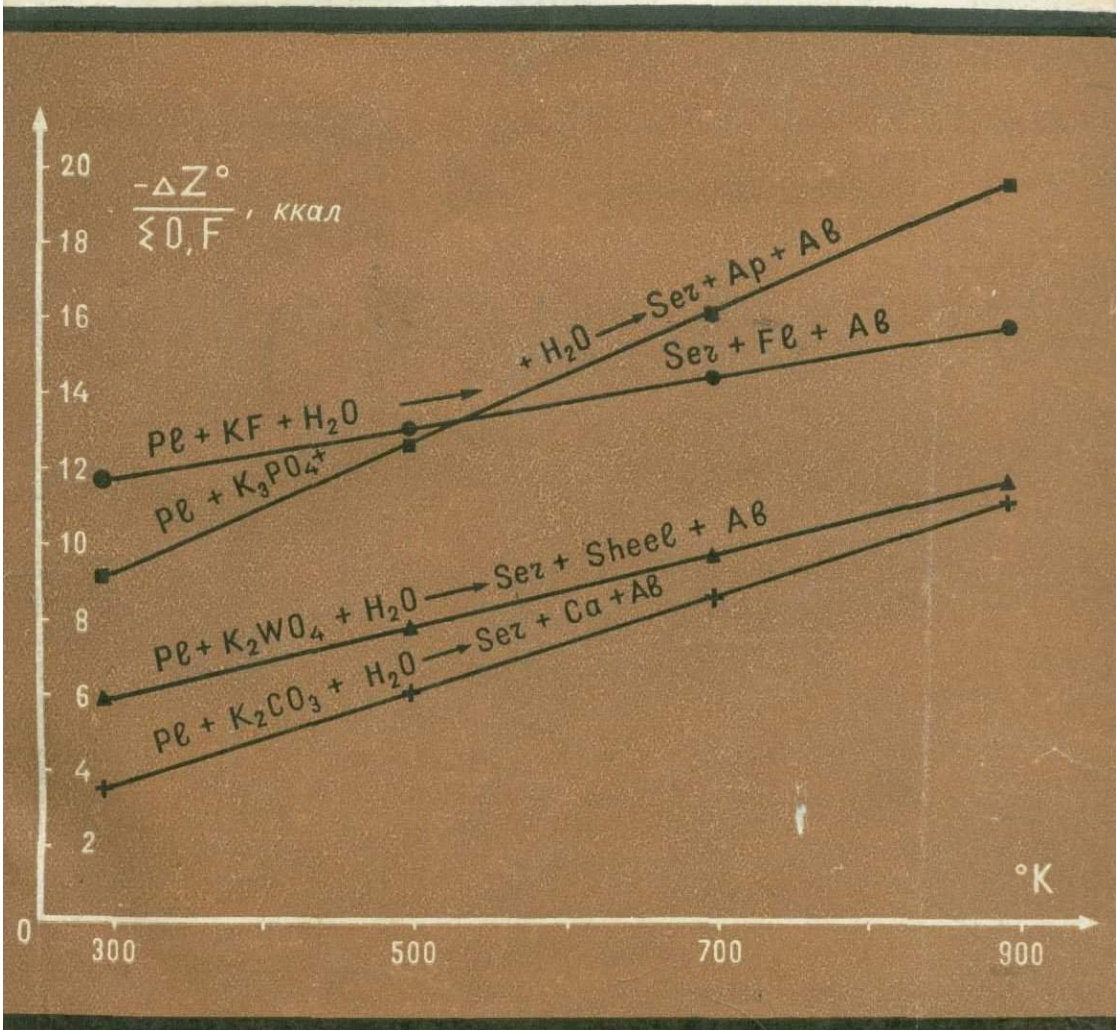
В. Ф. БАРАБАНОВ

Лекции по генетической минералогии

1



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

В. Ф. БАРАБАНОВ

ЛЕКЦИИ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Том I

2680



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1969



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

Книга представляет собой обработку курса лекций, читаемых для студентов-минералогов и геохимиков в Ленинградском университете.

В книге рассматриваются процессы минералообразования, приводящие к возникновению месторождений магматического, пегматитового, контактово-метасоматического и гидротермального генезиса. Значительную часть книги составляют новые данные, полученные в последнее десятилетие в результате детальных исследований минералогии месторождений Кольского полуострова, Карелии, Урала, Новой Земли, Казахстана, Сибири, Памира и Забайкалья.

Книга рассчитана на студентов-минералогов и геохимиков старших курсов, аспирантов и геологов, изучающих месторождения полезных ископаемых.

2—9—2
68—69

ПРЕДИСЛОВИЕ

Непрерывно растущий в последние десятилетия интерес к познанию генезиса минералов и минеральных месторождений определяется огромным теоретическим и практическим значением генетической минералогии.

Правильно понятые геохимические условия образования полезных ископаемых, таких, как оловянные руды (С. С. Смирнов), марганцовые руды (А. Г. Бетехтин), алмазы (В. С. Соболев), редкие элементы (К. А. Власов, А. И. Гинзбург, Л. С. Бородин и др.), позволили открыть важные рудоносные провинции в нашей стране. Генетические исследования на Слюдянском флогопитовом месторождении привели Д. С. Коржинского к созданию оригинальной биметасоматической гипотезы и позволили обосновать слюдоносность всей площади огромного Алданского щита.

Число аналогичных примеров может быть продолжено. К сожалению, достижения советских и зарубежных ученых в области расшифровки генезиса минералов и месторождений рассеяны в огромном числе периодических изданий, порою очень редких, малоизвестных и труднодоступных. Имеющиеся же литературные обобщения отчасти уже устарели, а в ряде случаев не охватывают всей проблемы генезиса месторождений. Все это весьма затрудняет преподавание курса генетической минералогии и усвоение его студентами.

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой переработанную для печати часть лекционного курса, который читается в течение последних десяти лет автором на геологическом факультете Ленинградского университета для студентов геохимической специальности (минералогов, кристаллографов, студентов кафедр полезных ископаемых, геологии месторождений радиоактивных элементов). Курс генетической минералогии в ЛГУ все эти годы читался до прохождения студентами физической химии, поэтому физико-химическая интерпретация процессов дана здесь лишь в самых необходимых случаях.

Размеры книги не позволили в этом ее издании рассмотреть минералогию и генезис жильных гидротермальных месторождений, карбонатитов, месторождений, связанных со вторичными кварцитами, минералогию хрусталеносных жил альпийского типа и зоны окисления сульфидных месторождений, которые также предусмотрены программой курса. Все они войдут в подготавливаемый к печати второй том книги.

Рукопись настоящей работы прочитана акад. Д. С. Коржинским, проф. В. Д. Никитиным, проф. В. С. Домаревым и моими товарищами

по работе — М. М. Болдыревой, В. В. Сахоненок и И. В. Булдаковым. Все они, рекомендуя книгу к печати, сделали много полезных замечаний, за которые я приношу им свою глубокую благодарность.

Не могу также не выразить сердечной признательности своим коллегам — сотрудникам кафедры геохимии и Лаборатории генетической минералогии ЛГУ Г. Ф. Анастасенко, Ф. Г. Гаврюченкову, Г. Н. Гончарову, М. Л. Зориной, М. Б. Рафальсон, Л. Ф. Сырицо, Т. Н. Хлопиной, принимавшим участие в обсуждении отдельных лекций. В процессе подготовки книги к печати большую помощь оказали мне д-р геолого-минералогических наук Г. И. Горбунов, кандидат геолого-минералогических наук В. А. Масленников, старший преподаватель кафедры петрографии ЛГУ Р. Н. Кочурова, доцент той же кафедры Е. Н. Володин, ст. лаборант В. А. Егорова, лаборант А. М. Федюшкин.

Книга, конечно, не лишена недостатков и многие из них уже сейчас видны автору. Автор рассчитывает на доброжелательную товарищескую критику, которая поможет улучшить книгу в будущем, и с искренней признательностью примет ее.

Лаборатория
генетической минералогии
кафедры геохимии ЛГУ

Июнь 1967 года

ВВЕДЕНИЕ

Из курса общей минералогии известно, что минералы — это продукты природных геохимических процессов. Современная минералогия изучает минералы, их состав, строение, свойства и распространение. Познание же процессов минералообразования и особенно химизма этих процессов составляет цель особого курса *генетической минералогии.*

Процессы минералообразования (генезис минералов) можно рассматривать с физической и химической сторон.

В первом случае мы приходим к *онтогении* минералов. Онтогения минералов это *история минеральных индивидов и агрегатов* (друз, сростков, сферолитов, конкреций и т. п.), включающая их зарождение, рост и изменение.

Изучение морфологии минералов во всем ее многообразии в нашей стране началось довольно давно. Оно и сейчас успешно развивается советскими учеными. В их числе следует назвать профессоров П. А. Земятченского, С. М. Курбатова, Г. Г. Леммлейна и особенно Д. П. Григорьева. Недавно вышедшая книга Д. П. Григорьева «Онтогения минералов» освобождает автора от рассмотрения этой части курса.

В наших нескольких лекциях внимание будет сконцентрировано на *второй стороне генетической минералогии — на геохимической* сущности процессов минералообразования. Это будет сделано путем рассмотрения данных, полученных при изучении *минералогии* типичных *месторождений:* магматических, пегматитовых, пневмолито-гидротермальных.

Следует сразу же отметить, что степень минералогической изученности и советских и зарубежных месторождений весьма неравномерна. *Поэтому наряду с месторождениями, где можно найти много интересных* данных об их генезисе, в наших лекциях будут фигурировать и такие месторождения, изучение минералогии которых свелось, по существу, к перечислению парагенетических ассоциаций. Такая неравномерность свидетельствует о том, что генетическая минералогия — еще только начинает формироваться в качестве самостоятельной геохимической дисциплины.

На пути изучения процессов минералообразования минералога и геохимика обычно подстерегают три трудности.

Первая трудность состоит в том, что в подавляющем большинстве случаев исследователю не дано присутствовать при процессах минералообразования. Поэтому расшифровка этих процессов — это лишь бóльшая или меньшая степень приближения к истине, но не сама истина.

Об этом приходится напоминать потому, что некоторые распространенные генетические теории и суждения принимаются порою на веру, без критического их осмысливания.

Вторая трудность — в том, что процессы минералообразования происходят непрерывно, при этом очень часто имеет место *наложенность* одних процессов на другие. Минералогу бывает очень трудно восстановить картину первичных процессов минералообразования, которые по сути дела обусловили формирование того или иного *типа месторождений.*

Третья трудность — в том, что, изучая процессы минералообразования, мы обычно сталкиваемся с широко распространенными явлениями *растворения, переноса, переотложения* и *перекристаллизации минералов.* Поэтому нередко минералы, принимавшиеся как «ранние», «высокотемпературные» и т. п., при детальном исследовании оказываются весьма «поздними», связанными с химическим изменением и перераспределением первичного минерального вещества. Таковы, например, мусковит в гранитах, апатит и берилл в пегматитах, микроклин и альбит в кварц-вольфрамитовых жилах и т. д.

Трудности существуют и другие. И все же автор надеется, что лекции по генетической минералогии будут способствовать тому, чтобы исчезли глухие стены между отдельными, и как еще многим кажется, самостоятельными процессами: магматическими и пегматитовыми, между пегматитовыми и пневматолитовыми (если в глубинных условиях пневматолиз вообще существует), между пневматолитовыми и гидротермальными. А с исчезновением этих глухих стен, вероятно, окажется, что процессы минералообразования отнюдь не так уж многообразны и что они подчиняются сравнительно немногим общим закономерностям.

Генетической минералогии надлежит познать эти закономерности.

ИЗ ИСТОРИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ В МИНЕРАЛОГИИ

Лекция 1

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ В МИНЕРАЛОГИИ

В геохимическом цикле наук, изучающих химию земной коры, важнейшими, как известно, являются минералогия и геохимия.

В. И. Вернадский в 1923 году писал: «Объектами земной химии, как и объектами общей химии, будут тела разного физического состояния — газообразные, жидкие и твердые. Они получаются в результате химических реакций... В минералогии эти тела называются *минералами*». Таким образом, минералы — это продукты природных химических реакций, совершающихся в земной коре. Они различаются по составу, свойствам и *генезису*, т. е. по способу образования. *Минералы возникают и со временем исчезают.* Поэтому мы можем охарактеризовать *минералогию как науку о природных химических соединениях — минералах, их составе, внешней и внутренней структуре, свойствах, условиях образования и изменения.*

Состав, структуру и свойства минералов как уже отмечалось во введении изучает минералогия *общая* или *описательная.* Химизм процессов минералообразования, условия возникновения минералов и причины их изменения изучает *минералогия генетическая.*

Подобно другим наукам, минералогия возникла и выросла в результате практических запросов человека, в результате его практической деятельности. Первые страницы истории минералогии теряются в глубине веков. Сотни тысяч лет тому назад в стадный период жизни общества человек впервые познакомился с камнем, и вся дальнейшая история минералогии — это история познания человеком камня, его состава, его свойств, его генезиса.

Первые камни, использованные человеком, так называемые аморфолиты, представляли собою естественные обломки различных пород — изверженных, осадочных и метаморфических. Их поставляла в готовом виде природа. Прошли тысячелетия, прежде чем человек заметил, что не все камни, которые попадают ему в руки, равноценны по своей способности быть оружием защиты и нападения. И еще много тысяч лет потребовалось первобытному человеку для того, чтобы понять, что эффективность камня резко возрастает, если ему придать необходимую форму. Но когда человек это понял, его камень-оружие стало превращаться в камень-орудие, а сам первобытный человек-животное постепенно становится мыслящим человеком Homo sapiens. С этого времени по сути дела начинается история разумного освоения камня-минерала.

В эолите, как отмечалось выше, человек пользовался аморфолитами. Но уже в нижнем палеолите появляются тесаные орудия из отбитого камня.

В среднем палеолите на смену тесаным орудиям приходят колотые орудия — остроконечники, скребла, режущие и колющие камни. В верхнем палеолите изготовлялись отжимные орудия — каменные ножи, наконечники дротиков и копий, сверла, резцы. В это время человек, по-видимому, научился добывать огонь. Еще позже, в неолите, каменные орудия достигают высокого совершенства: появляются полированные орудия, искусно обработанные наконечники копий и стрелы, пилы, кинжалы, сверленые и полированные топоры. Судя по тому, что для их изготовления использовались кварц, полевой шпат, агат, кремень, нефрит и в обиходе человека появились минеральные краски и янтарь, можно думать, что человек конца каменного века уже достаточно хорошо разбирался во многих камнях.

Около 7000 лет назад началось употребление меди и золота. Каменный век сменился веком медным. Позже, в эпоху бронзового века, использование металлов расширилось за счет получения сплавов меди с оловом, цинком и свинцом. Около 4000 лет назад человек научился выплавлять железо. Наступивший железный век свидетельствовал о высокой культуре производства металла, так как железные руды весьма трудно поддаются обработке.

Медленно накапливались знания о минералах. Они передавались в те времена в большинстве своем устно и по этой причине нередко бесследно обрывались. И все же уже 5500 лет до нашей эры египтяне, строившие пирамиды, умели довольно хорошо отличать различные породы, в том числе сиенит от гранита. В гробнице фараона Тутанхамона, жившего почти 33 века назад, обнаружены золото, сердолик, алебастр, обсидиан, кварцит, корнеол, яшмы, полевой шпат, лазурит и, что весьма интересно, имитации цветного стекла по яшме, лазуриту, бирюзе и другим минералам (Картер, 1959). Это показывает, что в Египте в те далекие времена яшма, лазурит и бирюза были столь редки и дороги, что даже в гробницу фараона клали лишь их имитации. Известно также, что в XVI веке до нашей эры в Египте применялась ртуть. Ее получали, по-видимому, из киновари.

Одним из первых сочинений по минералогии является «Книга о камнях» Теофраста (372—287 гг. до н. э.), ученика Платона и Аристотеля. Знакомство с содержанием книги показывает, однако, что Теофраст не был творцом минералогии, он лишь продолжал ее традиции, «суммировав основные знания античной науки о минералах» (Лемм-лейн, 1963).

Среди минералов Теофраст выделял 16 видов, которые составляли две категории: камни и руды. Но Теофраст не ограничивался внешним описанием их. Уже тогда древнегреческого философа интересовали вопросы генезиса минералов. По его мнению, минералы образовались из земли и воды. При этом камни образовались посредством влажного тумана, а руды — из сухого дыма, вырывавшегося из земных недр. Теофраст также полагал, что минералы отвердевали под влиянием разных причин: одни — от тепла, другие — от холода, третьи — от обоих этих начал.

Генетическая концепция Теофраста не была единственной попыткой древних мыслителей объяснить происхождение минералов. Другой греческий историк Диодор Сицилийский (род. в 301 г. до н. э.), живший в Риме, автор многотомной «Исторической библиотеки», утверждал, что горный хрусталь состоит из чистой воды, которая затвердела от божественного огня.

Плиний Старший (23—79 гг. до н. э.), погибший при извержении Везувия, в последнем, 37-м томе знаменитой «Naturalis historiae»

(«История природы»), представлявшей сводку античных знаний,[1] писал: «Кристалл образуется действием сильного холода. По крайней мере оный там только находится, где наиболее смерзается зимних снегов. А что он есть лед, сие достоверно; оттого греки его так назвали... Почему он родится шестисторонний, сему трудно найти причину, тем более, что и концы не одинаковый вид имеют, и гладкость боков столь совершенна, что того никаким искусством произвести не можно» (Севергин, 1819).

В трудах Плиния можно найти и такие данные: «Все кварцы происходят из воды и ила, то есть просачивающего пота земляного. Что зимою вместе стекается, то в летние жары зреет... Алмаз, сия неодолимая сила, противящаяся двум сильнейшим веществам в природе, железу и огню, разламывается от козлиной крови, и не иначе как будучи отмачиваем в свежей и теплой. Алмаз соделывает также и яды бессильными, и прогоняет пустые страхи из мыслей» (Севергин, 1819). Иными словами, в сочинениях Плиния правильные генетические наблюдения обильно перемешаны с фантастическими вымыслами и предположениями.

В V веке пала Римская империя. Наступает средневековье, продолжавшееся до XVII века.

Наука того времени, будучи «служанкой богословия», всецело находилась в руках церкви. Все, чему учила церковь, являлось догмой, непреложной истиной. Малейшее отступление от нее жестоко каралось.

Исключительно высок был авторитет античных ученых, ученых рабовладельческого общества, таких, как Аристотель. Но Аристотель средневековья был мало похож на себя. Как справедливо замечал В. И. Ленин, церковь «убила в Аристотеле живое и увековечила мертвое» (Филос. тетради, стр. 303). Господство теологии, схоластики, догматизма не могло не вызвать застоя научной мысли. И, действительно, в это время вместо научного искания разгораются схоластические споры. Вместо подлинной науки рождается астрология, «изучающая» влияние небесных тел на судьбы людей, и алхимия, занятая поисками философского камня, жизненного эликсира, всеобщего растворителя — алькаэсте. Вместо научного исследования минералов появляются сводки магических свойств минералов — ляпидарии.

В средневековых ляпидариях можно было найти удивительные сведения о камнях. Например, считалось, что бирюза приносит ее владельцу победу (слово бирюза означает, по-персидски «победа»). Янтарю приписывались свойства отвращать вред дурного глаза. Аметист, оказывается, способен предохранять человека от опьянения (аметист — камень, сохраняющий трезвость) и т. д. Самым «важным» минералогическим сочинением раннего средневековья на христианском Западе было описание «двенадцати камней» библейских первосвященников, сделанное епископом Епифанием Кипрским (310—403). Эти камни — сердолик, изумруд, гранат, лазурит, оникс, янтарь, агат, аметист, хризолит, бирюза, яшма, нефрит — на сотни лет стали единственными объектами исследований их целебных и магических свойств.

На безрадостном фоне средневековья ярко сияют имена двух выдающихся среднеазиатских ученых, наших соотечественников, уроженцев Хорезма (Узбекистан) Ал-Бируни и Ибн-Сины (Авиценны). В области минералогии особенно велики заслуги первого из них.

Ал-Бируни (972—1048) значительную часть своей жизни провел

[1] В «Naturalis historiae» Плиний использовал труды более пятисот авторов. Из прочитанных и учтенных им 2000 книг Плиний извлек более 20 000 фактов, событий и сведений. Многие из них, однако, мифологического характера.

в Хорезме. Хорезм к началу XI века представлял собой важный пункт, лежащий на пересечении торговых путей из Индии и Ирана в Поволжье и Русь.

Несмотря на неоднократные опустошения, вызывавшиеся нашествиями тюрков, арабов, персов, Хорезм оставался одним из крупных культурных очагов древнего мира. В VII—VIII веках Средняя Азия, как известно, была завоевана арабами. Хорезм, однако, и в это время оставался сосредоточением крупных научных сил. Во второй половине IX века, когда на смену арабскому владычеству пришло таджикское государство саманидов, распространившее свою власть на Иран, в Средней Азии происходит мощный подъем сельского хозяйства, ремесел, торговли. Среднеазиатская культура приобретает мировое значение.

По политическим обстоятельствам Ал-Бируни был вынужден много раз эмигрировать за пределы родной страны. Он посетил Персию, Индию, Афганистан. Ал-Бируни хорошо знал литературу своего времени, владел многими языками, был в курсе всех научных достижений, и это позволяло ему выступать с обобщениями и в области минералогии, и в области смежных наук. Так, задолго до Ломоносова, изучая янтарь и обнаружив в нем включения насекомых, он высказал мысль, что янтарь — не местное образование, ибо таких насекомых в Средней Азии в его времена не существовало.

Исключительный вклад сделал Ал-Бируни в минералогию своим знаменитым трактатом о камнях «Собрание сведений для познания драгоценностей» (1963). Ал-Бируни закончил его в год своей смерти.

В книге приведены все сведения о минералах, известных в те времена, таких, как яхонт, шпинель, гранат, алмаз, жемчуг, изумруд, бирюза, сердолик, оникс, горный хрусталь, коралл, аметист, лазурит, малахит и многие другие. Всего описано свыше 100 минералов, приведено около 300 названий, указаны их синонимы. При описании минералов даны свойства — форма кристаллов, цвет, прозрачность, блеск, удельный вес, магнитность, твердость. Для определения удельного веса Ал-Бируни с помощью специально созданного им прибора взвешивал вытесненную минералом воду. Таким способом ему удалось достичь весьма высокой точности измерения. Так, например, удельные веса железа и свинца, определенные Ал-Бируни, отличаются от современных данных лишь на 0,01. Ал-Бируни, по-видимому, был одним из первых, кто использовал физические свойства минералов (константы) для их детальной и объективной характеристики.

Им описаны многие среднеазиатские месторождения бирюзы, ртути, железа, меди, серебра, золота. Он обратил внимание на жидкие и газово-жидкие включения в минералах, справедливо подчеркнув, что это те самые «соки земли», из которых эти минералы, вероятно, образовались.

Ал-Бируни был не только замечательным естествоиспытателем. В условиях жестокого средневековья он вел смелую и последовательную борьбу с мракобесием и суевериями. Книга Ал-Бируни полна примеров, опровергающих бытовавшие в его времена фантастические домыслы и псевдогенетические измышления. Суеверие за суеверием разбивал Ал-Бируни, экспериментом и опытом доказывая их несостоятельность и утверждая тем самым силу и могущество научного знания. И в этом состояла особая заслуга Ал-Бируни перед наукой.

Говоря о средневековье, как о периоде, для которого характерен застой научной мысли, нельзя забывать в то же время, что уже в недрах его создавались условия для будущего развития многих наук.

Больше того, развитие и самой алхимии приводило к очень важным научным следствиям. Этому способствовали некоторые экономические предпосылки того времени. Так, например, рост денежных отношений вызывал нужду в драгоценных металлах, необходимых для чеканки денег из золота и серебра. И алхимики пытались научиться получать драгоценные металлы из других, менее ценных металлов. Им не удалось найти способа превращать железо и медь в золото. Но, обобщив опыт горного дела, металлургии, красильного дела и других производств, средневековые экспериментаторы создали общую теорию вещества, и она оказалась весьма прогрессивной. Согласно этой теории, все тела возникают из единой первичной материи и обладают способностью превращаться одно в другое; металлы — суть сложные тела, а это означало, что их можно разделить и выделить то, что нужно человеку. При всей наивности подобного рода суждений в них нельзя не видеть разумных основ. Даже фантастические представления о «философском камне», о «жизненном эликсире», об «алкаэсте»—всеобщем растворителе — во всем этом в большей или меньшей степени был здравый смысл. В результате неустанных поисков алхимикам удалось разработать многие методы исследований вещества: дистилляцию, возгонку, осаждение, фильтрование, кристаллизацию и другие. Им удалось открыть также серную и соляную кислоты, царскую водку, различные соли, порох, бумагу и многое другое. Значение этих открытий для будущего науки трудно переоценить.

Исследования средневековых ученых способствовали поискам руд и металлов. Уже в VI веке славяне вели поиски руд в Богемии и Моравии. В 920 г. были открыты месторождения медного сланца в Гессене. В 935 г. обнаружен рудный шток свинцовых руд у Госслара. В XIII веке началась разработка серебряных месторождений Рудных гор в Саксонии. В XIII же веке появляется солидное по тому времени пятитомное описание минералов и руд Альберта Магнуса (1193—1280).

В эпоху Возрождения (XIV—XVI вв.) огромное значение получают такие крупнейшие открытия и изобретения, как получение бумаги, пороха, начало книгопечатания, изобретение компаса и др. Военные экспедиции и огнестрельная артиллерия требовали металлов. Книгопечатание распространяло новые идеи в науке и новую культуру. Развитие мореходства, совершенствование компаса, развитие картографии способствовали новым открытиям. И, действительно, открытия с конца XV века следуют одно за другим. В 1492 г. была открыта Куба («Америка») Христофором Колумбом. Через пять лет Джон Кабот (1497) впервые достиг Нью-Фаундленда. В 1497—1499 гг. Васко да Гама открыл путь в Индию. В 1519—1522 гг. португалец Магеллан совершил первое кругосветное путешествие.

Особенно стремительный подъем наблюдался в области техники, естествознания и культуры начиная с конца XV века.

Энгельс в «Диалектике природы» писал: «Это был величайший прогрессивный переворот из всех пережитых до того времени человечеством, эпоха, которая нуждалась в титанах и которая породила титанов по силе мысли, страсти и характеру, по многосторонности и учености».

Человечество гордится титанами, которых дала Западная Европа миру в эпоху Возрождения. Но человечество не должно забывать, что «Данте и Леонардо да Винчи, Джордано Бруно и Николай Коперник, Колумб и Чосер, Гуттенберг и Магеллан творили свои замечательные дела, создавали свои изумительные произведения только потому, что

безвестные русские ратники героически бились с татарами у стен Рязани и Козельска, на улицах Киева и в ущельях Карпатских гор», — писал советский историк В. В. Мавродин. Поэтому совсем неизвестно, дала бы Европа этих и других гигантов человеческой мысли и искусства, если бы Русь в то время не стала насмерть, заслонив собой Европу от татаро-монгол.

В области геологии и минералогии эпоха Возрождения дала своего титана. Им был Георгий Агрикола (Бауэр) (1490—1555). «Отцом всех металлургических наук» назвал его выдающийся немецкий ученый Абраам Готлиб Вернер.

Георгий Агрикола, подобно Ал-Бируни, обобщил достижения геологической науки в Европе; он лично посетил и изучил многие месторождения в Саксонии, в Германии, в Чехословакии, на Балканах, на Пиринейском полуострове. Владея несколькими языками, Агрикола учел многое из того, что было написано до него и изложил накопленные знания в серии своих произведений: «О происхождении и причинах того, что находится под землей»; «О природе того, что вытекает из земли»; «О природе ископаемых»; «О горном деле и металлургии». Последняя книга переведена полностью на русский язык в 1962 г. В этой книге Агрикола впервые в истории дал систематическое изложение основ горного искусства, подробно описал все известные в то время минералы (около 60), классифицировал их, подробно охарактеризовал почти 20 новых минералов и высказал мнение, что минералов в природе существует великое множество. Ему же, по-видимому, принадлежит честь открытия висмута.

Агрикола пытался объяснить происхождение минералов и критически рассматривал существующие гипотезы. Например, в его время считалось, что в природе существует лишь шесть металлов. Из них золото образуется под действием Солнца (таков его генезис), серебро — под действием Луны, а жидкое серебро, т. е. ртуть, — под действием Меркурия, медь — под прямым влиянием Венеры, а железо — Марса (бога войны); свинец — двух сортов: белый образуется в результате влияния планеты Юпитер, черный — планеты Сатурн.

Агрикола показал, что металлов в природе значительно больше, ибо ртуть это не жидкое серебро, а самостоятельный металл, так же как пепельный свинец — самостоятельный металл висмут, черный свинец — настоящий свинец, а белый свинец — это олово. Что же касается широко распространенного электрума, то исследования привели его к выводу о том, что электрум — не металл, а природный сплав двух элементов — золота и серебра.

Неустанную борьбу вел Агрикола со случайными в науке, нечестными людьми. Требуя наказывать алхимиков за подделки, он писал: «Не меньшей кары заслуживает обман, допускаемый категорией алхимиков, которые бросают в тигель крупицу золота или серебра, вложенную в кусок угля, и делают вид, будто примешиванием веществ, якобы обладающих чудодейственной силой, они добывают золото из аурипигмента или серебро из олова и т. п.» (Агрикола, 1962, стр. 12).

Генетическая концепция Агриколы может быть представлена следующим образом. Вследствии размывающего действия подземных вод в земле образуются трещины и щели. С течением времени они заполняются землей, отвердевающими растворами, камнями, металлами и прочими веществами. Все они отложились из растворов, протекавших по трещинам. Камни образуются, по Агриколе, не проявлением «камнеобразующей» силы, а благодаря определенным соотношениям тепла и сухости, холода и влаги.

Древнейшие разработки руд на территории Советского Союза относятся к третьему тысячелетию до н. э. В это время началась добыча золота на Кавказе, позднее оловянных руд в Калбинском и Нарымском хребтах, а приблизительно 1500 лет до н. э. — разработка золота в Северном Казахстане, которые продолжались восемь веков. Глубина древних выработок достигает здесь 30 м. В VIII—VI веках до н. э. производилась добыча и обработка железных руд в средней части России. На юге России культура железа достигла известного расцвета уже в VI—V веках до н. э. Позже, в Киевской Руси (IX—XII века), дальнейшее развитие получили кузнечные, литейные, ювелирные и другие ремесла, базировавшиеся на широкоразвитом на Руси горном деле. Полоса железнорудных месторождений в те времена тянулась от Луги через Мгу, Тулу, Каширу до Урала. Очень давно на Руси был известен янтарь как один из предметов торгового обмена между Русью и Византией; на Волыни добывался пирофиллит; аметисты — в Кандалакше; соль — в Сольвычегодске; светлая слюда — «мусковит» — в Карелии и на Кольском полуострове. Конечно, безвестных русских землепроходцев и горщиков и тогда уже интересовали вопросы: где и как образуются руды и минералы. К сожалению, никаких письменных сведений подобного рода не сохранилось.

Развитию горного дела в России непоправимый удар нанесло татаро-монгольское нашествие. Однако уже через 11 лет после падения монголо-татарского ига, в 1491 г., Иван III направляет первую крупную экспедицию на Печору для поисков серебряной руды. И в XVI—XVII веках в России было открыто много месторождений медных, серебряных, железных и иных руд. В знаменитой рукописной «Торговой книге», написанной неизвестным автором в 1575 г. и переписанной в 1610 г. в Москве, дано интересное описание многих русских минералов, их приметы (твердость, цвет, удельный вес) и стоимость. Между прочим, в ней говорится: «Начали ныне в изумрудный цвет делати достаканы (? — *В. Б.*) лживые, а говорят свинцом подделывают стекло. И вам изумруд пытати изумрудовою трескою (царапаньем. — *В. Б.*): и будет не иметь его треска, ино то прямой изумруд, а имеет треска, ино то поддельное стекло. В изумруде дорогом, что в зеркале видится вид человека» (Сахаров, 1851).

О том, насколько по-хозяйски относились русские землепроходцы к открытым месторождениям полезных ископаемых, можно судить по следующему факту.

В 1558 году посол Ивана Грозного, возвращаясь из Царьграда в Москву, доносил: «В Угорской земле, в волости Марамароша, в горах Полонинах стоит монастырь. В том же монастыре есть кладезь, а в нем вода сладка, что грушевый квас. Да есть иные кладези, ино вода в тех, как уксус, а иные, как кислые щи. Да близко до того монастыря в горах соль копают в земле, как лед, и в другой горе копают воск, а воск тот сер... Да близко того же монастыря есть поточец, а в нем садится сера горящая. Да в тех же горах вода из гор каменных течет обо горяча, как мочно яйцо варити, и на те воды многие люди приходят больные и всякими недугами одержимы и кладутся в те воды и всем приходящим бывает здравие и исцеление» (газ. «Сов. Закарпатье», 2 октября 1955 г.).

XVII век характеризуется бурным расцветом кристаллографии как науки. Этому способствовал открытый в 1616 г. И. Кеплером (1571—1630) закон равенства углов между лучами снежинок, который, в свою очередь, подготовил знаменитый вывод Николо Стено (1638—1687): «Углы между соответствующими гранями и ребрами во всех кристал-

лах одного и того же вещества постоянны», известный как закон постоянства углов.

Величайший ученый XVII века И. Ньютон (1642—1727) в своих многочисленных работах близко подходил к вопросам кристаллографии и, как это свойственно гениальному человеку, точно схватывал сущность явлений. В частности, в своей знаменитой «Оптике» Ньютон писал: «Нельзя не предположить, что при образовании кристалла частицы не только установились в строй и ряды, застывая в правильных фигурах, но также посредством некоторой полярной способности повернули свои одинаковые стороны в одинаковом направлении». Это было написано в 1675 г., но и сейчас, почти через 300 лет, трудно что-либо добавить к словам, охватившим сущность современных кристаллохимических представлений.

Несмотря на блестящие достижения кристаллографии в XVII веке, минералогия все же являлась наукой чрезвычайно далекой от того, что она представляет собой сейчас. Последняя включала еще в себя геологию, кристаллографию и палеонтологию. Лишь в XVIII веке геология обособилась в качестве самостоятельного предмета. Но и в XVIII веке минералогия, или, как ее тогда называли, ориктогнозия, по сути дела, являлась целым комплексом наук, и ее главным содержанием было попрежнему описание ископаемых от минералов до окаменелостей включительно.

В XVIII веке в минералогии возникают и все более отчетливо начинают вырисовываться два самостоятельных направления: морфолого-описательное и химико-генетическое. Родиной первого была Франция. Богатейшие собрания естественных кристаллов-минералов в руках таких выдающихся исследователей, как Р. Аюи (1743—1822) и Роме де Лиль (1736—1790), явились основой для создания точной науки — кристаллографии. Точнейшие измерения гранных углов кристаллов, открытие закона целых чисел, исследование спайности минералов, детальное описание форм кристаллов, изучение физических признаков — вот то главное, чем занимались представители морфолого-описательного направления в минералогии. Выдающимся представителем этого направления во Фрайберге (Саксонии) был Абраам Готлиб Вернер (1750—1817), профессор Фрайбергской горной академии. Вернер преподавал минералогию и горное дело более 40 лет, он был блестящим лектором. Однако его геологические наблюдения, ограниченные районом Фрайберга, были узки и односторонни. Односторонней была и разработанная Вернером классификация минералов. Ее основу составляли физические, чисто внешние признаки минералов: цвет, блеск, излом, магнитность, черта, твердость, звон, холод, тяжесть, запах, вкус. Эти свойства определялись перочинным ножом, магнитом, соляной кислотой, языком, носом. Они не связывались ни с составом минералов, ни со средой, в которой образовался и изменялся минерал. Метод исследования минералов, по Вернеру, был шагом назад по сравнению с точными исследованиями кристаллов французами Аюи и Роме де Лилем.

Формальный характер классификации минералов, по Вернеру, можно иллюстрировать таким примером. Один лишь красный цвет минералов подразделялся им на 14 разновидностей: алый, гиацинтовый, кирпичный, киноварный, медно-красный, кровяной, карминовый, кошенильный, синевато-красный, мясной, розовый, персиковый, синевато-красный с буроватым оттенком и красновато-бурый. Способствовало ли познанию сущности минерала отнесение его к одной из перечисленных разновидностей?

Формальна и надумана была и генетическая (нептунистическая)

концепция Вернера (1791), согласно которой все известные на земле горные породы (осадочные, магматические и метаморфические), рудные жилы и минералы образовались путем кристаллизации на дне мирового океана. Отстаивая эту концепцию, Вернер не придавал значения процессам вулканизма. Он не допускал возможности тектонических перемещений земной коры.

В XVIII веке, как уже отмечалось выше, в минералогии создается и другое направление — химико-генетическое. Родиной его была Россия. Это направление получило распространение и за рубежом. В Западной Европе представителями его были А. Кронштедт (1722—1765) И. Я. Берцелиус (1779—1848) и др.

Возникновение и развитие химико-генетического направления в минералогии связано с выдающейся ролью М. В. Ломоносова (1711—1765). Но прежде, чем перейти к оценке заслуг Ломоносова как минералога, следует хотя бы кратко сказать о Петре I, ибо выдающейся деятельности Ломоносова предшествовала не менее выдающаяся деятельность Петра I.

Петр I удивительно хорошо понимал нужды своей страны. Одной из постоянных его забот была забота о том, чтобы как можно полнее поставить на службу стране ее недра и их богатства. Петру I было ясно, что пока в стране существует множество мелких вотчин — фактических хозяев земли, освоить эти богатства практически будет невозможно, и Петр I решается на важный государственный акт. 10 декабря 1719 г. им издается указ, в котором говорится: «Соизволяется всем и каждому дается воля, какого бы чина и достоинства не был, во всех местах, как на собственных, так и на чужих землях, искать, плавить, варить и чистить всякие металлы, сиречь: золото, серебро, медь, олово, свинец, железо, также и минералы, яко селитра, сера, купорос, квасцы и всяких красок потребные земли и каменья». Последствия этого акта не заставили себя ждать. Тысячи безвестных людей всякого «чина и достоинства» занялись поисками металлов и самоцветов. Уже 22 декабря 1724 г. указом Бергколлегии нерчинский житель Гурков за открытие шерловогорских топазов и аквамаринов был награжден пятью рублями. Скоро здесь, в Забайкалье, по указанию Петра I создается горнорудная промышленность, поставляющая стране свинец, серебро, олово, золото, цинк. На Урале разворачивается деятельность будущего всесильного дворянина Никиты Демидова, основателя династии уральских и алтайских горнозаводчиков. Талантливые организаторы и жестокие крепостники, получившие от Петра I деньги, земли и крестьян, они в короткий срок создают на Урале заводы — Каменский, Невьянский, Нижне-Тагильский и другие, заводы в Казанской и других губерниях, распространив свое влияние вплоть до Алтая. Всюду, куда мог проникнуть русский человек, он открывал что-то новое, и в эпоху Петра I отовсюду приходили удивительные вести. В стране строилась масса железорудных и медеплавильных заводов, разрабатывались открытые месторождения самоцветов, строительных материалов и руд, увеличивалась выплавка металлов. Все это дало поразительные результаты: в XVIII веке Россия занимала первое место в мире по производству чугуна! Россия при Петре I выплавляла чугуна в 2,5 раза больше, чем Англия, и в 4 раза больше, чем Франция.

Ломоносов хорошо использовал то, что было подготовлено в России выдающейся деятельностью Петра I.

В противоположность Вернеру в области геологии и минералогии Ломоносов не был кабинетным ученым. Он «наблюдал минералы и минеральную жизнь земли не только на оторванных от нее образцах коллек-

ций, а познавал ее на месте и не раз в своих работах подчеркивал значение наблюдений в рудниках... Чувство единства совершающихся сейчас на земле процессов с былым Земли проникает всю мысль Ломоносова и делает его наблюдения в этой области нам близкими и понятными» (Вернадский, 1911, стр. 144).

Ломоносов по праву считается одним из основоположников русской минералогии. Он один из первых подметил то главное, что характеризует минерал наиболее полно и точно, — химический состав минерала. Именно он, химический состав, обусловливает все свойства минерала. И поэтому могущественной *Химии* посвящает свои знаменитые стихи Ломоносов:

„В земное недро, ты, Химия,
Проникни взора остротой
И что содержит в нем Россия
Драги сокровища открой."

Ломоносов пытался химическим путем воспроизвести минералы. Однако это ему не удалось сделать: слишком скудны в то время были знания о минералах, о их составе и условиях образования. Во времена Ломоносова химии были известны всего лишь 17 элементов, в числе же неизвестных находились самые распространенные — кислород (открыт в 1772 г.), кремний (открыт в 1823 г.) и алюминий (открыт в 1825 г.). Однако, не получив искусственных минералов, Ломоносов после почти 4000 химических опытов научился делать непрозрачные цветные стекла — смальты.

В небольшой лаборатории Ломоносова на Васильевском острове возродилось древнее производство искусственных камней для мозаик. Из них Ломоносову и его ученикам в 1751—1769 гг. удалось создать 40 мозаичных работ, в том числе знаменитое панно «Полтавская баталия», которым в здании Академии наук М. В. Ломоносов увековечил и ратный подвиг Петра I и свое глубокое к нему уважение.

Смерть застала Ломоносова над большой работой, посвященной минералогии России. Но и то, что успел создать Ломоносов в этой области при жизни, поставило его в особое, по сравнению с современниками, положение.

Главной заслугой Ломоносова в области геологии и минералогии являются его представления о *развитии,* в том числе *развитии минерального вещества* в истории Земли. Эта идея не была сформулирована им в законченном виде, но она звучит во многих высказываниях Ломоносова. Так, в знаменитом труде «О слоях земных» (1763), который явился «во всей литературе XVIII века — русской и иностранной — первым блестящим очерком геологической науки» (Вернадский, 1911), Ломоносов писал: «...Во-первых твердо помнить должно, что видимые телесные на земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим; но великия происходили в нем перемены... Напрасно многие думают, что все, как видим, с начала Творцом создано; будто не токмо горы, долы и воды, *но и разные роды минералов произошли вместе со всем светом;* и *потому де не надобно исследовать причин для чего они внутренними свойствами и положением мест разнятся»* (курсив мой. — *В. Б.*). Коль скоро минералы не вечны и они находятся в состоянии изменения, наука их изучающая — минералогия — должна быть наукой естественноисторической. И классификация минералов поэтому не представляет собой чего-то механического и формального, а должна строиться на тех же

принципах. Ломоносов требовал: «*Для различия камней должно вступить* в *натуральную историю о минералах*».

История минералов, включающая их возникновение, жизнь и превращения, не представляет собой науки академической. Она имеет важное практическое значение.

«Наука о минералах и о прииске рудных мест, — писал он, — *много должна быть понятнее с показанием происхождения минералов,* для чего они и в каких местах могут родиться и где не могут, что служит к великому облегчению трудов наших» (курсив мой. — *В. Б.*).

