограф. 12 назв.

УДК 552.333 + 553.53

Типы липаритового вулканизма и связанные с ним полезные ископаемые. В.В. Н а с е д к и н. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М., "Наука", 1978.

На основе рассмотрения большого собственного и литературного материала автор рассматривает условия генезиса кислых магм и связи с ними эффузивного магматизма. Выделено четыре ассоциации, с которыми связан кислый вулканизм: а) андезит-липаритовая; б) базальт-липаритовая; в) трахибазальт-трахит-пантеллеритовая и г) гранит-липаритовая. Самостоятельное значение имеет последняя ассоциация.

Изучение кислого магматизма имеет не только большое теоретическое, но и практическое значение, так как с этой ассоциацией связаны пемзы, перлит, обсидиан и другие виды вулканического стекла, а также ценнейшие строительные материалы (пеплы, игнимбриты и т.д.).

Табл. 5; рис. 7; библиограф. 20 назв.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
СВЯЗАННЫЕ С МАГНЕЗИАЛЬНЫМИ
КОМПЛЕКСАМИ И ВУЛКАНИЗМОМ

*Утверждено к печати
Институтом рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства
Н.В. Знаменская

Художник
Г.А. Астафьева

Художественный редактор
И.К. Капралова

Технические редакторы
И.В. Голубева, Н.А. Посканная

ИБ № 6428

Подписано к печати 12.1.78. Т — 00213
Усл.печ.л. 19,6 + 1,4 вкл. Уч.-изд.л. 24,0
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 537
Цена 2р.40к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В- 485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

2362