Ломоносов был убежден, что и горные породы не могут изучаться и классифицироваться без знания их генезиса. «Дикой камень (горные породы. — *В. Б.*), из коего состоит большая часть великих гор, хотя довольно всякому известен; однако должно рассмотреть его происхождение и строение, поскольку требуется к знанию слоев земных. И так следует искать *как оной родился...*» (курсив мой. — *В. Б.*). И здесь же Ломоносов перечисляет «способы рождения камней». Их пять: 1) посредством механического осаждения в водоемах мелкообломочных и иловатых частиц — образуются слоистые и ритмичные глины; 2) путем ослеживания глин, их затвердения и перекристаллизации; 3) путем пропитывания осадочных пород растворами и их цементации; 4) посредством последовательной кристаллизации из растворов на стенках полостей и пустот; 5) путем испарения растворителя — агаты, сердолики, опалы, представляющие собой «загустелый сок», который собрался из гор в упомянутые полости».

«...Хотя и другие не отрицаю, — писал Ломоносов, — однако несомненно сии (способы рождения камней. — *В. Б.*) суть самые главные, в которые заключать можно и протчие».

Таким образом, познание *химизма* и *генезиса* минералов и пород, по Ломоносову, являлось важной составной частью минералогии как науки. Поэтому с достаточным основанием М. В. Ломоносова можно считать основоположником химико-генетического направления в минералогии. К сожалению, многие прогрессивные идеи великого ученого не были поняты современниками, они «оказали на них влияние, быстро изсчезнувшее из сознания» (Вернадский, 1911). Возможно, что это произошло по причине отсутствия у Ломоносова прямых учеников и научной школы.

Труды Ломоносова в области геологии и минералогии не многочисленны. В 1742 г. он написал «Первые основания металлургии, или рудных дел». Эта работа была переиздана в 1763 г. В 1745 г. был опубликован Каталог минералогической коллекции Академии наук. В 1757 г. была напечатана речь, произнесенная Ломоносовым в Академии, «О рождении металлов от трясения земли». В 1763 г. в качестве приложения к «Первым основаниям металлургии» он опубликовал свой знаменитый труд «О слоях земных».

Перед самой смертью, в 1765 г., Ломоносов обратился с призывом издать «Минералогию Российскую». Это издание не было осуществлено, но призыв Ломоносова изучать недра родной страны и помнить, что «хотя и не везде сокровища нас встречать станут, однако везде увидим минералы, в обществе потребные, которых промыслы могут принести не последнюю прибыль», — этот призыв был услышан и подхвачен знаменитыми путешественниками XVIII—XIX веков П. С. Палласом (1791—1811), И. И. Георги (1729—1802), Э. И. Эйхвальдом (1795—1876) и др., давшими блестящие и исчерпывающие для своего времени описания Поволжья, Прикаспия, Башкирии, Урала, Сибири, Забайкалья, Кавказа и Алтая.

2680

Во времена Ломоносова в России появились первые учебники по минералогии. В 1763 г. Иваном Шлаттером была издана книга шведского металлурга И. Г. Валериуса (1709—1785) «Минералогия» (Валериус, 1763), в которой с точки зрения современной науки довольно много наивного. Все минералы делятся здесь на: земли, камни, руды и сросшиеся пещи (concreta). Земли делятся на пылеватые, меловатые, мергелистые, песчанистые и др. К «камням» относятся самые различные минералы: мрамор, гипс, агат, яшмы, лазурит и др. Здесь же читателю доверительно сообщается, что «лазурит в огне цвету своего не переменяет, и ежели оной, разгорячившись, в уксусе простудится, то цвет делается живее». В другом месте можно прочитать: «Хотя хрустали в кварце находятся и от него происходят, однако в рассуждении свойств, хрусталям собственно принадлежащих... сии каменья особливый род составлять должны». Заметим, что к «хрусталям» автор относит: топаз, изумруд, рубеллит, алмаз, хризолит, берилл и др. К «рудам» отнесены соли, сернистые соединения, полуметаллы и металлы. К каменным сросткам причислены «затверделые и каменные вещи», «окаменелые вещи», «натурой малеванные вещи», «похожие на камни вещи» (например, «камни в цаплях находящиеся»).

Такова была минералогия 200 лет тому назад. Как видим, это было собрание случайных, не систематизированных явлений и вещей, не связанных между собою. Минералогия была еще очень далека от решения вопросов о том, как образуются, как возникают минералы.

Создание минералогии как науки в нашей стране связано с именем В. М. Севергина (1765—1826). Севергин впервые сформулировал задачи минералогии, указав, что они состоят в изучении строения и состава минералов, *в выяснении взаимоотношений минералов в месторождениях,* в установлении возможности практического использования минералов. Эти задачи в полной мере стоят и сейчас перед современной минералогией. Развивая идеи Ломоносова, Севергин подтвердил своими трудами, что *химия должна быть положена в основу минералогии.* Он много работал над созданием классификации минералов, основанной на их химическом составе. Параллельно с ним над созданием химической классификации минералов успешно трудился выдающийся шведский ученый И. Я. Берцелиус (Соловьев и Куринной, 1961).

Известно, что классифицировать минералы можно лишь зная их химический состав. Для определения же состава надо было освоить методы химического анализа. И Севергин не жалеет времени для разработки методов «мокрого» и «сухого» анализов. Именно он впервые в России широко применил простой и удобный метод «паяльной трубки», широко введенный в науку на Западе Берцелиусом. Паяльная трубка, известная с конца XVII века, позволяла получать весьма высокую температуру (до 1200° С) в простом пламени свечи. При такой температуре многие минералы разлагаются, и по полученным продуктам можно судить: об их химическом составе. В начале прошлого века метод паяльной трубки был одним из самых перспективных методов изучения руд, минералов, полезных ископаемых.

Севергину принадлежит учение о «смежности» минералов, впервые пролившее свет на явление совместного и обязательного сонахождения многих минералов в природе. Это учение было сформулировано им в 1790 г. и только через 50 лет, в 1849 г., в Европе его обнародовал И. Брейтгаупт (1791—1873) под названием «парагенезис». Под таким названием оно и вошло в литературу. «Смежность» Севергина или «парагенезис» Брейтгаупта, — важная историческая веха в учении о природных минеральных сочетаниях, об ассоциациях минералов, о причинах

их возникновения и исчезновения. Анализ парагенетических соотношений минералов в настоящее время является ключом к расшифровке всякого природного процесса минералообразования.

Севергин оставил большое количество описаний минералов. Его перу принадлежат различные руководства, монографии, учебники. Учебники Севергина в течение многих лет являлись настольными книгами русских минералогов и естествоиспытателей. В 1791 г. была издана книга Севергина «Царство ископаемых»; в 1798 — «Основания минералогии»; в 1804 — «Краткое начертание минералогии»; в 1805 — «Обозрение ископаемых царства Российской Финляндии»; в 1807 — «Подробный минералогический словарь»; в 1811 — «Новая система минералогии»; в 1819 г. он перевел упоминавшийся выше труд Плиния, а в 1821 г. опубликовал «Технологию минерального царства». Уже одно перечисление трудов В. М. Севергина дает представление об огромном вкладе его в минералогическую науку. Поэтому в лице В. М. Севергина мы видим одного из основоположников современной науки о минералах.

В результате становления минералогии как науки со своими задачами и методами в начале XIX века от нее обособились палеонтология, несколько позже — кристаллография и, наконец, петрография. По своим задачам минералогия XIX века становится почти современной минералогией. Однако методами ее исследования по-прежнему были преимущественно методы кристаллографические. Этому способствовали выдающиеся открытия в области кристаллографии.

В 1801 г. Р. Аюи открыл закон рациональности отношений параметров (закон целых чисел). В 1809 г. У. Х. Волластон (1766—1822) сконструировал отражательный гониометр, точность измерения на котором достигала 1 *сек.* В 1804—1809 гг. С. Вейс открыл оси симметрии в кристаллах. А еще через шесть лет он же (1815) предложил деление кристаллов на 6 сингоний. В 1855 г. А. Браве математически вывел все возможные случаи кристаллических решеток. Их оказалось 14 типов. Исследования Браве позволили объяснить внешнюю форму кристаллов и природу их граней — плоских сеток с наибольшей плотностью частиц. Из работ Браве логично и просто вытекало объяснение другого давно известного минералогам свойства минералов — «листопрохождения» — спайности. Все эти открытия вызвали бурное развитие морфолого-описательного направления в минералогии. И с середины прошлого века кристаллографическое содержание в минералогии снова становится довлеющим, определяющим. Это произошло несмотря на классические работы И. Я. Берцелиуса (1779—1848), создавшего в 1825 г. химическую классификацию минералов, работы его ученика Э. Митчерлиха (1794—1863), открывшего в 1819 г. и исследовавшего явления изоморфизма, и ранние работы Густава Чермака (1836—1927), установившего химическую конституцию многих минералов.

Химико-генетическое направление уступало свои позиции морфолого-описательному и в России. Здесь после смерти Севергина (1826) в минералогии сильно проявилось влияние западноевропейских ученых-кристаллографов. Оно сказалось прежде всего на подготовке специалистов-минералогов в высших учебных заведениях страны, таких, как прославленный Горный институт, Петербургский университет и др.

Горный институт, как известно, был создан через восемь лет после смерти Ломоносова, в 1773 г. Уже в начале XIX века он дал блестящую плеяду ученых-минералогов. Однако, будучи учениками европейских ученых-кристаллографов, минералоги Горного института преимущественно работали в области морфолого-описательного исследования минералов. Это было в известной степени шагом назад по сравнению с хи-

мико-генетическими исследованиями Севергина. В самом деле, где совершенствовали свое мастерство питомцы Горного института? Как правило, на кафедрах западноевропейских ученых. Но эти кафедры были заняты: Вернером — в Фрайберге, Аюи — в Париже, Вейсом — в Берлине, Моосом — в Вене, Науманом — в Лейпциге, Миллером — в Кембридже, Нейманом — в Кенигсберге. Все они были знаменитыми кристаллографами и, естественно, занимались прежде всего кристаллографией. Поэтому и их стажеры — выпускники Горного института, совершенствуясь в области кристаллографии, возвращались в Россию убежденными кристаллографами.

Говоря о том, что после Севергина минералогия в нашей стране делает как бы шаг назад, надо отметить, что это движение было постепенным, оно не сразу обнаружилось. После смерти Севергина в течение многих лет на кафедре минералогии Петербургского университета преподавал Д. И. Соколов (1788—1855), воспитанник Горного института. Он окончил Горный кадетский корпус в 1805 г. и до 1841 г. там же преподавал. Одновременно в 1822—1844 гг. Д. И. Соколов был профессором университета. Его книга «Руководство к минералогии» (1832) была еще очень близка к идеям, которые развивал Севергин. Составленная на основе химической классификации Берцелиуса она почти четверть века была наиболее распространенным учебником по минералогии в России. В этой книге Д. И. Соколов писал: «Недостаток на российском языке руководств к минералогии, кои бы представляли сию науку во всей полноте и новейшем состоянии, понудил меня заняться составлением такого руководства. Всего более старался я о том, чтобы в сочиненной мной минералогии заключались столь возможно полные и верные сведения о русских месторождениях минералов, кои в иностранных минералогиях всегда показываются кратко и ошибочно».

В «Руководстве к геогнозии» (1872), опубликованной через десять лет, Соколов дает блестящее описание нескольких слюдоподобных минералов, предвосхищая то, что скажут о них кристаллохимики через 90 лет. Нельзя не привести эти вещие слова. Д. И. Соколов писал: «На счет химического состава, слюда очень близка к хлориту; но оба эти минерала ощутительно различны от талька. Именно слюда и хлорит представляют очевидно двойные кремнекислые соли, имеющие в одном основании окислы с тремя атомами, а в другом с одним атомом кислорода ($\dot{R}$ и $\ddot{R}$). Тальк напротив того есть, кажется, простая кремнекислая соль горькозема. Впрочем состав этих тел, особенно двух первых из них, запутан до чрезвычайности, так, что химики не могли при всех стараниях вывести для них надлежащих формул. Запутанность эта зависит, во-первых, от того, что в телах этих кремнезем замещается, как полагают, глиноземом, а глинозем — железной окисью. Итак, глинозем отправляет тут две должности вдруг, и должность основания и должность кислоты; от этого химик бывает в большом затруднении, стараясь по результатам разложения определить степень насыщения основания кислотою. Во-вторых, не мало затрудняется он тем, что в основаниях с одним атомом кислорода встречает он вдруг и кали, и натр, и закись железа, и закись марганца, и литину, и горькозем. Наконец, затруднение увеличивается еще более от содержания в слюде фтора, количественное определение которого не доведено еще до надлежащей точности, и сверх того, определяющийся при проколке минерала фтор уносит с собою часть кремнезема (в виде фтористого кремния)».

Таким образом, в работах Д. И. Соколова еще очень сильно сказывается химико-генетическое направление Ломоносова — Севергина, чего нельзя сказать о более поздних воспитанниках Горного института.

Так, например, Н. И. Кокшаров (1818—1893) являлся уже явным представителем морфолого-описательного направления в минералогии. За свою долгую жизнь Кокшаров создал 11-томное сочинение под общим названием «Материалы к минералогии России». В нем приведены гониометрические исследования всех кристаллов, которые попадали в его руки. А так как Кокшаров, будучи профессором Горной академии, занимал высокое положение в науке, естественно, что к нему стекалась масса кристаллов, нередко впервые обнаруженных минералов. Кристаллы Кокшаровым лично исследовались на окружном гониометре, и эти исследования были настолько точны, что и сейчас, почти 100 лет спустя, мы обращаемся к трудам Кокшарова за справкой, желая убедиться в правильности наших гониометрических измерений. «Материалы к минералогии России» содержат исключительно точное кристаллографическое описание известных в прошлом веке минералов.

Другой его труд, «Лекции минералогии», изданный в 1863 г., начинается любопытным введением. В нем, обращаясь к слушателям, Кокшаров предуведомлял: «Посредством нескольких последовательных лекций изложен будет вам полный курс минералогии, и я постараюсь, по мере моих сил, представить вам эту науку в том состоянии, до которого ее довели знаменитые деятели нашего времени». И затем в 18 лекциях этот курс излагался. Курс состоял из двух частей: предуготовительной и прикладной. Первая часть включала терминологию, систематику и номенклатуру кристаллов, вторая — их характеристику и физиографию. Таким образом, «Лекции минералогии» Кокшарова представляли собой по сути дела обширный курс кристаллографии. В этом большом труде есть все, кроме минералогии в современном ее понимании. В ней содержатся описания простых форм, их обозначения, уравнение поясов, сингонии, гемиэдрия, комбинации, гемиморфизм. Лишь в конце курса Кокшаров весьма кратко, с кристаллографических же позиций рассматривал вопрос о несовершенстве формы природных кристаллов, замечая, что «наружность натуральных кристаллов обнаруживает... всегда большие или меньшие, а часто и довольно значительные уклонения от... идеального вида».

Содержание «Лекций минералогии» Кокшарова не будет нас удивлять, если мы вспомним, что его учителями были немецкие профессора кристаллографии Вейс и Науман. В упомянутом курсе он подчеркнул их роль в формировании своих научных интересов: «Когда я был слушателем Вейса в Берлинском университете, мне приходилось не только пользоваться одними лекциями гениального кристаллографа, но и внимательно изучать сочинения других ученых. В это-то время я и узнал всю цену учебным руководствам Наумана, который вскоре сделался любимым моим автором... Систематичность, ясность, простота, изящность и краткость, — суть отличительные черты сочинений Наумана. Кристаллографическую часть нашего курса я намерен изложить в духе методы этого кристаллографа».

В конце жизни, однако, Кокшаров изменил свое отношение к минералогии как к науке чисто описательной. В знаменитой программной статье, названной им «Предмет минералогии, краткая ее история, кристаллы как настоящие индивидуумы неорганической природы» (1876), он пришел к выводу о том, что наиболее существенным для кристаллов-минералов является их жизнь: история возникновения, существования и гибели. Кокшаров заключал свою статью следующими замечательными словами: «...Если бы мы согласились: 1) Разуметь под именем жизни индивидуумов в здоровом их состоянии не что иное, как только их существование в нормальном виде, т. е. при полном совершенстве свойств

их... 2) Под именем болезни разуметь то состояние индивидуумов нашего мира, при котором часть присущих им свойств сделалась ненормальной. Наконец: 3) Под именем смерти разуметь состояние, при котором почти все нормальные внутренние свойства индивидуумов изменились или парализовались и осталась только одна наружная форма, с уничтожением которой следует неминуемо разрушение индивидуума. То индивидуумы всех трех царств природы, то есть животные, растения и кристаллы подвелись бы тогда под один общий уровень, и мы были бы вправе сказать: *животные и растения живут жизнью органической, а кристаллы — жизнью неорганической»* (курсив мой. — *В. Б.*).

Эти слова замечательны! Они принадлежат ученому, который десятилетиями изучал одну лишь форму кристаллов, их грани, углы и их симметрию, ученому, который считал, что самым важным является исследование идеально образованного многогранника, и который был убежден, что все, что представляет собой отклонение от идеальной формы, — уроды, не заслуживающие внимания! И вот в конце жизненного пути этот ученый пришел к выводу противоположному. Оказывается, кристаллы прежде всего замечательны тем, что они живут своей собственной жизнью, так же как живут своей собственной жизнью растения и животные.

Этот вывод Н. И. Кокшарова был неожиданным. Он не сразу дошел до сознания минералогов прошлого века. И 70—80-е годы XIX века по-прежнему характеризуются преобладанием работ морфолого-описательного плана.

Мой учитель профессор С. М. Курбатов, вспоминая свои студенческие годы, писал: «Я помню, как в самом начале текущего столетия трудно было найти подходящий объект для изучения, как трудно было найти тему для сколько-нибудь значительной минералогической работы. Все представлялось уже изученным и описанным. Казалось, что минералогия уже закончила весь цикл своего развития и зашла в тупик. Следствием этого было то, что молодежь неохотно шла в минералогию, а направляла свои силы в почвоведение, в геологию и петрографию. Тяжело было и с оборудованием кафедр минералогии в России» (1964).

На фоне такого состояния минералогии в конце прошлого века вырисовывается выдающаяся деятельность человека который вывел минералогию из образовавшегося тупика. Это был В. И. Вернадский. Современная *генетическая* минералогия подготовлена его трудами.

В. И. Вернадский (1863—1945) учился в Санкт-Петербургском университете и окончил его в 1886 г. по кафедре минералогии, которую возглавлял в то время В. В. Докучаев. Время, предшествовавшее учебе Вернадского в Петербургском университете, было временем расцвета университета. Ректором его в 1867—1873 гг. был прогрессивный профессор К. Ф. Кесслер, зоолог, последователь С. С. Куторги, организатор I съезда русских естествоиспытателей и основатель Общества естествоиспытателей. Под его умным руководством собрался замечательный коллектив больших ученых — Д. Н. Менделеев (1834—1907), И. М. Сеченов (1829—1905), А. М. Бутлеров (1828—1886), А. Н. Бекетов (1825—1902) — учитель К. А. Тимирязева (1843—1920), А. С. Фаминцин (1835—1918), А. А. Иностранцев (1843—1919), Н. А. Меншуткин (1842—1907). Можно назвать и ряд других имен выдающихся ученых.

Кафедра минералогии возглавлялась в то время В. В. Докучаевым (1846—1903). В своих лекциях он отошел от традиционного описательного материала. Будучи почвоведом и геологом, Докучаев обращал внимание своих слушателей на *динамическую* сторону процессов. Он го-

ворил о том, что горные породы живут, находятся в состоянии непрерывного движения, обновления, развития и иллюстрировал это положение историей почв. Ведь почвы возникают, формируются, меняются и со временем исчезают. И дело здесь не только в том, что чернозем можно превратить в подзол, а подзол — в чернозем. Дело в том, что косная, безжизненная материя — горная порода способна со временем превратиться в несущую жизнь субстанцию — почву. Идея превращения косной материи в материю, несущую жизнь, подводили слушателей Докучаева к представлению о непрерывной преемственности химических процессов в минеральном мире, к неожиданному выводу о том, что и сами-то минералы не вечны, что они живут какой-то своей особенной жизнью. Было ясно, что *минералогу надлежит познать эту их жизнь.* Много лет спустя, вспоминая своего учителя, В. И. Вернадский (1928) писал: «Докучаев ярко выдвигал и в своих лекциях и в окружающей его молодой среде проблемы генезиса минералов». Ученик В. И. Вернадского профессор П. П. Пилипенко по этому поводу очень образно сказал: «Минералы рождаются, живут, борются и погибают побежденные. Их место занимают победители, чтобы подвергнуться той же участи. Идет непрерывный обмен вещества» (1915).

В 1891 г. Вернадский начал читать лекции по минералогии и кристаллографии в Московском университете, сменив профессора М. А. Толстопятова, долгие годы преподававшего минералогию, но научно в ней не работавшего.

С первых же дней, как он сам об этом писал, «положив в основу своей работы широкое изучение минералогических процессов земной коры», Вернадский «обратил *основное внимание на процесс, а не только на исследование продукта процесса* (минерал), *на динамическое изучение процессов, а не только на систематическое изучение их продуктов,* причем после некоторых колебаний остановился для своей исследовательской работы главным образом *на минералогии, а не на кристаллографии»* (курсив мой. — *В. Б.*). Это был принципиально новый подход к минералогии. Минералогия становилась *историей* природных химических соединений — минералов.

Столетиями задачи минералогии сводились к тому, чтобы детальнейшим образом описать свойства минералов. По Вернадскому же, задачей современной минералогии было познание жизни минералов, познание природных химических процессов, создающих минералы. В историю минералогии Вернадский вступил, таким образом, вслед за Ломоносовым и Севергиным, великим реформатором, создателем принципиально нового, *генетического* направления.

Заканчивая этот краткий обзор, следует заметить, что познание генезиса минералов и в наше время предполагает самое широкое внедрение детальных методов исследования физических свойств и химического состава минералов: масспектрометрии, радиоспектроскопии, радиоактивационных, люминисцентных, термографических, термометрических и многих других. Однако все эти методы используются ныне не ради получения констант и фактов, как таковых, а служат более полному и глубокому познанию условий образования (генезиса) минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Ал-Бируни. 1963. Собрание сведений для познания драгоценностей. Перев. А. М. Беленицкого. М.—Л., Изд. АН СССР.

Агрикола Г. 1962. О горном деле и металлургии. М.—Л., Изд. АН СССР.

Бетехтин А. Г. и Ф. И. Вольфсон. 1953. К истории развития учения о рудных месторождениях в нашей стране. В кн.: «Осн. пробл. в учении о магматоген. рудн. местор.». М., Изд. АН СССР.

Валериус И. Г. 1763. Минералогия. Перев. И. В. Шлаттера. СПб.
Вернадский В. И. 1911. Несколько слов о работах Ломоносова по минералогии и геологии. СПб.
Вернадский В. И. 1928. Задачи минералогии в нашей стране 1917—1927. «Природа», № 1.
Григорьев Д. П. и И. И. Шафрановский. 1949. Выдающиеся русские минералоги. М.—Л., Изд. АН СССР.
Кокшаров Н. И. 1876. Предмет минералогии, краткая ее история, кристаллы как настоящие индивидуумы неорганической природы. СПб.
Кокшаров Н. И. 1863. Лекции минералогии. СПб.
Картер Г. 1959. Гробница Тутанхамона. М., Изд. Восточн. литературы.
Курбатов С. М. 1964. Роль В. И. Вернадского в развитии русской минералогии. Сб. «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд. ЛГУ.
Ломоносов М. В. 1954. Полное собрание сочинений. Том 5. Труды по минералогии, металлургии и горному делу. М.—Л., Изд. АН СССР.
Леммлейн Г. Г. 1963. Минералогические сведения, сообщаемые в трактате Бируни. В кн.: «Ал-Бируни. Собрание сведений для познания драгоценностей (Минералогия)». Перев. с арабского. Изд. АН СССР.
Медведев М. 1863. Минералогия. СПб.
Патканов К. П. 1874. Драгоценные камни, их названия и свойства по понятиям армян в XVII веке. Тр. Восточн. отдел. Имп. археол. общ., ч. XVII. СПб.
Пилипенко П. П. 1915. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. ун-та, кн. 62.
[Севергин] *1899. Кайя Плиния Секунда Естественная история ископаемых тел,* переложенная на российский язык и примечаниями дополненная трудами В. Севергина. СПб.
Сахаров Ив. 1851. Русская «Торговая книга». СПб.
Соколов Д. 1842. Руководство к геогнозии. СПб.
Соловьев Ю. И. и В. И. Куринной. 1961. Якоб Берцелиус. М., Изд. АН СССР.
Теряев А. 1819. История минералогии, или краткое изображение основания оной науки, особливо в последнее двадцатилетие. СПб.
Эйхвальд Э. 1846. Геогнозия, преимущественно в отношении к России сочиненная. СПб.
Mieleitner K. 1922. Geschichte der Mineralogie im Alterum und im Mittelalter. Forschrifte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, VII. Jena. S. 427—480.

Эволюция магмы, как известно, определяется сочетанием кристаллизационной дифференциации, магматической дифференциации и ассимиляции. Последняя в конечном счете приводит к образованию гибридных пород.

Считают, что *кристаллизационная дифференциация* магмы является причиной возникновения *аккумулятивных,* или *сегрегационных* рудных месторождений (от латинских слов cumul «куча» и segregare «отделить, удалять»). Примером таковых могут служить хромитовые месторождения Урала.

Магматическая дифференциация, в свою очередь, имеет своим следствием образование *ликвационных* месторождений, каковыми считают, например, медно-никелевые месторождения Мончи и апатитовые месторождения Хибин на Кольском полуострове.

Лекция 2

МАГМА И ЕЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ. ХРОМИТО-ПЛАТИНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЫ СОЛОВЬЕВОЙ

Прежде чем перейти к рассмотрению магматических месторождений, следует поставить вопросы: 1. Что такое магма? 2. В каком состоянии находятся в ней вещества? 3. Как происходит кристаллизация магмы? 4. В чем состоит сущность кристаллизации магмы?

1. *Что такое магма?* Магма — это природный, глубинный *поликомпонентный* раствор-расплав. Магму нельзя получить путем расплавления продуктов ее кристаллизации, например, гранита, ибо магма в процессе кристаллизации гранита уже потеряла многие свои компоненты. Из гранита при его плавлении можно получить поэтому лишь силикатный расплав, но не магму. На основании того, что нам известно о излившихся магмах-лавах, условно принято считать, что *магма* — это глубинный, огненно-жидкий, силикатный или существенно силикатный раствор — расплав многих химических компонентов, насыщенный газообразными и легколетучими веществами.

2. *В каком состоянии находится вещество в магме?* По этому вопросу в последние десятилетия высказывались различные точки зрения. Остановимся на самых важных и принципиальных.

В 1935 г. выдающийся русский петрограф Франц Юльевич Левинсон-Лессинг (1861—1939) высказал мнение о том, что в магме сущест-

вуют комплексы, соответствующие будущим минералам. Эта точка зрения противопоставлялась ранее существовавшим взглядам о том, что магма состоит из окислов. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1935) писал: «Минералы в магме диссоциированы, как это установлено опытами (Иддингса, Баруса, Дельтера, Боуэна), поэтому при известных условиях могут из одной и той же магмы получиться разные минеральные комбинации. Но в магме, спокойно в процессе охлаждения доходящей до конца кристаллизации, разные основания поделили между собой кремнекислоту и соединились с нею сообразно их относительным сродствам, их относительной жадности к кремнекислоте в комплексы, сответствующие окончательным минералам такой магмы. Если в магме происходит магматическая дифференциация, то перемещаются, концентрируясь в той или иной части магматического бассейна, не отдельные окислы, как думали раньше, а комплексы, соответствующие будущим минералам» (стр. 175).

Представление Левинсон-Лессинга со временем было забыто, однако работы самых последних лет в известной степени его воскресили. Это произошло через 25 лет, в 1959 г., когда академик Н. В. Белов (1959) высказал мысль о том, что в магме существуют два различных сорта комплексов. Это, во-первых, окислы магния $[MgO_6]$, кальция $[CaO_6]$ и им подобные, находящиеся в виде октаэдрических групп, и комплексы $[SiO_4]^{4-}$, $[AlO_4]^{5-}$ четырехзарядные, пятизарядные или иные, имеющие тетраэдрическую конфигурацию. Ход кристаллизации магмы, по мнению Н. В. Белова, определяется соотношениями в расплаве между октаэдрическими группами магния и ему подобными элементами (Fe, Mn, Zn) и октаэдрическими группами кальция и ему подобными (Na, K, Sr и др.).

В том же году Л. Н. Овчинников (1959) высказал мысль, что в магме имеют место по крайней мере 5 сортов комплексов: 1) свободные легко подвижные катионы; 2) комплексные анионы, образующие кремнекислородную вязь различной степени сложности; 3) атомы растворенных металлов; 4) сульфиды типа FeS или соединения типа Fe_3O_4. Особенностью этих соединений является то, что они обладают металлическими связями и потому в какой-то степени являются электронными жидкостями; 5) молекулы и прежде всего молекулы растворенных газов.

Несколько раньше О. А. Есин (1946, 1948, 1957) высказал мнение о том, что в расплаве имеет место подвижное равновесие между различными кремнекислородными комплексами. Они в известной степени определяются количествами растворенного в магме кислорода. Так, например, взаимодействие комплекса $[Si_2O_7]$ с кислородом приводит к образованию двух орточастиц $2[SiO_4]$:

$$Si_2O_7 + O \rightleftarrows 2\,[SiO_4].$$

В другом случае те же группы $[Si_2O_7]$ за счет потери кислорода могут привести к образованию $[Si_3O_9]$:

$$3\,Si_2O_7 - 3O \rightleftarrows 2\,[Si_3O_9].$$

Метасиликатный комплекс $[SiO_3]$, взаимодействуя с кислородом, дает группы Si_2O_7:

$$[SiO_3]_{2n} + nO \rightleftarrows n\,Si_2O_7.$$

Нейтральные, *не заряженные группы* SiO_2, *присоединяя кислород, образуют группы* $[SiO_3]$:

$$n\,[SiO_2] + n\,O \rightleftarrows [SiO_3]_n.$$

Те же группы SiO_2 могут дать комплексы Si_2O_5 по схеме:

$$2n\,SiO_2 + n\,O \rightleftarrows [Si_2O_5]_n.$$

К сожалению, эти интересные представления не подтверждены экспериментом, поэтому они могут рассматриваться лишь в качестве гипотезы.

3. *Как происходит кристаллизация магмы?* Кристаллизация магмы — сложный процесс. Он определяется составом магмы и термодинамическими условиями ее остывания. В зависимости от условий остывания из одной и той же магмы могут образоваться различные по составу породы. Чтобы представить себе как разнообразны процессы кристаллизации, рассмотрим наиболее элементарные случаи кристаллизации бинарных систем, т. е. систем, состоящих всего лишь из двух компонентов.

На рис. 1 показан ход кристаллизации двухкомпонентной системы, состоящей из компонентов *A* и *B*. Температура кристаллизации компо-

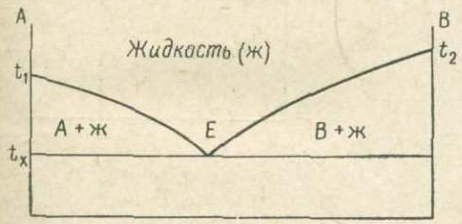


Рис. 1. Кристаллизация двухкомпонентной системы по эвтектической схеме.

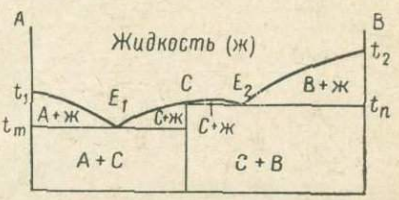


Рис. 2. Кристаллизация двухкомпонентной системы с образованием соединения *C* между компонентами *A* и *B*.

нента $A - t_1$, компонента $B - t_2$. При определенном химическом составе компонентов, исключающем образование между ними химического соединения или твердого раствора, сравнительно простой случай остывания такой системы сводится к кристаллизации по типу эвтектики. Эвтектикой называют совместную кристаллизацию двух или более компонентов (точка *E*), которой завершается кристаллизация системы. На рис. 1 видно, как такая система приходит к эвтектике.

Как уже говорилось, t_1 — это температура кристаллизации чистого компонента *A*. По мере того, как в системе появляется и начинает расти содержание компонента *B*, температура кристаллизации компонента *A* снижается. Подобным образом снижается температура кристаллизации компонента *B* по мере увеличения в расплаве содержания компонента *A*. В результате этого при какой-то температуре t_x наступает одновременная кристаллизация компонентов *A* и *B*. Эвтектика бинарных систем в условиях постоянного давления, как это видно из рис. 1, смещается в сторону низкоплавкого вещества. По типу эвтектики кристаллизуются системы: альбит—диопсид, анортит—диопсид, кварц—анортит и др.

Но нередко двухкомпонентные системы кристаллизуются так, что в процессе остывания между компонентом *A* и компонентом *B* образуется новое химическое соединение состава *C* (A_mB_n) (рис. 2). В этом

случае кристаллизация бинарной системы заканчивается в эвтектических точках E_1 и E_2. Температурные значения их не одинаковы. Неодинаковы, конечно, и составы эвтектик. Продукты кристаллизации такой бинарной системы оказываются более разнообразными, чем в предыдущем случае. Это происходит потому, что вновь образовавшееся соединение C (A_mB_n) оказывается устойчивым, оно плавится *конгруэнтно* (совпадающе), без разложения и, таким образом по сути дела представляет собой как бы самостоятельный (третий) компонент. Такова схема кристаллизации систем: магний—медь, нефелин—кварц и др. При кристаллизации системы, составленной из нефелина и кварца, возникает новое соединение — альбит. Вот почему в изверженных породах нефелин с кварцем, как первичные минералы вместе не встречаются, в то время как парагенезисы нефелин—альбит и альбит—кварц весьма обычны.

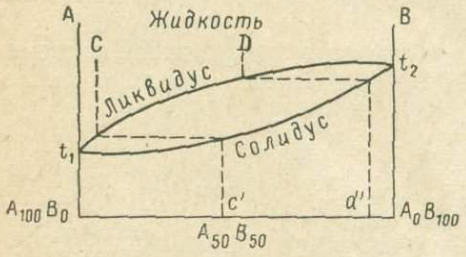


Рис. 3. Кристаллизация двухкомпонентной системы при наличии полной смесимости компонентов A и B в твердом состоянии.

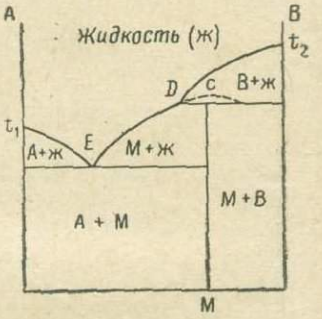


Рис. 4. Кристаллизация двухкомпонентной системы с образованием между компонентами A и B соединения C, плавящегося инконгруэнтно (несовпадающе).

Третий случай кристаллизации бинарных систем, когда между компонентами A и B возникает система твердых растворов.

На рис. 3 диаграмма плавкости состоит из двух линий — линии *ликвидуса* и линии *солидуса*. Выше линии ликвидуса система находится в жидком состоянии, иными словами, она однофазна. Между линией ликвидуса и линией солидуса система двухфазна, ибо она состоит здесь из жидкости и кристаллов переменного состава. Ниже линии солидуса располагается область твердого состояния, в которой расплава уже нет. Составляющие эту область кристаллы представляют собой твердые растворы компонентов A и B. Состав их постепенно меняется от $A_{100}B_0$ до A_0B_{100}. При кристаллизации такой бинарной системы только в точках, отвечающих чистому компоненту A и чистому компоненту B, будут выпадать твердые фазы, соответствующие составам расплава. При кристаллизации же расплава состава C или состава D конечные продукты c' и d' будут очень сильно отличаться от породившего их расплава. Они будут обогащены более тугоплавкими компонентами, входившими в состав расплава. Так в системе альбит—анортит образующиеся кристаллы плагиоклаза всегда оказываются более основными, чем исходный расплав. В системе медь—никель кристаллы, по сравнению с исходным расплавом, обогащены никелем и т. д.

Усложняя бинарные системы, можно показать кристаллизацию двухкомпонентной системы A и B, заканчивающуюся образованием соединения C A_mB_n, которое, однако, не кристаллизуется, а плавится с

разложением, или, как иначе говорят, *инконгруэнтно*. На рис. 4 показан такой случай. Между эвтектикой E и компонентом B образуется инконгруэнтно плавящееся соединение C. Еще в двухфазной системе расплав—кристаллы оно разлагается и вместо C из расплава выпадают кристаллы состава M A_mB_n. На существование его указывает перегиб правой ветви кривой плавления компонента B. Из физической химии известно, что всякий максимум на диаграмме плавкости указывает на стремление компонентов системы к химическому взаимодействию (Шахпаронов, 1956, стр. 128). В том случае, когда состав исходного расплава более богат компонентом A, чем в точке D, кристаллизация расплава заканчивается общей эвтектикой в точке E. Так происходит плавление таких минералов, как гранат, энстатит. Энстатит, например, плавится с образованием форстерита и кварца. А из расплава граната-гроссуляра по этим же причинам кристаллизуются волластонит+анортит+геленит [$Ca_2Al_2SiO_7$], но не гроссуляр.

Приведенные примеры уже наталкивают на мысль о разнообразии процессов минералообразования в магме, ибо, как мы видели, из одного двухкомпонентного расплава могут образоваться различные по составу породы — от альбититов до анортозитов. И это в бинарных системах. Каково же будет разнообразие продуктов кристаллизации в трех-, четырех- и более высококомпонентных системах, если уже четырехкомпонентные системы для своего изображения требуют диаграммы-модели в трехмерном пространстве? «Пятикомпонентную систему почти невозможно представить», — заметил однажды известный американский геолог Грейтон. Если же помнить, что магма — это расплав-раствор, в котором минимальное число компонентов, по-видимому, превышает 10, трудно сказать, когда удастся изобразить процесс магматической кристаллизации посредством наглядной схемы. Рассмотрим в связи с этим лишь некоторые самые общие и элементарные вопросы геохимии магмы.

Еще в конце прошлого века А. П. Карпинский (1893) в своих лекциях указывал, что «порядок выделения минералов из расплавленной массы зависит от степени растворимости в расплавленных силикатах вещества, составляющего эти минералы, причем выделение может происходить при температуре, гораздо низшей температуры плавления выделяющихся минералов».

Классическим представлением о последовательности кристаллизации магмы, господствующим в умах геологов и в наши дни, является схема американского ученого Нормана Боуэна (1887—1956). Боуэн, выдающийся петрограф и физико-химик, в течение долгого времени вел экспериментальные исследования силикатных систем, состоящих из кремнезема, глинозема, щелочей и др. компонентов. Ему принадлежит идея общей эволюции магмы в процессе ее кристаллизации от перидотитов до гранитов. Эта эволюция подчиняется определенной закономерности, которую Боуэн назвал *«реакционным принципом»* (от слова реакция, взаимодействие). Процесс кристаллизации магмы, по Боуэну (1934), распадается на две ветви: лейкократовую и меланократовую. Кристаллизация богатых магнием и железом, но бедных кремнеземом магм, как это видно на рис. 5, начинается оливином, затем сменяется образованием ромбического пироксена, далее возникает моноклинный пироксен, за ним, — амфибол, еще позже — биотит и, наконец, — мусковит. Этот ряд, таким образом, характеризует эволюцию магмы от оливиновых пород до гранитоидов. Магмы, богатые кальцием, начинают кристаллизацию выделением анортита, за ним следуют: кальциево-натровый плагиоклаз, натриево-кальциевый плагиоклаз, натриевый плагиоклаз, т. е. альбит,

затем калиевый полевой шпат и последним — мусковит. Позже мусковита по сути дела образуется лишь кварц. «Реакционный принцип» выражается здесь в том, что каждый из названных минералов, взаимодействуя (реагируя) с окружающим расплавом, превращается в новый минерал, ниже его стоящий по схеме. Так, например, оливин превращается в ромбический пироксен; ромбический пироксен — в моноклинный пироксен; моноклинный пироксен — в амфибол и т. д.

В последние годы имеют место попытки ревизовать «принцип Боуэна». Но Н. В. Белов (1959) остроумно заметил, что ряд Боуэна — «правило, отступления от которого нужно доказывать, а не наоборот».

Эмпирически установленный порядок кристаллизации Боуэна получил недавно кристаллохимическое и геоэнергетическое объяснение в работе Н. В. Белова (1959). *Если принять, говорит он,* что исходный магматический расплав содержит в атомных процентах: кислорода — 50, кремния — 25, алюминия 9, магния, железа, кальция, натрия, калия — по 2,5—3,5, водорода — 1,5, *титана* — 0,8, *то ход* кристаллизации магмы такого состава можно представить себе в следующем виде.

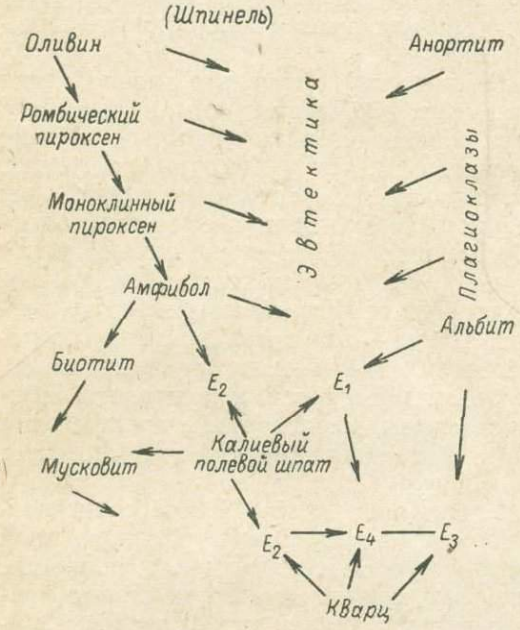


Рис. 5. Схематическое изображение последовательности кристаллизации главнейших минералов из магматического расплава (по Боуэну—Заварицкому).

Находящиеся в расплаве окислы Ca и Mg имеют конфигурацию октаэдрических групп — $[CaO_6]$ и $[MgO_6]$ и являются первыми *структурными* единицами будущих твердых фаз, ибо температуры плавления окислов CaO и MgO очень велики (равны соответственно 2570° и 2500°).

В ранние же стадии магматизма тетраэдрические группы $[SiO_4]$ и $[AlO_4]$ не имеют твердо фиксированного положения. В силу своего доминирующего количественного значения они составляют основу стеклообразной массы расплава.

По мере снижения температуры у тетраэдрических групп $[SiO_4]$ начинают отчетливо проявляться кислотные свойства. Вследствие этого, тетраэдрические группы $[SiO_4]$ начинают подключаться к октаэдрическим группам $[MgO_6]$. Этому способствует то, что ребра октаэдров $[MgO_6]$ и тетраэдров $[SiO_4]$ приблизительно равновелики или почти равновелики. Так возникает единая плотнейшая упаковка кислородных атомов будущего кристалла оливина или ромбического пироксена и т. п.

Но если в расплаве октаэдрические группы $[CaO_6]$ доминируют над октаэдрическими группами $[MgO_6]$, тогда тетраэдры $[SiO_4]$ подключаются к октаэдрическим группам $[CaO_6]$ вместе с тетраэдрами $[AlO_4]$. Это происходит потому, что бесконечная вязь одних кремнекислородных тетраэдров $[SiO_2]_\infty$ электростатически нейтральна. Присутствие же в расплаве $[AlO_4]$ обусловливает зарядность комплекса. Так возникает

алюмо-кремнекислородный *каркас* — $[Al_2Si_2O_7]$. Сочетаясь с $[CaO_6]$, он образует первый минерал правой ветви ряда Боуэна — анортит.

Кальций входит в алюмо-кремниевый каркас не один. Он увлекает за собой своих аналогов: натрий, стронций, калий, рубидий, редкие земли (они имеют соизмеримые с кальцием радиусы ионов). В решетку алюмосиликатов входят еще три элемента, казалось бы, чуждых кальцию: молибден, вольфрам, бериллий. Появление последнего, по-видимому, обусловлено реализацией схемы изоморфизма: $[2Al] \rightleftarrows [Si + Be]$.

Алюмо-кремневый каркас не является чем-то стабильным, вечным. Составляющие его тетраэдры $[SiO_4]$ и $[AlO_4]$ могут раздвигаться, образуя большие полости. Последние оказываются достаточными для того, чтобы в них могли поместиться такие большие ионы, как Cl, S, $[CO_3]$, $[SO_4]$. Так возникают алюмосиликаты с добавочными анионами: содалит, канкринит, гаюин, нозеан и др.

Совсем иначе обстоит дело тогда, когда в расплаве преобладает Mg. У Mg имеется много близких геохимических аналогов. Сюда относятся: Ni, Zn, V, Cu, Ti, Cr и некоторые другие. Все они хромофоры. Поэтому кристаллизующиеся минералы оказываются цветными (ортосиликаты, пироксены, амфиболы, слюды).

Главным отличием кальциевых кристаллитов от магнезиальных является то, что для первых характерна вязь, т. е. непрерывный каркас из кремне-алюмокислородных тетраэдров. Магниевые же кристаллиты и их аналоги характеризуются присутствием изолированных кремнекислородных тетраэдров. Замечательно, что ортосиликатные группы $[SiO_4]$ в них замещаются до 25% на $[OH]_4$. Так образуются, по Н. В. Белову, цирконы, гранаты, некоторые урановые минералы. Но поскольку часть тетраэдров, грубо говоря, оказывается «пустой», — раз там присутствует $[OH]_4$ вместо $[SiO_4]$ — это, в свою очередь, при высоких температурах облегчает вхождение в октаэдрические группы вместо двухвалентных Mg, Fe, Zn более высокозаряженных катионов Ti, Nb, Ta, Pt и др. Вот почему руды этих металлов часто сопровождают более основные типы магматических пород.

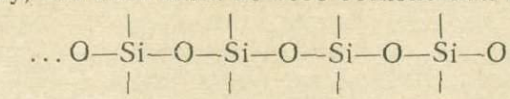
Такова принципиальная разница между двумя ветвями кристаллизационной схемы Боуэна.

4. *В чем же состоит сущность кристаллизации магмы?* По мнению Н. В. Белова (1953), процесс кристаллизации магмы сводится к замене существующего в ней „ближнего порядка" на „дальний порядок". Это достигается путем небольших взаимных перемещений и «поворачиваний» уже существовавших в расплаве правильных групп $[MgO_6]$, $[CaO_6]$, $[AlO_4]$, $[SiO_4]$ и др. Они располагаются параллельно группам из ближайшего центра кристаллизации. При этом изометрическим группам легче повернуться, они более подвижны, ибо они шарообразны. Несколько труднее повернуться группам, представляющим собой сдвоенные тетраэдры $[Si_2O_7]$. Еще труднее повернуться замкнутым кольцам $[Si_3O_9]$ или $[Si_6O_{18}]$, а также бесконечным цепочкам $[SiO_3]_\infty$, лентам $[Si_4O_{11}]_\infty$ и уж совсем сложно будет приспособиться к катионным группам $[MgO_6]$ и $[CaO_6]$ бесконечным кремнекислородным пластам и каркасам. Вот почему ультраосновные и основные магмы легко подвижны. Примером могут служить базальтовые покровы огромных пространств Сибири, Деканского плоскогорья в Индии и других территорий.

Кислые же магмы очень вязкие и основу этой вязкости, как мы видели, составляют многочисленные блоки трехмерного алюмо-кремнекислородного каркаса. Кристаллизация таких „неудобных расплавов" с осколками, например протяженных радикалов $[SiO_3]_\infty$ становится, однако, возможной, если в расплаве присутствуют минерализаторы [F, Cl,

OH]. В гранитной магме, богатой кремнеземом, ионы-минерализаторы замыкают обрывки кремнекислородных цепей, предохраняя зародыши кристаллов от растворения.

Н. В. Белов (1953) пишет: «Роль их (минерализаторов. — *В. Б.*) сводится к тому, что хотя сама по себе бесконечная цепочка



не может быть разорвана ни по атомам кремния, ни по атомам кислорода, поскольку при этом соответствующий конечный атом оказывается ненасыщенным... Разрыв цепочки становится возможным, если на место атома O поставить (имеющую равный объем) одновалентную группу OH или одновалентный анион F, которые тут же замыкают отрезок цепочки. Чем больше в силикатной массе атомов фтора (или гидроксильных групп), тем обломки протяженных радикалов будут короче и тем более будет облегченной их взаимная укладка в единую кристаллическую решетку. Обычно в природных процессах группы OH или атома фтора присутствуют в сравнительно малых количествах и служат лишь для предохранения растущего кристалла от резорбции в моменты недостатки питания. Но отсутствие резорбции как раз и есть сохранение кристалла для последующего роста, и в этом и состоит минерализующая (точнее кристаллизующая) роль элементов-минерализаторов. Минерализующее действие воды возможно лишь при достаточно высоких давлениях, тогда как минерализующее действие фтора достаточно удобно используется и при обычных давлениях, что и делает его единственно возможным минерализатором при создании некоторых искусственных минералов, например флогопитов».

Может возникнуть вопрос: а имеется ли достаточное количество минерализаторов в магме, чтобы предполагаемое объяснение могло быть реализованным? На этот вопрос ответить трудно. Однако наблюдения за извержениями вулканов указывают в отдельных случаях на высокие содержания минерализаторов в лавах. Так, в Долине десяти тысяч дымов на Аляске в результате извержения вулкана Катмаи газовые струи ежегодно выбрасывали в атмосферу, по данным Цисса, до 1 250 000 *т* хлористого водорода и до 200 000 *т* фтористого водорода. Эти цифры, по-видимому, близки к реальным, ибо по подсчетам К. Феннера, куб глубинной магмы со стороной в 4 мили, содержащий 1% газа, например водорода, заключает в себе 7 млрд. *т* этого газа.

На другую роль минерализаторов в процессе кристаллизации обратил внимание В. И. Лебедев (1948). Он полагает, что равномерную зернистость огромных магматических тел при их кристаллизации посредством одной лишь теплоотдачи через стенки магматической камеры объяснить невозможно. (Позже, в лекции № 7, будет показано, как медленно происходит остывание магматических интрузивных тел). В. И. Лебедев поэтому считает, что кристаллизация интрузивных тел происходит не столько за счет теплоотдачи через стенки вмещающих пород, сколько за счет эндотермических реакций образования воды из диссоциированных в магме групп OH. Однако это представление В. И. Лебедева противоречит известному принципу Ле Шателье и потому не может быть принято в геохимии природного процесса магматогенного минералообразования.

Что же касается количества воды в магме, то опыты Гарансона показывают, что гранитный расплав может содержать воды на глубине 2 *км* около 3,75%, 3,8 *км* — около 5,75%, 6,7 *км* — около 8,25%, 15 *км* — около 9,25%.

Это очень большое количество! Как мы увидим ниже, оно должно будет постоянно проявляться в процессах постмагматического минералообразования.

Как уже отмечалось выше, в результате кристаллизационной дифференциации магмы возникают *аккумулятивные (сегрегационные)* месторождения. Аккумулятивные месторождения связаны прежде всего с ультраосновными породами. Последние встречаются почти исключительно в интрузивной фации. Ультраосновные породы очень редки и составляют лишь около 0,4% массы изверженных пород. Среди ультраосновных пород (гипербазитов) особенно часты перидотиты — их в 40 раз больше, чем пироксенитов. Представляя собой крайний продукт дифференциации габброидной магмы, гипербазиты обычно слагают небольшие массивы. Примером может служить массив Горы Соловьевой, часть знаменитого Нижнетагильского дунитового массива на Среднем Урале. Гора Соловьева (рис. 6) сложена серией ультраосновных пород. В ее центральной части залегают дуниты. По периферии они окаймляются кольцом пироксенитов. По контакту дунитов и пироксенитов местами развиты сплошные серпентиниты, особенно в северо-западной части массива. Серпентинизацией, кроме того, охвачен в большей или меньшей степени весь массив. Пироксениты к востоку сменяются габбро-диоритами. Таким образом, в плане массив имеет простое строение, и оно в общем отвечает представлению о кристаллизационной дифференциации магмы: начало кристаллизации — дуниты, затем — пироксениты, наконец, — габбро-диориты. Интрузивный комплекс заключен в толщу метаморфических пород палеозойского возраста. Они представлены кристаллическими сланцами, динамометаморфическими сланцами, тиллитами (метаморфизованными моренами).

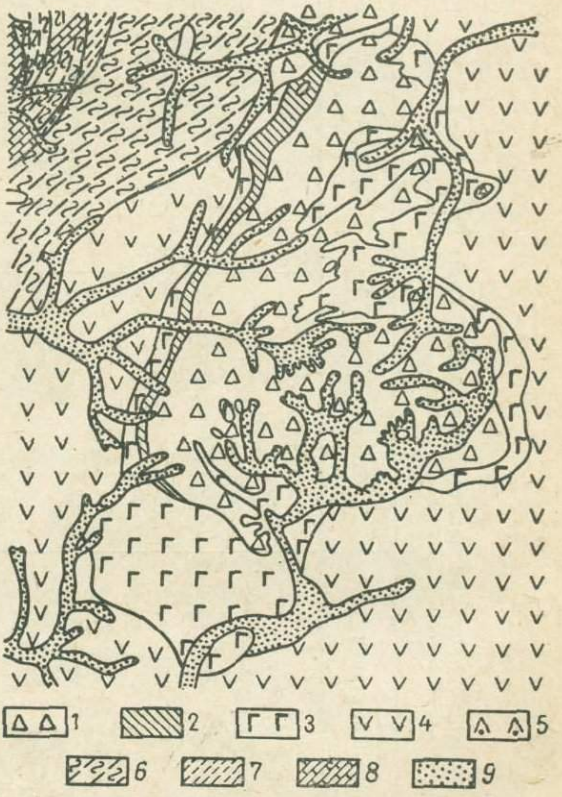


Рис. 6. Схематическая геологическая карта ультраосновного массива Горы Соловьевой (Средний Урал).

1 — дунит; *2* — антигоритовый змеевик; *3* — пироксенит; *4* — габбро; *5* — тылаит; *6* — слюдяные сланцы; *7* — глинистые сланцы; *8* — доломиты и мраморизованные известняки; *9* — аллювий.

Гора Соловьева — типичное платино-хромитовое месторождение Урала. Платиноносная формация Урала с момента открытия здесь платины в 1819 г. по 1923 г. дала свыше 300 тыс. *кг* драгоценного металла (Высоцкий, 1925). Во всем мире за это время было добыто 400 тыс. *кг*

Таблица 1

Схема минералообразования на месторождениях Горы Соловьевой

Порядок кристаллизации	Магматический этап	Постмагматические преобразования: серпентинизация	Постмагматические преобразования: оталькование	Постмагматические преобразования: лиственитизация	Гипергенезис и образование коры выветривания
1	Оливин	Серпентин + брусит Серпентин + брейнерит	Тальк + брейнерит	Кварц + брейнерит	Серпентин Тальк Хлориты
2	Хромшпинелиды	Хромдиопсид Уваровит Хромвезувиан	Фуксит	Кеммererит-кочубеит	Брейнерит Магнезит Доломит
3	Поликсен	Обогащается Cu, Ni, Fe			Кальцит Нонтронит Гарниерит
4	Пироксены	Амфиболы Серпентин	Тальк	Хлорит	Палыгорскит Лимонит Халцедон Кварц

платины, таким образом, Урал дал $^3/_4$ мировой добычи ее. В отдельные же годы на Урале добывалось до 95% всей платины мира.

Месторождения платиноидов на Горе Соловьевой приурочены к небольшим скоплениям хромита. Зерна последнего обычно рассеяны среди зерен оливина. Максимальная концентрация платины в хромитовых гнездах составляет 500—570 *г* на тонну, в подавляющем же большинстве гнезд ее содержится меньше 10 *г* на тонну. Микроскопически зерна платины едва заметны, даже под бинокуляром ее с трудом удается обнаружить — настолько она дисперсна.

Главные минералы месторождения Горы Соловьевой приведены в табл. 1, здесь же показана последовательность образования вторичных минералов.

Первым в системе Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 кристаллизуется магнезиальный оливин $Mg_2[Si_4]$ — форстерит (рис. 7). В более сложных системах (рис. 8) кристаллизация начинается также форстеритом. Почти одновременно с оливином выпадают хромшпинелиды. На рис. 8 видно, что равновесие между форстеритом, шпинелью и анортитом в этой системе имеет место при 1317° С.

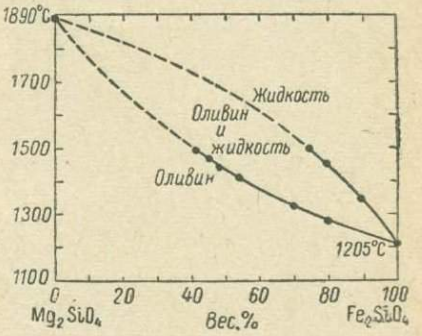


Рис. 7. Диаграмма плавкости системы форстерит-фаялит (по Bowen и Schairer, 1935).

На Горе Соловьевой шпинелиды представлены: пикрохромитом — $MgCr_2O_4$, магнохромитом — $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, хромпикотитом — $(Mg, Fe)(Cr, Ai)_2O_4$, феррихромпикотитом — $(Mg, Fe)(Cr, Al, Fe)_2O_4$ и магноферрихромитом — $(Mg, Fe)(Cr, Fe)_2O_4$.

Одновременно с хромшпинелидами, а возможно, и позже их кристаллизуется основная масса платины. Крупнейшие специалисты, изучавшие платиновые месторождения Урала (Н. К. Высоцкий, А. П. Карпинский, А. Г. Бетехтин), пришли к заключению, что главная масса платины кристаллизовалась позже хромшпинелидов (рис. 9). Однако тот факт, что иногда микроскопические зернышки платины заключены внутри зерен этих минералов, как будто бы говорит о том, что кристаллизация платины могла начаться и раньше.

Магматический процесс заканчивается кристаллизацией ромбического $(Mg, Fe)[SiO_3]$ и моноклинального $Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$ пироксенов.

Вслед за магматическим процессом, по-видимому, без какого-либо перерыва начинается очень сложный и важный процесс глубокого *постмагматического преобразования* всех выделившихся из магмы минералов. Он чрезвычайно широко проявился на месторождениях Горы Соловьевой, где трудно найти зерно неизмененного оливина; точно так же почти каждое зерно пироксена затронуто здесь последующими процессами. Даже платина (рис. 10) и хромистый железняк — минералы, сохраняющиеся довольно свежими в россыпях, несут на себе следы глубоких преобразований.

Важнейшим процессом изменения оливина является процесс серпентинизации (рис. 11). Он захватывает массив на большую глубину и лишь в 150—200 *м* от поверхности, постепенно ослабевая, перестает отмечаться. Отсутствие серпентинизации на глубине, по-видимому, обусловлено большими давлениями, существующими здесь и препятствующими превращению оливина в серпентин, так как превращение это

происходит со значительным увеличением объема вновь образующихся фаз. При низких давлениях форстерит, как показывают экспериментальные работы Боуэна и Татла, в присутствии паров воды устойчив лишь при температурах выше 400° С. Ниже этой температуры осуществляется реакция

$$4Mg_2'[SiO_4] + 6H_2O \rightarrow 2Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + 2Mg(OH)_2,$$

при этом температура серпентинизации тем более понижается, чем выше содержание закисного железа в оливине.

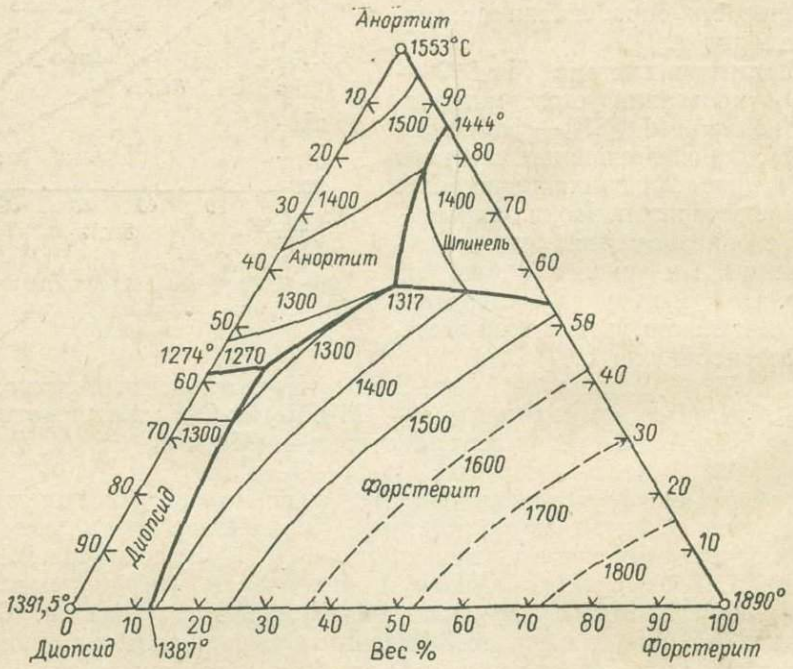


Рис. 8. Диаграмма равновесия системы диопсид—анортит—форстерит (по Osborn и Tait, 1952).

Исследования показывают, что процесс серпентинизации, идущий под воздействием гидротермальных растворов, в известной степени управляется также активностью углекислого газа.

Если в растворе углекислого газа нет или его очень мало, изменение оливина идет по схеме:

$$2(Mg, Fe)_2[SiO_4] + 3H_2O \rightarrow Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + (Mg, Fe)(OH)_2, \quad (1)$$

т. е. оливин под действием воды превращается в смесь серпентина и железистого брусита.

При появлении в растворе углекислоты, оливин под действием воды и CO_2 превращается в серпентин и брейнерит:

$$2(Mg, Fe)_2[SiO_4] + 2H_2O + CO_2 \rightarrow Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + (Mg, Fe)[CO_3]. \quad (2)$$



Рис. 9. Кристаллы платины (серое), включающие в себя зерна хромистого железняка (темно-серое). Полированный шлиф. Ув. 90 (по А. Г. Бетехтину, 1940).

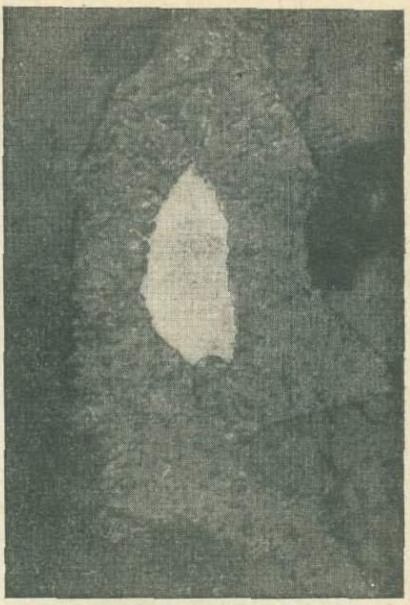


Рис. 10. Выделение платины среди зерен хромита (темно-серое). Периферия зерна платины обогащена медью (светло-серое). Первичная платина осталась неизмененной лишь в центре (белое). Аншлиф, протравленный царской водкой. Ув. 110 (по А. Г. Бетехтину, 1940).



Рис. 11. Серпентинизация оливина. Шлиф. Ув. 100. Без анализатора.

При высоком потенциале углекислоты в растворе за счет оливина происходит образование талька и брейнерита:

$$4\,(Mg,\ Fe)_2\,[SiO_4] + H_2O + 5CO_2 \rightarrow Mg_3\,[Si_2O_5]_2(OH)_2 + 5\,(Mg,\ Fe)\,[CO_3]. \quad (3)$$

Наконец, воздействие одной углекислоты на оливин приводит к его разложению с образованием брейнерита и кварца:

$$(Mg,\ Fe)_2\,[SiO_4] + 2CO_2 \rightarrow 2\,(Mg,\ Fe)\,[CO_3] + SiO_2. \quad (4)$$

Все эти превращения оливина под воздействием минералообразующего раствора, в котором последовательно увеличивается концентрация углекислоты, очень наглядно изобразил А. Г. Бетехтин с помощью тройной диаграммы (рис. 12). Одну из вершин ее занимает $(Mg, Fe)(OH)_2$ — брусит, другую вершину — кремнезем (SiO_2), третью — углекислота (CO_2). Тогда возле середины катета брусит — углекислота будет находиться состав, отвечающий брейнериту $(Mg, Fe)CO_3$, а на гипотенузе — составы оливина $Mg_2[SiO_4]$, серпентина $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$ и талька $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Если соединить точку, отвечающую составу оливина, с вершиной треугольника, занятой углекислотой, тогда движение по этой пунктирной линии от оливина к CO_2 будет соответствовать увеличению активности (концентрации) углекислоты в растворе. При этом можно видеть, что при *активности углекислоты в растворе*, равном нулю, в парагенезисе с оливином будут лишь брусит и серпентин (реакция 1). Как только в минералообразующем растворе появится углекислота, то вновь образованной устойчивой *ассоциацией* будет уже *брейнерит* с серпентином (реакция 2). По мере дальнейшего увеличения активности углекислоты, возникает парагенетическая ассоциация — брейнерит + тальк (реакция 3). Наконец, при очень высокой активности CO_2 за счет оливина образуются брейнерит и кремнезем (реакция 4). Итак, ассоциация брусита с серпентином указывает на начало серпентинизации. Максимальному развитию *серпентинизации* соответствует образование серпентина и брейнерита. Серпентинизация постепенно сменяется *отальк*ованием — образованием за счет оливина брейнерита и талька. Наконец, последняя ассоциация — брейнерита с кварцем является важной составной частью так называемых *лиственитов* — продуктов гидротермального метаморфизма основных пород.

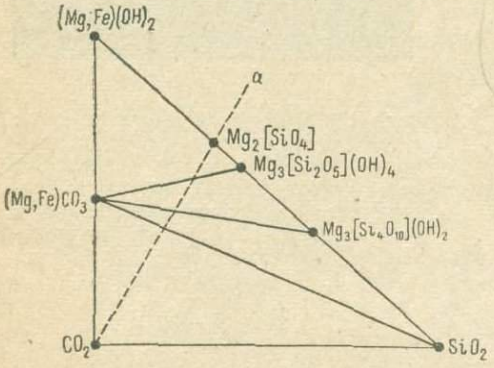


Рис. 12. Парагенетические ассоциации при изменении оливина под действием углекислых растворов (по А. Г. Бетехтину).

Итак, в условиях постмагматического преобразования одних и тех же пород — дунитов образуются продукты изменения, содержащие различное количество кремнезема — от серпентина до кварца. При этом общей эволюцией процессов серпентинизации, отальковання и лиственизации управляет, по сути дела, содержание в минералообразующем растворе одного лишь компонента — углекислоты. Позже мы увидим, что изменение концентрации других компонентов в других процессах *играет также чрезвычайно важную роль.*

Изменения хромшпинелидов и пироксенов схематически изображены в табл. 1, где показаны и конечные продукты преобразования мине-

ралов в условиях гипергенеза. Они составляют характерную для ультраосновных массивов *«кору выветривания»*. Типичными минералами коры выветривания на Горе Соловьевой являются серпентин, тальк, магнезит, хлорит, нонтронит, гарниерит, лимонит, халцедон, опал. Очень часты жилки, выполненные кальцитом, доломитом и другими карбонатами.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. 1953. Особенности остывания алюмосиликатных расплавов. Тр. IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М., Изд. АН СССР.

Белов Н. В. 1959. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. В кн.: «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Тр. геохимического симпозиума. М., Изд. АН СССР.

Бетехтин А. Г. 1940. Минералы группы самородной платины. Минералы СССР. Т. I. М.—Л., Изд. АН СССР.

Бетехтин А. Г. 1953. О метаморфических породах, образовавшихся за счет ультраосновных изверженных пород. Сб. Вопросы петрографии и минералогии. Т. I. М., Изд. АН СССР.

Боуэн Н. Л. 1934. Эволюция изверженных пород. М.—Л., ОНТИ.

Высоцкий Н. К. 1923. О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири. Изв. Геол. комит., т. 42, № 1.

Есин О. А. 1946. Электрохимическая природа шлаков. Свердловск.

Есин О. А. 1948. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты. Изв. АН СССР, Отд. хим. наук, № 6.

Есин О. А. 1957. О строении расплавленных силикатов. «Успехи химии», т. 26, вып. 12.

Есин О. А. и Б. М. Лепинских. 1957. Исследование свойств жидкого шлака методом электродвижущих сил. В кн.: «Физико-химические основы производства стали». М.—Л., Изд. АН СССР.

Заварицкий А. Н. 1955. Изверженные горные породы. М., Изд. АН СССР.

Карпинский А. П. 1893. Описание главнейших горных пород. Лекции, читанные в Горном институте в 1891—1892 гг. СПб.

Лебедев В. И. 1948. К вопросу о путях развития советской минералогии и проблеме энергетики силикатов. Вестн. ЛГУ, № 11.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1935. Петрография. Изд. 4. Л.—М., ОНТИ.

Обручев В. А. 1935. Рудные месторождения. М.—Л., ОНТИ.

Овчинников Л. Н. 1959. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 4.

Шахпаронов М. И. 1956. Введение в молекулярную теорию растворов. М., Техтеоретиздат.

Bowen N. L., J. F. Schairer. 1935. The system MgO—FeO—SiO_2. Amer. J. Sci., ser. 5, vol. 29.

Osborn E. F., D. B. Tait. 1952. The system diopside — forsterite — anorthite. Amer. J. Sci., Bowen vol.

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЫ КАЧКАНАР. МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНЧЕТУНДРЫ

Если в процессе дифференциации магмы полезный (рудный) компонент выпадает и скапливается в магматическом бассейне первым или одним из первых, то возникают месторождения *сегрегационные,* типа *хромито-платиновых месторождений Горы Соловьевой. Если же рудный* компонент в процессе кристаллизации силикатов находится в расплавленном состоянии и выпадает из расплава последним или одним из последних, образуются *фузивные* (fusio — плавление) месторождения.

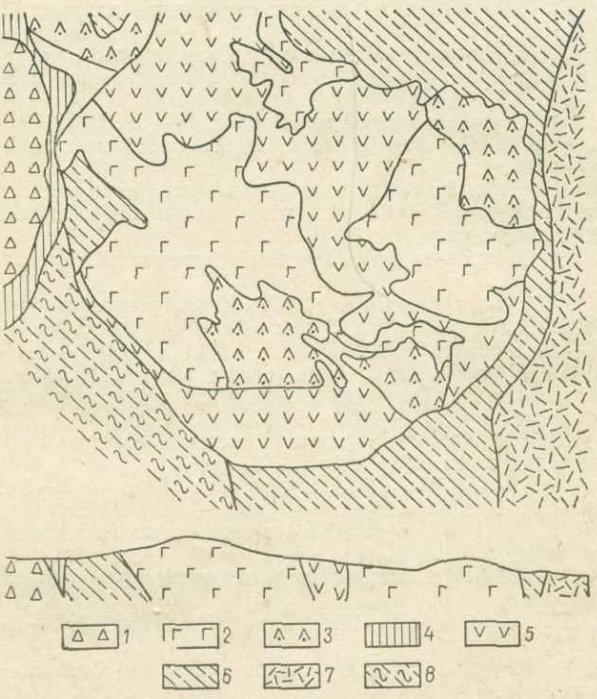


Рис. 13. Геологическая схема месторождений горы Качканар.

1 — дуниты, оливиниты, верлиты; *2* — рудоносные пироксениты — диаллаговые, роговообманковые, плагиоклазовые; *3* — пироксениты оливиновые; *4* — пироксениты роговообманковые; *5* — габбро; *6* — амфиболиты плагиоклазовые; *7* — эпидиабазы пироксеновые, уралитовые порфириты; *8* — осланцованные породы.

Фузивные месторождения связаны с габбро-периодотитовой формацией, сегрегационные, как уже говорилось, приурочены к дунитовой *формации. Представителями фузивных месторождений могут являться* титаномагнетитовые месторождения горы Качканар и Кусинское титаномагнетитовое месторождение на южном Урале.

Как уже отмечалось, однако, магма может разделиться на две или несколько несмешивающихся жидкостей разного состава, находясь еще в огненно-жидкой стадии. Такое расщепление силикатного расплава носит название магматической дифференциации, а самый процесс от-

щепления от магмы различного состава жидких фаз называется *ликвацией*. Отделение от магмы рудного компонента вследствие ликвации приводит к образованию *ликвационных* месторождений. Типичным представителем месторождений ликвационного типа считается Мончегорское медно-никелевое месторождение на Кольском полуострове.

Рассмотрим примеры фузивных и ликвационных месторождений.

Месторождения горы Качканар расположены в Исовском районе (от р. Ис) Свердловской области, к востоку от Главного Уральского хребта. Гора Качканар — часть Исовского платиноносного массива. Последний сформировался в период от верхнего силура до среднего девона. В состав массива входят породы от дунитов до гранитоидов. Выходы основных и ультраосновных пород слагают группу гор: Качканар, Еловая, Гусевы Горы, Мохнатка, Качканарчик, Воротный Камень, которые резко выделяются на фоне окружающих низких увалов восточных склонов Урала. Гора Качканар с абсолютной отметкой 884 *м* разделяется глубокой седловиной на северный и южный участки. Геологическое строение Качканара изображено на геологической карте (рис. 13). Она показывает характерное для платиноносных интрузий Урала строение: центральные части сложены наиболее основными породами, краевые — более кислыми.

Район месторождений слагают пироксениты, среди которых в виде небольших тел, вытянутых в северо-западном направлении, находятся оливиниты, окруженные перидотитами. Часто можно наблюдать переход от оливинитов через перидотиты к пироксенитам. При этом в породе уменьшается содержание оливина и магнетита и постепенно увеличивается содержание пироксена. Пироксениты, в свою очередь, окружены кольцом габбровых пород. Весь пироксенито-габбровый массив залегает среди сланцевых толщ верхнего силура—среднего девона. Возраст его, по-видимому, послеверхнесилурийский.

Особенностью массива Качканар является ничтожное развитие оливиновых пород, которые называются здесь *магнетитовыми оливинитами*. Магнетитовые оливиниты представлены весьма малыми телами по сравнению с дунитами Горы Соловьевой. Они имеют буро-коричневый цвет и состоят из оливина, магнетита (до 38%) и отдельных зерен шпинели. *Магнетитовые зерна располагаются скоплениями в виде полос, вытянутых* в том же северо-западном направлении.

Отдельные зерна магнетита, а иногда и сплошные жилы, встречаются также в пироксенитах. В пределах габбро магнетит образует скопления и жилы северо-западного простирания. Возле ориентированных скоплений — жил магнетита вмещающие породы заметно изменены. Наконец, в перекристаллизованных роговообманковых жилах центральную часть составляют сплошные массы магнетита.

Так как значительную часть в качканарских рудах составляет ильменит, правильнее было бы сказать, что на этом месторождении имеет место переход от магнетита к титаномагнетиту.

Минералогия Качканара изучена плохо. Лишь на западных склонах пироксенитовой толщи Е. С. Антонюком в 1952 г. были исследованы отдельные горнблендитовые тела. Они представляют собой зеленовато-черные средне- до крупнозернистых породы, состоящие из обыкновенной роговой обманки, остатков диопсида, зерен магнетита, апатита и сфена. Местами эти породы секутся сетью тончайших эпидотовых жилок. Горнблендиты залегают среди пироксенитов и при движении к ним можно отчетливо наблюдать процесс преобразования пироксенитов в роговообманковые породы (табл. 2).



Рис. 14. Замещение диопсида (темно-серое) роговой обманкой (серое). Шлиф. Ув. 90. Без анализатора.

Из данных табл. 2 видно, что образование горнблендитов происходит, по-видимому, в результате глубокого изменения пироксенитов по схеме:

$$\underset{\text{Диопсид}}{Ca\,(Mg,\ Al)\,[(Si,\ Al)_2O_6]} + \underset{\text{Магнетит}}{Fe_3O_4} + \underbrace{H_2O + H_3PO_4 + NaF}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underset{\text{Обыкновенная роговая обманка}}{NaCa_2\,(Mg,\ Fe)_4\,(Al,\ Fe)\,[(Si,\ Al)_4O_{11}]_2\,(OH,\ F)_2} + \underset{\text{Апатит}}{Ca_5\,[PO_4]_3F} +$$

$$+ \underset{\text{Эпидот}}{Ca_2Al_2Fe\,[SiO_4]\,[Si_2O_7]\,OOH}.$$

Таблица 2

Изменение минерального состава горнблендитов возле роговообманковых жил

Минералы	Содержание минералов, %			
	50 *см* от контакта	30 *см* от контакта	10 *см* от контакта	На контакте*
Роговая обманка	67,0	81,0	83,5	93,0
Диопсид	*30,0*	*15,0*	*10,0*	*1,0*
Магнетит	3,0	3,0	3,6	0,2
Апатит	Ед. зёрна	0,6	1,6	1,4
Эпидот	—	—	*0,3*	*3,9*
Сфен	—	—	1,0	0,3
Сумма	100,0	99,6	100,0	99,8

* На контакте с роговообманковой жилой встречаются также зерна биотита и шпинели.

Этот процесс хорошо прослеживается в шлифах (рис. 14), где видно, как на стыке зерен пироксена и магнетита развивается агрегат зерен роговой обманки и апатита.

Процесс амфиболизации состоит не только в химическом преобразовании исходных пироксенитов. Он сопровождается также перекри-

сталлизацией образующейся роговой обманки. Зерна амфибола, возникающие за счет пироксена и магнетита, вдали от жил ориентированы случайно, по мере же приближения к роговообманковым жилам они ориентируются все более и более закономерно и на контактах с последними почти все расположены нормально к зальбандам жил. При этом, если вдали от жилы зерна амфибола имели сравнительно небольшие размеры, то по мере приближения к ней они укрупняются и в самих жилах достигают 15 *см* в длину.

Роговообманковые жилы (рис. 15) имеют мощность от 1 *см* до 0,5 *м*. Их простирание всюду северо-западное, падение на северо-восток под углом до 40°. Часто жилы следуют параллельно друг другу. В центральных частях жил встречаются биотит, апатит, эпидот, пеннин, магнетит и лимонит. При этом отчетливо видно, что биотит образуется по роговой обманке, хлорит — по роговой обманке и биотиту, лимонит — по магнетиту. Если подобное преобразование захватывает габбровые породы, то к изменениям цветных минералов добавляется глубокое изменение плагиоклазов. Плагиоклазы при этом замещаются мелкозернистым агрегатом, состоящим из зерен эпидота, серицита и кальцита. Этот процесс превращения плагиоклаза в названную смесь минералов получил специальное название соссюритизации (по имени минералога Соссюра).

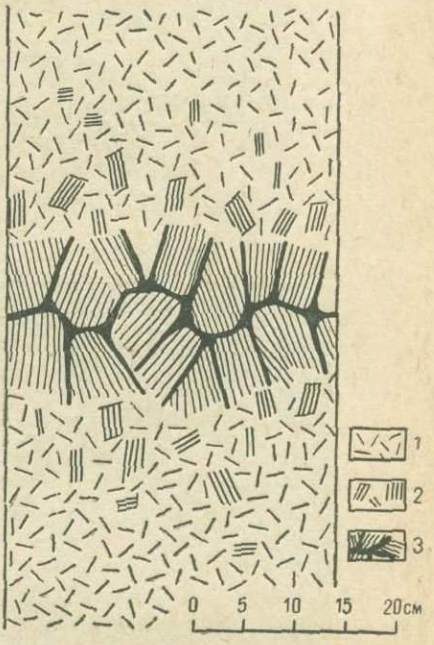


Рис. 15. Схема строения роговообманковой жилы.

1 — горнблендит; *2* — выделения кристаллов роговой обманки в горнблендите; *3* — роговообманковая жила с зернами магнетита.

Итак, главнейшие процессы минералообразования на месторождении в виде реакций можно представить следующим образом:

1) Амфиболизация пироксенитов:

$$\underbrace{Ca\,(Mg,\ Al)\,[(Si,\ Al)_2O_6]}_{\text{Диаллаг}} + \underbrace{Fe_3O_4}_{\text{Магнетит}} + \underbrace{H_2O + NaF + Na_3PO_4}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{NaCa_2\,(Mg,\ Fe)_4\,(Al,\ Fe)\,[(Si,\ Ti,\ Al)_4O_{11}]_2\,(OH,\ F)_2}_{\text{Обыкновенная роговая обманка}} + \underbrace{Ca_5\,[PO_4]_3F}_{\text{Апатит}}.$$

Из этой реакции следует, что для образования амфибола и апатита минералообразующий раствор должен был содержать H_2O, P_2O_5, NaF.

2) Биотитизация амфибола:

$$\underbrace{NaCa_2\,(Mg,\ Fe)_4\,(Al,\ Fe)\,[(Si,\ Ti,\ Al)_4\,O_{11}]_2\,(OH,\ F)_2}_{\text{Обыкновенная роговая обманка}} + \underbrace{H_2O + HF + K_3PO_4}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{K\,(Mg,\ Fe)_3\,(Al\,Si_3O_{10})\,(OH,\ F)_2}_{\text{Биотит}} + \underbrace{CaTi\,[SiO_4]\,O}_{\text{Сфен}} + \underbrace{Ca_5\,[PO_4]_3F}_{\text{Апатит}} +$$

$$+ \underbrace{Ca_2Al_2Fe^{3+}\,[Si_2O_7]\,[SiO_4]\,OOH}_{\text{Эпидот}}.$$

Процесс замещения амфибола биотитом (рис. 16) — широко распространенный процесс во всех ультраосновных и основных массивах. Замена амфибола на биотит, как это видно из реакции, обусловлена появлением в минералообразующем растворе калия. Титан, необходимый для образования сфена, по-видимому, берется из амфибола.

3) Соссюритизация плагиоклаза (рис. 17) — более поздний процесс:

$$\underbrace{p\,Na\,[AlSi_3O_8]\cdot q\,Ca\,[Al_2Si_2O_8]}_{\text{Битовнит}} + \underbrace{H_2O + K_2CO_3}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{Ca\,[CO_3]}_{\text{Кальцит}} + \underbrace{KAl_2\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_2}_{\text{Серицит}} + \underbrace{Ca_2Al_2Fe^{3+}\,[Si_2O_7]\cdot[SiO_4]\,OOH}_{\text{Эпидот}} +$$

$$+ \underbrace{Na\,[AlSi_3O_8]}_{\text{Альбит}}.$$



Рис. 16. Замещение роговой обманки (темно-серое) биотитом (черное). Шлиф. Ув. 90. Без анализатора.

Нетрудно видеть, что для того чтобы плагиоклаз заместился соссюритовым агрегатом, на него должны были вновь воздействовать растворы, содержащие калий. Однако парагенезис серицита с кальцитом говорит о том, что теперь этот калий переносился в виде K_2CO_3. При этом CO_2 в растворе было относительно мало, вследствие чего лишь часть кальция из анортита шла на образование кальцита. Значительная же часть анортита замещалась эпидотом.

4) *Хлоритизация биотита (рис. 18) — еще более поздний процесс:*

$$\underbrace{K\,(Mg,Fe)_3\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH,\,F)_2}_{\text{Биотит}} + \underbrace{H_2O + CO_2}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{(Mg,\,Fe)_5\,Al\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_8}_{\text{Пеннин}} + K_2CO_3.$$

Для осуществления этого процесса нужны лишь углекислота и вода, уносящие щелочи из слюды. Хлориты, как известно, — бесщелочные алюмосиликаты.

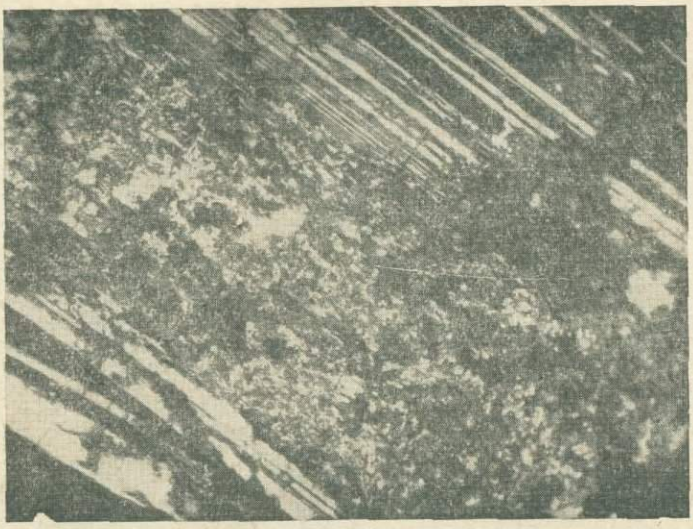


Рис. 17. Соссюритизация плагиоклаза. Шлиф. Ув. 50. Ник. +



Рис. 18. Замещение биотита (черное) хлоритом (темно-серое).
Шлиф. Ув. 50. Без анализатора.

Общая последовательность минералообразования показана в табл. 3.

Таким образом, можно предполагать, что месторождение горы Качканар возникло в результате:

Таблица 3

Схема последовательности минералообразования на месторождениях горы Качканар

Последовательность кристаллизации	Магматический этап		Постмагматические преобразования			
	породы	минеральный состав	амфиболизация и образование рогово-обманковых жил	биотитизация	соссюритизация	хлоритизация
1	Магнетитовый оливинит	Оливин →	(Серпентин?)			
		Магнетит →	Магнетитовые жилы			
2	Диаллаговый перидотит	Оливин →	(Серпентин?)			
		Диопсид →	(Апатит + роговая обманка)			
		Магнетит →	Магнетитовые жилы			
3	Пироксенит	Диопсид →	Роговая обманка →	Апатит, Биотит, Сфен		
		Магнетит →	Магнетитовые жилы			
		Оливин →		Биотит		
		Анортит →			Эпидотовые жилки в горнблендите, Серицит	
4	Габбро	Плагиоклаз →			Кальцит, Эпидот, Альбит	
		Диопсид →			Уралит	
		Роговая обманка →				Эпидот, Хлорит
		Биотит →				Хлорит
		Магнетит →	Магнетитовые жилы			

1) Кристаллизационной дифференциации основной магмы, давшей серию пород: магнетитовые оливиниты, перидотиты, пироксениты и габбро. Эта серия характеризует нормальную эволюцию кристаллизующейся магмы. В процессе кристаллизации магнетит в виде ксеноморфных мелких зерен был распределен более или менее равномерно по всему габбро-пироксенитовому массиву в виде рассеянных зерен.

2) После затвердевания массива вследствие тектонических напряжений в нем возникли ослабленные зоны и трещины северо-западного простирания. Они были использованы постмагматическими растворами, которые вызвали глубокие преобразования пород массива. В результате этих преобразований за счет пироксенитов возникли горнблендиты. В горнблендитах, в свою очередь, образовались роговообманковые жилы, при этом отчасти произошло превращение амфибола в биотит, а биотита в хлорит. Эти же постмагматические преобразования вызвали соссюритизацию и эпидотизацию основного плагиоклаза в габбро.

3) Преобразование пород массива под влиянием постмагматических растворов сопровождалось перекристаллизацией минералов, их укрупнением и возникновением мономинеральных скоплений. Так, по-видимому, образовались жилы, сложенные магнетитом и эпидотом. Таким образом, постмагматические растворы осуществляли метасоматическое преобразование пород и они же вызывали

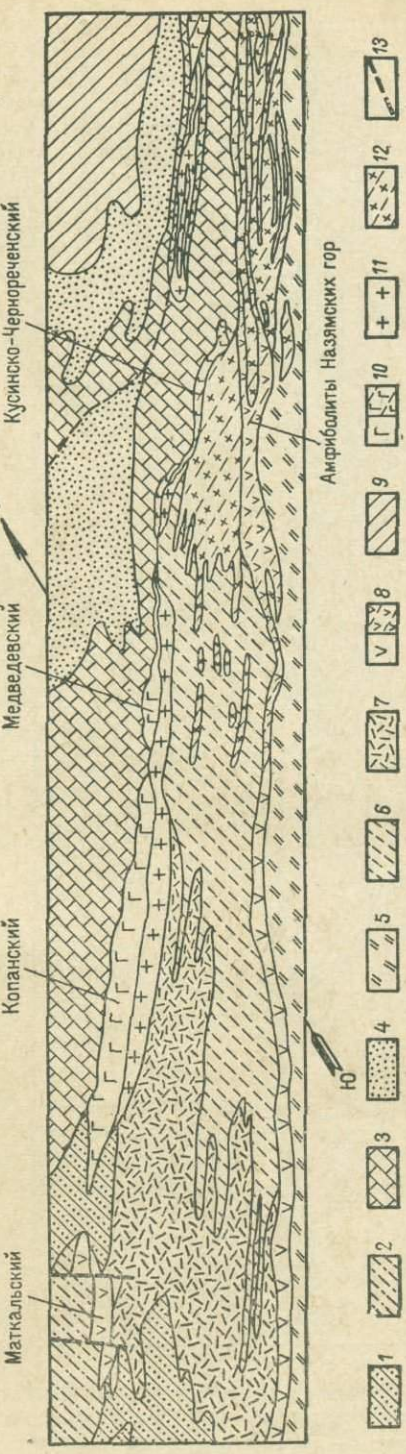


Рис. 19. Схема геологического строения района Кусинской габбровой интрузии.

1 — зигальгинская свита (кварциты); *2* — бакальская свита (филлиты и филлитовые сланцы); *3* — саткинская свита (преимущественно доломиты); *4* — айская свита (в основном полимиктовые обломочные породы с преобладанием среди них аркозовых песчаников); *5* — таганайская и уреньгинская свиты (слюдяные сланцы и кварциты, конгломераты); *6* — кувашская свита; *7* — кувашская свита (кварцевые альбитофиры); *8* — продукты метаморфизма основных эффузивов (амфиболиты и зеленые сланцы); *9* — тараташская свита (гнейсы, железистые кварциты и другие метаморфические породы); *10* — *габбро и образовавшиеся за их счет амфиболиты*; *11* — рябиновские граниты; *12* — гнейсограниты; *13* — смещения.

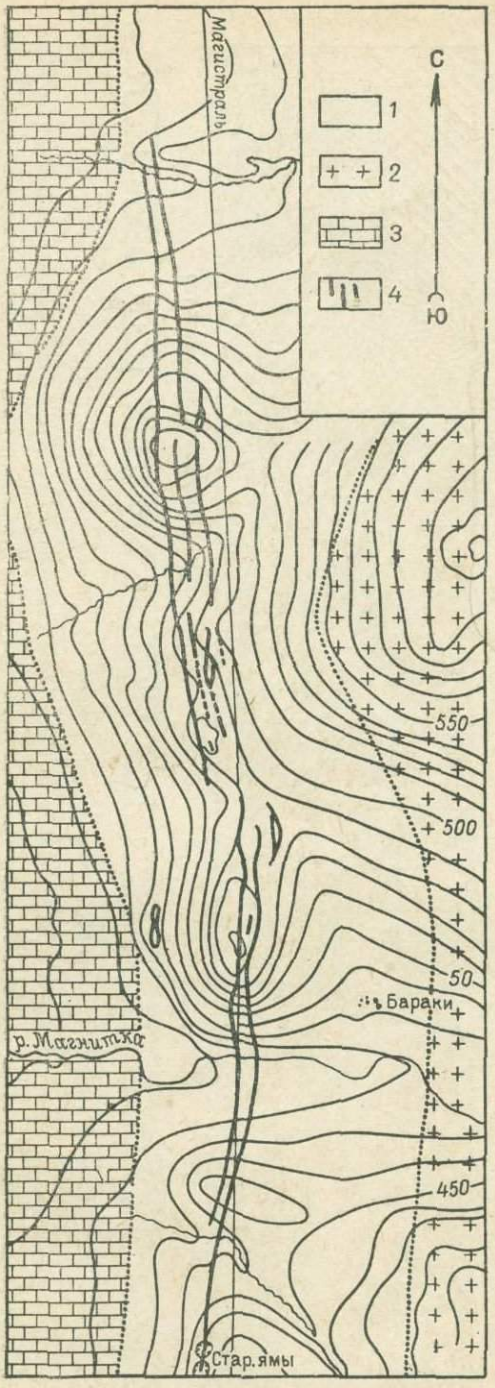


Рис. 20. Геологическая схема Кусинского *титаномагнетитового месторождения.*

1 — амфиболит; *2* — граниты; *3* — карбонатные породы лежачего бока; *4* — рудные тела.

перекристаллизацию и переотложение вновь образующихся минералов, тем самым выполняя *конкреционную* работу.

4) Постмагматические растворы, осуществлявшие метасоматически - конкреционное преобразование пород массива Качканар, были более сложными, чем те, что вызвали серпентинизацию на Горе Соловьевой. Они содержали в своем составе щелочи, фосфорный ангидрид, хлор и углекислоту. Состав растворов во времени менялся. Изменение было обусловлено постепенным расходованием щелочей и анионов на амфиболизацию пироксена, биотизацию амфиболов, соссюритизацию плагиоклазов, хлоритизацию биотитов и т. п.

Скопления титаномагнетита в рудных жилах и других сегрегациях горы Качканар имеют сравнительно небольшие размеры. Однако на Урале имеются месторождения, где рудные массы насчитывают сотни тысяч и даже миллионы тонн титаномагнетита. Таково, например, Кусинское титаномагнетитовое месторождение, приуроченное к большой полосе габбровых пород западных склонов южной части Уральского хребта. Эта полоса пород тянется почти в меридиональном направлении. С северо-востока на юго-запад ее составляют четыре габбровых массива: Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский (рис. 19). Кусинское месторождение находится на берегу р. Кусы, в 18 *км* к северу от Златоуста. Месторождение зажато в узкой полосе амфиболитов (рис. 20), которая, в свою очередь, зажата между доломитовыми мраморами саткинской свиты и гнейсогранитами уфалейского комплекса. Рудные тела Кусинского месторо-

ждения представляют собой огромные, круто падающие, почти меридионального простирания жилы. Длина некоторых достигает 2,5 *км*, а мощность их в среднем — около 3 *м*. Жилы сплошного титаномагнетита Кусы по составу имеют: магнетита — 60—70%, ильменита — 20—30%, кроме того, в жилах содержится от 2 до 10% хлорита, очень немного железного блеска и десятые доли процента пирита. Зерна ильменита (от 0,1 до 1—2 *мм*) располагаются между зернами магнетита, и руда кажется сплошным магнетитом.

На глубине рудные тела Кусинского месторождения имеют очень интересную форму (рис. 21). Она как будто бы говорит о кристаллизации титаномагнетита по фузивному типу. Действительно, можно подумать, что в течение длительного времени титаномагнетит находился в виде расплава, а затем, при тектонических движениях земной коры был выжат и заполнил образовавшиеся полости и трещины во вмещающих породах. Однако и в рудных жилах Кусы титано-магнетит нередко ассоциирует с хлоритом, эпидотом и карбонатом, а сами жилы повсеместно сопровождаются гидротермальным изменением боковых пород. Все это говорит о том, что и здесь одним магматическим циклом минералообразования, по-видимому, ограничиться нельзя.

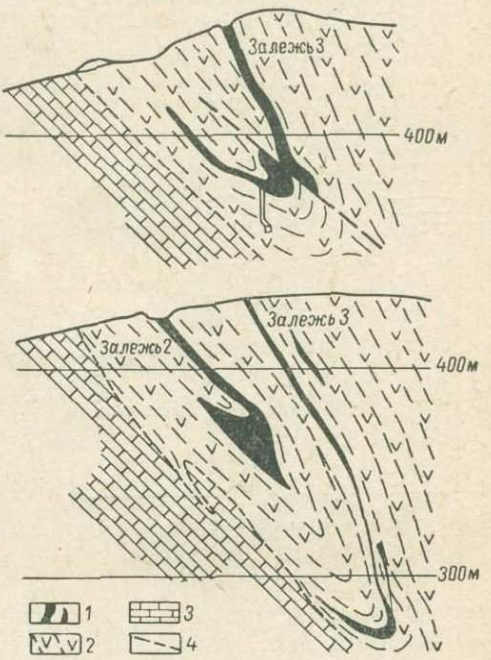


Рис. 21. Поперечные разрезы через Кусинское месторождение титаномагнетита.

1 — залежи титаномагнетита; *2* — амфиболиты; *3* — карбонатные породы лежачего бока; *4* — тектонические нарушения.

Мончегорское месторождение приурочено к плутону ультраосновных и основных пород. Основные породы на Кольском полуострове обнаружены С. Конради в 1912 г. В 1929 г. Г. Д. Рихтер, проводя геоморфологическую съемку юго-западной части Кольского полуострова, собрал коллекцию основных пород. В образцах коллекции Рихтера А. Е. Ферсман обнаружил габбро с вкрапленностью сульфидов. Неспокойный характер А. Е. Ферсмана заставил его уже зимой 1930 г., несмотря на суровые морозы и снежные заносы, отправиться на оленях в район хребта Мончи, чтобы убедиться на месте в его рудоносности. Поездка оказалась весьма удачной. В районе гор Нюд и Сопчи были обнаружены породы с обильной вкрапленностью халькопирита, пирротина и пентландита. Так были открыты месторождения Мончетундры («Монче» по-лопарски — «красивая»).

Кольский полуостров — древнейший участок земной коры. Породы, слагающие его, можно разделить на два структурных яруса: архейский и протерозойский. Архейская толща в нижней своей части представлена так называемой свионской формацией. Породы свиония — самые древние на нашей планете осадочные образования. Они глубоко метаморфизованы и повсеместно превращены в кристаллические гнейсы и сланцы.

Верхнюю часть архея слагает также глубоко метаморфизованная древняя осадочная толща, носящая название ботнийской. Протерозойский ярус состоит из карельского и иотнийского комплексов. Все они между собой довольно отчетливо разделяются, благодаря наличию в основаниях каждого базальных конгломератов.

Месторождения Мончетундры приурочены к пластообразному, *первично расслоенному массиву ультраосновных и основных пород*, внедрившемуся в период проявления второй фазы посткарельского орогенезиса на границе между карельским и иотнийским комплексами (рис. 22).

Массив содержит ксенолиты осадочной толщи свиты имандра-варзуга, которая входит в толщу иотния. Вероятно, эта свита в свое время перекрывала массив ультраосновных и основных пород, была его крышей, отчего обломки ее и оказались в нем в виде ксенолитов.

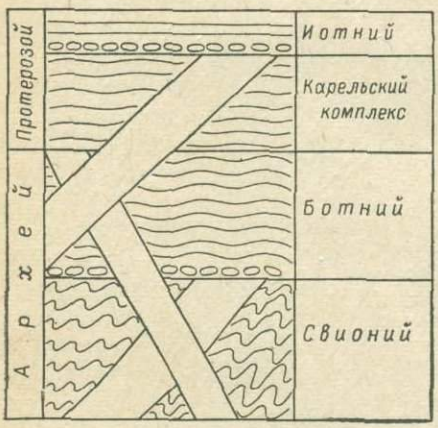


Рис. 22. Схематический разрез докембрия Балтийского щита.

Месторождения Мончегорска, располагаясь цепочкой, образуют дугу, обращенную на северо-восток. Северную ветвь этой дуги составляют три сопки: Ниттис, Кумужья и Травяная, юго-восточную — Сопча, Нюд и Поаз. Вершина дуги упирается в главный хр. Монча. Он сложен габбровыми породами, образовавшимися в первую фазу формирования Мончегорского плутона. Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча, Нюд и Поаз — выступы той части плутона, которая сформировалась во вторую фазу. Главной особенностью ее является большое многообразие пород и их стратифицированность.

В самом деле, на рис. 23 видно, что массивы Ниттис, Кумужья, Травяная сложены в верхней своей части пироксенитами (бронзититами). Ниже идет тонкое переслаивание пироксенитов, оливинитовых пироксенитов и перидотитов. Еще ниже располагается пласт массивных *перидотитов, а под ним — перемежающийся комплекс норитов*, габбро-норитов, оливиновых норитов и кварцевых норитов, покоящихся на докембрийском кристаллическом ложе.

Массив Сопча (рис. 24) в верхней части сложен пироксенитами, переходящими на глубине в оливиновые пироксениты, которые, в свою очередь, подстилаются кордиеритовыми гнейсами. Наличие среди пироксенитов верхней части разреза слоев оливиновых пироксенитов и перидотитов, а также ксенолитов габбро-норитов весьма усложняет разрез Сопчи.

Массив Нюд также стратифицирован. Выходящие на его поверхности нориты сменяются на глубине оливиновыми, а еще ниже пойкилитовыми норитами, которые покоятся на докембрийском ложе.

На Мончетундре установлены два типа оруденения: сингенетическое и эпигенетическое. *Сингенетическое* оруденение образуется одновременно с формированием самого массива. Сюда, в соответствии с идеей ликвации, относят так называемые «донные залежи». В массивах Ниттис, Кумужья, Травяная «донная залежь» приурочена к пласту оливиновых норитов. Однако залежь эта, по существу, оказалась «ви-

сячей», так как ниже ее, в кварцевых норитах, руда отсутствует. Если бы предположение о том, что «донная залежь» представляет собой результат опускания и скопления отликвировавших от основной магмы сульфидных зерен было верным, ей сделовало бы находиться действительно «на дне», т. е. среди кварцевых норитов, а не «повиснуть» над ними.

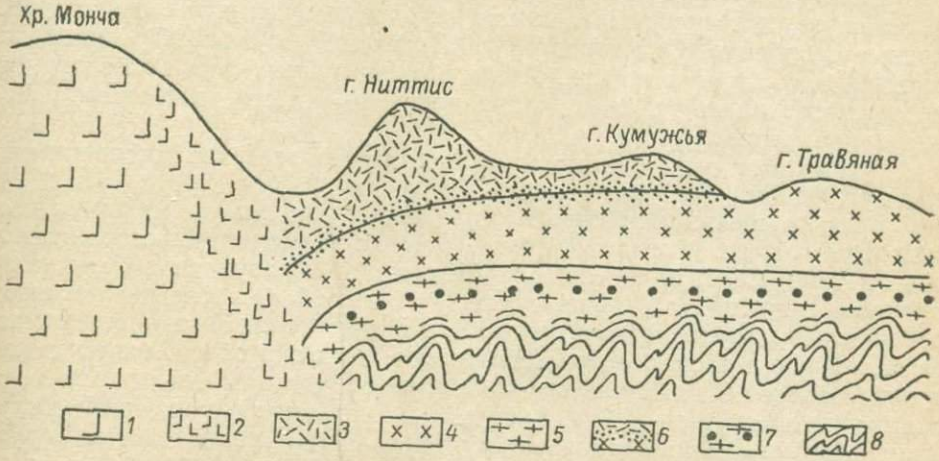


Рис. 23. Схематический разрез Мончегорского плутона по линии: хр. Монча — г. Ниттис — г. Кумужья — г. Травяная.

1 — габбро; *2* — рассланцованное габбро; *3* — пироксениты; *4* — перидотиты; *5* — нориты; *6* — вкрапленные руды в слоях пироксенитов и перидотитов; *7* — донная рудная залежь над кварцевыми норитами; *8* — архейские гнейсы.

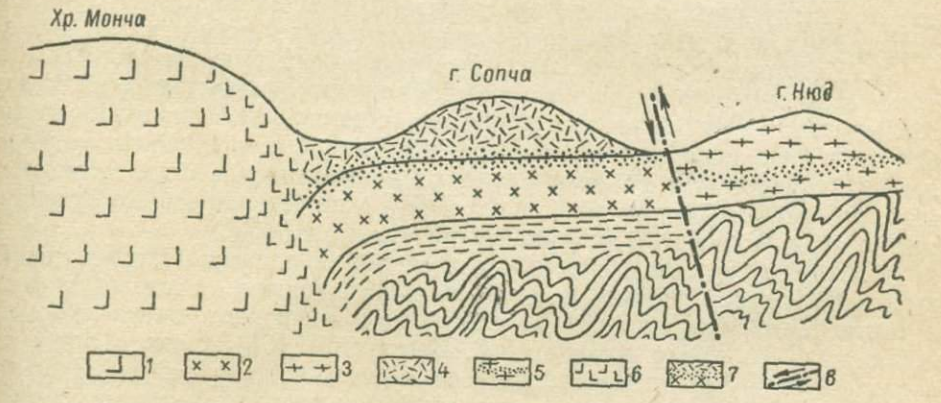


Рис. 24. Схематический разрез Мончегорского плутона по линии: хр. Монча — г. Сопча — г. Нюд.

1 — габбро; *2* — оливиновые пироксениты; *3* — нориты; *4* — пироксениты со слоями оливиновых пироксенитов и перидотитов; *5* — сульфиды критического горизонта Нюд; *6* — рассланцованные габбро; *7* — рудные пласты Сопчи; *8* — тектонический сброс.

Вторым видом сингенетического оруденения являются «вкрапленные руды». В слоях пироксенитов и перидотитов верхней части горы Сопчи они образуют «рудные пласты», которые достигают иногда очень больших размеров. Например, «пласт 330», имея мощность 2—3 *м*, занимает площадь около 7 *км*^{2}. По своему геологическому положению рудные пласты Сопчи также являются «висячими» горизонтами, высоко поднятыми над ложем массива.

К третьему виду сингенетического оруденения относят так называемый «критический горизонт горы Нюд». Сульфидные вкрапленные руды заключены здесь между толщами норитов и оливиновых норитов. Замечательно, что и в данном случае сульфиды «подвешены» над подошвой массива норитов.

К типу *эпигенетических* руд, образовавшихся *после* формирования массива, относят сульфидные жилы, гнездовые руды и различного рода рудные скопления. Они имеются на Ниттисе, Кумужьей, Травяной, на горе Нюд и в других местах. Исследования рудных жил показали, что ни одна из жил не доходит до дна интрузии и даже до «донных залежей» вкрапленных руд.

Рассмотрим современные представления о генезисе медно-никелевых руд Мончи.

В настоящее время борются две точки зрения: магматическая и гидротермальная. Согласно первой, медно-никелевые месторождения типа Мончи, Седбери в Канаде и Норильска образуются в результате процесса ликвации в огненно-жидкую стадию формирования массивов основных и ультраосновных пород. Вследствие понижения растворимости сульфидов в расплаве при остывании магмы они обособляются в ней в виде капель. Но так как сульфиды имеют удельный вес около 5, а силикатный расплав — 2,7—2,8, сульфиды медленно опускаются на глубину, образуя «донные залежи», «рудные пласты» и т. п. скопления руд. Чем подкрепляется такая гипотеза?

1. Наличием вкрапленности мельчайших зерен сульфидов, которые более или менее равномерно пронизывают всю толщу ультраосновных и основных пород массива Мончи. Сторонники ликвационной теории эту вкрапленность называют «твердыней» своих представлений. Так, например, М. Н. Годлевский (1961) писал: «Твердыней ликвационной магматической гипотезы, противостоящей всем нападкам гидротермальной, по-прежнему являются сингенетические вкрапленные руды».

2. Наличием «донных залежей» сульфидных руд. На первых стадиях освоения Мончегорского месторождения открытие горизонтов, обогащенных сульфидами, на глубине рассматривалось как проявление близости дна интрузии. Детальное изучение месторождения, однако, показало, что почти во всех случаях скопления сульфидов находятся на значительном расстоянии от дна и, как уже отмечалось, по существу являются «висячими», а не «донными» залежами.

3. Предположением о том, что в медно-никелевых месторождениях имеет место постоянство составов руд. Оно должно свидетельствовать о выпадении сульфидов из единого магматического очага при его остывании. По этому поводу А. Г. Бетехтин (1953) писал в одной из своих работ: «Характернейшей особенностью состава этих (медно-никелевых. — *В. Б.*) руд является поразительно выдержанная во всех месторождениях мира парагенетическая ассоциация главных минералов: пирротин + пентландит + халькопирит + магнетит». Это предположение, однако, является весьма общим и не точным. Состав руд на Мончe, как показывали исследования Е. К. Козлова (1958) и других, зависит от места нахождения и условий образования. Данные табл. 4 убедительно свидетельствуют об этом. Таблица интересна еще и тем, что она показывает, как закономерно меняется отношение пентландита (Ni) к халькопириту (Cu) в рудных пластах Сопчи, заключенных в породах различной основности. Для руд из перидотитов это отношение равно 8 : 1, в рудах из пироксенитов оно опускается до 2 : 1.

4. Сторонники магматического происхождения сульфидных руд Мончи объясняют их отделение от расплава в огненно-жидкую стадию

Таблица 4

Изменение минерального состава сульфидных руд Мончи в различных участках месторождения

Минералы	Ниттис—Кумужья—Травяная («донная залежь»)		Сопча («рудные пласты»)			Нюд («критический горизонт»)	
	вкрапленные руды	рудные жилы	в перидотитах	в оливиновых пироксенитах	в пироксенитах	вкрапленные руды	гнездовые руды
Пирротин ($Fe_{1-x}S$) . .	60,00	60,80	22,50	39,17	76,68	83,31	92,44
Пентландит ((Fe, Ni)S) .	18,70	10,15	65,00	43,37	15,05	4,94	4,98
Халькопирит ($CuFeS_2$) .	16,20	10,00—15,00	8,30	14,70	8,27	7,35	2,54
Пирит (FeS_2)	5,10	0,00— 2,00	—	2,76	—	0,66	—
Магнетит (Fe_3O_4) . . .	—	3,00—10,00	4,20	—	—	3,74	0,04
Сумма	100,00	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
(Fe, Ni)S : $CuFeS_2$ . . .	1 : 1	1:1	8 : 1	3 : 1	2 : 1	1 : 1,5	2 : 1
$Fe_{1-x}S$:(Fe, Ni)S+$CuFeS_2$	1,7 : 1	3:1	1 : 2,9	1 : 1,5	3,3 : 1	6,9 : 1	12 : 1

формирования плутона экспериментально установленным фактом несмешиваемости сульфидов никеля с силикатными расплавами при остывании. Известно, что полная смешиваемость имеет место лишь при очень высоких температурах, а при охлаждении расплава происходит обособление сульфида. Однако нужно иметь в виду, что сульфиды (не все) ведут себя таким образом лишь в «сухих», лишенных воды расплавах. Как будут себя вести сульфиды в расплавах, содержащих воду, остается неизвестным.

5. Экспериментами Я. И. Ольшанского (1948) была доказана высокая текучесть сульфидных расплавов. Сторонники магматического генезиса сульфидных руд считают, что это обстоятельство объясняет легкую проницаемость сульфидов в интерстиции силикатных зерен и в тончайшие трещинки пород. Но эксперименты, осуществленные при температурах 1250—1300° в железном тигле, по словам самого Я. И. Ольшанского, показали, что «высокая текучесть сульфидов наблюдалась всегда не у чистого FeS, а у расплавов, содержащих примеси железа и закиси железа. Появление в природе чисто сульфидных расплавов поэтому совершенно невероятно». Сульфиды же, заполняющие поры и трещины в закристаллизовавшихся породах, конечно, не имели температур 1250—1300°, с которыми имел дело Я. И. Ольшанский.

6. Сторонники магматического генезиса обращают внимание на низкую растворимость сульфидов в водных растворах и говорят, что для того чтобы объяснить гидротермальным процессом образование медно-никелевых руд Мончи, нужно пропустить через породы Мончегорского плутона объем раствора, соизмеримый с объемом Средиземного моря. Это предположение справедливо, если допустить, что сульфиды переносились гидротермальными растворами в виде соответствующих минералов — пирротина, пентландита, халькопирита и т. п. Однако современные данные генетической минералогии противоречат такому представлению. Минералы — это трудно растворимые соедине-

ния, образующиеся из составляющих их компонентов в процессе минералообразования. Часть таких компонентов привносится в виде легкорастворимых соединений, другая часть берется на месте из вмещающих пород и окружающей среды. При таком подходе растворимость продуктов природного химического процесса — минералов, по сути дела, не имеет отношения к процессу минералообразования.

Таковы фактические и теоретические доводы, которые приводятся обычно в пользу идеи о магматическом генезисе сульфидных руд типа Мончи.

Минералогическое изучение Мончегорского месторождения в послевоенные годы привело к формированию другой точки зрения на их генезис. Это изучение проводилось Е. К. Козловым, В. А. Масленниковым, Э. Н. Елисеевым, а на аналогичном месторождении Печенга —



Рис. 25. Замещение ромбического пироксена (черное) тальком (светло-серое). Шлиф. Ув. 100. Ник. +

М. В. Денисовой и Г. И. Горбуновым. Работы Э. Н. Елисеева и М. В. Денисовой консультировал С. М. Курбатов. В результате этих исследований было установлено:

1. Сульфидное оруденение «донных залежей», «рудных пластов» и других обогащенных участков массива возникло в поздние этапы формирования Мончегорского плутона. Оно приурочено к участкам пород, подвергшимся тектоническим напряжениям и деформациям, и совершенно не связано с близостью дна интрузии.

2. Скопления сульфидных руд повсеместно сопровождаются околорудными изменениями вмещающих пород. Нередко можно видеть, что сульфиды метасоматически замещали минералы боковых пород. При этом по оливину, пироксену, амфиболу, биотиту, плагиоклазу развивались вторичные минералы: серпентин, актинолит, тальк, хлорит, карбонаты кальция и магния, эпидот (рис. 25). Н. А. Елисеев (1958) по этому поводу писал: «...Выявляется важное значение при сульфидном рудоотложении еще одного геологического фактора — *метаморфизма. Формирование первичной сульфидной вкрапленности в заключительные* этапы эволюции ультраосновных и основных интрузий сопровождалось автометасоматическими изменениями первичных минералов (в гидро-

термальную стадию автометаморфизма) — замещением ромбического пироксена амфиболом и хлоритом, возникновением графических срастаний сульфидов с актинолитом, карбонатами, хлоритом, замещением силикатных минералов сульфидами... В. К. Котульский очень метко выразился *по поводу сульфидной вкрапленности в Монче. По его мнению*, каждое зерно сульфидов во вкрапленных рудах представляет собою самостоятельное гидротермальное месторождение в миниатюре».

3. Присутствие во вновь образованных минералах, сопровождающих скопления сульфидных руд, воды и углекислоты и общий характер их парагенезисов указывают на то, что в формировании жил, залежей и гнезд активная роль принадлежала углекислым сульфидно-гидротермальным растворам, температура которых не была очень высокой.

Такое объяснение генезиса рудных скоплений Мончи представляется более убедительным, чем рассмотренная выше ликвационная гипотеза. Однако повсеместно рассеянная тонкая вкрапленность в самых различных породах плутона остается и в этом случае необъясненной. Поэтому в качестве рабочей гипотезы можно выдвинуть предположение, что на Монче имело место сочетание процессов магматических и гидротермальных.

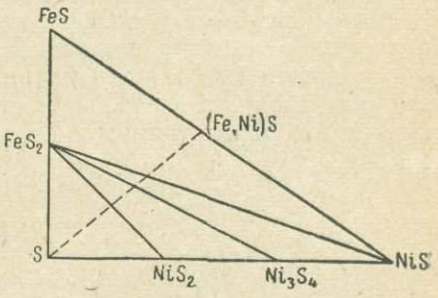


Рис. 26. Влияние режима серы на изменение минерального парагенезиса в системе FeS—NiS—S (по А. Г. Бетехтину).

В позднемагматическую стадию происходило образование мельчайшей эмульсионной вкрапленности сульфидных руд, более или менее равномерно рассеянной по всему массиву. После того, как массив затвердел, остыл и подвергнулся тектоническим напряжениям и разломам, в нем возникли условия, благоприятные для метасоматически-конкреционной деятельности постмагматических растворов. Они вызвали глубокие преобразования минералов боковых пород и одновременно обусловили стяжение и концентрацию рассеянных рудных зерен. Поэтому там, где есть крупные обособления руд, проявляется и наиболее глубокое превращение *первичных* минералов (оливина, пироксена, амфибола) во *вторичные*: серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, кальцит и другие поздние минералы.

Можно также предполагать, что на состав образующихся минеральных фаз большое влияние при этом оказывали химизм боковых пород, состав растворов, режим серы и кислорода в растворах и другие факторы. Такие компоненты, как железо и никель, по-видимому, полностью заимствовались из вмещающих сильно железистых пород. Сера и кислород, напротив, вероятно, полностью привносились извне. Никель, элемент, близкий своим свойством к магнию, изоморфно замещая последний в силикатах, накапливался в богатых оливином породах. Среднее содержание NiO в оливинитах достигает поэтому 0,30%, снижаясь в перидотитах до 0,16%, а в пироксенитах Мончи составляя лишь 0,03%. Проведенное А. Д. Генкиным, Р. Л. Телешовой и О. А. Алексеевой в 1963 г. исследование распределения никеля в минералах рудоносных габро-диабазов Норильского месторождения также показало, что наивысшее содержание никеля имеет место в оливинах (0,14—0,18%), а наименьшее — в моноклинных пироксенах (0,01—0,02%).

Влияние режима серы в растворах, по данным А. Г Бетехтина, мо-

жет быть показано с помощью тройной диаграммы FeS—NiS—S (рис. 26). Из диаграммы следует, что по мере возрастания потенциала серы в растворе, парагенезис пирротина (FeS) с пентландитом (Fe, Ni)S и миллеритом (NiS) будет сменяться парагенезисами: пирит (FeS_2) + миллерит (NiS), затем пирит (FeS_2) + полидимит (Ni_3S_4) и, наконец, пирита (FeS_2) с ваэситом (NiS_2).

Влияние нарастающей роли кислорода проявляется в последовательной смене пирротина магнетитом и магнетита гематитом:

$$Fe_{1-x}S \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow (Fe_2O_3),$$

что и подтверждается нередко наблюдающимися замещениями пирротиновых жил жилами магнетита.

Режим кислорода сказывается и на степени окисления самой серы. На месторождениях Нюд, Ниттис и в других местах довольно часто наблюдается замещение пирротина пиритом. Замена иона S^{2-} на $[S_2]^{2-}$, происходящая при этом, означает потерю каждым атомом серы по одному электрону, т. е. имеет место процесс окисления серы, свидетельствующий о возрастании окислительных условий в ходе минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Барбот-де-Марни. 1902. Гора Качканар и ее месторождения магнитного железняка. Горный журнал.

Бетехтин А. Г. 1949. О влиянии серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Бетехтин А. Г. 1950. Парагенезис рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5.

Высоцкий Н. К. 1913. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. комит., нов. сер., вып. 62.

Горбунов Г. Н. и Е. К. Козлов. 1957. Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова. В кн.: «Богатства недр Кольского полуострова». Мурманск.

Годлевский М. Н. 1961. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. Минерал. сбор., № 2. ВСЕГЕИ. Л., Гостоптехиздат.

Елисеев Н. А. 1953. Мончегорский плутон. Сб.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР.

Елисеев Н. А. 1958. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестник ЛГУ, № 24.

Елисеев Э. Н. 1953. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопча. Сб.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР.

Елисеев Э. Н. 1958. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестник ЛГУ, № 24

Краснопольский А. 1909. Геологический очерк округов Верхне- и Нижне-Турьинского завода и горы Качканар. Тр. Геол. комит., нов. сер., вып. 52.

Козлов Е. К. 1958. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчу-Айвенч в Мончетундре. Вопр. геологии и минерал. Кольского п-ва, вып. I. М.—Л., Изд. АН СССР.

Котульский В. К. 1948. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. «Сов. геология», № 29.

Лялин П. В. 1956. Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения. «Сов. геология», № 53.

Ольшанский Я. И. 1948. О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления. Докл. АН СССР, т. 63, № 2.

Ольшанский Я. И. 1951. О природе железистых силикатных расплавов и растворов в них. ДАН СССР, т. 81, № 1.

Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. 1963. Геохронология Балтийского щита. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. XXII, вып. I. Изд. ЛГУ.

Юдин Б. А. 1960. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. Сб.: Вопросы геол. и минер. Кольского полуострова, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР.

АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИБИН

В центральной части Кольского полуострова между озером Имандра и Умбозером находится Хибинский щелочной массив. К востоку от Умбозера расположен Ловозерский щелочной массив. Оба они являются крупнейшими щелочными массивами северо-запада СССР. С ними связаны месторождения многих полезных ископаемых и в том числе всемирно известные месторождения апатито-нефелино-сфеновых руд. Эти месторождения многими исследователями относятся по генезису к типично-магматическим или ликвационным. Однако, как будет ниже показано, в последние годы получены новые фактические данные, которые не позволяют столь однозначно характеризовать их.

Краткие и отрывочные сведения о геологии Хибинских тундр можно найти уже в работах акад. А. Ф. Миддендорфа (1840) и М. Мельникова (1893). Первая геологическая карта Хибинского плутона была составлена В. Рамсеем и В. Хакманном в 1894 г. Эти же финские ученые дали описание минералов и горных пород Хибин, получившее широкую известность. С 1920 по 1928 г. Хибинский массив изучался экспедицией Академии наук СССР под руководством акад. А. Е. Ферсмана. Группа сотрудников Ферсмана в составе И. Д. Борнеман, Э. М. Бонштедт, А. Н. Лабунцова, Н. Н. Гутковой и Б. М. Куплетского занималась главным образом исследованием пегматитовых жил. Петрограф экспедиции Б. М. Куплетский составил петрографическую карту Хибинских тундр, исправив и дополнив карту В. Рамсея, не внося при этом принципиальных исправлений. Как и В. Рамсей, он считал Хибинский массив лакколитом.

В 1921 г. у подножья горы Кукисвумчорр сотрудники Ферсмана нашли первые обломки нефелино-апатитовых руд. В 1923 г. было встречено коренное месторождение апатита на горе Расвумчорр. В 1926 г. А. Н. Лабунцов открыл огромное месторождение горы Кукисвумчорр (Кукисвумчорр по-лопарски означает «гора возле Длинной долины») и в 1927 г. — месторождения Юкспора. В 1929 г. по инициативе Института неметаллических полезных ископаемых началась работа по составлению детальной геологической карты Хибинского массива. В этой работе приняли участие сотрудники Института по изучению севера, Ленинградского геологического управления и Академии наук СССР. К 1934 г. выяснилось, что отдельные планшеты, закартированные в разное время разными лицами из разных организаций, не сходятся друг с другом, и поэтому Е. Н. Володину было поручено в 1935 г. составить сводную геологическую карту Хибин. Он выполнил эту работу к концу 1936 г., показав, что Хибинский массив представляет собой сложное интрузивное тело, образовавшееся в несколько этапов.

По современным данным Хибинский щелочной массив представляет собой кольцевую интрузию центрального типа. В сложении ее принимают участие четыре главных типа щелочных пород — хибиниты, *ийолит-уртиты, рисчорриты и фойяиты. Интрузия залегает в докембрийских* гранито-гнейсах и обращена своей выпуклой частью на запад (рис. 27).

Внешняя самая большая дуга щелочной интрузии сложена хибинитами. За ними следует полоса ийолит-уртитов. Еще ближе к центру залегают рисчорриты. Центральная часть Хибин сложена фойяитами. Последовательность внедрения этих пород различными исследователя-

ми трактуется по-разному. По мнению Б. М. Куплетского (1928), первыми кристаллизовались хибиниты, за ними — фойяиты, далее — рисчорриты и последними — ийолит-уртиты. Эту схему поддерживают в настоящее время А. В. Галахов, Ю. С. Слепнев и др.

Интерпретируя геологическую карту Е. Н. Володина, Н. А. Елисеев пришел к выводу, что по времени образования хибиниты действитель-

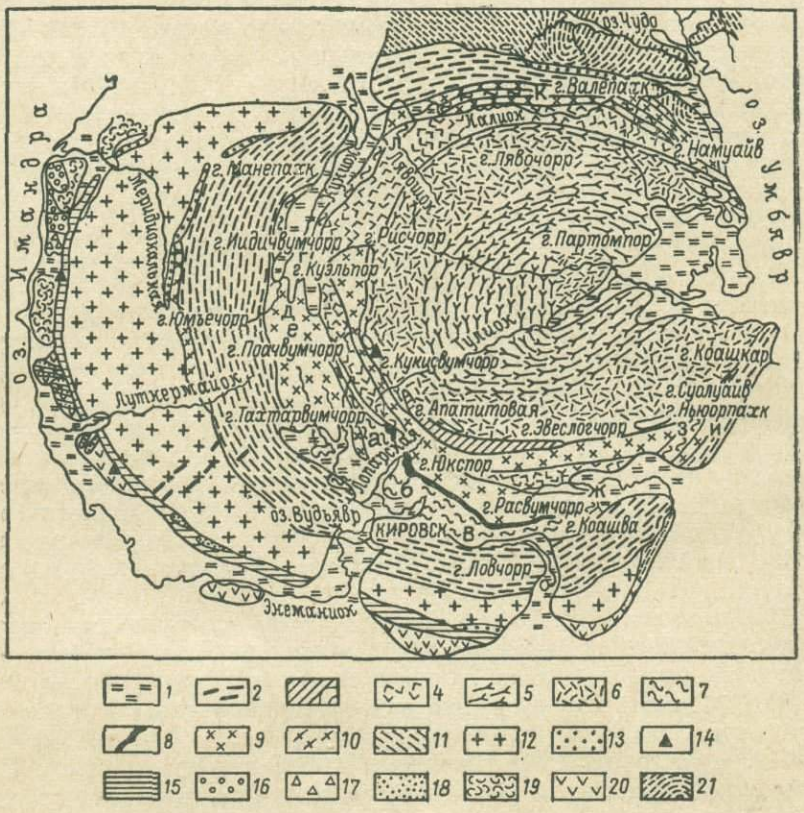


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Хибинских тундр (составлена Е. Н. Володиным).

1 — четвертичные отложения; *2* — молодые жильные породы; *3* — мелкозернистые слюдяно-эгирин — роговообманковые нефелиновые сиениты; *4* — среднезернистые эгиринонефелиновые сиениты; *5* — трахитоидные фойяиты; *6* — гранитоидные фойяиты; *7* — ийолит-уртиты; *8* — апатит-нефелиновые породы; *9* — рисчорриты; *10* — щелочные сиенит-порфиры; *11* — трахитоидные хибиниты; *12* — гранитоидные хибиниты; *13* — щелочные нефелиновые сиениты. Палеозой: *14* — сланцы и роговики. Протерозой: *15* — плагиоклазо-пироксеновые роговики, *16* — кварцевые габбро, *17* — диабазы, *18* — метагаббро-диабазы и метадиабазы, *19* — шаровые лавы, метамандельштейны, *20* — зеленые сланцы и туфогено-осадочные толщи. Архей: *21* — гнейсы.

но были первыми. Однако после интрузии хибинитов следующими внедрились рисчорриты, а за ними — ийолит-уртиты. Самыми же молодыми породами, по Елисееву, являются фойяиты. Таким образом, отличие взглядов Б. М. Куплетского и Н. А. Елисеева заключается в различном понимании возраста ийолит-уртитовой и фойяитовой частей интрузии.

Чем же все эти породы различаются между собой?

Хибиниты — зеленовато-серые массивные породы с гранитоидной или трахитоидной структурой. Они состоят из полевого шпата — 40—

45%, нефелина — 35—45% и цветных минералов — до 15%. Цветные минералы в хибинитах представлены эгирин-авгитом, щелочной роговой обманкой арфведсонитового типа, сфеном, эвдиалитом, небольшим количеством апатита и зернами астрофиллита, ринколита и других минералов. Замечательной особенностью хибинитов является то, что полевой шпат в них *идиоморфный*, с естественными ограничениями кристаллов. В промежутках же между ними в виде *ксеноморфных* выделений находятся цветные минералы. Это говорит о том, что первыми из магмы выделялись полевые шпаты, последними — цветные минералы, занимая оставшееся свободное пространство. Таким образом, в щелочных магмах Хибин имел место обратный порядок кристаллизации. Он получил название *агпаитового* по названию нефелино-сиенитовых пород южной Гренландии, где его впервые исследовал Н. Уссинг (Ussing, 1912). Агпаитовый порядок кристаллизации щелочной магмы обусловлен высоким содержанием в ней щелочей ($K_2O+Na_2O=15—20\%$) при относительно низком содержании кремнезема ($Si_2O=45—54\%$). Напомним, что в дунитах при 40% SiO_2 сумма щелочей составляет всего лишь 0,15%, а в габбро при 48% SiO_2 — около 3,5%.

В хибинитах полевой шпат представлен калиево-натровым полевым шпатом с высоким содержанием альбитового компонента, находящимся в виде твердого раствора. Состав полевого шпата хибинитов можно выразить формулой: (K, Na) [Al Si_3O_8], где содержание натрового компонента достигает 40%.

Ийолит-уртиты — темно-серые до черных породы. Состав их колеблется между существенно нефелиновыми уртитами и пироксеновыми ийолитами. Пироксены ийолитов представлены эгирин-авгитом и эгирином. В ийолит-уртитах, кроме того, присутствуют сфен, эвдиалит, апатит, лампрофиллит, титаномагнетит и полевой шпат. Последний представляет собой почти чисто калиевый полевой шпат. Состав его: ортоклаз — 93%, альбит — 5, анортит — 1, цельзиан — 1%.

Рисчорриты—зеленовато-серые средне- или крупнозернистые породы. Главной составной частью их являются полевые шпаты. Они составляют приблизительно 50% массы пород. В рисчорритах также находятся нефелин (до 34%) и разнообразные цветные минералы (до 16%). Полевые шпаты рисчорритов имеют пойкилитовую структуру (от греческого слова «пойкилёс», что значит «пестрый»). Пойкилитовый характер выражается в том, что крупные кристаллы полевых шпатов переполнены включениями других минералов — нефелина, эгирина, роговой обманки, сфена, астрофиллита. Зерна этих минералов ориентированы самым различным образом, незакономерно. Поэтому полевой шпат рисчорритов представляет собой по сути дела цемент: он цементирует все минералы породы, по времени образования будучи более поздним, чем цветные минералы и нефелин.

Полевой шпат в рисчорритах по своему составу отвечает почти чисто калиевому адуляру.

Цветные минералы, как уже отмечалось, составляют около 16% массы рисчорритов. В различных местах рисчорритовой дуги они имеют разный состав. На Рисчорре и Кукисвумчорре темноцветные минералы представлены эгирином и лепидомеланом, на Апатитовой горе — эгирином, лепидомеланом и щелочным амфиболом и на Юкспоре и Эвеслогчорре — эгирином, щелочным амфиболом и астрофиллитом. В рисчорритах постоянно присутствуют также эвдиалит, ринколит, сфен, апатит. Но эгирин-авгит, один из характернейших минералов Хибин, в зоне рисчорритов практически отсутствует.

Фойяиты — самые светлые породы Хибин. До 69% их масса со-

ставляет полевой шпат. Подобно хибинитам, последний представлен здесь *калиево-натровым* полевым шпатом с высоким содержанием альбитового компонента. Более того в фойяитах нередко можно встретить альбит в виде самостоятельной фазы. Такой альбит — иногда сахаровидный, иногда в виде лейст, нередко полностью замещает микроклин. Около 21% массы фойяитов составляют нефелин и 10% остающихся — цветные минералы: эгирин-авгит, эгирин, арфведсонит, энигматит, астрофиллит, сфен, лопарит. В фойяитах довольно много гидротермальных жил с натролитом, цирконом, ильменитом, свинцовым блеском, цинковой обманкой и другими минералами.

Апатитовые месторождения Хибин, располагаясь приблизительно по границе между рисчорритами и ийолит-уртитами, составляют с юга

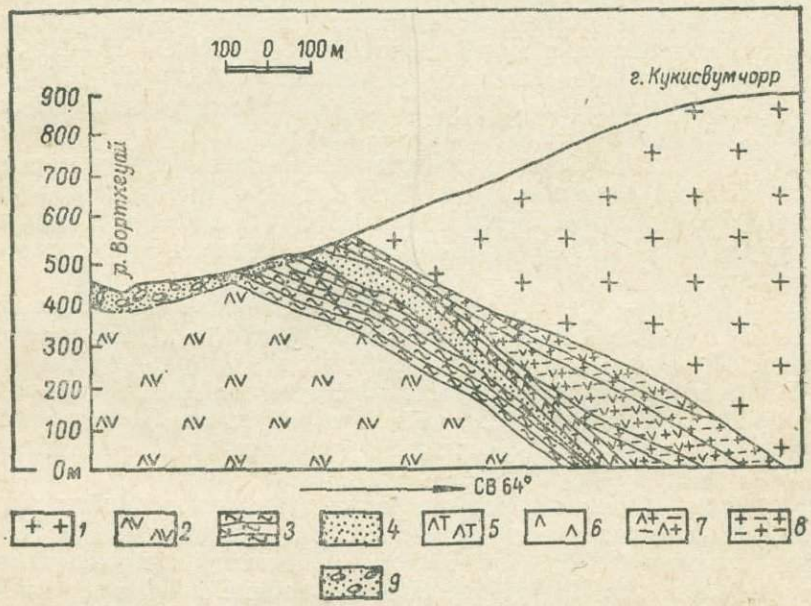


Рис. 28. Схематический разрез через Кукисвумчорр-Юкспорское апатито-нефелиновое тело.

1 — рисчоррит; *2* — ийолит-уртиты; рудное тело; *3* — бедная зона; *4* — богатая зона; верхняя контактная зона; *5* — сфеновый ийолит; *6* — ийолит; *7* — малиньит, мельтейгит; *8* — луяврит; *9* — морена.

на северо-запад единую цепь Расвумчорр—Юкспор—Кукисвумчорр—Поачвумчорр—Куэльпор и др. Наиболее хорошо изученными являются первые три месторождения. Лежачий бок их всюду составляют ийолит-уртиты, висячий — рисчорриты (рис. 28). Сами месторождения представляют собой линзообразные тела выклинивающиеся по простиранию и падению. О масштабах их можно судить по Кукисвумчорр-Юкспорскому телу, которое имеет длину около 4 *км* и мощность 150—200 *м*.

На примере Кукисвумчоррского месторождения можно видеть, что со стороны ийолит-уртитов к апатитовому рудному телу переход осуществляется весьма постепенно. Вначале в ийолит-уртитах появляются едва заметные прожилки апатита. Затем они приобретают более отчетливо выраженный характер, сгущаются, при этом апатита в них становится все больше и больше, и, наконец, сливаясь, образуют мощные скопления апатитовых руд, в которых реликты ийолит-уртитов имеют вид изъеденных линз и расплывающихся пятен. На контакте с рисчорритами рудное тело представлено сплошной апатито-сфеновой

породой, имеющей довольно резкий контакт с рисчорритами. Таким образом, переход к рудному телу на Кукисвумчорре со стороны лежачего бока — постепенный, со стороны висячего бока — резкий.

Главными минералами апатитовых руд являются: апатит, нефелин, эгирин, сфен, титаномагнетит, полевой шпат, эвдиалит. В зависимости от места взятия руды содержание в ней апатита колеблется от 30 до 70%, нефелина — от 30 до 50%, эгирина — от 6 до 10%, сфена — от 1 до 2% и титаномагнетита — до 1,6%.

Что же можно сказать о генезисе апатитовых месторождений Хибин?

Вопрос этот чрезвычайно сложный и дискуссионный. В первые годы после открытия месторождений считалось, что апатитовая руда представляет собой продукт кристаллизации самостоятельной апатитовой магмы, внедрившейся по контакту рисчорритов с ийолитами-уртитами. Этой точки зрения придерживались А. Н. Лабунцов (1927), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1932), Л. Б. Антонов (1934) и др. По мнению Н. А. Елисеева (1937), апатитовые месторождения возникли в результате расслаивания (ликвации) ийолит-уртитовой магмы при ее движении в магматической полости. Б. Н. Мелентьев (1947) также высказывал мысль, что апатитовые месторождения Хибин представляют собой ликвационные месторождения, образовавшиеся в результате отщепления от ийолит-уртитовой магмы более легких фосфатов. Последние обособились в висячих боках магматических полостей.

Б. М. Куплетский (1928), А. Е. Ферсман (1931) и известный вулканолог В. И. Влодавец (1933) считали, что каждое из апатитовых месторождений возникло в результате накопления летучих компонентов в висячем боку кристаллизующегося магматического тела. Ийолит-уртитовая магма выделяла эти газообразные вещества, и они постепенно концентрировались в ее висячем боку.

По вопросу о генезисе апатитовых месторождений Хибин высказывались и другие мнения. Так, Н. Н. Гуткова (1934) рассматривала апатитовые месторождения как своеобразные пегматиты. Они возникли, по ее мнению, из остаточного расплава, обогащенного фосфором, фтором, хлором и другими газообразными легколетучими веществами. По мнению А. С. Амеландова (1934), апатитовые месторождения — результат пневматолитово-гидротермального процесса.

Таким образом, исключая последнюю точку зрения, большинство исследователей геологии Хибин пришли к заключению о магматическом генезисе апатитовых месторождений. При этом геологическая позиция месторождений давала основания исследователям связывать генезис их с ийолит-уртитовой интрузией. Различие же в интерпретации генезиса сводилось по сути дела лишь к объяснению механизма отделения *остаточного расплава*, обогащенного «летучими», путем ли ликвации (В. И. Влодовец, Б. Н. Мелентьев) или вследствие накопления их в висячем боку кристаллизующегося магматического тела (А. Е. Ферсман), или вследствие расслаивания ийолит-уртитовой магмы при ее движении в магматической полости (Н. А. Елисеев), или, наконец, к допущению существования самостоятельной апатитовой магмы (А. Н. Лабунцов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, М. П. Фивег, А. Б. Антонов и др.).

Во всех этих случаях разногласия в интерпретации генезиса, по существу, сводились к вопросу: обязаны ли скопления апатита кристаллизации из ийолит-уртитового расплава или они возникли в результате внедрения самостоятельной апатитовой магмы в раздробленные зоны ийолит-уртитов. В самое последнее время это представление поддержала своими геологическими исследованиями Т. Н. Иванова (1963, 1965).

По мнению Т. Н. Ивановой, магматический генезис апатитовых месторождений Хибин подтверждается прежде всего *структурами пород*. Структуры эти магматические. Отчетливо выраженная трахитоидность, т. е. пространственная ориентированность кристаллов щелочных *пироксенов, щелочных амфиболов и других неизометрических минералов* в породах, свидетельствуют о течении расплава, из которого образовались эти породы. В текущем расплаве удлиненные кристаллики цветных минералов, в том числе и апатит, вытягивались в направлении, отвечающем движению потока. Т. Н. Иванова полагает, что такие структуры в апатитовых рудах возникли в результате «течения апатитового расплава». По данным Т. Н. Ивановой, *порядок кристаллизации* также указывает на магматическое происхождение апатита. Первым кристаллизуется нефелин, затем — апатит, эгирин, сфен, полевые шпаты. Еще позже образуются апатитсодержащие пегматиты и сфеновые породы в висячем боку авгитового рудного тела. Гидротермальные процессы завершают образование месторождения. Т. Н. Иванова далее считает, что *слабо проявленные метасоматические замещения пород и минералов на месторождениях, присутствие во вмещающих породах* пегматитов и наличие в апатито-нефелиновых рудах ксенолитов ийолит-уртитов и рисчорритов также говорят в пользу магматического генезиса апатитовых месторождений Хибин. По-видимому, главными доводами при этом, по ее мнению, являются: 1) «структуры течения» и 2) незначительные масштабы метасоматических преобразований.

В 1945 г. под руководством С. М. Курбатова было начато систематическое изучение *минералов* Хибинских апатитовых месторождений. Полевые шпаты в ийолит-уртитах, рисчорритах и апатитовом рудном теле изучались Л. Л. Солодовниковой, пироксены — Л. Н. Никулиной, сфен — А. Ф. Михайловой, нефелины — С. С. Курбатовым, апатит — Ю. В. Никитиным. И хотя изучение коснулось лишь кукисвумчоррского и расвумчоррского рудных тел и не было доведено до конца, полученные результаты оказались столь интересными, что позволили С. М. Курбатову выдвинуть весьма отличную гипотезу генезиса этих месторождений.

В результате изучения *полевых шпатов* Кукисвумчоррского месторождения было установлено:

На обширной площади апатитового месторождения все породы, не исключая и нефелино-апатитовых пород рудной толщи, содержат в своем составе большее или меньшее количество полевого шпата в качестве *породообразующего или акцессорного минерала*. Так, в ийолит-уртитах он содержится в количестве 3—4%, в висячем боку рудного тела, в полевошпатовых ийолит-малиньитах[2] — до 10% и более. На контакте ийолитов с неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами *ийолиты переходят в пойкилитовые нефелиновые сиениты* с содержанием полевого шпата до 30%. Наконец, в самих рисчорритах полевой шпат составляет уже 50—60%.

Встречаясь в различных парагенезисах и давая целый ряд разновидностей, на первый взгляд резко отличных друг от друга, полевой шпат в существенных своих чертах оказался одинаковым во всей толще ийолит-уртитов, рудных скоплениях и покрывающих рисчорритах и резко отличен от полевых шпатов зон хибинитов и фойяитов. Изученные полевые шпаты очень мало содержат альбита (обычно значительно меньше 1%). *В них никогда не наблюдались пертитовые вростки.* Не

[2] Малиньиты — меланократовые нефелиновые сиениты, содержащие до 50% темноцветных минералов.

встречался альбит в этих зонах и в самостоятельном развитии. По оптическим свойствам полевые шпаты близки к моноклинному ортоклазу, а по составу — к адуляру (табл. 5.).

Чрезвычайно характерным для полевых шпатов оказалось то, что они во многих случаях образуют своеобразные пойкилитовые структуры. Кристаллизуясь последними, они в форме цемента заполняют промежутки между другими минералами. По внешнему виду такие пойкилитовые кристаллы напоминают кристаллы репетекских гипсов.

Полевой шпат пойкилитовой структуры не просто механически цементирует ранее образовавшиеся минералы, в частности нефелин, но оказывает на них активное воздействие: например, часто корродирует нефелин и замещает его, кристаллизуясь на его месте и, по-видимому, за его счет. Корродированные кристаллы нефелина в пойкилитовом полевом шпате в связи с этим приобретают неправильные извилистые контуры (рис. 29).

С полевым шпатом парагенетически связаны вторичные калиевые минералы: астрофиллит — $(K, Na)_2(Fe, Mn)_4Ti[Si_2O_7]_2 \cdot (OH, F)_2$ — (по эгирину), лепидомелан — $KFe_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ и калиевый пектолит — $K Ca_2 [Si_3O_8OH]$ (по пироксену) и др., а также легко растворимые натровые минералы — виллиомит (NaF) и сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$).

Полевой шпат часто образует жилы. Здесь он по химическому составу совершенно аналогичен адуляру и парагенетически связан с рядом низкотемпературных минералов: сульфидами (свинцовый блеск, цинковая обманка и др.), виллиомитом, содой, калиевым пектолитом, волокнистым эгирином и астрофиллитом, ферсманитом и др. Форму кристаллов полевого шпата из друзовых пустот в рисчорритах можно наблюдать на рис. 30.

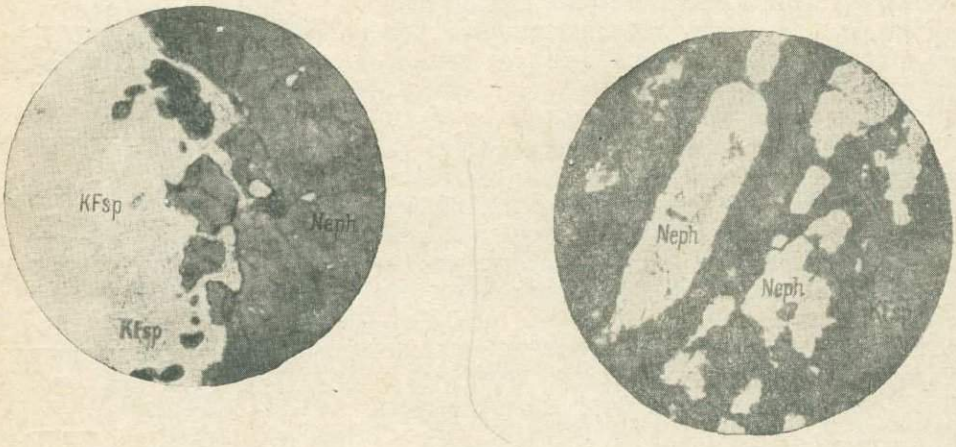
Изучение структуры и взаимоотношений полевого шпата с другими минералами показало, что процессы метасоматизма играли в Кукисвумчоррском месторождении большую роль. Повсюду наблюдались явления разъедания, замещения, растворения, переноса и переотложения первичных минералов с образованием за их счет более молодых генераций. Поэтому можно было думать, что и наибольшая часть полевого шпата в изученном месторождении являет-

Таблица 5

Молекулярный состав полевых шпатов из различных пород Кукисвумчоррского апатитового месторождения

Компоненты	Полевой шпат																	
	из йолит-уртитов		из жилок в йолит-уртитах		из рисчоррита		из жилок в рисчорритах		из пегматита в сетчатых рудах		из цемента блоковых руд		среднее из 6 анализов	
Ортоклаз	92,71		86,33		90,32		91,82		92,73		92,29		90,43	
Альбит	4,78	7,29	5,10	13,67	4,87	9,68	6,45	8,18	2,90	7,27	3,61	7,71	5,07	9,57
Анортит	1,38		3,44		3,82		1,73		2,16		3,18		2,77	
Цельзиан	1,13		5,13		0,99		—		2,21		0,92		1,73	

ся не магматическим образованием, а *метасоматическим* и возникла в результате сложного гидротермального процесса, связанного с привносом K и SiO_2 и выносом Na. Наиболее вероятным кажется предположение, что полевой шпат в этом процессе возникал за счет нефелина. Но если это допущение правильно, тогда и покрывающие рудную толщу *рисчорриты* с их характерными пойкилитовыми структурами, *являются также образованиями метасоматическими.*



а *б*

Рис. 29. Сильно изъеденные включения нефелина (Neph) в калиевом полевом шпате (Fsp).
а — начальная стадия; *б* — конечная. Шлиф. Ув. 14. Без анализатора.

Минералогическое изучение *эгирин-авгитов* Кукисвумчоррского апатитового месторождения показало, что в породах ийолит-уртитового ряда, во всех разновидностях апатитовых руд и в покрывающих рудную толщу рисчорритах наблюдается несколько генераций эгирина и эгирин-авгита. Однако эти минералы по своим свойствам и характеру совершенно одинаковы во всех упомянутых породах.

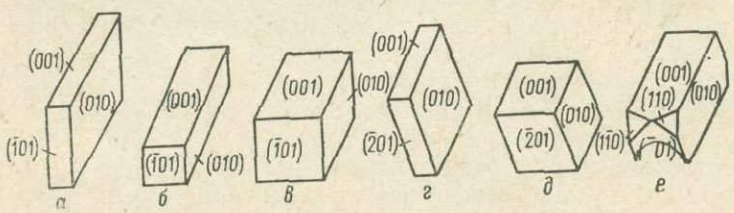


Рис. 30. Форма кристаллов калиевого полевого шпата из друзовых пустот в рисчорритах.

Ранний («первичный») эгирин-авгит неустойчив, он легко подвергался процессам вторичного изменения. Процессы эти для различных *зон месторождения были совершенно тождественными.* Первоначально, по-видимому, происходил распад эгирин-авгита на эгирин и авгит. Авгит довольно легко превращался в амфибол ряда арфведсонит-риббекит, Эгирин же обособился в виде мелких «капель», образуя с амфиболом своеобразную «капельную» структуру. Затем эгирин перекристаллизовывался на месте в виде тонких иголочек или растворялся и переоткладывался, образуя скопления тонковолокнистого эгирина более поздней генерации.

Слабее этот процесс проявлен в ийолит-уртитах. Здесь эгирин-авгит изменен менее всего; зерна его сохраняют свою форму (не разъедаются) и подвергаются изменению лишь на краях и по трещинкам в тех участках ийолит-уртитов, где имеются выделения полевого шпата.

В рисчорритах, содержащих значительное количество полевого шпата, процесс изменения эгирин-авгита выражен весьма значительно, и от эгирин-авгита обычно остаются лишь реликты среди выделений амфибола и эгирина. Поэтому темноцветные минералы в рисчорритах Рисчорра и Кукисвумчорра представлены лепидомеланом и щелочным амфиболом, а на Юкспоре и Эвеслогчорре — эгирином, щелочным амфиболом и астрофиллитом, но не эгирин-авгитом. Процесс изменения эгирин-авгита несомненно сопряжен с процессом образования полевого шпата и, по-видимому, протекал при участии тех же растворов, которые дали начало возникновению полевого шпата.

Изучавшая эгирин-авгиты Л. Н. Никулина (1948) писала: «Химический состав конечных продуктов изменения эгирин-авгита в сумме не соответствует химическому составу исходного минерала. Превращение эгирин-авгита в эгирин и амфибол является не простой молекулярной перегруппировкой, — это химическая реакция изменения исходного метасиликата, сопровождающаяся обогащением Na и Fe и выносом Ca и Mg».

Изменение эгирин-авгита отчетливо наблюдалось в рудной толще. Здесь можно было видеть, что эгирин-авгит разъедается и замещается апатитом. Пересечение зерен эгирин-авгита жилками апатита повсеместно сопровождалось изменением прилегающих участков эгирин-авгита. Вдоль контакта жилки образуется кайма из эгирина и амфибола; нередко эгирин выделяется в виде перекристаллизованных мелких иголочек.

Апатит, по данным Л. Н. Никулиной, разъедает эгирин-авгит, бухтами и языками проникая в него. Корродированное зерно приобретает при этом причудливые контуры с извилистыми и неправильными границами. В эгирин-авгите, на стыке его с апатитом, образуется кайма изменения. Она развивается по контуру разъеденного зерна, повторяя очертания каверн и выступов. Изменение эгирин-авгита и здесь выражается в распаде его на эгирин и амфибол.

Метасоматическое замещение эгирин-авгита апатитом широко развито в рудах. Коррозия и разъедание эгирин-авгита апатитом в конечном счете приводят к полному замещению первого минерала вторым.

В рудной толще апатит метасоматически замещает почти все минералы ийолит-уртитов. Особенно легко замещается нефелин, труднее — эгирин-авгит, только отчасти замещается сфен; на полевые шпаты апатит не действует. В рудах отчетливо видны структуры замещения. Они сопровождаются явлениями перекристаллизации и образования более молодых генераций (волокнистые эгирин, астрофиллит, сфен и др.).

Изучение *сфена* в ийолит-уртитах, апатитовом рудном теле и рисчорритах показало, что в этих породах можно выделить две морфологические разновидности сфена — таблитчатую и призматическую.

Таблитчатый сфен, наиболее распространенный, присутствует как во вмещающих породах — рисчорритах и ийолит-уртитах, так и в апатито-нефелиновых рудах. При этом в раннюю стадию выделилось незначительное количество сфена в виде мелких идиоморфных кристалликов. Они обычно включены в нефелин и полевой шпат. Главная же масса сфена кристаллизовалась после нефелина, совместно с цветными минералами и частично немного раньше их. Форма зерен сфена в большинстве случаев неправильная; зерна часто содержат включения нефелина,

эгирина, эгирин-авгита, слюды, титаномагнетита, апатита, кнопита. Большинство зерен сфена разбито трещинами. Цвет — буро-коричневый. Так называемый «пойкилитический» сфен, характерный для апатито-нефелиновых руд, оказался тем же таблитчатым сфеном, но пронизанным апатитом. Из-за многочисленных включений апатита он имеет розовую окраску. Оптические и химические свойства таблитчатого сфена в подстилающих ийолит-уртитах и «пойкилитического» сфена в апатито-нефелиновых рудах совершенно одинаковые.

Призматический сфен имеет более позднее происхождение. Он кристаллизуется после цветных минералов, но ранее апатита и лишь частично одновременно с ним. Призматический сфен приурочен к верхней контактной зоне месторождений и входит в качестве одного из главных минералов в состав сфено-апатитовых руд. Цвет его — светло-бурый.

В процессе постмагматического преобразования сфен также подвергается изменениям. Так было установлено: а) образование по сфену лампрофиллита, идущее при воздействии полевого шпата на сфен; б) образование по сфену ринколита при воздействии апатита на сфен; в) мельчайшие кальцитовые и натролитовые жилки, секущие сфен, сильно изменяют его, превращая сфен в буровато-желтую массу, состоящую из кальцита, анатаза и других минералов.

Таким образом, изучение минералогии сфена показало, что и этот минерал является общим для толщи ийолит-уртитов и апатитового рудного тела и, несмотря на свою устойчивость, он несет на себе следы многообразных и глубоких метасоматических преобразований.

К аналогичного рода выводам пришел С. С. Курбатов при изучении нефелина.

Было установлено, что нефелин по своей распространенности является вторым после апатита минералом месторождения. Нефелин, находящийся в ийолит-уртитовых породах, имеет изометрические формы развития, идиоморфные и редко неправильные очертания. Аналогичная форма выделения характерна и для нефелина ийолитовых и уртитовых участков рудной толщи. В существенно апатитовых прослоях и участках зерна нефелина имеют неправильные извилистые очертания. Апатит заходит заливами, бухтами внутрь зерен нефелина. В покрывающих породах — рисчорритах зерна нефелина заключены в полевой шпат, редко имеют идиоморфные очертания, обычно форма их неправильная.

Нефелин вмещающих пород (ийолит-уртитов, рисчорритов), апатито-нефелиновых руд и пегматитов имеет всюду одинаковые оптические свойства.

Химические анализы нефелина из различных пород месторождения очень близки между собой. Для нефелина ийолит-уртитов, апатитового рудного тела и толщи рисчорритов характерно устойчивое содержание главных компонентов: Na_2O, Al_2O_3, SiO_2, колебание которых не имеет практического значения.

В качестве включений в нефелине обычно присутствуют мельчайшие иголочки эгирина, иногда в значительном количестве. Самое мелкое измельчение не позволяет избавиться от этих включений.

Нефелин весьма легко изменяется. По нему образуются канкринит, содалит, натролит, либенерит и так называемый шпреуштейн (микроскопическая смесь многих минералов). Наиболее сильно процесс изменения нефелина протекает в апатито-нефелиновых рудах, особенно в так называемых разрушенных зонах. Нефелин, присутствующий в ийолит-уртитах, обычно свеж.

Таким образом, данные по изучению *нефелина* также подтверждают

идею генетической связи метасоматических преобразований, охвативших весь комплекс пород, вмещающий апатитовые месторождения: ийолит-уртиты, рудное тело, рисчорриты.

Нам остается ответить на вопрос: как же образуется апатит?

Прежде чем ответить на этот вопрос, следует напомнить несколько любопытных фактов, характеризующих геохимические особенности распределения апатита в толще: ийолит-уртиты — апатитовое рудное тело.

Как уже отмечалось, переход от ийолит-уртитов к рудному телу осуществляется весьма постепенно: единичные тонкие жилки апатита в ийолит-уртите, постепенно сгущаясь, образуют сетчатые, линзовидно-полосчатые, брекчиевые и, наконец, сплошные пятнистые руды. В этом же направлении идет процесс все более усиливающегося постмагматического преобразования первичных пироксенов эгирин-авгитового ряда. В процессе преобразования за счет эгирин-авгита образуются эгирин, лепидомелан, астрофиллит.

Геохимическую картину этого преобразования метко сформулировал Б. Н. Мелентьев, который заметил, что если двигаться от ийолит-уртитов к рисчорритам, то можно наблюдать: обогащение апатитов в направлении к висячему боку апатитового рудного тела редкими землями; одновременное обеднение нефелина натрием; обеднение щелочных пироксенов авгитовой и диопсидовой «молекулами»; относительный избыток кальция в ийолит-уртитах и явный дефицит его в зоне богатых руд.

Это говорит о том, что *накопление апатита* в висячем боку ийолит-уртитовой интрузии *сопровождалось изъятием кальция* из эгирин-авгитов в процессе их преобразования в арфведсонит, астрофиллит и лепидомелан. Поэтому общая схема минералообразования может быть изображена следующим образом:

$$1)\ \underbrace{Na_2[Al_2Si_2O_8]}_{\text{Нефелин}} + \underbrace{2KF + H_2O + 4SiO_2}_{\text{Раствор}} \rightarrow \underbrace{2K[AlSi_3O_8]}_{\text{Адуляр}} + \underbrace{2NaF}_{\text{Виллиомит}} + H_2O;$$

$$2)\ \underbrace{p\,NaFe[Si_2O_6]\cdot q\,Ca(Mg, Al)[(Si, Al)_2O_6]}_{\text{Эгирин-авгит}} + \underbrace{K_3PO_4 + KF + H_2O}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

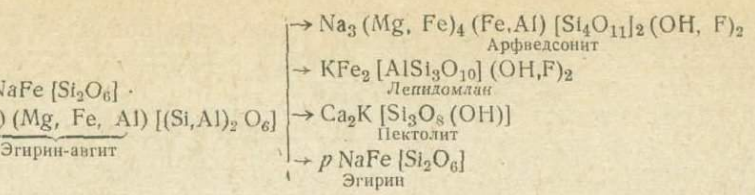
$$\rightarrow \underbrace{p\,NaFe[Si_2O_6]}_{\text{Эгирин}} + \underbrace{Na_3(Mg, Fe)_4(Fe, Al)[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2}_{\text{Арфведсонит}} + \underbrace{KFe_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2}_{\text{Лепидомелан}} +$$

$$+ \underbrace{(K, Na)_2(Fe, Mn)_4Ti[Si_2O_7]_2(OH, F)_2}_{\text{Астрофиллит}} + \underbrace{Ca_5[PO_4]_3(F, OH)}_{\text{Апатит}},$$

т. е. Кукисвумчоррское апатитовое месторождение можно рассматривать как результат гидротермального преобразования толщи ийолит-уртитовых (и рисчорритовых) пород под действием гидротермальных растворов, содержавших в своем составе K_3PO_4, KF и SiO_2.

В целом метасоматические замещения в зоне ийолит-уртитов-рисчорритов можно изобразить следующим образом:

$$\underset{\text{Нефелин}}{Na_2[Al_2Si_2O_8]} \rightarrow \begin{cases} Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2 & \text{Содалит} \\ Na_3Ca[AlSiO_4]_3(CO_3, SO_4)\cdot n\,H_2O & \text{Канкринит} \\ KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 & \text{Либенерит} \\ K[AlSi_3O_8] + NaF & \text{Адуляр, Виллиомит} \\ Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O & \text{Натролит} \end{cases}$$



Итак, по вопросу о генезисе апатитовых месторождений Хибин мнения различных исследователей резко расходятся. Вместе с этим нельзя не отметить того, что систематическое изучение *минералогии* Хибин дало много таких *новых* данных, без учета которых восстановить реальную картину генезиса апатитовых месторождений невозможно. Поэтому решение проблемы генезиса, по-видимому, будет найдено в дальнейшем детальном изучении геологии, минералогии и геохимии Хибин. Однако это изучение должно строиться и впредь на минералогической основе.

ЛИТЕРАТУРА

Амелландов А. С. 1934. Месторождения апатита на Поачвумчорре и Куэльпоре. Сб. Хибинские апатиты, т. 7. Л., Госхимиздат.

Антонов Л. Б. 1934. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. Сб. Хибинские апатиты, т. VII. Л., Госхимиздат.

Барабанов В. Ф. 1965. Проблема генезиса апатитовых месторождений Хибин. В сб.: Химия в естественных науках. Изд. ЛГУ.

Влодавец В. И. 1933. О двух апатитах Кукисвумчоррского месторождения в Хибинских тундрах. Тр. Арктическ. ин-та. Л.

Галахов А. В. 1959. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., Изд. АН СССР.

Гуткова Н. Н. 1934. К минералогии горы Юкспор (Хибинские тундры). Матер. по петрогр. и геохим. Кольского п-ва, т. 5. Л., Изд. АН СССР.

Дудкин О. Б., Л. В. Козырева, Н. Р. Померанцева. 1964. Минералогия апатитовых месторождений Хибин. М.—Л., изд. «Наука».

Елисеев Н. А. 1937. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. Всерос. минер. о-ва, вып. 4, № 3.

Елисеев Н. А., И. С. Ожинский, Е. Н. Володин. 1939. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Ленингр. геол. управл., вып. 19. М.—Л.

Иванова Т. Н. 1963. Апатитовые месторождения хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат.

Иванова Т. Н. 1965. К вопросу о генезисе апатитовых месторождений Хибин. Сб. Химия в естественных науках. Изд. ЛГУ.

Куплетский Б. М. 1928. Петрографический очерк хибинских тундр. Хибинские и Ловозерские тундры, т. II. М., Изд. НТУ при ВСНХ.

Курбатов С. С., А. Ф. Михайлова, Ю. В. Никитин. 1959. Либенерит из апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Сб. К минералогии постмагматических процессов. Изд. ЛГУ.

Лабунцов А. Н. 1927. Отчет о командировке в Хибинские тундры летом 1926 г. ДАН СССР, сер. А, № 1.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1932. Очередные проблемы Хибинского массива. Сб. За полярным кругом. Л., Изд. АН СССР.

Мелентьев Б. Н. и Я. И. Ольшанский. 1952. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—$Ca_3(PO_4)_2$. ДАН СССР, т. 86, № 6.

Мельников М. П. 1893. Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. Русск. минерал. о-ва, т. 30.

Никулина Л. Н. 1948. Эгирин-авгиты апатитового месторождения горы Кукисвумчорр. Автор. канд. дисс. Изд. ЛГУ.

Солодовникова Л. Л. 1959. Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения. В сб.: К минералогии постмагматических процессов. Изд. ЛГУ.

Тихоненков И. П. 1963. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М., Изд. АН СССР.

Ферсман А. Е. 1931. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. В сб.: Хибинские апатиты, т. III. Л., ГОНТИ.

Ферсман А. Е. 1941. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР.

Ussing N. V. 1912. Geology of the country around Julianehaab, Greenland. Medd. om Gronland, vol. 38.

Пегматитами[3] называются крупно- или гигантозернистые кислые, средние, основные или щелочные горные породы, обладающие характерными особенностями минерального состава и возникшие в определенных условиях. Образование пегматитов тесно связано с магматическим процессом, однако почти все пегматиты несут на себе следы постмагматических преобразований.

Внимание исследователей пегматиты привлекли сравнительно недавно: лишь в 1931 г. появилась большая обобщающая работа по пегматитам А. Е. Ферсмана,[4] которая сразу же вызвала исключительный интерес к этим минеральным телам. Книга эта четырежды переиздавалась. Последнее, четвертое, издание «Пегматитов» вошло в Собрание избранных трудов А. Е. Ферсмана (т. VI, 1961).

Труд А. Е. Ферсмана по пегматитам является классическим исследованием, и, хотя многое в этой книге уже не отвечает современному уровню знаний, его «Пегматиты» по-прежнему остаются настольным справочником каждого исследователя.

В наших лекциях мы рассмотрим лишь пегматиты гранитной магмы, хотя следует помнить, что пегматиты свойственны всем вышеуказанным типам пород.

Лекция 5

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

Гранитные пегматиты — крупно- или гигантозернистые — светлые породы, характеризующиеся определенным минеральным составом: три четверти массы пегматитов составляют полевые шпаты, одну четверть — кварц. Полевые шпаты представлены ортоклазом или микроклином и кислыми (альбит-олигоклаз) плагиоклазами. Предполагается, что соотношение полевых шпатов к кварцу соответствует эвтектике. Это же соотношение имеет место и в типичных гранитах.

Состоит ли разница между гранитом и пегматитом только в крупнозернистости?

---

[3] Пегматит от греческого pegma (pegmatos) — крепко связанный.
[4] А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. 1, 1931.

В гранитах нередко встречаются *шлировидные* пегматиты, т. е. участки гранитов крупнозернистого (пегматоидного) сложения. Они постепенно переходят в обычный равномерно-зернистый гранит. Большинство же жильных пегматитов характеризуется, кроме того, присутствием характерных минералов: слюд, гранатов, турмалинов, апатита. В гранитных пегматитах Урала и Забайкалья нередки самоцветы: топазы, морионы, золотистый берилл, полихромные турмалины и аметисты. В пегматитовых полях, где жилы с самоцветами пересекают основные и ультраосновные породы, заимствованный из них хром окрашивает берилл в изумрудный цвет. В таких жилах появляются изумруд, хризоберилл-александрит и фенакит. В слюдоносных пегматитах Кольского полуострова присутствуют редкоземельные и ураносодержащие минералы: циртолит, ортит, уранинит, карбоцер и др. В общей сложности более 200 минералов известно в пегматитах.

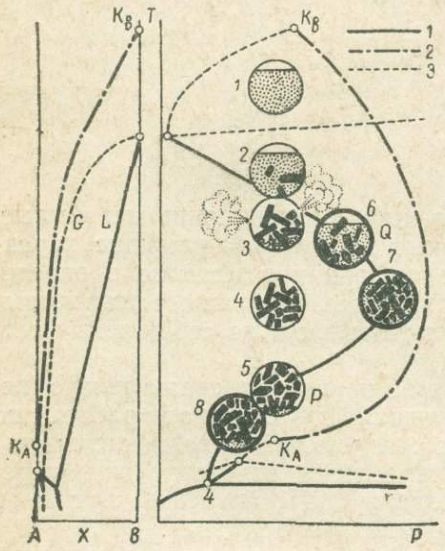


Рис. 31. Схема поведения кристаллизующегося расплава на фоне *PT*-диаграммы системы с летучим компонентом. Пояснения в тексте.

Кривые остывания расплава: *1* — изохорическая; *2* — изобарическая; *3* — граница между этапами процесса минералообразования.

Минералы пегматитов часто содержат в себе редкие и рассеянные элементы, а также OH, F, Cl, CO_2, P_2O_5, B_2O_3 и другие компоненты. Ими особенно богаты минералы, заключенные в «занорышах», — полостях, приуроченных к осевой или центральной части жильных тел.

Минеральный состав пегматитов, зональное строение жил и наличие в них полостей, по мнению А. Е. Ферсмана, свидетельствует о том, что гранитные пегматиты являются продуктами кристаллизации остаточного гранитного расплава, обогащенного летучими компонентами. А. Е. Ферсман опирался при этом на физико-химические выводы швейцарца Пауля Ниггли (1888—1953) и норвежца Иоганна Фогта (1858—1932). По мнению этих ученых, в исходной гранитной магме может раствориться весьма большое количество паров воды и других легко летучих соединений. Поэтому в процессе кристаллизации магмы, по мере выпадения твердых фаз, остаточный гранитный расплав будет все более обогащаться ими, тем самым принимая свойства водоогненного (флюидного) расплава-раствора.

Существо физико-химических представлений Ниггли и Фогта, положенных А. Е. Ферсманом в основу его генетической концепции происхождения пегматитов, можно изобразить следующей схемой (рис. 31).

В условиях больших глубин, где достаточно мощная толща вышележащих пород обеспечивает изохорические условия кристаллизации (объем магматической камеры остается постоянным), остывание магмы сопровождается последовательным выпадением твердых фаз (минералов) (рис. 31, *1*). Но это должно вызвать повышение давления в газовом растворе, находящемся в равновесии с расплавом, ибо если раньше газовая фаза была распределена во всем объеме магматической камеры, то после того, как из расплава выделились минералы (твердые

фазы), заполнившие часть объема камеры, газовой фазе остается меньший объем. Следовательно, давление ее и в расплаве и над расплавом начнет повышаться, а это вызовет растворение в ней части расплава. Со временем давление газовой фазы, находящейся в равновесии с расплавом, по мере падения температуры расплава может достигнуть такого значения, что плотность и состав ее окажутся равными плотности расплава. В этом случае граница раздела жидкой и газообразной фаз исчезнет и установится равновесие: твердые фазы (минералы) — надкритический газ (флюид). Точку, в которой это произошло (рис. 31, *6*), называют *верхней критической точкой* и обозначают буквой *Q*. В точке *Q* вместо трех фаз (газ, расплав, кристаллы) сосуществуют только две фазы: кристаллы и надкритическая флюидная фаза.

Последующее охлаждение системы вызовет кристаллизацию минералов уже из флюидной фазы. В свою очередь, это несмотря на понижение температуры приведет к дальнейшему увеличению давления в магматической камере, пока оно не достигнет максимума (рис. 31, *7*). Когда же максимум будет пройден, в какой-то момент остывания начнется конденсация газовой фазы, находящейся в равновесии с минералами. Это произойдет в *нижней критической точке*. Ее обозначают буквой *P* (рис. 31, *5*). Точка *P* отвечает конденсации надкритического флюидного раствора и превращению его в жидкий гидротермальный раствор. При дальнейшем остывании системы в камере снова будет иметь место трехфазное равновесие: жидкость, сконденсировавшаяся из газовой фазы, находящийся в равновесии с ней пар и твердые фазы (минералы). Дальнейшее понижение температуры приведет к некоторому увеличению твердых фаз за счет кристаллизации из гидротермального раствора и обусловит соответственное падение внутреннего давления пара над ним (рис. 31, *8*).

Итак, Ниггли и Фогт, исходя из идеи о неограниченной растворимости летучих веществ в силикатном расплаве, пришли к представлению о постепенном эволюционном превращении расплава во флюид, а флюида — в гидротермальный раствор. При этом твердые фазы (минералы), по их мнению, кристаллизуются из расплава, флюида и гидротермального раствора. А. Е. Ферсман полностью разделял их представление. По его мнению, один главный параметр — падение температуры, соответствующее падению энергии замкнутой системы, управляет эволюцией раствора-расплава. Ферсман писал: «Уже сейчас мы должны уяснить себе, что *в основном, на 90%*, крупнейшие *процессы образования минералов* и их скоплений *связаны с понижением температуры* (магмы, флюида, раствора), с переходом в новую фазовую систему меньшей подвижности и меньших запасов энергии. *Значительно реже* случаи, когда *переход в кристаллическую* твердую и менее подвижную *фазу совершается* под влиянием увеличения концентрации (например, вследствие выпаривания соляных рассолов или *в результате обменных реакций со стенками жилы,* примером чего могут служить явления замещения карбонатной породы рудными растворами). *Таким образом, главным и наиболее важным фактором, с которым нам придется в дальнейшем считаться, является понижение температуры*... (курсив мой. — *В. Б.*).

Рассматривая пегматитообразование как процесс изменения энергии замкнутой системы, состоящей из суммы энергий, входящих в эту систему атомов, Ферсман пытался с мерой и числом подойти к расшифровке процесса кристаллизации, правильно понимая, что кристаллизация твердых фаз означает выделение системой энергии. Особенно

большие количества энергии выделяются, естественно, в первые стадии процесса кристаллизации. Чтобы оценить их, Ферсман ввел понятие об *энергетической константе иона* (ЭК). Энергетическая константа иона — это «пай» энергии, которую ион вносит в решетку твердой фазы (минерала). Отнесенный к единице валентности такой энергетический коэффициент получил особое название — ВЭК. ЭК и ВЭК ионов выражаются в электронвольтах или в калориях. Как известно, один элек-

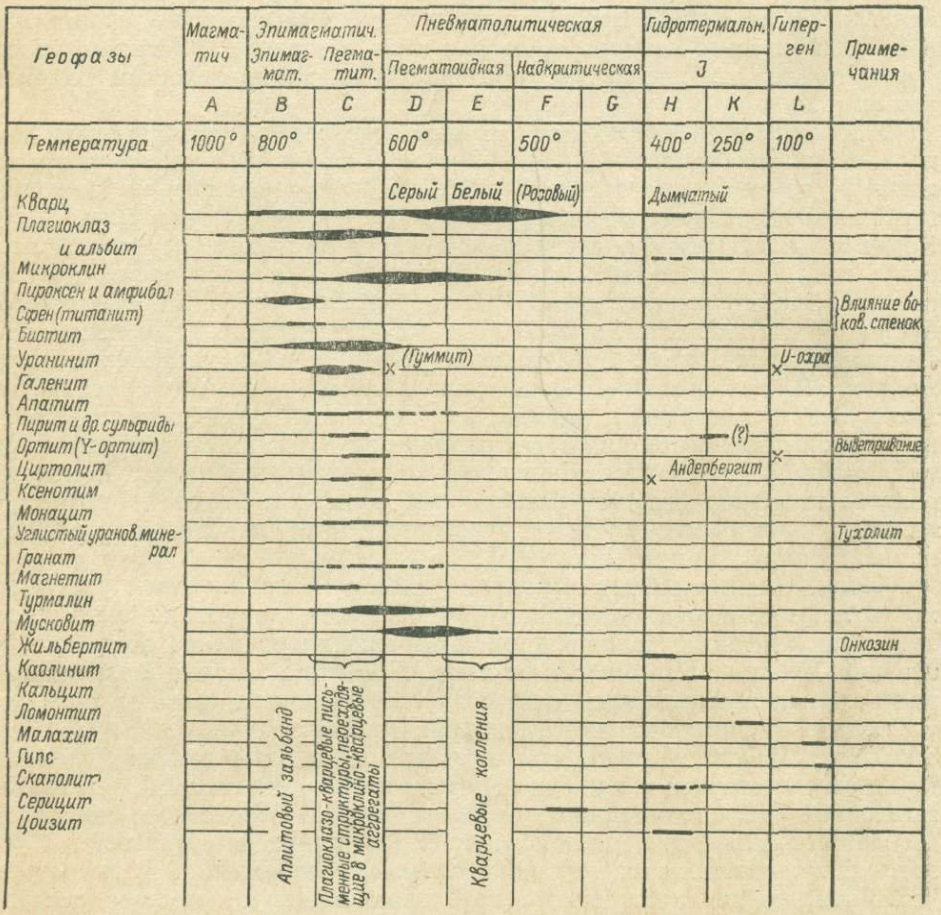


Рис. 32. Геохимическая диаграмма пегматитовых жил, по А. Е. Ферсману.

троновольт равен $3{,}827 \cdot 10^{-20}$ калории. Величины ЭК, по мнению Ферсмана, указывают на время кристаллизации данного минерала, т. е. заранее предсказывают геохимическое поведение элемента и его партнеров при формировании соединения. Геоэнергетический анализ природных процессов минералообразования получил свое наиболее законченное выражение у Ферсмана в его *геохимической диаграмме* пегматитового процесса.

Геохимическая диаграмма для пегматитов (рис. 32) делит процесс формирования их на этапы: магматический, эпимагматический, пневматолитический и гидротермальный. Этапы делятся на геофазы: *A*, *B*, *C*, *D* и т. д. Геофазам соответствуют определенные значения тем-

пературы. Из диаграммы следует, что формирование пегматитов в основном происходило в позднемагматическую и пневматолитическую стадии при температурах 800—500°. Из этой диаграммы следует далее, что такие минералы, как уранинит, апатит, ортит, турмалин (шерл), гранат, мусковит и некоторые другие образовались очень рано, в геофазы *B* и *C*, задолго до кристаллизации главной массы микроклина и кварца. Этим подчеркивалось огромное значение высоких ЭК Y, Zr, Ce, P, U, Fe, входящих в состав перечисленных минералов. Диаграмма отводит весьма скромную роль гидротермальному процессу. В геофазы *H*—*K*, по Ферсману, образуется лишь небольшое количество дымчатого кварца, альбита, пирита, жильбертита, каолина, кальцита, скаполита.

В пользу своих представлений о строении пегматитовых жил Ферсман находил следующие доказательства:

1. Положение минералов по отношению к стенкам жил. В замкнутой полости самые ранние минералы должны кристаллизоваться возле зальбандов жилы. Если, кроме того, они будут иметь идиоморфные очертания, то это будет свидетельствовать о кристаллизации их до того, как появились другие минералы, т. е. об образовании из расплава.

2. Как уже отмечалось, в пегматитовых телах нередко имеются большие полости — жеоды (в уральских пегматитах они получили специальное название — занорыши). В занорышах иногда в больших количествах встречаются минералы, содержащие «летучие компоненты» (F, OH, CO_2, B_2O_3, P_2O_5 и др.). Таковы слюды, топаз, апатит, скаполит, турмалин и др. Ферсман писал: «Несомненно, что образование больших пустот может идти двумя путями: это или первичные пустоты, в которых накопилось с самого начала застывания большое количество газов под большим давлением, или же это вторичные пустоты, вызванные усиленной растворяющей деятельностью геофаз F и G...».

Такова в кратких словах концепция Ферсмана. Последующие исследования минералогии и геохимии пегматитов внесли много нового в познание генезиса этих минеральных тел. Они показали несостоятельность ряда положений гипотезы Ферсмана и прежде всего его геохимических диаграмм. Температурная градуировка их построена на двух реперах: полиморфном переходе тригонального β-кварца в гексагональный α-кварц при 573° и критической точке воды (374,3°). Ферсман считал, что точка, разделяющая геофазы *C* и *D*, соответствует верхней критической точке *Q* диаграммы Фогта—Ниггли. Она знаменует переход трехфазной магматической системы в надкритическую (флюидную) систему: твердая фаза — газ. Ферсман писал: «Вся область трехфазных высокотемпературных систем лежит в поле α-кварца, а весь пневматолитический процесс между *Q* и *P* в области устойчивости β-кварца». Однако переход β-кварца в α-кварц при 573° отвечает давлению в 1 *атм*. Повышение же давления, как это известно со времен работ Джибсона (Gibson, 1928), повышает точку перехода, и при давлении в 3 тыс. *атм*, что отвечает глубине в 10 *км*, она поднимается до 643°, а по данным Х. С. Иодера (1954) и до 653°. Как же узнать, при каком давлении формировалась данная пегматитовая жила? На этот вопрос ответить нелегко. Но даже если бы могли ответить на этот вопрос, мы не могли бы установить границ между геофазами *C* и *B*, *B* и *A*, *D* и *E*, *E* и *F*, *F* и *G*, ибо никаких объективных геотермометрических данных для них гипотеза Ферсмана не приводит.

Еще хуже обстоит дело со вторым репером — критической точкой воды — 374,3°. Такая точка, действительно, существует у *дистиллированной* воды. Но ведь пегматитовый раствор насыщен различными

соединениями и газами. Из физической химии известно, что многие соединения повышают температуру перехода в надкритическое состояние. Например, хлористый натр, если он содержится в количестве всего лишь 5%, повышает критическую температуру воды на 50°. По данным М. И. Равича (1952), «в насыщенных водных растворах KCl, NaCl, KBr критические явления не имеют места ни при каких температурах». Поэтому, не зная концентрации вещества в растворе, из которого формируется пегматит, принимать критическую точку его на диаграмме за 400° недопустимо. Ферсман и сам понимал шаткость своей температурной градации пегматитового процесса и, доверяя лишь точке инверсии кварца, предупреждал: «Точка границы геофаз *C* и *D* ... совершенно определенна и градуируется, не возбуждая сомнений в ее точности. *Гораздо хуже обстоит дело с градуировкой других точек*» (курсив мой. — *В. Б.*).

Гранитные пегматиты весьма часто имеют зональное строение. Например, в пегматитовых полях Карелии и Кольского полуострова на контакте с вмещающими породами жилы начинаются *аплитовидной оторочкой*, которая состоит из мелких зерен кварца и полевого шпата. По мере движения к осевой части жилы полевой шпат и кварц становятся более крупнозернистыми и в ряде жил появляется маломощная зона письменного гранита или вместо нее — переходная *пегматоидная* структура. Ближе к оси жилы крупнозернистость увеличивается в такой степени, что кристаллы кварца достигают веса десятка и более килограмм, а полевого шпата (в жилах Норвегии) до 100 *т*. Самим Ферсманом описан кристалл биотита из копи Эвье размером в 7 $м^2$. Гигантозернистый (блоковый) пегматит переходит в центральную зону, сложенную кварцем. Ее называют «кварцевой осью» жил. Таким образом, процесс кристаллизации, если стоять на позиции Ферсмана, состоит в смене аплита пегматоидом, пегматоида — пегматитом, пегматита — кварцем. Ферсман писал: «Структуры пегматитовых жил ... со всей очевидностью показывают, что *зональность строения пегматитов заключается* не только и *не столько в смене парагенезиса минералов, сколько в смене структур, отвечающих, очевидно, определенным физико-химическим условиям расплава*» (курсив мой. — *В. Б.*). Но в лекции № 2 уже было показано, что кристаллизация бинарной системы, состоящей из компонентов, различающихся между собой температурой плавления (кварц + полевой шпат), заканчивается одновременной кристаллизацией обоих компонентов, т. е. *эвтектикой с взаимным прорастанием* кварца и полевого шпата, выражающемся в письменной структуре «еврейского камня». Зональные же пегматиты, как мы только что видели, имеют зону письменного гранита не в осевой части жил, а вблизи зальбандов. Поэтому можно утверждать, что вывод Ферсмана о том, что «письменный гранит несомненно представляет продукт одновременной кристаллизации кварца и полевых шпатов, происходящей в конце магматического этапа, т. е. перед точкой *Q*», был ошибочным.

Как рассматривается генезис пегматитов в настоящее время?

Особенностью представлений А. Е. Ферсмана о пегматитовом расплаве являлась идея о замкнутости процесса. Предполагавшиеся им изохорические условия остывания расплава неизбежно приводили к этому представлению. О пегматитах *чистой линии* Ферсман писал: «Это — *замкнутая физико-химическая система* определенного состава, которая выделяет определенные минеральные комплексы в процессе охлаждения, т. е. при постоянном внешнем давлении...» Ферсман допускал и метасоматоз, но понимал его как взаимодействие ранее выделившихся фаз с еще не раскристаллизовавшимися флюидом или рас-

твором. Идея замкнутости процесса формирования пегматитов красной нитью проходит через все труды Ферсмана. Однако еще в те времена, когда писалась его работа, в литературе появились данные, свидетельствующие о том, что пегматитовый процесс не является замкнутым. В Соединенных Штатах такие работы были опубликованы Хессом (Hess, 1925), Лендсом (Landes, 1933), Шеллером (Schaller, 1925) и другими американскими учеными. Хесс, Шеллер и Лендс показали, что все пегматиты могут быть разделены на две группы: простые пегматиты, состоящие из полевого шпата и кварца, образующиеся путем кристаллизационной дифференциации магматического расплава, и пегматиты сложные. Сложные пегматиты образуются из простых пегматитов. По мнению Хесса, тот факт, что в сложных пегматитах содержатся мусковит, редкометальные и редкоземельные минералы, свидетельствует о переработке простых, исходных пегматитов постмагматическими растворами. По мнению Шеллера, сложные пегматиты образовались из простых пегматитов путем полного или частичного преобразования содержащихся в них минералов гидротермальными растворами, которые вынесли много микроклина и часть первоначального кварца и заместили их другими вышеупомянутыми минералами вместе с новым кварцем и отчасти новым микроклином. В другой работе Шеллер указывал, что знаменитые литиевые пегматиты в Пэла (Калифорния) образовались путем ряда последовательных замещений первичных графических пегматитов, сложенных только кварцем и микроклином. В первую стадию они замещались альбитом, при этом графическая структура породы полностью не разрушалась. Вынесенный из микроклина калий шел на образование мусковита. В следующую стадию за счет микроклина и альбита происходило образование граната и шерла. Наконец, еще позже все новые минералы подвергались в том или ином количестве замещению литиевыми силикатами.

Лэндс установил аналогичные стадии замещения в пегматитах штата Мэн. По его мнению, берилл, гранат и шерл образовались в магматическую стадию, литиевый турмалин, сподумен и лепидолит — в высокотемпературную гидротермальную стадию, а литиево-марганцевые фосфаты и некоторые другие минералы — при более низких температурах.

Таким образом, типоморфные минералы пегматитов: турмалин, берилл, гранат — могли быть представлены больше, чем одной генерацией. Более того, в некоторых пегматитах устанавливался обратный порядок кристаллизации «высокотемпературных» минералов.

В нашей стране в тридцатые годы интересные исследования пегматитов Северной Карелии были выполнены С. М. Курбатовым и его учениками. В 1932 г. С. М. Курбатов в пегматитах Лампи-вараки («варака» по-лопарски «безлесная гора») обнаружил скаполит, цоизит и вторичный альбит, представлявшие собой продукты изменения плагиоклазов. В 1933 г. С. С. Курбатов установил, что плагиоклазы в пегматитах замещаются вторичными слюдами. Аналогичные процессы были обнаружены в пегматитах Алтын-тау (Центральные Кызыл-кумы). В 1936 г., изучая мусковиты из пегматитов Северной Карелии, С. М. и С. С. Курбатовы установили факт закономерного срастания мусковита с апатитом и гранатом. Изучение этих срастаний показало, что слюда ориентирующе влияла на зародыши апатита, т. е. кристаллы ее уже существовали, когда начинал кристаллизоваться апатит. Подобного рода исследования были выполнены и другими учениками С. М. Курбатова — В. И. Лебедевым в оловоносных пегматитах Туркестанского хребта, Л. А. Косым и Г. Н. Бунтиным — в пегматитах Керетьского, Чу-

пинского и Сороко-Сумского районов Карелии. Все эти работы показали, что в гранитных пегматитах имеют место постмагматические процессы превращения одних минералов в другие и они протекают уже после того, как пегматитовые тела полностью раскристаллизовались.

В 1937 г. была опубликована очень интересная работа Д. С. Коржинского, посвященная петрологическому анализу флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Исследуя мамские слюдоносные пегматиты, Д. С. Коржинский обнаружил в них очевидные признаки собирательной перекристаллизации полевых шпатов и кварца под действием постмагматических растворов. В связи с этим он высказал мнение о том, что конечным итогом таких процессов может явиться возникновение пегматоидной структуры и крупных обособлений кварца.

Д. С. Коржинский писал: «В образовании мусковитовых пегматитов можно различать следующие последовательные стадии, соответствующие различным температурам: 1) стадия гранито-пегматитовая (орто-тектитовая); 2) стадия графических пегматитов; 3) стадия пегматоидная; 4) несколько стадий постумной (последующей. — *В. Б.*) минерализации.

Первая стадия в слюдоносных пегматитах весьма слабо представлена, вторая развита необычайно мощно. На этом втором этапе *магма закончила свое существование* эвтектической кристаллизацией, дав микроклин — олигоклазовый пегматит с биотитом. В пегматоидную стадию горячие растворы, или флюиды, освобождающиеся при эвтектической кристаллизации, воздействуют на уже застывшие графические и иные пегматиты, вызывая их метаморфическую частичную или полную перекристаллизацию, причем одновременно происходит гидролиз полешпатов с образованием мусковита...

...Наблюдается резкая приуроченность кристаллов мусковита к участкам разложения и растворения полешпата, что говорит против значительного переноса мусковита растворами. ...Таким образом, мои наблюдения над мамскими и некоторыми другими пегматитами говорят *против существования флюидной пегматитовой магмы, из которой могли бы отлагаться мусковит и полевой шпат*» (стр. 112—113) (курсив мой. — *В. Б.*).

Особенно строгой критике концепция Ферсмана была подвергнута А. Н. Заварицким (1884—1952).

В 1944 г. Заварицкий опубликовал статью «Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов», в которой показал, что представление о неограниченной растворимости летучих в расплаве, лежавшее в основе концепции Фохта и Ниггли, несостоятельно. Основываясь на работах К. Горансона (Goranson, 1938), показавших, что в силикатных расплавах, находящихся под давлением нескольких тысяч атмосфер, содержание воды не превышает 10%, Заварицкий пришел к представлению о неизбежности отщепления газовой фазы в процессе понижения температуры расплава. Эту концепцию Заварицкий представил в виде схемы *изобарического* охлаждения силикатного расплава.

Изобарические условия охлаждения в природе возникают при наличии маломощной толщи пород, покрывающих магматический резервуар. Под влиянием внутреннего давления в магматической камере эта толща может менять свое положение. Тем самым при кристаллизации магмы размер камеры может увеличиваться, обеспечивая постоянство внутреннего давления.

Представим себе, что в этом случае процесс кристаллизации магмы начинается после установившегося равновесного состояния: расплав—газовая фаза (рис. 31, *1*). По мере понижения температуры из расплава начнется кристаллизация твердых фаз (рис. 31, *2*). При этом давление газовой фазы, находящейся в равновесии с расплавом, будет постепенно увеличиваться. Если стенки магматической камеры достаточно тонки, может наступить момент, когда давление газа внутри резервуара превысит давление вышележащих пород, и тогда произойдет или частичное увеличение объема камеры или прорыв газовой фазы за ее пределы (рис. 31, *3*). Вслед за этим давление внутри магматического резервуара упадет, равновесие расплав—газ нарушится и начнется вскипание расплава. Это так называемое *ретроградное* кипение будет продолжаться до тех пор, пока из расплава не выделится все количество растворенной газовой фазы. Таким образом, часть жидкой фазы (расплава) перейдет в надкритическое состояние, а все остальное выделится в виде кристаллов магматогенных минералов. На смену равновесию расплав—газ наступит равновесие между надкритической газовой фазой и выпавшими кристаллами минералов (см. рис. 31, *4*). Новое равновесие вызовет перекристаллизацию выделившихся в ранние стадии минералов. Этому способствует физико-химическое состояние системы: твердые фазы окружены надкритическим газовым раствором, и стремление к уменьшению поверхностной энергии массы мелких зерен обусловит их растворение и образование за их счет более крупных. *Так возникают крупнозернистые или гигантозернистые пегматоидные* образования — основа будущих пегматитов.

Понижение температуры, происходящее при этом, может привести к возникновению кристаллов и за счет флюидной фазы. Однако естественнее предполагать, что при понижении температуры в какой-то момент начнется конденсация надкритического флюида с образованием за его счет жидкого гидротермального раствора (см. рис. 31, *5*). И уже затем начнется кристаллизация минералов из гидротермального раствора. Этим заканчивается пегматитовый процесс в изобарических условиях кристаллизации магмы.

Таким образом, признавая большую роль газовых растворов, приведенная схема Заварицкого вслед за А. Е. Ферсманом допускала существование *пневматолитового этапа* в пегматитовом минералообразовании.

В 1947 г. А. Н. Заварицкий опубликовал статью «О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными породами и рудными жилами», в которой наиболее полно сформулировал свои взгляды на генезис пегматитов. По мнению Заварицкого, пегматиты формируются в условиях открытости системы, что доказывается наличием в пегматитах многочисленных следов метасоматических замещений. Замещения идут уже после того, как произошла перекристаллизация исходной материнской породы, в условиях имевшего место равновесия: твердые фазы — газ. Для перекристаллизации и укрупнения материнской породы необходимо лишь наличие ослабленных направлений, доступных проникновению остаточных газовых растворов. Пегматиты поэтому могут образоваться в любой глубинной изверженной породе — в кислой, средней, основной или щелочной. А. Н. Заварицкий показал, что в гранитоидах перекристаллизация и замещение ранних минералов более поздними сопровождаются привносом редких элементов — ниобия, тантала, бериллия, рубидия, цезия и др. *Таким образом*, редкометальные минералы формируются в пегматитах не в первые стадии процесса, а в поздние, а порою и в твердой среде. Нетрудно видеть в

связи с этим, что представления А. Е. Ферсмана о решающем значении энергетических коэффициентов (ВЭК и ЭК) не получали столь универсального применения, какое он им придавал.

Подчеркивая решающую роль в формировании пегматитов перекристаллизации горных пород под воздействием остаточных газовых растворов, Заварицкий писал: «Мы приходим к совершенному отрицанию особой пегматитовой магмы или особого пегматитового расплава».

В 1949 г. появилась интересная работа американца С. Штэнда (Stand, 1949) «Генезис пегматитов». В ней обращалось внимание на то, что среди многих проблем, связанных с пегматитами, одной из самых трудных является частая ассоциация аплита и пегматита, представляющих крайне противоположные степени крупности зерна внутри одного и того же тела гранита. Иногда это является результатом их разновозрастности, и тогда аплит и пегматит даже пересекают друг друга, но во многих случаях пегматит и аплит занимают одну и ту же трещину, причем то один, то другой занимает центральную ее часть. Спорадически гнезда пегматитов развиваются внутри аплитовой дайки, а полосы и участки аплита сохраняются внутри тела пегматита. Иногда встречается ритмическая смена аплита и пегматита в виде изогнутых листов, похожих на кольца Лизеганга.

Аплит отличается от гранита «сахаровидной» структурой и почти полным отсутствием темноцветных минералов. Мусковит в нем обычен, биотита мало, турмалин и гранат случайны и не постоянны, полевой шпат подобен граниту: ортоклаз, микроклин и натровый плагиоклаз. Таким образом, аплит минералогически отличается от гранита тем же, что и пегматит. Грубое сравнение химических анализов аплита и пегматита показывает, что редкие элементы и окислы устанавливаются в аплитах так же часто, как и в пегматитах, и количества их приблизительно одного порядка. Даже количества связанной воды при этом почти одинаковы. В аплитах установлены: циркон, ксенотим, турмалин, топаз, ортит, лепидолит, сподумен, эгирин, риббекит; таким образом, между пегматитами и аплитами, залегающими в одном гранитном теле, нет существенного химического различия.

Почему же тогда так различны их структуры? И Штэнд отвечает: «Имеется некоторое доказательство, что изменение аплита в пегматит может произойти путем перекристаллизации», под воздействием остаточных растворов, выделяющихся из интрузивного очага.

Приблизительно в это же время появляются первые работы В. Д. Никитина (1949, 1952, 1955, 1960), в которых излагается новый фактический материал по минералогии гранитных пегматитов. Детальное исследование пегматитовых полей Южной и Северной Карелии, Кольского полуострова и Мамской тайги позволило ему развить и углубить идеи предшественников и дать свое, оригинальное толкование проблемы генезиса пегматитов. Существо генетической концепции В. Д. Никитина видно из следующих его слов: «Пегматиты со всеми присущими им особенностями строения возникли из жильных тел обычных магматических пород (гранитов, гранит-аплитов) путем перекристаллизации этих пород и их метасоматического преобразования.

В первые стадии процесса формирования пегматитов преобразование пород, слагавших жилы, происходило в основном, благодаря их перекристаллизации. Общий химический состав жилы сохранился. В эти стадии создавались все главные, различные по структурным особенностям кварцево-полевошпатовые породы, составляющие пегматитовые тела. Вместе с тем происходило и дифференциальное перемещение веществ кварца и полевых шпатов внутри жил, приводившее к воз-

никновению зональных текстур пегматитов. Химические (и минеральные) составы перекристаллизованной и исходной пород жилы заметно различаются только в тех случаях, когда состав пород вмещающих и особенно подстилающих пегматит сильно отличен от состава самой жилы...

Все минералы, являющиеся рудами редких металлов, и крупнокристаллические промышленно ценные слюды образовывались в пегматитах только метасоматическим способом...

Благодаря многообразию условий процессов преобразования жил, создававшихся в различных пегматитах, концентрация промышленных минералов в них осуществлялась в разных местах жил. Закономерности пространственного распределения этих минералов в разных жилах

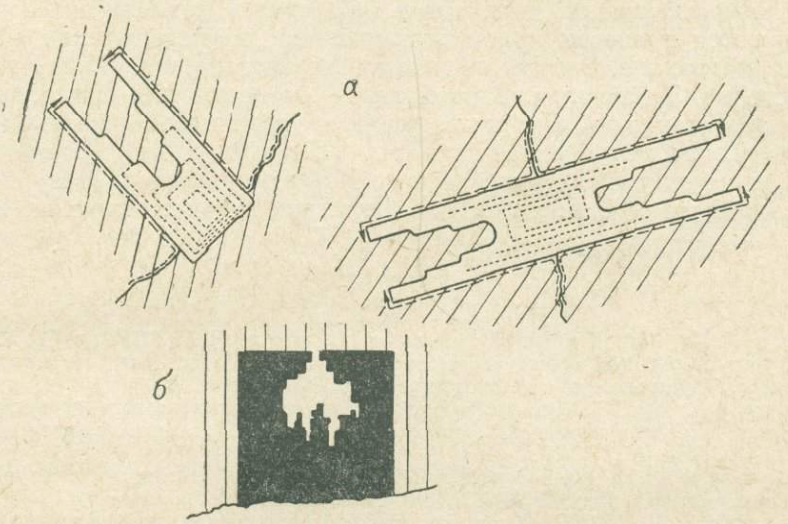


Рис. 33. Схема образований футляровидных метакристаллов (по В. Д. Никитину).
Разрез метакристаллов: *а* — апатита, *б* — уранинита.

бывают различными. Жилы, в которых ценные минералы сконцентрированы главным образом в верхних частях, являются лишь частными случаями. Наряду с такими жилами имеются пегматиты ослюденелые на всю глубину, вплоть до выклинивания. Есть жилы, содержащие мусковит преимущественно в нижних частях. Встречаются пегматиты, в которых ослюденение распределено спорадически — гнездами и столбами» (1955, стр. 111).

Исследованные В. Д. Никитиным процессы замещения в пегматитах свидетельствуют об открытости этой системы минералообразования, о неравновесных условиях, имевших место в этой системе. В. Д. Никитин показал, что замещение идет в твердой среде и приводит к поразительным результатам: образовавшиеся кристаллы-метасомы идиоморфны! Отсюда следует, что идиоморфизм минералов не всегда является доказательством того, что они образовались первыми. Футляровидные кристаллы апатита, ортита, берилла и других минералов, обнаруженные и исследованные В. Д. Никитиным (рис. 33), позволили восстановить механизм их образования. Оказалось, что все они «нафарширована» той твердой фазой, внутри которой они развивались. Чаще всего это полевой шпат — плагиоклаз, иногда микроклин. Трещины спайности полевого шпата пегматита нередко продолжаются

в футляровидных кристаллах, так же как порою продолжаются в этих кристаллах и полевошпатовые двойники. Футляровидные кристаллы очень часто представляют собой лишь оболочку того или иного метасоматически развивающегося минерала. Так образуются кристаллы уранинита, пирохлора, берилла, апатита, ортита, мусковита, биотита, граната и других «высокотемпературных» минералов пегматита.

Таким образом, идиоморфизм не всегда говорит о том, что идиоморфные кристаллы образуются первыми. Идиоморфизм многих кристаллов в пегматитах является доказательством противоположного. Кристаллы-метасомы, несмотря на их идиоморфизм, образуются в пегматитах в результате позднего метасоматического замещения полевых шпатов, кварца.

Заканчивая лекцию, можно сказать, что в природе, по-видимому, существуют пегматиты двух типов. В одних пегматитах отчетливо фиксируются процессы кристаллизационной дифференциации магматогенного материала. Таковы пегматиты Казахстана, Карелии, Кольского полуострова, Забайкалья. Второй тип — это пегматиты, в которых процессы замещения являются ведущими, главными, определяющими. Таковы пегматиты Ильменских гор (Южный Урал), Борщевочного кряжа и некоторых других районов. Поэтому как по составу и строению пегматиты не однотипны, так, вероятно, не одинаков и их генезис.

ЛИТЕРАТУРА

Власов К. А. 1951. К вопросу о генезисе пегматитов. ДАН СССР, т. 78, № 2.

Гинзбург А. И. 1955. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Труды минералогического музея АН СССР, вып. 7.

Гинзбург А. И. 1961. Геохимические особенности пегматитового процесса. Международный геохимический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. М.—Л., Изд. АН СССР.

Заварицкий А. Н. 1944. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Заварицкий А. Н. 1947. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 76, вып. 1.

Иодер Х. С. (младший). 1954. Полиморфные превращения кварца при давлении до 10 000 бар. Сб. Экспер. исслед. в обл. петрогр. и рудообразов., перев. с англ. М., Изд. Иностр. лит-ры.

Коржинский Д. С. 1937. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Сб. Слюды СССР. Л., Изд. ЦНИГРИ.

Косой Л. А. 1936. Пегматиты Сороко-Сумского района. Матер. по геол. и полезн. ископ. Карельск. АССР, сб. № 1 Ленингр. геол. треста. Л.—М., ОНТИ. Главн. ред. геол.-разв. и геодезич. лит-ры.

Курбатов С. М. 1946. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Труды Юбилейной сессии ЛГУ. Изд. ЛГУ.

Никитин В. Д. 1952. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Ленингр. Горного ин-та, т. XXVII, вып. 2. М.—Л., Углетехиздат.

Никитин В. Д. 1955. К теории генезиса пегматитов. Зап. Ленингр. Горного ин-та, т. XXX, вып. 2. М.—Л., Углетехиздат.

Никитин В. Д. 1960. Условия формирования редкометальных и слюдоносных пегматитов. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М.—Л., Изд. АН СССР.

Островский И. А. 1952. Вопросы элементарной теории систем с летучими и предположения о ходе затвердевания интрузий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Равич М. И. 1952. Равновесия солей в присутствии водяного пара высокого давления. Успехи химии, т. 21, № 9.

Ферсман А. Е. 1940. Пегматиты, т. 1, изд. 3. М.—Л., Изд. АН СССР.

Gibson R. E. 1928. The influence of pressure on the high-low inversion of quartz. J. Phys. Chem., vol. 32.

Goranson R. W. 1938. Silicate — water systems: phase equilibria in the $NaAlSi_3O_8$—H_2O and $KAlSi_3O_8$—H_2O systems at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci., No 35 A.

СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ЛЕЙВОЙВЫ

Гранитные пегматиты чрезвычайно разнообразны по своему минеральному составу, форме и строению. А. Е. Ферсман (1940) только среди пегматитов «чистой линии» выделял десять различных типов и двадцать типов — среди пегматитов «линии скрещения».

В настоящее время А. Н. Гинзбург и Г. Г. Родионов гранитные пегматиты разделяют на: 1) редкоземельные; 2) слюдяные, 3) редкометальные и 4) хрусталеносные. В свою очередь первые включают: ортитовые, монацитовые, титано-тантало-ниобатовые и уранинитовые жилы. Среди второй группы мы находим мусковитовый, уранинит-мусковитовый и монацит-мусковитовый типы. Среди третьей — берилловые, сподуменовые, танталитовые, касситеритовые, топазо-берилловые и лепидолитовые. Четвертая группа включает собственно хрусталеносные и флюорито-топазовые пегматиты.

Рассмотрим в качестве примера гранитных пегматитов слюдоносные пегматиты Лейвойвы. Они находятся в Енском районе Мурманской области, в 18 *км* к юго-западу от Ено-Ковдорского железорудного месторождения.

Лейвойвские пегматиты открыты зимой 1932 г. Г. Л. Третьяком по указаниям местных жителей. В 1933 г. геологи К. М. Кошиц и Я. С. Хаит обнаружили здесь 11 новых пегматитовых жил. В 1934—1935 гг. были найдены еще 50 жил и к 1940 г. здесь было зафиксировано более 70 жил, из которых добывалось около 10% общесоюзной добычи мусковита.

Геологическое строение района месторождения может быть кратко охарактеризовано следующим образом. Лейвойва — безлесная гора, возвышающаяся на 100—120 *м* над окружающими долинами, сложена глубоко метаморфизованными архейскими парагнейсами ботнийской формации (см. рис. 22). Эта формация выделена среди архейских осадочных пород Седерхольмом в 1899 г. Вершину горы слагают кианит-гранатовые гнейсы, состоящие из андезина № 35, кварца, биотита, кианита, граната, мусковита, силлиманита, кордиерита, ставролита. В качестве акцессорных минералов в гнейсах встречаются апатит, циркон, сфен, рутил, эпидот, пирит. Характерно сочетание кианита, граната и кордиерита, встречающихся, как правило, совместно.

Ниже по склону кианит-гранатовые гнейсы сменяются серыми биотитовыми гнейсами, обогащенными микроклином. Они состоят из олигоклаза № 27, кварца, биотита, микроклина, мусковита. Акцессорными минералами здесь являются апатит, сфен, циркон и ортит. Микроклин, послойно залегая в гнейсах, как бы обильно пропитывает их. В описываемых породах содержатся прослои и линзы амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Вся толща гнейсов интенсивно смята в складки субширотного простирания.

Пегматитовые жилы Лейвойвы располагаются группами или кустами. Имея в большинстве своем широтное или субширотное простирание, они нередко сливаются или ветвятся. Длина жил обычно не превосходит нескольких десятков метров при мощности в 1—2 *м*. Однако име-

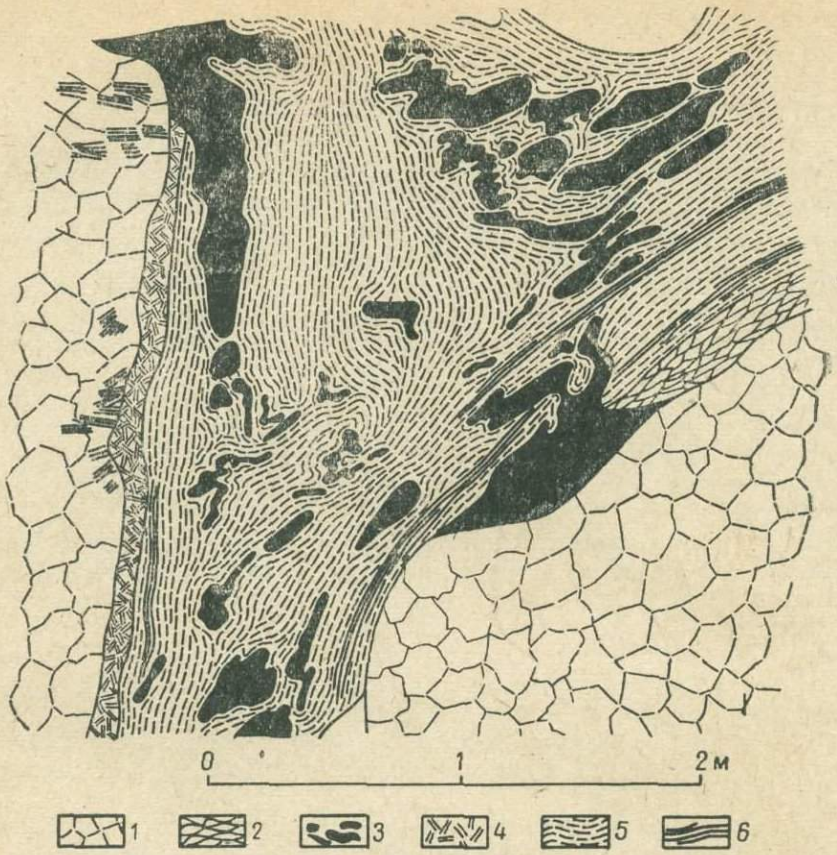


Рис. 34. Обогащение гнейсов возле жилы № 15 полевошпатовым материалом.

1 — гигантозернистый олигоклазовый пегматит; *2* — давленый гигантозернистый олигоклазовый пегматит; *3* — плагиоклазовый аплит; *4* — контактовая зона, состоящая из мелких чешуек мусковита; *5* — крупнозернистый биотитовый гнейс; *6* — обогащенные биотитом зоны в гнейсе.

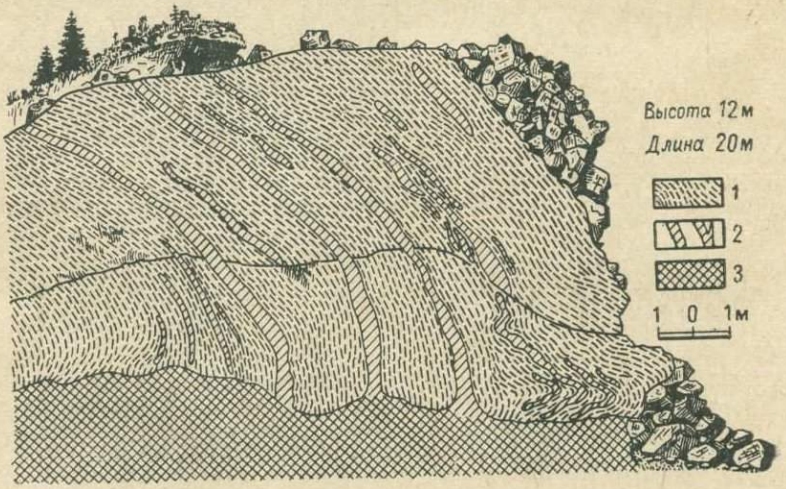


Рис. 35. Общий вид слюдоносной пегматитовой жилы, вскрытой карьером. Видны аплитовидные апофизы жилы, уходящие в гнейсы на 10—15 *м* от жилы.

1 — биотитовые гнейсы—метасоматиты; *2* — крупнозернистый аплит; *3* — гигантозернистый олигоклазовый пегматит с крупными выделениями мусковита у зальбанда (на контакте с гнейсом).

ются жилы, тянущиеся по простиранию и до 300 *м*, а мощность их порою достигает 10—15 *м*.

По форме жилы обычно представляют собой линзообразные тела с пережимами и раздувами. Большинство из них пластовые, но встречаются изредка и секущие. Очень часто гнейсы, вмещающие жилы, обильно инъецированы полевошпатовым материалом, который образует своеобразные, причудливой формы тела (рис. 34).

По минеральному составу пегматитовые жилы делятся на две заметно отличающиеся между собой группы. Среди кианит-гранатовых гнейсов, слагающих верхнюю часть гнейсовой толщи, залегают отчетливо дифференцированные (зональные) тела с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами. Последние тянутся нередко на 10—15 *м* от жилы (рис. 35). Эти жилы сложены плагиоклазом (от альбита № 10 до олигоклаза № 20), кварцем, микроклином, мусковитом, мелкочешуйчатыми желто-зелеными слюдками, биотитом. Здесь постоянно и в значительных количествах находятся черный турмалин (рис. 36), гранат, пирротин, ортит, иногда — силлиманит, кианит, ставролит и апатит. Содержание светлых слюд достигает 16% (рис. 37). К участкам, обогащенным турмалином, гранатом и серицит-жильбертитом, приурочены выделения редкомельных акцессорных минералов — циртолита, ксенотима, тапиолита, колумбит-танталита, фергусонита, пирохлора, берилла. Последние встречаются в виде очень мелких кристаллов и зерен и диагностика их представляет значительные трудности. В этих жилах были найдены также единичные зерна пирротина, пирита, халькопирита, молибденита.

Вторая группа пегматитовых жил залегает среди микроклинизированных биотитовых гнейсов, слагающих склоны и нижние горизонты горы Лейвойвы. Эти жилы, как правило, не зональны, не дифференцированы. В них нередко развита структура письменного гранита с небольшими вростками кварца («ихтиоглиптами»). Минеральный состав этой группы жил очень беден. Жилы сложены микроклином, кислым плагиоклазом № 10—12 и кварцем. Лишь иногда в них содержатся небольшие количества мусковита, биотита и граната.

Таким образом, пегматитовые тела, залегающие в кианит-гранатовых *плагио-*

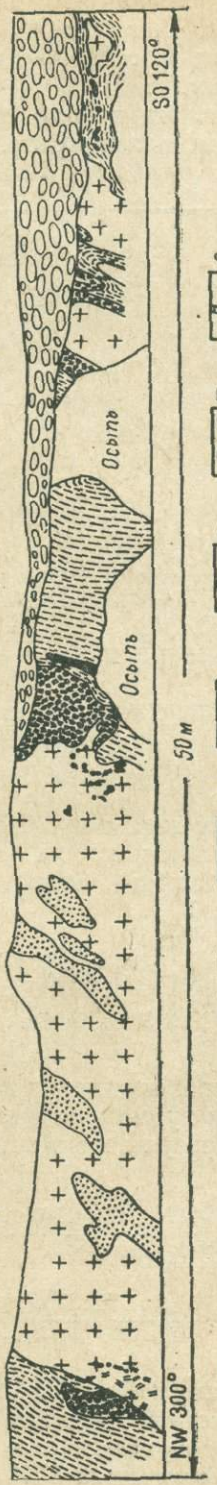


Рис. 36. Строение северного борта жилы № 7.

1 — биотит-гранатовый гнейс; *2* — турмалиновая порода; *3* — олигоклазовый пегматит, обогащенный мусковитом (*а*) и турмалином (*б*); *4* — олигоклазовый пегматит; *5* — кварц; *6* — плагиоаплит; *7* — валунные наносы; *8* — жила мончикита.

клазовых гнейсах, богаты светлыми слюдами — мусковитом, жильбертитом, серицитом и различными акцессорными минералами. Пегматиты, залегающие в *микроклинизированных* гнейсах, светлых слюд почти не содержат и акцессорные минералы в них практически отсутствуют.

Пегматиты первой группы повсеместно сопровождаются зонами околожильных изменений. Мощность последних достигает 2 *м* и более.

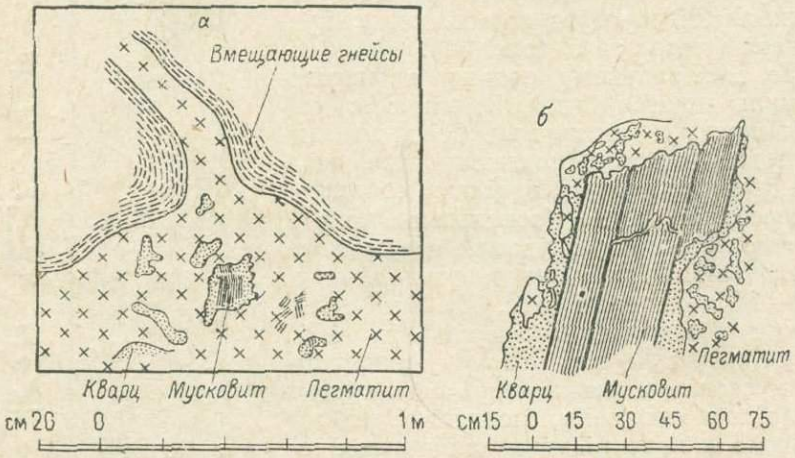


Рис. 37. Характер выделения мусковита в различных частях жилы: *а* — возле апофиза, *б* — в осевой части.

В пределах этих зон андезин гнейсов интенсивно серицитизируется и замещается агрегатом, состоящим из альбит-олигоклаза, апатита и светлой слюды. Этот процесс может быть изображен следующей схемой:

$$65\ NaAlSi_3O_8 \cdot 35\ CaAl_2Si_2O_8 + KF + K_3PO_4 + H_2O \rightarrow$$

$$\rightarrow 80\ NaAlSi_3O_8 \cdot 20\ CaAl_2Si_2O_8 + KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2 + Ca_5[PO_4]_3F.$$

Биотит и кордиерит исчезают, а вместо них в большом количестве образуется турмалин (шерл) и светлая слюда. Возможно, что это происходит в результате реакции

$$\underbrace{Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]}_{\text{Кордиерит}} + \underbrace{K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2}_{\text{Биотит}} + \underbrace{KF + Na_3BO_3 + H_2O}_{\text{Раствор}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{(Na, Ca)(Mg, Al)_6[Al_3B_3Si_6O_{30}](OH, F)}_{\text{Турмалин}} + \underbrace{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2}_{\text{Мусковит}}.$$

В зонах околожильных изменений исчезают также кианит и ставролит, количество граната уменьшается, и одновременно с этим названные минералы появляются в теле пегматитовых жил.

Е. Д. Белянкина (1961) провела интересное исследование гранатов из пегматитовых жил Лейвойвы и из вмещающих пород, при этом вы-

Таблица 6

Изменение состава гранатов в зависимости от места их нахождения на месторождении Лейвойва

Компоненты граната	Гранато-амфиболовый сланец в удалении от жилы	Зальбанд жилы	Полевошпатовая зона жилы
Альмандин	49	63	73
Андрадит	6	—	—
Гроссуляр	21	12	7
Пироп	20	21	14
Спессартин	4	4	6
Сумма	100	100	100
Удельный вес	3,89	3,99	4,07
Цвет граната	розовый	коричневый	розовый

яснилось, что состав граната из сланцев, из зальбанда жил и из самой жилы закономерно изменяется (табл. 6).

Это изменение выражается в уменьшении содержания в гранате кальция, окисного железа и магния и в постепенном увеличении закисного железа и марганца.[5]

Такое перераспределение вещества, по-видимому, вызывается новообразованиями турмалина, апатита и светлых слюд.

Итак, гранаты пегматитовых жил Лейвойвы представляют собой переработанные в процессе пегматитообразования гранаты вмещающих пород. Таковы же по генезису, конечно, кианит и ставролит. Их состав в процессе переотложения изменяется в меньшей степени, но выделения их в пегматитовых жилах оказываются, как правило, более крупнозернистыми.

Влияние боковых пород на состав пегматитовых жил Лейвойвы этим, по-видимому, не исчерпывается. Выше уже отмечалось, что среди плагиоклазовых гнейсов залегают плагиоклазовые пегматиты, а среди сильно микроклинизированных гнейсов — микроклиновые. Подобного рода явления широко известны и в других местах. Так, например, в пегматитах Северной Карелии В. А. Леоновой установлено, что в процессе пегматитообразования эпидот боковых пород превращается в ортит пегматитов. При этом содержание церовой и иттровой групп редких земель в них сохраняется (Леонова, 1965). А. И. Гинзбург (1960), обобщая разнообразный минерало-геохимический материал, отмечает, что в слюдоносных пегматитах различных провинций СССР «процессы ассимиляции вмещающих осадочно-метаморфических пород *играют значительную роль в образовании пегматитовых тел*» (курсив мой. — *В. Б.*).

К такому же выводу приходят А. С. Назарова, Г. Г. Родионов, И. Н. Тимофеев (1960), И. К. Карпов, Е. Н. Антипова (1965), В. С. Смирнова (1966) и многие другие исследователи. И. К. Карпов и Е. Н. Антипова полагают, что даже калий, необходимый для образования мик-

[5] В редкометальных пегматитах Северного Прибайкалья гранаты содержат: альмандина — 34,6—51,2%, спессартина — 43,0—53,6%, пиропа — 0,5—1,6% (Соколов и др., 1962).

роклина и мусковита пегматитов, мог заимствоваться из вмещающих пород при распаде породообразующих минералов, например биотита.

Суммируя сказанное, можно заключить, что пегматитообразование на Лейвойвском месторождении происходило при решающей роли вмещающих пород, из которых пегматитообразующие растворы заимствовали многие компоненты, а порою и целые минералы. И процесс пегматитообразования здесь, как это видно из табл. 7, по сути дела сочетал в себе глубокое химическое преобразование одних породообразующих

Таблица 7

Схема минералообразования в пегматитовых жилах Лейвойвы

Минералы вмещающих гнейсов	Процесс пегматитообразования	Пегматит
Андезин № 35	Плагиоклаз № 10—20	Плагиоклаз № 10—20
	Серицит	Жильбертит
	Апатит	Апатит
Микроклин		Микроклин
Серицит	Жильбертит	Мусковит
Биотит		Биотит
Биотит, Кордиерит	Турмалин	Турмалин
	Жильбертит	Мусковит
	Хлорит	Хлорит
Кварц		Кварц
Гранат:		
$Al_{49}Gr_{21}Py_{20}An_6Sp_4$	$Al_{63}Py_{21}Gr_{12}Sp_4$	$Al_{73}Py_{14}Gr_7Sp_6$
Кианит		Кианит
Ставролит		Ставролит
Эпидот	Ортит	Ортит
Сфен, Рутил	Пирохлор	Пирохлор

минералов (плагиоклаза, биотита, кордиерита) и конкреционное переотложение в теле жил с той или иной степенью изменения других породообразующих минералов (микроклина, граната, ставролита, светлых слюд, кианита, эпидота и др.).

Минералообразование в пегматитовых жилах, по-видимому, на этом не заканчивается. В предыдущей лекции отмечалось, что в пегматитах Северной Карелии С. М. Курбатовым и С. С. Курбатовым еще в 30-е годы были установлены превращения плагиоклаза в скаполит, скаполита — в альбит, цоизит и кальцит или альбит и серицит, а в других случаях непосредственное замещение плагиоклаза мелкочешуйчатой слюдой (серицитом) и альбитом.

В последующие годы число известных минеральных превращений в пегматитовых жилах значительно возросло. Так, например, В. И. Лебедевым (1959) в пегматитовой жиле «Кривое озеро» установлен факт образования по плагиоклазу граната и его последующая перекристаллизация. Гранат, в свою очередь, позднее замещался анкеритом и серицитом, которые также, перекристаллизовываясь, укрупняли свои размеры. В жиле «Кривое озеро» и во многих других было установлено

замещение турмалина (шерла) светлой слюдой — серицитом вплоть до образования псевдоморфоз слюды по турмалину.

В пегматитах Лейвойвы, равно как и во многих других слюдоносных пегматитовых жилах Кольского полуострова и Северной Карелии, наблюдаются интересные и весьма разнообразные срастания слюд (биотита и мусковита) с апатитом, гранатом, турмалином, халцедоном, силлиманитом и другими минералами. Во многих случаях устанавливается более поздний характер вростков этих минералов по отношению к заключающей их слюде. Это видно, например, на образцах слюды, нацело замещаемой силлиманитом (рис. 38), хотя начальные стадии процесса фиксируются всего лишь в виде единичных вростков иголочек силлиманита между пластинками мусковита.

Весьма близки по своему механизму образования к вышеописанным случаям, так называемые «футляровидные» кристаллы апатита,

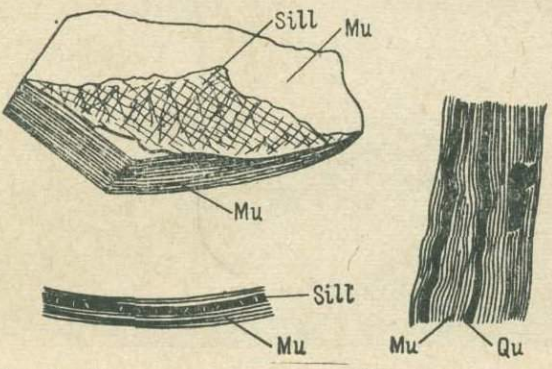


Рис. 38. Замещение мусковита (Mu) силлиманитом (*Sill*) и кварцем (*Qu*).

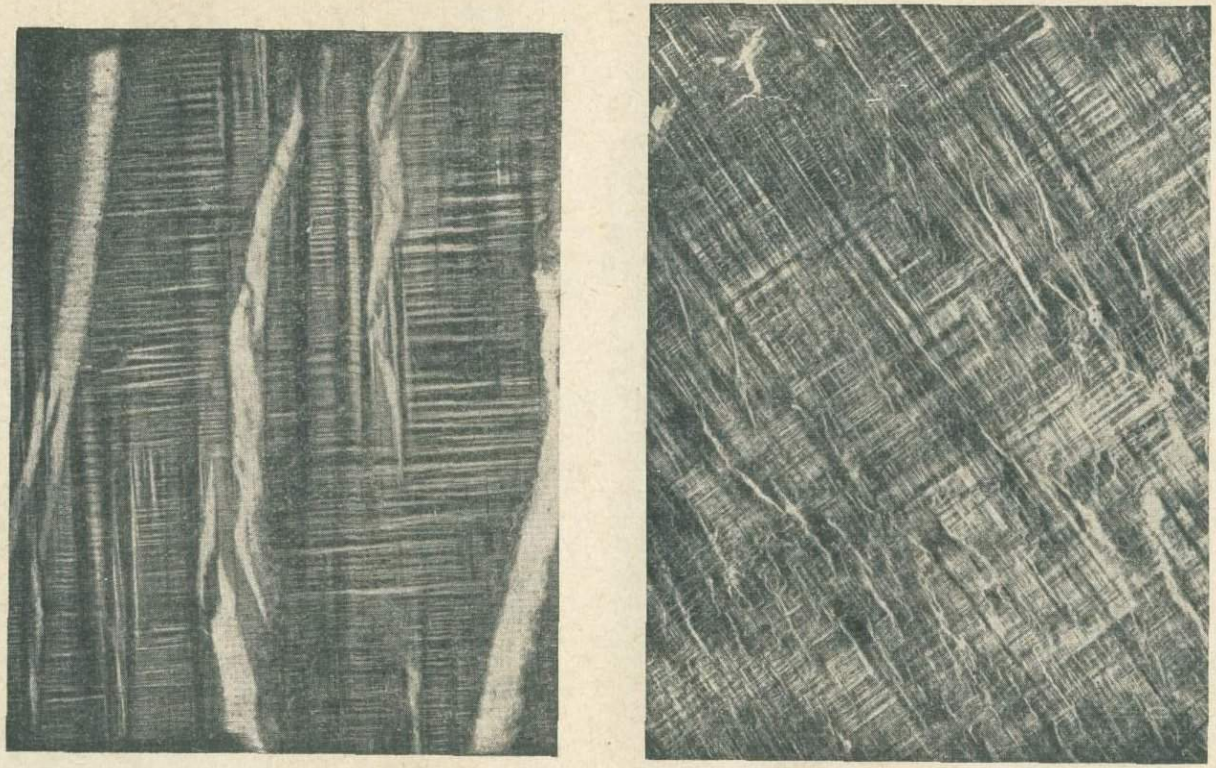
берилла, уранинита, ортита, колумбита, изученные и превосходно описанные В. Д. Никитиным (1953, 1955, 1958, 1960). Они образуются в твердой среде, как метакристаллы, и поэтому их внутренняя часть нередко состоит из минералов этой среды (микроклина, плагиоклаза, кварца, слюды) (см. рис. 33).

Те или иные изменения и превращения в пегматитах захватывают практически все минералы. Поэтому в пегматитовых жилах нет минералов вечных, не изменяющихся. И если какой-то минерал кажется нам неизменным, то это обычно указывает лишь на то, что мы плохо знаем страницы его жизни.

Наиболее химически устойчивым при процессах пегматитообразования, по-видимому, оказывается микроклин. Выделения его повсеместно характеризуются чистотой и свежим обликом (рис. 39). Минералогические же наблюдения показывают, что микроклин в пегматитовых жилах растворялся и переоткладывался. О высокой «миграционной» способности микроклина может свидетельствовать, например, факт образования мельчайших антипертитов в плагиоклазе, которые, как показал Г. Н. Бунтин (1937), образуются в результате проникновения и отложения калиевого полевого шпата по тонким трещинкам спайности в олигоклазе.

Таким образом, общая схематическая картина частичного или полного изменения минералов в слюдоносных пегматитах Кольского полуострова и Карелии изображена в табл. 8.

В процессе этих превращений происходит перераспределение вещества минералов, при этом часть компонентов переходит в раствор и в

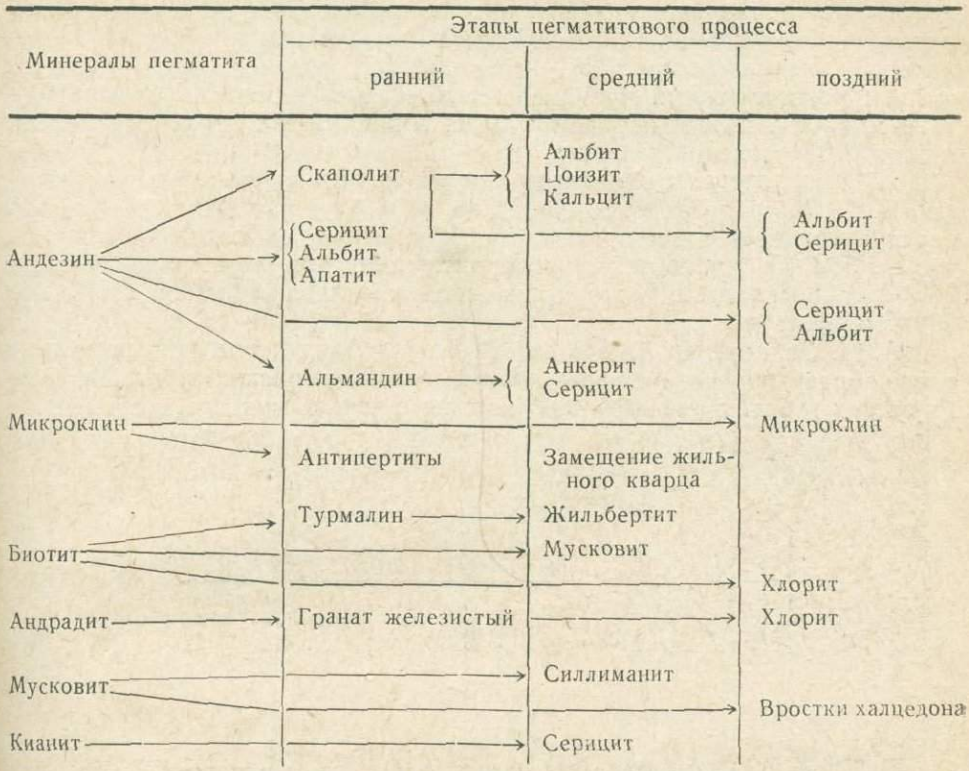


а *б*

Рис. 39. Микроклин из жил Оленчик (*а*) и Синяя Пала (*б*). Шлиф. Ув. 16, Ник. +
Фото Л. Л. Солодовниковой.

Таблица 8

Общая схема последовательности минералообразования в слюдоносных пегматитовых жилах Карелии и Кольского полуострова



дальнейшем дает начало существованию других минералов. Такова, по-видимому, природа редкометальных акцессорных минералов.

Е. Б. Знаменский и Б. М. Шмакин (1966) показали, например, что при замещении биотита мусковитом в слюдоносных пегматитах Мамского района в минералообразующий раствор из биотита выносились железо, титан, олово, ниобий, цинк, молибден и др. По мнению авторов, эти элементы явились одним из источников акцессорной минерализации в пегматитах.

Интересно поведение редкоземельных элементов и актиноидов в ходе процесса пегматитообразования. Как показали исследования порядок выделения минералов, содержащих редкие земли, уран и торий, соответствует следующему ряду: апатит—ортит—монацит — (ксенотим + + циртолит + уранинит) — карбуран. Первые из кристаллизующихся минералов (апатит или ортит) заключают в себе основную массу редких земель иттровой группы. Вслед за ними выделяются минералы, концентрирующие в себе редкие земли церовой группы. Обычно это монацит. Но если первым кристаллизовался апатит, то они могут также войти и в состав ортита. Более поздние по времени выделения ксенотим и уранинит вновь обогащаются иттровой группой. А при изменении уранинита в гуммит в последних происходит накопление самария, гадолиния и диспрозия. Все это может быть условно изображено схемой (рис. 40).

Заканчивая описание слюдоносных пегматитов Лейвойвы, приведем

некоторые новые данные, полученные для пегматитов этого типа в последние годы.

1. *Возраст слюдоносных пегматитов Кольского полуострова.* По данным Ю. В. Никитина (1964), абсолютный возраст пегматитов Риколатвы, определенный калиево-аргоновым методом по мусковиту из жил, колеблется в интервале 1750—1830 млн. лет. Возраст биотита из этих же жил, определенный рубидиево-стронциевым методом, равен 1680—1700 млн. лет. Таким образом, слюды в пегматитах Риколатвы имеют нижнепротерозойский возраст.

2. *Температурные интервалы формирования слюдоносных пегматитов.* В. С. Соболев, Ю. А. Долгов и др. (1964) по данным изучения температур гомогенизации в минералах гранитных пегматитов полагают, что начало их кристаллизации происходило при температурах выше 700° С, кристаллизация же гранитного расплава заканчивалась при 900—800°.

А. И. Захарченко (1964) также считает, что пегматиты камерного типа, образующиеся в апикальных частях материнских гранитов, формируются в интервале 800—500° и ниже, вначале под воздействием ле-

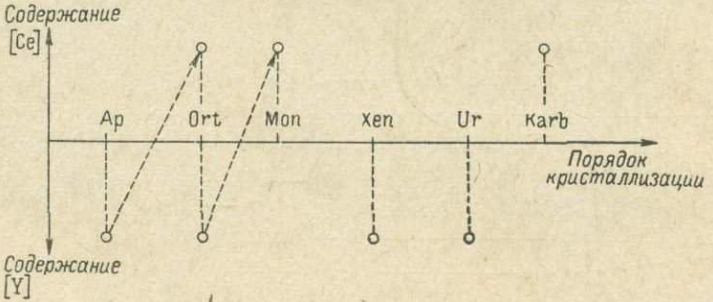


Рис. 40. Изменение содержания редких земель в минералах из пегматитовых жил в зависимости от времени их кристаллизации.
Ap — апатит; Ort — ортит; Mon — моноцит; Xen — ксенотим; Ur — уранинит; Karb — карбуран.

тучих возгонов, далее под действием пневматолито-гидротермальных растворов. Однако изучение распределения альбитового компонента в микроклинах и плагиоклазах (метод Барта) из пегматитов Кольского полуострова и Северной Карелии позволило А. С. Никанорову и И. И. Михайлову (1964) прийти к заключению о том, что пегматоидные зоны этих пегматитов формировались в интервале температур 460—520° С, т. е. при температурах ниже существования гранитного расплава. А. С. Никаноров допускает поэтому возможность образования пегматитовых зон посредством перекристаллизации в твердом состоянии. Эти же исследователи измерили температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварцах из различных зон пегматитов (Никаноров и Михайлов, 1964) и, полагая, что эти кварцы образовались одновременно с ассоциирующими с ними слюдами, пришли к заключению, что последние кристаллизовались в интервалах температур: 340—400°, 350—370°, 270—333° и 150—190°.

3. *Глубина формирования пегматитов и внутреннее давление при процессах пегматитообразования.* По данным А. И. Гинзбурга (1964), наименьшая глубина формирования пегматитов составляет 1,5—2 *км*, наибольшая — 12 *км*. Наиболее глубинные пегматиты обычно докембрийские, содержат слюду, редкоземельные минералы, минералы урана и тория. Микроклиновые пегматиты — средних глубин (3,5—7 *км*), по

возрасту — от докембрийских до мезозойских, обогащены минералами лития, бериллия, цезия, тантала, олова и бора. Пегматиты малых глубин (герцинские, киммерийские или альпийские), залегающие обычно в гранитах, содержат в многочисленных миаролитовых пустотах самоцветы (топаз, берилл, полихромные турмалины), пьезокварц, оптический флюорит. Изучение газово-жидких включений в этих минералах показало (Долгов, 1965), что их возникновение связано с перепадами внутреннего давления в миаролитовых полостях вследствие увеличения объема последних при приоткрываниях жильных трещин. В этом случае падение внутреннего давления и адиабатическое охлаждение понижают плотность минералообразующих растворов и возникающие газово-жидкие включения, хотя и содержат значительное количество газовой фазы, имеют сравнительно невысокие температуры гомогенизации. Газово-жидкие включения в этих минералах поэтому нельзя относить к эволюционно-пневматолитовым включениям, как это еще недавно делали многие исследователи.

Л. Н. Россовский и С. Л. Шварков (1964) пришли к заключению, что в изученном ими районе шлировые мусковито-шерловые пегматиты, залегающие в материнских гранитах, формировались на глубине 4—6 *км*. Жильные пегматиты, содержащие сподумен, берилл, танталит и другие редкометальные минералы, образовались на глубине 3,3—4 *км*. В этом же поле устанавливаются жильные пегматиты с силлиманитом и микроклином, лишенные редкометальной минерализации, глубина формирования которых достигает 5—7 *км*.

4. *Происхождение графических структур.* Образование графических срастаний полевых шпатов с кварцем вследствие эвтектической кристаллизации из расплава в последнее время все чаще ставится под сомнение.

В. И. Лебедев (1957) высказал предположение о том, что ориентированные вростки кварца в полевых шпатах пегматитов представляют собой результат распада при высоких температурах гипотетического поликремнеземистого алюмосиликата, содержащего избыточное против обычных полевых шпатов количество кремнезема. Этот распад, например, для калиевого алюмосиликата можно изобразить в таком виде:

$$KAlSi_{3+n}O_{8+2n} \rightarrow KAlSi_3O_8 + n\,SiO_2.$$

В. Д. Никитин в целом ряде работ (1949, 1952, 1955, 1958, 1960) вскрыл эволюцию письменных структур в пегматитах и показал, что она представляет собой результат собирательной перекристаллизации мелких вростков кварца вдоль трещинных зон и их сегрегацию от полевых шпатов. Процесс сегрегации кварца в зональных пегматитах, нарастая от аплитовидных зальбандов к оси жил, может завершиться, повидимому, образованием сплошной кварцевой зоны в осевой части жил («кварцевой осью»), окруженной крупно- и гигантозернистыми блоками мономинеральных полевых шпатов.

М. А. Завалишин и И. К. Карпов (1963) обратили внимание на то, что количественные соотношения микроклина и кварца в графических срастаниях мамских пегматитов составляют в среднем 1 : 3, в то же время эвтектическая кристаллизация этих минералов происходит при соотношениях 2 : 3. Авторы пришли к заключению, что кварц-микроклиновая графика возникла в данном случае путем замещения микроклином плагиоклаза в ранее существовавшей кварц-плагиоклазовой графике.

Могут иметь место и противоположные явления. Г. Н. Бунтин

(1937) в свое время описал случаи образования «вторичных» письменных структур, возникающих вследствие замещения жильного микроклина кварцем. Эти структуры внешне так близко напоминают «эвтектические» срастания микроклина и кварца, что при беглом просмотре могут быть приняты за таковые.

Таким образом, в пегматитовых жилах графические структуры могут иметь, по-видимому, различное происхождение.

5. *Генезис светлых слюд в пегматитах.* Этому вопросу посвящена огромная литература (см., например, S. B. Roy, S. K. Bhattacharia, 1965). В настоящее время наиболее широко распространенные взгляды на генезис светлых слюд укладываются в три следующие концепции:

а) Мусковит в пегматитах образуется вследствие непосредственной кристаллизации в пневматолитическую стадию пегматитового процесса из надкритического флюидного раствора (геофазы *D, E, F* и *G*) при температурах 600—500° С (Ферсман, 1940).

б) В 1937 г. Д. С. Коржинский (1937) опубликовал работу, в которой писал: «Наблюдения над пегматитами привели меня к заключению, что мусковит в них является вторичным минералом, образующимся в основном за счет полевых шпатов». Далее он приводит возможные реакции, по которым идет образование мусковита. Так, например, серицит в сланцах, по его мнению, образуется в результате осуществления реакции:

$$\underset{\text{Ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + 2\,\underset{\text{Анартит}}{CaAl_2Si_2O_8} + 2\,\underset{\text{Раствор}}{H_2O} + 2\,CO_2 = \underset{\text{Серицит}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2} + 2\,\underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2}.$$

В самих пегматитах при достижении определенной активности щелочей в растворе происходит реакция гидролиза калиевых полевых шпатов:

$$3\,KAlSi_3O_8 + 2\,H_2O = KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 12\,SiO_2 + 2K_2O.$$

Для осуществления этой реакции необходимо, чтобы боковые породы отнимали освобождающийся калий. Благоприятными в этом смысле породами, по мнению Д. С. Коржинского, являются кианитовые (дистеновые) гнейсы, «дистен которых в зальбандах пегматитов замещается мусковитом».

Эта точка зрения на генезис мусковита в настоящее время широко распространена. Ее разделяют В. Д. Никитин (1949, 1952, 1960) и многие другие.

Однако следует заметить, что представление о гидролизе калиевого полевого шпата не подтверждается детальными исследованиями минералогии пегматитов (Курбатов, 1946; Бунтин, 1937; Солодовникова, 1935).[6] Выше уже отмечалось, что микроклин в пегматитовых жилах повсеместно оказывается свежим, не измененным. В отличие от плагиоклаза, даже серицитизации калиевый полевой шпат не подвергается. Только этим, по-видимому, и следует объяснить тот факт, что именно в микроклиновых пегматитах мусковит практически отсутствует. Высокая устойчивость калиевого полевого шпата в процессе пегматитообразования, в свою очередь, вероятно, обусловлена тем, что растворы, вы-

[6] Г. Н. Бунтин (1937) в своей монографии «Пегматиты Кемского района» писал: «Мы нигде не наблюдали, чтобы мусковит образовался путем замещения микроклина. Мелкочешуйчатый серицит (мусковит) образуется только за счет плагиоклазов, а поэтому считаем, что мусковит выделяется не путем гидролиза полевых шпатов, а непосредственно из гидролизированного расплава» (стр. 42).

зывающие изменения и превращения минералов в пегматитах, являются близкими для него по составу, т. е. существенно калиевыми. Об этом свидетельствует повсеместное образование калиевых слюд (жильбертита и серицита) по плагиоклазам, скаполиту, турмалину, гранату, кианиту, которое можно наблюдать во многих пегматитовых жилах, о чем уже говорилось выше.

в) В последнее время все чаще высказывается мысль о том, что слюды в пегматитах обязаны своим генезисом ассимиляции их из боковых пород. Это представление заслуживает самого пристального внимания, так как факт заимствования пегматитами многих минералов из вмещающих гнейсов и сланцев, как отмечалось выше, не вызывает сомнения.

ЛИТЕРАТУРА

Бунтин Г. Н. 1937. Пегматиты Кемского района. Изд. ЛГУ.

Гинзбург А. И. 1960. Геохимические особенности пегматитового процесса. Межд. геолог. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема № 17. М., Изд. АН СССР.

Гинзбург А. И. 1964. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса. В сб.: «Геология месторожд. редких земель», вып. 22. М., изд. «Недра».

Долгов Ю. А. 1965. Минералообразование в камерных пегматитах. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 94, вып. 1.

Завалишин М. А., И. К. Карпов. 1963. О метасоматической природе микроклиновой графики мамских пегматитов. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 92, вып. 6.

Захарченко А. И. 1964. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов (по данным экспериментальных исследований). «Геохимия», № 11.

Знаменский Е. Б., Б. М. Шмакин. 1966. О важном источнике акцессорной минерализации в слюдоносных пегматитах. ДАН СССР, т. 169, № 5.

Карпов И. К., Е. Н. Антипова. 1965. Сравнительная характеристика химического состава пегматитов и вмещающих пород Мамского пегматитового поля. Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 10.

Коржинский Д. С. 1937. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В сб.: «Слюды СССР». Л., Изд. ЦНИГРИ.

Курбатов С. М. 1946. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Тр. Юбил. сессии ЛГУ, сер. геол.-почв. наук.

Лебедев В. И. 1957. О генезисе письменных структур в пегматитах. Уч. зап. ЛГУ, № 215, сер. геолог., вып. 8. Л.

Лебедев В. И. 1959. Минералогическое описание пегматитовой жилы «Кривое озеро». Сб. К минералогии постмагматических процессов. Изд. ЛГУ.

Леонова В. А. 1965. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Северная Карелия). Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, тт. 94, 8, 3.

Назарова А. С., Г. Г. Родионов, И. Н. Тимофеев. 1960. Геология месторождения редких элементов, вып. 7. М., Госгеолтехиздат.

Никаноров А. С., И. И. Михайлов. 1964. Температуры образования пегматоидных структур в слюдоносных и керамических пегматитах. «Геохимия», № 11.

Никаноров А. С., И. И. Михайлов. 1964. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 93, вып. 3.

Никитин В. Д. 1949. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, вып. 3.

Никитин В. Д. 1952. Процесс перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Ленингр. Горного ин-та, вып. 2. Гостоптехиздат.

Никитин В. Д. 1953. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. Сб. Кристаллография, вып. 4. Тр. Федоровск. научн. сессии. Изд. ЛГУ.

Никитин В. Д. 1955. К теории генезиса пегматитов. Зап. Ленингр. Горного ин-та, вып. 2.

Никитин В. Д. 1958. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. Зап. Ленингр. Горного ин-та, вып. 2.

Никитин В. Д. 1960. Условия формирования редкометальных и слюдоносных пегматитов. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. № 7. М.
Никитин Ю. В. 1964. Абсолютный возраст пегматитов Риколатвы (Кольский п-ов). Тр. Лаб. геол. докембрия. АН СССР, вып. 19.
Россовский Л. Н., С. Л. Шварков. 1964. К вопросу о влиянии глубинности на формирование гранитных пегматитов. «Геолог. рудн. месторожд.», № 5.
Смирнова В. С. 1966. *Состав вмещающих пород и их влияние на процессы слюдообразования* в гранитных пегматитах беломорского комплекса архея. В сб.: «Пробл. осад. геол. докембрия», вып. 1. Л., изд. «Недра».
Соболев В. С., Ю. А. Долгов, Л. Ш. Базаров, И. Ш. Бакуменко, З. В. Щербакова. 1964. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов. ДАН СССР, т. 157, № 2.
Соколов Ю. М., В. С. Быкова, М. И. Мануйлова. 1962. Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса. Зап. Всесоюзн. минерал. *о-ва, ч. 91, вып. 5.*
Солодовникова Л. Л. 1935. Материалы к изучению полезных шпатов из пегматитовых жил Северной Карелии. Тр. Ломоносовск. ин-та, АН СССР, вып. 5.
Ферсман А. Е. 1940. Пегматиты. М.—Л., Изд. АН СССР.
Roy S. B., S. K. Bhattacharia, A. K. Bhadra. 1965. Origin and distribution of muscovites in pegmatite. A review. J. Mines., Metals and Fuels, vol. 9.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактовые месторождения возникают вследствие контактового метаморфизма пород под действием прорывающей их магмы и ее производных. Различают *термальный* контактовый метаморфизм, проявляющийся без существенного привноса вещества, и *аддитивный* контактовый метаморфизм (от латинского слова addio «добавляю»), происходящий с привносом значительных масс вещества. В свою очередь, в зависимости от фазового характера растворов, которые привносят это вещество, различают пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм. К контактово-метасоматическим месторождениям относят скарны и жильные месторождения флогопита, граната, везувиана и других минералов.

Рассмотрение контактово-метаморфических месторождений мы начнем со *скарнов.*

Лекция 7

МЕДНО-РУДНЫЕ СКАРНЫ ХАКАССИИ. ФЛОГОПИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЛЮДЯНКИ

Скарновые месторождения обычно образуются на контактах изверженных гранитоидов и вмещающих их карбонатных пород. Термин «скарны» ввел в обиход в 1882 г. шведский исследователь А. Э. Тёрнебом (A. E. Törnebohm). Старинное слово «скарны» по-шведски означает «пустая порода», т. е. порода, не содержащая руды.

Учение о скарновых месторождениях пережило по крайней мере четыре периода (Коржинский, 1955; Рудник, 1961). В первый период, в конце прошлого века, трудами многих ученых (Gotta, Groddeck, Lemberg, Törnebohm и др.) было сформулировано понятие о скарновых месторождениях как о самостоятельном типе месторождений, ими же была установлена самостоятельность скарнообразования в общем процессе минералообразования.

На рубеже XIX и XX вв. разгорается спор о том, что же является главной причиной скарнообразования? В этом споре столкнулись две научные концепции. Одна из них была сформулирована известным французским ученым — петрологом, минералогом, химиком и специалистом в области микроскопического изучения пород Мишелем Леви (1844—1911). Французская школа Мишеля Леви, придававшая огромную роль летучим веществам магмы — «минерализаторам», рассматри-

ьала скарнообразование как результат проявления действия этих веществ, т. е. действия на породы скарнирующих «флюидных» растворов. Эта точка зрения широко распространена за рубежом и сейчас. Исследователи, ее разделяющие, полагают, что все стадии скарнового минералообразования обусловлены привносом веществ из магматического очага (Pieptea, 1964).

В противовес точке зрения французских исследователей немецкая школа во главе с известным петрологом К. Г. Розенбушем (1836—1914) рассматривала скарнообразование прежде всего как процесс термальной перекристаллизации. Последняя происходит в результате длительного прогрева вмещающих пород прорывающей их магмой.

Третий этап учения о скарнах относится к тридцатым годам нашего века. Он связан с исследованиями известного геохимика и специалиста в области полезных ископаемых Г. Берга, с замечательными работами на скарновых контактовых месторождениях А. Н. Заварицкого и П. П. Пилипенко. А. Н. Заварицкому мы обязаны детальным изучением и постановкой на службу народному хозяйству скарновых месторождений горы Магнитной, П. П. Пилипенко — изучением редкометальных скарнов Средней Азии и Кавказа и меднорудных скарнов Хакассии. Согласно А. Н. Заварицкому, П. П. Пилипенко и другим иследователям этого периода, скарны — это послемагматические образования, в формировании которых отчетливо вырисовываются две стадии: ранняя, когда происходит образование высокотемпературных безводных силикатов (пироксена, граната, везувиана), и более поздняя, когда образуются водные силикаты: амфиболы, слюды, хлориты. К этой же стадии относится и образование промышленных сульфидов — халькопирита, молибденита, сфалерита, галенита и др.

Четвертый период учения о скарнах охватывает сороковые годы нашего века, когда получает дальнейшее развитие концепция скарнирующих растворов. В одной из своих работ Ф. Н. Шахов (1947) сделал попытку увязать термальный контактовый метаморфизм с метаморфизмом аддитивным. В основу своих представлений Ф. Н. Шахов положил известные расчеты немецкого специалиста в области полезных ископаемых Г. Шнейдерхена, который подсчитал, что если интрузивное тело цилиндрической формы радиусом в 500 *м*, залегающее на глубине 2 *км*, с начальной температурой 1200°, начнет постепенно отдавать свое тепло, то на расстоянии нескольких десятков метров от этого тела максимальный прогрев (приблизительно 700°) наступит через 400—500 лет. После этого начнется охлаждение и оно будет продолжаться примерно 10 000 лет. Так как процесс скарнирования, по мнению Ф. Н. Шахова, начинается с точки максимального прогрева боковых пород, а до этого имеет место лишь их перекристаллизация, скарны образуются только возле больших интрузивных массивов, являющихся мощными аккумуляторами тепла. Ф. Н. Шахов понимает скарнообразование как весьма высокотемпературный процесс, охватывающий весь период образования силикатов до кристаллизации кварца. В это время через прогретые породы происходит интенсивная миграция элементов. Последней благоприятствует наличие скарнирующих растворов, которые несут в себе эти элементы. Скарнирующие растворы поступают из глубины. Породы же самого контакта *не являются непосредственными источниками компонентов, необходимых для скарнообразования.*

Итак, согласно Ф. Н. Шахову, вблизи остывающего интрузивного тела породы испытывают сильный прогрев; этот прогрев обеспечивает своеобразное разрыхление контактирующих пород. Ювенильные растворы, которые поднимаются из недр, содержат в себе все необходимые

компоненты. Продвигаясь по породам контакта, эти растворы изменяют породы и вызывают скарнообразование.

В сороковые же годы в противовес «скарнирующим» растворам сформировалось учение о скарнообразовании Д. С. Коржинского. В результате многолетних исследований флогопитовых месторождений Алдана и Прибайкалья и скарновых месторождений Урала Д. С. Коржинский показал, что при постмагматических процессах минералообразования элементы, принимающие участие в этих процессах, могут быть разделены на подвижные компоненты и малоподвижные, или инертные. Общий ряд подвижности может быть изображен следующим образом:

$$H_2O—CO_2—K_2O—Na_2O—S—MgO—O_2—FeO—CaO—SiO_2—P_2O_5—Al_2O_3—TiO_2.$$

Наиболее подвижным компонентом является вода, наименее подвижным — двуокись титана. По мере того как подвижность компонентов падает, в том же направлении возрастает их инертность. И если помнить, что количества P_2O_5 и TiO_2 в скарнообразовании обычно невелики, то оказывается, что минералообразование в скарнах управляется по сути дела химическими потенциалами трех инертных компонентов— CaO, SiO_2 и Al_2O_3.

По Д. С. Коржинскому, скарны могут развиваться как на месте вмещающих пород (экзоскарны), так и на месте интрузивных пород (эндоскарны). Однако весьма сложный характер процесса скарнового минералообразования и длительность этого процесса могут затушевать разницу между эндо- и экзоскарнами, и тогда, пожалуй, единственным критерием для их разделения будет присутствие инертных компонентов. Так, наличие в скарнах титансодержащих минералов будет служить доказательством того, что мы имеем дело с эндоскарнами.

К собственно скарновым минералам, по Коржинскому, следует относить: диопсид, геденбергит, гроссуляр, андрадит, везувиан, ильваит, родонит, аксинит, датолит. Что же касается таких минералов, как полевые шпаты, скаполит и эпидот, то Д. С. Коржинский предложил их назвать «околоскарновыми» минералами. В 1953 г. он выделил особый вид магнезиальных скарнов, для которых характерными минералами являются форстерит, гумит, шпинель, роговая обманка, флогопит, биотит, турмалин, людвигит. Эти скарны также имеют важное практическое и научное значение.

Что же представляет собой процесс скарнообразования?

Скарны, по мысли Д. С. Коржинского, образуются в результате диффузионно-метасоматического обмена компонентами между контактирующими силикатными и карбонатными породами. Двойной диффузионный обмен, биметасоматоз, в свою очередь, осуществляется благодаря участию в процессе высокотемпературных растворов. Последние несут высокоподвижные компоненты: щелочи, углекислоту, железо, магний и т. д. Но они не способны переносить CaO, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2. Эти компоненты целиком заимствуются из боковых пород: CaO берется из карбонатных пород, кремнезем и глинозем — из гранитоидов. В процессе скарнообразования имеет место десиликация — поглощение кремнезема, вследствие чего соотношение между кремнеземом и глиноземом меняется в пользу последнего. В результате десиликации происходит сокращение объема силикатных пород, иногда почти вдвое. Но сокращение объема, в свою очередь, приводит к возникновению дополнительной трещиноватости, т. е. дополнительно способствует развитию диффузионного метасоматоза.

Д. С. Коржинский скарнообразование в раннюю высокотемпературную стадию изобразил диаграммой (рис. 41). Эта диаграмма составлена по данным исследований парагенезисов Турьинских рудников на Урале. Она объясняет строение скарновых зон. В самом деле, кварцевый диорит, показанный точкой δ, в условиях высокотемпературного контактового метасоматоза начинает интенсивно изменяться. При этом акцессорный магнетит растворяется, роговая обманка и биотит замещаются диопсидом, а ортоклаз — олигоклазом. Вследствие диффузионного привноса кальция, кварц интрузивной породы исчезает и на ее месте возникает диопсид-плагиоклазовая «околоскарновая порода» (II). В этой породе по мере приближения к известняку состав плагиоклаза становится все более основным и, наконец, количество кальция оказывается достаточным для образования диопсид-гранатовой зоны (III), сменяющейся, в свою очередь, мономинеральной гранатовой зоной (IV). В самом известняке возникает диопсидо-геденбергитовый скарн (V), а к нему примыкает последняя зона, состоящая из мраморизованного известняка (VI). Весь процесс скарнообразования на диаграмме изображен пунктирной кривой.

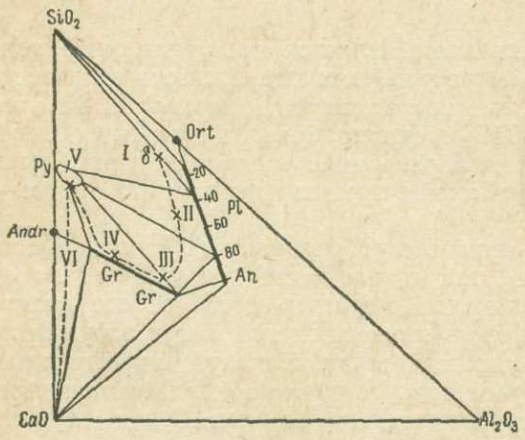


Рис. 41. Диаграмма парагенезисов для пород скарновых зон Турьинских рудников (Урал) (по Д. С. Коржинскому, 1955). Пояснения в тексте.

В пятидесятые-шестидесятые годы появился ряд работ (Карпова и Ивашенцева, 1954; Боголепов, 1966), указывающих на недостаточность биметасоматической гипотезы для объяснения скарнообразования. В этих работах было показано, что общее количество кремнезема и глинозема, идущих на образование экзоскарнов, значительно больше того, что могут дать контактовые зоны при замещении их скарнами. Поэтому скарнообразование требует привноса значительных количеств SiO_2 и Al_2O_3.

Приведенные этими исследователями расчеты показали, что «скарнирующие» растворы привносят и другие компоненты, включая «малоподвижные» и «инертные», и, таким образом, одним диффузионным метасоматозом объяснить скарнообразование невозможно. Далее оказалось, что во многих скарновых месторождениях уменьшение объема при замещении силикатных пород скарнами не происходит. Здесь, как и вообще при метасоматозе, происходит замещение объема за объем.

Учитывая подобного рода замечания, Д. С. Коржинский уже в 1953 г. дополнил концепцию биметасоматизма и диффузионного метасоматизма представлениями о контактово-инфильтрационном метасоматизме. Инфильтрационный метасоматизм предполагает привнос постмагматическими растворами инертных и малоподвижных компонентов.

Следует подчеркнуть, однако, что основной чертой представлений Д. С. Коржинского о скарнообразовании является то, что этот процесс всегда происходит на контакте силикатных пород с породами карбо-

натными. Последние и обусловливают высокую активность кальция и магния, которая необходима для оскарнования силикатных пород.

Представления о скарнообразовании, с которыми мы познакомились, в основном сформулированы петрологами и геологами (Розенбуш, Мишель Леви, П. П. Сущинский, А. Н. Заварицкий, Ф. Н. Шахов, Д. С. Коржинский). Несколько иначе этот процесс освещен минералогом С. М. Курбатовым, который длительное время изучал вместе со своими учениками контактовые месторождения Хакассии (Минусинский край).

Географически скарновые месторождения Хакассии расположены на скрещении отрогов Кузнецкого Алатау и северных отрогов Западного Саяна, между которыми зажата Минусинская впадина. Она заложена на каледонском складчатом фундаменте в начале девона в связи с мощными глубинными разломами в соседних складчатых областях. Опущенная часть впадины была заполнена девонскими эффузивами, конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками. В каменноугольное и пермское время здесь продолжалось отложение терригенных толщ алевролитов, мергелей, углистых сланцев. В результате последующих тектонических движений и внедрений кислых интрузий эта территория превратилась в жесткую возвышенную сушу. В наше время она представляет собой сопочно-холмистую денудиционную равнину. Хакасские медные скарновые месторождения приурочены к толще крутопадающих палеозойских известняков (Фонфатик, 1917; Курбатов, 1934). Последние превращены в скарны, а местами — в роговики или перекристаллизованы в мраморы. Толщи карбонатных пород прорываются палеозойскими же интрузиями гранитоидов, преимущественно аплитового, сиенитового, грано-сиенитового или грано-диоритового составов. Все они представляют собой продукты дифференциации единого магматического очага (Хомичев, 1965). Повсеместно отчетливо наблюдается связь скарнообразования с условиями залегания интрузивных тел и вмещающих пород. Там, где слои известняков наклонены круто к контакту с интрузиями, там наблюдается мощное развитие скарнов. Там, где контакт интрузии параллелен слоистости известняков, скарнов практически нет.

С. М. Курбатовым были изучены многочисленные разрезы вкрест простирания скарновых зон. Изучение их показало, что все скарновые месторождения Хакассии обладают зональностью. В направлении от интрузии к контакту ее с вмещающими карбонатными породами гранит, обогащаясь плагиоклазом, постепенно переходит сначала в граносиенит, затем в грано-диорит и, наконец, в некоторых случаях — в диорит. При этом в интрузивной породе уменьшается количество кремнезема и увеличивается количество извести. Таким образом, порода из кислой становится средней, а полевой шпат в ней из калиево-натрового превращается в кальциево-натровый. Так появляется первая *зона обогащения* интрузивной породы *плагиоклазами.* Возле контакта плагиоклаз этой зоны начинает интенсивно замещаться скаполитом. Возникает вторая зона — *зона обогащения* интрузивной породы *скаполитом.* Иногда здесь же происходит накопление сфена и апатита, свидетельствующих о том, что мы имеем дело с эндоскарном. *На* самом *контакте* интрузивной породы и известняка *образуется гранато-диопсидовая порода.* Ее возникновение обязано взаимодействию компонентов из экзо- и эндоскарновых зон. Далее, уже на месте известняков образуется *зона,* состоящая главным образом из *диопсида и волластонита.* В ней нередко присутствует и гранат, но количество этого минерала здесь меньше, чем в предыдущей зоне. Зональность заканчивается по-

лосой перекристаллизованных известняков и образовавшихся за их счет мраморов. В мраморах иногда наблюдаются скопления графита. За перекристаллизованными известняками идут нормальные карбонатные породы.

Изучение скарнов Хакассии показало, что перечисленные зоны прерывисты и степень развития их не одинакова. Более того, отдельные минеральные ассоциации порою нацело выпадают, а иногда дополняются новыми (Вистелиус, 1940). Поэтому выше был охарактеризован идеальный разрез, который суммировал в себе сводные наблюдения. Что же касается причин наличия или выпадения зон, то можно сказать, что они всегда обусловлены особенностями залегания известняков, минеральным составом интрузий и степенью развития на контакте этих пород трещиноватости.

Приведенная геологическая схема зональности скарновых месторождений была положена С. М. Курбатовым в основу детального минералогического исследования генезиса месторождений.

Было установлено, что скарны Хакассии состоят почти повсеместно из диопсида, граната, скаполита, волластонита, везувиана, эпидота; в скарнах очень часто встречаются также серицит, адуляр, альбит и в меньшем количестве — аксинит, сфен, хлорит, уралитовая роговая обманка, серпентин и пренит. Рудные минералы здесь представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом, пирротином, сфалеритом, висмутином, галенитом и другими. На месторождениях добываются медный колчедан и продукты его изменения: борнит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит.

Изучение взаимоотношений скарновых минералов в шлифах показало, что самым ранним минералом является серицит — мелкочешуйчатая светлая калиевая слюдка. Серицит образуется за счет плагиоклаза интрузивных пород в непосредственной близости от контакта интрузий с известняками. Процесс серицитизации плагиоклаза сопровождается образованием небольших количеств флюорита и обособлением альбита. Это свидетельствует об образовании слюды за счет анортитовой составляющей плагиоклаза:

$$50\,NaAlSi_3O_8 \cdot 50\,CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + KF \rightarrow$$

$$\rightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 50\,NaAlSi_3O_8 + CaF_2.$$

Несколько позднее серицита за счет плагиоклаза образуется скаполит:

$$50\,NaAlSi_3O_8 \cdot 50\,CaAl_2Si_2O_8 + NaCl + CaCO_3 + CaSO_4 + H_2O \rightarrow$$

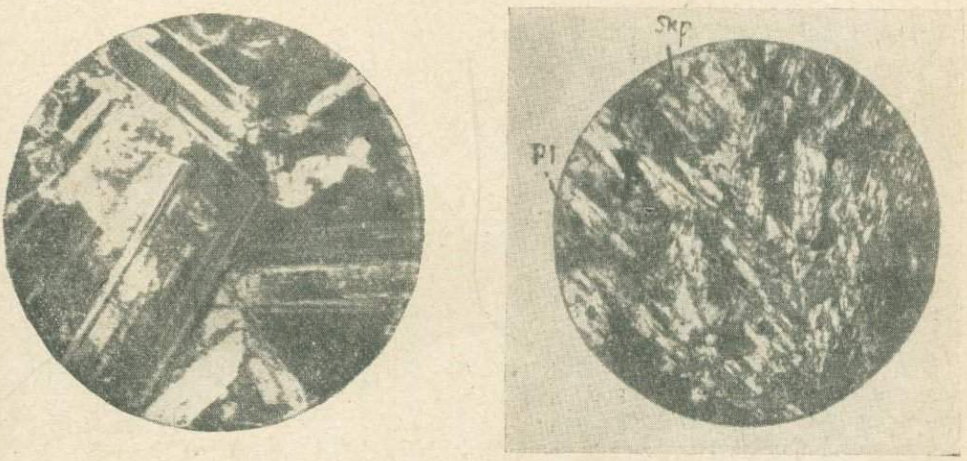
$$\rightarrow 50\,Na_4[AlSi_3O_8]_3\,Cl \cdot 50\,Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3(CO_3, SO_4).$$

Расчеты анализов показывают, что скаполит содержит от 60 до 50% хлорид-мариалита и от 40 до 50% карбонат-мейонита. Содержание сульфат-мейонита не превышает 4,0% (Солодовникова, 1955).

Процесс скаполитизации плагиоклаза особенно хорошо прослеживается в шлифах. Зерна плагиоклаза интрузивной породы вдали от контакта подвергнуты скаполитизации лишь по краям. По мере приближения к контакту скаполитизация по трещинкам спайности захватывает всю массу зерен плагиоклаза. При этом внешне порода становится грязно-серой с жирным блеском, а под микроскопом обнаруживает наличие полных псевдоморфоз (рис. 42). Возле контакта сплошные (сливные) массы скаполита по плагиоклазу начинают растворяться. Псевдоморфозы его приобретают неровные очертания, далее они становятся

все более изъеденными и, наконец, разорванными на отдельные участки, имеющие форму пятен. И одновременно с этим в контактовой зоне появляются хорошо образованные столбчатые кристаллы скаполита, нередко в виде друз или щеток. Исследование показало, что их появление связано с растворением, переносом и переотложением первичной (псевдоморфной) генерации скаполита из эндоконтактовой зоны. Поскольку же перенос скаполита мог происходить лишь в растворе, можно предполагать, что отложение идиоморфных кристаллов в скарнах шло в условиях гидротермального режима.

Детальное минералогическое исследование многочисленных разрезов, взятых вкрест простирания линии контакта, показало, что вслед за



а *б*

Рис. 42. Замещение плагиоклаза (черное) скаполитом (белое).
а — начальная стадия; *б* — конечная стадия. Ув. 50. Ник. +

скаполитом за счет плагиоклаза происходит образование везувиана и граната. При этом процесс идет совершенно аналогично тому, как это имело место при скаполитизации плагиоклаза. Вначале происходит его псевдоморфизация, а затем растворение и переотложение псевдоморфоз в виде прекрасно образованных друз и щеток кристаллов граната и везувиана.

Образование граната и везувиана происходит за счет анортитовой составляющей плагиоклаза с обособлением альбита по схеме:

$$50\,NaAlSi_3O_8 \cdot 50\,CaAl_2Si_2O_8 + Ca_2SiO_4 \rightarrow \underset{\text{Гроссуляр}}{Ca_3Al_2\,[SiO_4]_3} + NaAlSi_3O_8;$$

$$50\,NaAlSi_3O_8 \cdot 50\,CaAl_2Si_2O_8 + Ca_2SiO_4 + (Mg,\ Fe)(OH)_2 \rightarrow$$

$$\rightarrow \underset{\text{Везувиан}}{Ca_{10}(Mg,\ Fe)_2\,Al_4\,[Si_2O_7]_2\,[SiO_4]_5\,(OH)_4} + NaAlSi_3O_8.$$

Перенос граната и везувиана нередко сопровождается заменой части алюминия на железо и хром. В этом случае вместе гроссуляра и везувиана в скарнах отлагаются андродит, уваровит и хромовый везувиан. Таким образом, начало кристаллизации везувиана свидетельствует о появлении в минералообразующем растворе фемических элементов — магния, железа, марганца, хрома.

Таблица 9

Схема минералообразования при процессах формирования скарнов

Интрузивная порода (кварцевый диорит)	Эндоскарн	Скарновые минералы и продукты их изменения в поздние стадии процесса минералообразования	Экзоскарн	Вмещающие породы (доломитизированные известняки)
Плагиоклаз № 50	Серицит →	Серицит		
	Альбит →	Альбит		
	Скаполит →	Скаполит → эпидот		
	Гроссуляр →	Андрадит → эпидот		
	Альбит →	Альбит		
	Везувиан →	Хромовый везувиан → эпидот		
	Альбит →	Альбит		
	Эпидот →	Эпидот		
		Диопсид ←	← Диопсид ←	Доломит
		↓		
Ортоклаз →	Ортоклаз →	Адуляр (Актинолит)	Графит ←	Органическое вещество
Роговая обманка →	Диопсид →	Диопсид-геденбергит → уралит → хлорит		
	Сфен			
Биотит →	Роговая обманка →	Диопсид → тремолит — актинолит, хлорит		
		Сфен → Кальцит ←	← Кальцит ←	Кальцит
		Волластонит ←	← Волластонит ↙	
Кварц →	Кварц →	Кварц (мало)		
Апатит →	Апатит →	Апатит		

После кристаллизации граната и везувиана начинается второй этап скарнообразования. Он проявляется в замещении скаполита, граната и везувиана эпидотом. Этот процесс также сопровождается образованием полных псевдоморфоз эпидота по названным минералам и последующим их растворением и переотложением. Одновременно с эпидотом в скарнах отлагаются аксинит и магнетит. Второй этап скарнообразования, как мы видим, характеризуется дальнейшим повышением активности железа и марганца в растворе. Этот процесс может быть изображен следующим образом:

$$\underbrace{Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3CO_3}_{\text{Мейонит}} + Fe(OH)_3 + H_2O \rightarrow \underbrace{Ca_2Al_2Fe^{3+}[Si_2O_7][SiO_4]OOH}_{\text{Эпидот}};$$

$$\underbrace{Ca_3Al_2[SiO_4]_3}_{\text{Гроссуляр}} + Fe(OH)_3 + H_2O \rightarrow \underbrace{Ca_2Al_2Fe^{3+}[Si_2O_7][SiO_4]OOH}_{\text{Эпидот}};$$

$$\underbrace{Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4[Si_2O_7]_2[SiO_4]_5(OH)_4}_{\text{Везувиан}} + H_2O + O \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{Ca_2Al_2Fe^{3+}[Si_2O_7][SiO_4]OOH}_{\text{Эпидот}}.$$

Появление в скарновом процессе сульфидов знаменует собой переход минералообразования в последний, третий, этап. Кристаллизация сульфидов сопровождается энергичным растворением альбита и кальцита и замещением их. Вместе с тем для отложения сульфидов оказываются преградой гранатовые скарны, сульфиды их как бы обходят и поэтому редко среди них встречаются.

Общая схема минералообразования приведена в табл. 9. Из таблицы следует, что в процессе скарнового минералообразования происходит накопление значительных количеств альбита и адуляра. Действительно, исследования показывают (Курбатов, 1944; Зыков, 1950; Солодовникова, 1964), что полевые шпаты — характерные минералы скарновых месторождений Хакассии. На других скарновых месторождениях (Лянгар, Чарух-Дайрон) с полевошпатово-кварцевой ассоциацией связано выделение рудных минералов — шеелита, молибденита, сульфидов меди и железа (Рехарский, 1961).

Итак, процессы скарнового минералообразования идут особенно активно там, где существуют благоприятные геолого-структурные условия. Они сводятся прежде всего к наличию путей для проникновения растворов, т. е. к наличию в зоне контакта ослабленных, трещинных участков. Процесс минералообразования в скарнах — это процесс глубокого метасоматического преобразования ранее существовавших и вновь возникших минералов в новые минералы. Этот процесс повсеместно сопровождается их растворением, переносом и переотложением (Курбатов, 1944, 1946; Солодовникова, 1964; Боголепов, 1966). Иными словами, при скарнообразовании, как и при других природных процессах минералообразования, метасоматический процесс сопровождается конкреционным процессом. Скарнообразование происходит при активном участии водных растворов. Эти растворы насыщены различными компонентами и состав этих компонентов последовательно меняется. В самую раннюю стадию — стадию образования серицита — они, повидимому, содержали калий и фтор. В стадию образования скаполита — хлор, углекислый газ и сульфат-ион. В стадию эпидотизации — бор,

железо и кислород. Еще позже — сульфид-ион. Таким образом, анионный состав их меняется в следующей последовательности:

$$F \rightarrow Cl \rightarrow CO_3 \rightarrow SO_4 \rightarrow O \rightarrow [S_2]^2 \rightarrow [S]^2.$$

Флогопитовое месторождение Слюдянки находится на юго-западном берегу оз. Байкал. Оно известно с XVIII в. Первые российские землепроходцы, осваивавшие побережье Байкала, обнаружили здесь многочисленные образцы минералов, поражавшие своей красотой. Вскоре началось их планомерное изучение. Акад. К. Г. Лаксман (1737—1796), исследовавший полезные ископаемые Восточной Сибири, открыл здесь байкалит (диопсид) и лазурит. Байкалит, правда, был принят им за разновидность апатита, но известный русский химик акад. Т. Е. Ловиц (1757—1804) в начале прошлого века путем разложения образца, полученного от Лаксмана, установил его подлинный химический состав.

Позднее минералогии Слюдянки были посвящены работы многих выдающихся русских ученых. Так, например, Н. Норденшильд в 1857 г. обнаружил здесь магнезиальную роговую обманку, содержащую до 18,3% глинозема. Он назвал ее в честь Н. И. Кокшарова кокшаровитом. Сам Н. И. Кокшаров назвал лавровитом в честь Н. И. Лаврова изумрудно-зеленую разновидность слюдянского диопсида, содержащую до 2,57% окиси ванадия. Особенно глубоким исследованиям этот район подвергся в годы Советской власти. Здесь работали академики С. С. Смирнов (1928) и А. Е. Ферсман (1940), профессора П. П. Пилипенко (1930), П. В. Калинин (1939). В послевоенные годы опубликовал свою работу академик Д. С. Коржинский (1947). В этой работе была сформулирована оригинальная биметасоматическая гипотеза генезиса флогопитовых месторождений.

Район Слюдянского месторождения, по данным Б. М. Роненсон (1960), приурочен к мощному поясу верхнепротерозойских и нижнепалеозойских складчатых толщ, окаймляющих с юга Сибирскую платформу. В составе этих толщ находится и так называемая слюдянская свита, которая территориально слагает район флогопитового месторождения (рис. 43). Слюдянская свита является нижней частью стратиграфического разреза юго-западного Прибайкалья. Она сложена ритмически переслаивающимися глубоко метаморфизованными осадочными пластами лейкократовых биотитовых, пироксено-биотитовых и пироксено-амфиболовых гнейсов, мраморов и доломитов. Каждый ритм в ней представляет собой чередование (снизу верх) прослоя карбонатных пород, пироксеновых гнейсов, биотитовых гнейсов и биотито-гранатовых гнейсов. Чередование обусловлено, по всей вероятности, ритмичным колебанием дна докембрийского моря. Слюдянская свита в нижней и верхней частях своих сложена мраморами и доломитами. Средняя часть ее образована переслаивающимися, сравнительно маломощными пластами гнейсов. Между ними заключены пропластки кальцифиров — метаморфизованных карбонатных пород. Общая видимая мощность свиты — 2700 *м*. Мощность же средней, гнейсовой, подсвиты 350 *м*. К последней, однако, приурочены почти все флогопитовые жилы месторождения. Слюдянская свита имеет среднеархейский возраст. Она согласно перекрывается верхнеархейской харагольской свитой, сложенной диопсид-актинолитовыми сланцами.

Магматические породы в районе месторождения представлены: наиболее древними дайками глубоко метаморфизованных габбро-диабазов, жильными телами сиенитов, сиенит-диоритов и монцонитов

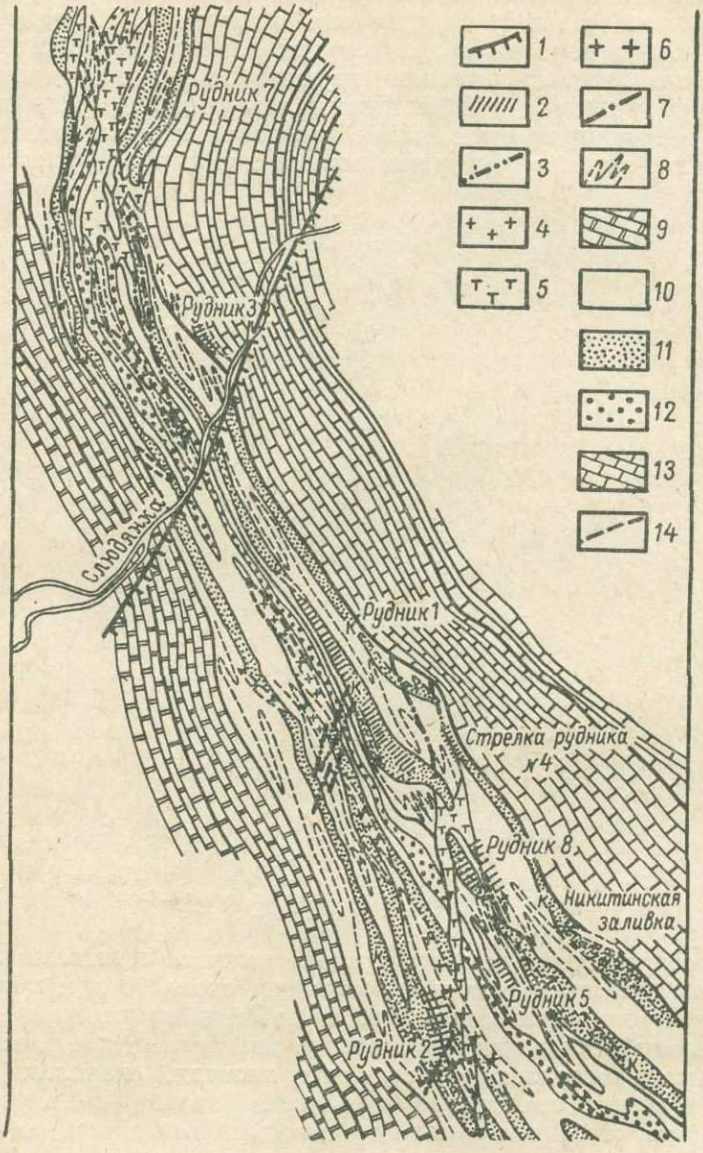


Рис. 43. Геологическая карта — схема района Слюдянского флогопитового месторождения.

1 — современный сброс; *2* — участки лестничных жил; *3* — сдвиги; *4* — ортотектиты; *5* — щелочные породы; *6* — аляскитовые граниты; *7* — взбросы; *8* — участки изоклинальной складчатости; *9* — мраморы и доломиты верхней подсвиты Слюдянской свиты; *10* — биотитовые, биотитово-кордиеритовые и пироксено-биотитовые гнейсы средней подсвиты; *11* — пироксеново-амфиболовые гнейсы средней подсвиты; *12* — биотито-гранатовые гнейсы средней подсвиты; *13* — мраморы и доломиты нижней подсвиты; *14* маркирующие пропластки.

и самыми молодыми кислыми породами — аляскитовыми и пегматоидными гранитами. Последние часто сопровождаются пегматитами. Пегматиты секут все породы месторождения. Позже образуются лишь зоны метасоматически измененных флогопитоносных пород, собственно флогопитовые жилы и кварц-анкеритовые прожилки. Метасоматические флогопитоносные тела образовались при замещении кристаллических сланцев вдоль зон тектонических нарушений. Иногда они развиваются по контакту гнейсов с карбонатными или диопсидовыми породами. Основным же типом промышленных флогопитовых жил являются *лестничные* жилы. Имея простирание, нормальное к простиранию гнейсов,

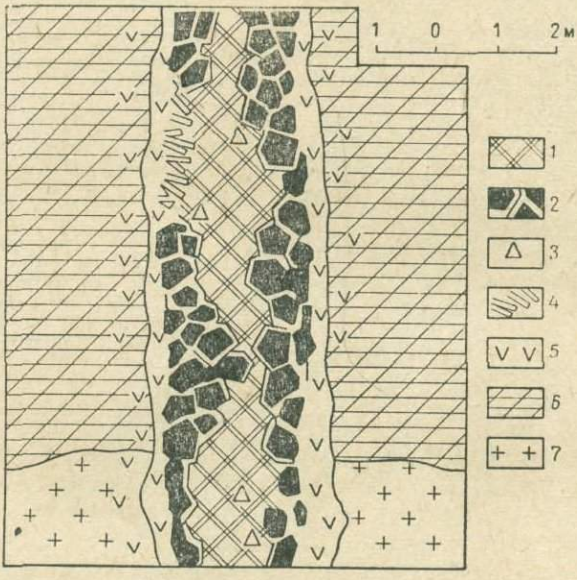


Рис. 44. Схематическое строение флогопитовой жилы (по П. В. Калинину и Б. М. Роненсон, 1947).

1 — диопсид-скаполитовая порода; *2* — флогопит; *3* — апатит; *4* — друзы кристаллов диопсида; *5* — обогащение зальбандов жилы флогопитом; *6* — кальцит; *7* — гранит.

эти жилы секут породы так, что в плане кажутся ступенями лестницы. Флогопитовые жилы имеют среднюю длину около 18 *м* и мощность до 0,7 *м*. Они строго параллельны между собой и имеют крутое падение. Протяженность жил по падению раза в два больше протяженности по простиранию. Минеральный состав их: диопсид, скаполит, паргасит, флогопит, кальцит, апатит, бариевый полевой шпат (гиалофан). Центральная часть жил, как правило, сложена кальцитом и апатитом. В пустотах выщелачивания часто видны переотложенный кальцит и цеолиты.

Схематическое строение жилы показано на рис. 44. Нередко жилы сложены лишь диопсидом, скаполитом и кальцитом.

Геологическую историю района Слюдянки в целом в общих чертах можно представить следующим образом. В архейское время Прибайкалье было занято морем. На дне его происходило нормальное отложение осадков. Последующие диагенез и региональный метаморфизм превратили эти осадки в кристаллически-слоистые породы — гнейсы и мрамора. Еще позже произошло внедрение в гнейсовую толщу основных пород — габбро-диабазов, затем — щелочных и кислых пород глав-

ной стадии кристаллизации. Интрузивная деятельность завершилась кристаллизацией пегматитов. В послеархейское время произошло глубокое метасоматическое преобразование пород поднимающимися постмагматическими растворами. В результате этого взаимодействия произошло образование флогопитовых жил.

Представления о генезисе флогопитового месторождения Слюдянки весьма разнообразны. Они отражают большую сложность и своеобразие условий образования флогопитовых жил.

С. С. Смирнов (1928), один из первых исследователей Слюдянки, полагал, что флогопитовые жилы — трещинные конкреционные образования, выполненные *последовательно* отложившимися минералами из *газоводных* растворов, метаморфизовавших вмещающие породы. Порядок выделения минералов: диопсид, полевой шпат, роговая обманка, скаполит, флогопит, апатит, кальцит.

П. П. Пилипенко (1930), возглавлявший коллектив московских минералогов ВИМСа, также пришел к заключению, что кальцит-флогопитовые жилы — *пневматолитические* образования. Они возникают вокруг интрузий пегматитов в результате взаимодействия последних с вмещающими пироксеновыми гнейсами.

А. Е. Ферсман (1940) рассматривал флогопитовые жилы как *мигматические* пегматиты крайнего типа, возникающие при выполнении тектонических трещин продуктами взаимодействия пегматитового расплава карбонатов на глубине. Он отрицал непосредственное участие боковых пород в процессе выполнения жильных трещин.

П. В. Калинин (1939), давший наиболее полное описание слюдянских минералов, пришел к выводу, что образование флогопитовых жил связано с надкритическими пневматолитовыми растворами, богатыми щелочами и легколетучими компонентами, вступавшими в химическое взаимодействие с боковыми породами. О последнем можно судить по мощным контактным зонам вокруг флогопитовых жил. Пневматолитовые растворы возникли в результате магматической дифференциации гранитной магмы, являясь определенным этапом развития остаточного расплава. Поэтому флогопитовые жилы следует считать контактово-пневматолитовыми образованиями.

По мнению П. В. Калинина, в собственно пневматолитовую фазу при температуре 600—400° произошла кристаллизация диопсида, скаполита и главной массы флогопита; в газовую стадию, связанную постепенным переходом с предыдущей, при температуре 400—200°, выделились остатки «гидратированного» флогопита, главная масса кальцита и апатит; после перерыва, в гидротермальную стадию, при температуре ниже 200° происходило отложение вторичного кальцита и корок цеолита.

Начиная с 1933 г., флогопитовые месторождения Слюдянки изучал Д. С. Коржинский (1947). Как уже говорилось выше, ему принадлежит создание оригинальной гипотезы биметасоматического генезиса флогопитовых месторождений архея Прибайкалья. Суть этой гипотезы изложена им следующим образом: «В местах усиленной циркуляции постмагматических растворов, в условиях высокой температуры (но уже после раскристаллизации пегматитов) происходит метасоматическое взаимодействие доломитов с боковыми или внедрившимися в них кристаллическими породами. При этом взаимодействии полевошпатовые породы в силу их химической неравновесности с доломитом (при высокой температуре), поглощают из доломита магний и кальций, замещаясь диопсид-скаполитовыми и паргаситовыми (при высоком содержании железа), а затем диопсид-флогопитовыми породами. Флогопит при этом

образуется за счет замещения и незначительного переотложения алюмосиликатовых пород. Доломиты, в свою очередь, поглощают из этих пород кремнезем и отчасти железо, замещаясь зелеными диопсидовыми породами. Взаимодействие это происходит как вдоль контактов, так и вдоль трещин; крупной промышленной величины кристаллы флогопита достигают главным образом в последнем случае, т. е. в трещинных метасоматических жилах. Постмагматические растворы играют при этом главным образом роль связующей среды, дающей возможность протекать процессам взаимодействия путем диффузии элементов. Но, кроме того, они доставляют и уносят некоторые более легко растворимые (наиболее подвижные) элементы. Образование всех зон замещения и всех главных минералов самих флогопитовых жил (кальцит, флогопит, апатит, диопсид, скаполит) происходит одновременно, при одной и той же температуре» (стр. 115—116).

«Изучение всего комплекса пород... и метасоматических явлений — пишет далее Коржинский, — показывает отсутствие ... привноса из постмагматических растворов или "флюидов" глинозема, магния или кальция, а потому и отложение кальцит-флогопитовых жил непосредственно из таких растворов или флюидов представляется невероятным... Образование минералов флогопитовых жил и их зальбанд-флогопита, диопсида, скаполита — обычно для контактов доломитов с полевошпатовыми породами, где они имеют реакционный метасоматический характер и обладают тем же зональным строением, что и в зальбандах флогопитовых жил. Наличие всех переходных членов и глубокое сходство во всех деталях строения заставляют рассматривать промышленные флогопитовые месторождения как реакционные образования, непосредственно связанные с доломитами» (стр. 119).

Сопоставляя свои наблюдения с выводами предыдущих исследователей (С. С. Смирнова, Б. А. Гаврусевич, П. П. Пилипенко и др.), Д. С. Коржинский заключает:

1. «Флогопитовые месторождения возникают в результате метасоматического взаимодействия алюмосиликатовых пород с доломитами и потому пространственно должны всегда быть непосредственно связаны с доломитами или чаще с заместившими их диопсидовыми породами. Такая пространственная связь подтверждается на всех месторождениях флогопита, но, с точки зрения Б. А. Гаврусевича, П. П. Пилипенко и П. В. Калинина, она случайна и необязательна.

2. Зональность зальбанд флогопитовых жил является зональностью метасоматической, все эти зоны: 1) диопсид+скаполит, 2) флогопит, 3) апатит+кальцит — растут одновременно, при одной и той же температуре. По обычным представлениям зональность объясняется последовательностью отложения при падающей температуре.

3. При образовании флогопитовых жил месторождений привнос и вынос возможны лишь для наиболее подвижных компонентов, которыми здесь являются H_2O, CO_2, щелочи, SO_3 и некоторые другие. Менее подвижные составные части флогопита (MgO, SiO_2, Al_2O_3) со стороны не привносятся и для его образования должны присутствовать во взаимодействующих породах. Поэтому образование флогопита возможно не во всех породах, а только в достаточно богатых глиноземом, что отчасти отмечалось уже С. С. Смирновым, П. П. Пилипенко, П. В. Калининым» (стр. 120).

В 1951 г. нами был собран обширный минералогический материал, характеризующий взаимоотношения минералов в жилах и в зонах сколожильных изменений. Изучение этого материала (Барабанов, 1954) позволило установить некоторые новые факты, проливающие свет на

генезис флогопита и других минералов. Так, например, оказалось, что жильный флогопит содержит многочисленные включения апатита, срастающегося со слюдой таким образом, что ось *c* апатита параллельна или перпендикулярна ребрам (001) : (110) и (001) : (010) флогопита. Эпитаксическое срастание апатита с флогопитом обусловлено совмещением тетраэдров $[SiO_4]^{4-}$ и $[PO_4]^{3-}$, находящихся в вершинах и в центре элементарных ромбов при ориентировке оси *c* апатита параллельно упомянутым ребрам слюды. Когда же ось *c* апатита перпендикулярна этим ребрам, происходит отождествление тетраэдров, находящихся в углах трапеции и на ее длинном основании. И в этом и в другом случае закономерная ориентировка кристаллов апатита, наросших на пластинки флогопита, свидетельствует о *более раннем образовании субстрата — слюды.*

Взаимоотношения флогопита с кальцитом таковы, что кальцит выполняет трещинки в слюде и резорбирует идиоморфные кристаллы



Рис. 45. Диопсид-скаполит-кальцитовая жила в диопсидовой породе. Стрелками показаны кристаллы скаполита.

флогопита, при этом участки слюды, соприкасающиеся с кальцитом, оказываются химически измененными.

По отношению к скаполиту флогопит ведет себя так же, как более поздний минерал. Взаимоотношения же скаполита с другими минералами жил показывают, что он обычно кристаллизуется раньше кальцита, но позже диопсида, включения которого в скаполите довольно обычны. В противоположность этому апатит в основном выделился позже скаполита.

Исследование возрастных отношений между диопсидом, скаполитом и флогопитом показало, что в зальбандах жил диопсид образовался первым. Кальцит и апатит в самих жилах всюду образовались позже кристаллов диопсида. Растворы, содержащие кальцит, находились в полости жил в течение всего процесса минералообразования, однако основная масса кальцита выделилась после кристаллизации диопсида, скаполита, флогопита и апатита (рис. 45).

Итак, изучение взаимоотношений пяти главнейших минералов флогопитовых жил — диопсида, скаполита, флогопита, апатита и кальцита

подтвердило порядок выделения их, который был указан С. С. Смирновым (1928).

Изучение околожильных изменений пород, вмещающих флогопитовые жилы, было проведено в районе 3-го рудника. Для этой цели был выбран Верхний открытый карьер, в западном борту которого обнажается серия параллельных жил. Жилы имеют простирание ЮЗ 250°, падение — ЮВ 160° под углом 75—78°, вмещающие их пироксено-амфиболовые гнейсы простираются на ЮВ 165°, падение на СВ под углом около 80°. Карьер тянется почти в меридиональном направлении, поэтому он вскрывает флогопитовые жилы вкрест их простирания. На расстоянии 10,5 *м* в стенке карьера выходит 5 флогопитовых жил. Мощность последних колеблется от 10 до 30 *см*; вблизи жил шлифы

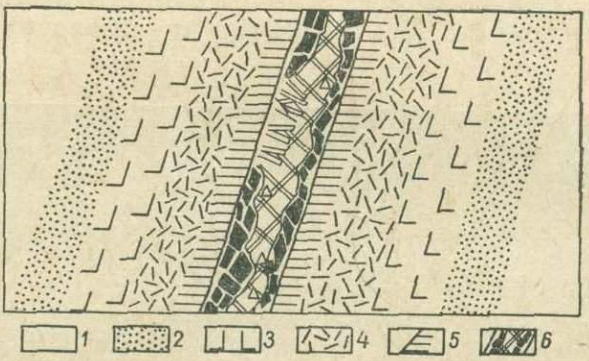


Рис. 46. Зональный характер изменений вмещающих гнейсов возле флогопитовой жилы.

1 — неизмененный пироксеновый гнейс; *2* — зона амфиболитизации пироксена; *3* — зона скаполитизации плагиоклаза; *4* — зона, обогащенная флогопитом; *5* — флогопит у зальбандов жилы; *6* — флогопитовая жила.

брались через 10—15 *см*, но по мере удаления от зальбандов это расстояние увеличивалось, не превышая, однако, 50 *см*.

Микроскопическое изучение шлифов, взятых из разреза показало:

1. Околожильные изменения вмещающих пород не распространяются от жил далее 1,5 *м*, при этом интенсивность изменения постепенно затухает по мере удаления от зальбандов жил;

2. Минералогически изменение пироксено-амфиболовых гнейсов заключается в превращении плагиоклаза в скаполит, а диопсида в амфибол, при этом амфибол вблизи зальбандов жил количественно уменьшается и вместо него в породе появляется флогопит, количество которого быстро растет вплоть до образования мономинеральных выделений в зальбандах жил. Амфибол в зальбандах жил не был встречен ни разу; плагиоклаз здесь находится очень редко. При переходе плагиоклаза в скаполит вокруг зерен плагиоклаза образуются каемки, состоящие из калиевого полевого шпата. В непосредственной близости от жил имели место явления калиевого метасоматоза, выражающиеся в образовании антипертитов замещения и коррозионного воздействия калиевого полевого шпата на плагиоклаз. Изучения двух других разрезов, взятых вкрест простирания гнейсов вдали от флогопитовых жил, показали отсутствие или едва заметное проявление отмеченных процессов.

Таким образом, *вмещающие породы* оказываются сильно *изменен-*

ными лишь вблизи флогопитовых жил. Это изменение в основном выражается в скаполитизации плагиоклаза (особенно при появлении в породе вторичного кальцита), амфиболизации диопсида и появлении флогопита при одновременном исчезновении в породе амфибола.

На рис. 46 схематически показана зональность, наблюдавшаяся во вмещающих гнейсах вблизи каждой из флогопитовых жил. Минеральный состав зоны неизмененного пироксенового гнейса: диопсид, плагиоклаз № 27—30; из второстепенных минералов — пирит, апатит, изредка присутствуют зерна кварца. Ближе к жиле располагается зона амфиболизации диопсида, мощность ее колеблется от 30 *см* до 1—1,5 *м*. Минеральный состав зоны: диопсид, роговая обманка, плагиоклаз; второстепенные — рудный; акцессории — апатит, реже сфен. Следующая зона скаполитизации плагиоклаза имеет мощность 40—50 *см*. За нею следует зона флогопитизации околожильной породы. Она не распространяется далее 10 *см* от края жилы, минеральный состав ее: диопсид, скаполит, очень редко плагиоклаз, мало или совсем нет амфибола и рудного минерала. Флогопит появляется на границе этой зоны с предыдущей и резко возрастает в количественном отношении по мере приближения к зальбанду жилы. Зальбанды жил сложены флогопитом. В подчиненном количестве здесь находятся диопсид и скаполит. Амфибол отсутствует.

Приведенные факты наталкивают на мысль о том, что флогопит вблизи флогопитовых жил образуется за счет амфибола. И хотя в нашем случае мы не наблюдали в шлифах непосредственного перехода амфибола во флогопит, этот процесс действительно имеет место, так как Д. С. Коржинский (1947) отмечал, что «во всех случаях, *где... наиболее интенсивно развита паргаситизация пироксеновых амфиболитов, наблюдается также появление флогопита, явно замещающего паргасит*» (курсив мой. — *В. Б.*).

Образование флогопита за счет амфибола, по-видимому, наиболее *универсальный способ его возникновения в породах Слюдянки.* При этом амфибол, как мы видели, является, в свою очередь, продуктом изменения диопсида.

Выше, при описании скарновых минералов Хакассии, было показано, что серицит, гранат, скаполит, везувиан и эпидот возникают в результате метаморфизации плагиоклаза интрузивной породы. С. М. Курбатов (1944), впервые детально изучивший этот процесс, писал: «Во всех случаях эти новообразующиеся минералы создавали псевдоморфозу по плагиоклазу, выделяясь по телу его в виде мельчайших бесформенных и беспорядочно ориентированных зерен (первичная генерация). При образовании скаполита в процессе участвовали и анартитовая и альбитовая молекулы плагиоклаза; калиевый полевой шпат, находящийся в твердом растворе, участия в процессе не принимал и выпадал в виде мельчайших зерен адуляра». С. М. Курбатов пришел к выводу, что «*образование первичной генерации этих алюмосиликатов происходило в гидротермальный этап при температурах ниже критической температуры воды*» (курсив мой. — *В. Б.*). В более поздние процессы гидротермального процесса «под влиянием движущихся растворов первые генерации алюмосиликатов растворялись, переносились в растворе на более или менее далекое расстояние и вновь кристаллизовались, давая более крупнокристаллические образования. При наличии подходящих условий — в трещинах, в пустотах, среди известняков, где кальцит легко растворялся, — и при медленной подаче материала возникали крупнокристаллические образования, друзы, щетки, а также отдельные крупные, хорошо образованные кристаллы. Вероятно, такой

процесс перекристаллизации шел очень медленно и был весьма длительным» (стр. 98).

Картина генезиса алюмосиликатов в контактовых месторождениях, нарисованная С. М. Курбатовым, весьма похожа на то, что было установлено для Слюдянки. Там и здесь образование скаполита происходило за счет плагиоклаза вмещающих пород; на обоих месторождениях широко распространены процессы перекристаллизации с последующим укрупнением индивидуумов. Эти же процессы в конечном счете привели к тому, что минералы, образовавшиеся во вмещающих породах, позднее были вынесены из них в скарновую зону (Хакассия) или в зальбанды флогопитовых жил (Слюдянка). Но процессы растворения, переноса, перекристаллизации происходят, как известно, в условиях гидротермального режима. Поэтому логичнее допустить, что источником «летучих» SO_4, Cl, F, PO_4, CO_3 и др. являются ювенильные гидротермальные растворы, а не газообразные «флюиды». Это особенно следует иметь в виду, говоря о таком «летучем», как PO_4 (апатит). Вмещающие доломиты Слюдянки богаты рассеянным апатитом, нередко образующим своеобразную голубоватого цвета апатито-карбонатную породу. Растворение и переотложение такой породы гидротермальными растворами и приводит к образованию кальцита в центральной части флогопитовых жил с включенными в него крупными кристаллами апатита. Поэтому воздействия газообразного PO_4 на доломиты здесь просто не требуется. И действительно исследование включений в апатитах Слюдянки показало, что последние кристаллизуются в широком интервале температур (Базаров, 1966).

Все сказанное позволяет следующим образом схематически изобразить возможное образование флогопитовых жил Слюдянки.

В результате циркуляции постмагматических растворов, насыщенных щелочами, кремнеземом и другими компонентами, по трещинам, секущим архейский комплекс вмещающих пород Слюдянки, последние подверглись глубокому гидротермально-метасоматическому изменению, выразившемуся:

а) в превращении вдоль трещин доломитов в диопсидовые породы:

$$CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 \rightarrow CaMg[SiO_3]_2 + CO_2;$$

б) в образовании в зонах околожильных изменений вмещающих пороксен-амфиболовых гнейсов амфибола за счет диопсида:

$$CaMg[SiO_3]_2 + Mg(OH)_2 + H_2O \rightarrow Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2;$$

в) в образовании флогопита за счет амфибола:

$$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2 + KF + K_3PO_4 + Al(OH, F)_3 + H_2O \rightarrow$$
$$\rightarrow KMg_3[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2 + Ca_5(PO_4)_3F;$$

г) в образовании скаполита за счет плагиоклаза:

$$70\,NaAlSi_3O_8 \cdot 30\,CaAl_2Si_2O_8 + NaCl + CaCO_3 \rightarrow$$
$$\rightarrow 70\,Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl \cdot 30\,Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3CO_3.$$

Следует отметить, что увеличение с глубиной давления углекислоты повышает содержание мейонитового компонента в скаполите (Жариков, 1966). В связи с этим, по-видимому, скаполиты Слюдянки содержат от 53 до 65% карбонат-мейонита (Солодовникова, 1957).

Далее, вследствие процессов растворения, переноса и перекристаллизации минералов произошло:

а) выщелачивание и вынос в жилы кальцита из вмещающих архейских доломитов с одновременным освобождением некоторого количества магния, идущего на образование амфибола и флогопита;

б) выщелачивание и вынос во флогопитовые жилы апатита, ранее рассеянного в виде мелких зерен в карбонатных архейских породах;

в) перекристаллизация и укрупнение индивидуумов диопсида в зальбандах кальцитовых и кальцит-флогопитовых жил;

г) вынос из зон околожильных изменений новообразованных скаполита и флогопита и их переотложение, сопровождавшееся укрупнением индивидуумов в зальбандах жил;

д) местное растворение и резорбция кристаллов скаполита, флогопита, диопсида и апатита в самих флогопитовых жилах.

Таким образом, минералы флогопитовых жил: диопсид, скаполит, кальцит и апатит — образовались за счет доломита и плагиоклаза вмещающих пород. Флогопит возник вследствие воздействия щелочных глиноземсодержащих растворов на амфибол и другие силикаты. Все эти минералы были вынесены в жильные трещины. Поэтому акад. С. С. Смирнов, по-видимому, был прав, находя известную аналогию в генезисе флогопитовых жил Слюдянки с жилами альпийского типа. Но образование этих жил нельзя связывать с региональным метаморфизмом архейских толщ, «пропитанных летучими продуктами пневматолитической фазы метаморфизма», роль которой, по мнению С. С. Смирнова, была главной в генезисе флогопитовых месторождений Слюдянки. Выше было показано, что околожильные изменения вмещающих пород постепенно затухают по мере удаления от полостей жил. Поэтому первопричиной флогопитообразования следует считать наличие трещин, по которым циркулировали постмагматические растворы, содержащие K_2O, MgO, FeO, CaO, Al_2O_3, SiO_2, PO_4, F, CO_3 и др. Из этих компонентов H_2O, K_2O, SiO_2, F, CO_3 по своему происхождению были, по-видимому, ювенильными, остальные же выщелачивались растворами из боковых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л. Ш. 1966. О включениях в апатитах из пегматитов, кальцит-флогопитовых и гидротермальных жил. Тр. Всесоюзн. научно-исслед. ин-та синтеза минер. сырья, № 9.

Барабанов В. Ф. 1954. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, т. 83, № 2.

Боголепов В. Г. 1966. Некоторые вопросы теории образования скарнов на примере месторождений Северного Прибалхашья. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., «Недра».

Вистелиус А. Б. 1940. К минералогии Андреевского рудника (Хакассия). Уч. зап. ЛГУ, № 45. Изд. ЛГУ.

Жариков В. А. 1966. Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности. ДАН СССР, т. 170, № 4.

Зыков Е. Н. 1950. Адуляры Глафиринского месторождения (Уленьская группа, Хакассия). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.

Калинин П. В. 1939 а. Минералы Слюдянского района. В сб.: «Флогопит. месторожд. Слюдянского района». Тр. ВИМС, вып. 150.

Калинин П. В. 1939 б. Генезис флогопитовых месторождений. В сб.: «Флогопит. месторожд. Слюдянского района». Тр. ВИМС, вып. 150.

Калинин П. В. и Б. М. Роненсон. 1957. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. «Сов. геология», т. 58.

Коржинский Д. С. 1947. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, вып. 29.

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях», изд. 2-е. М., Изд. АН СССР.

Курбатов С. М. 1934. Меднорудные контактовые месторождения Хакасской области Сибкрая. Л., Изд. АН СССР, сер. сибирск., вып. 16.

Курбатов С. М. 1944. К вопросу о генезисе алюмосиликатов в контактовых месторождениях. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, № 65.
Курбатов С. М. 1946. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Тр. Юбилейн. сессии ЛГУ, сер. геол.-почв. наук. Изд. ЛГУ.
Карпова Е. Д. и А. Г. Ивашенцев. 1954. Скарны. В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Тр. ВСЕГЕИ. М., Госгеолтехиздат.
Пилипенко П. П. 1930. К геологии и минералогии Слюдянского района. Минерал. сырье, № 10.
Рехарский В. И. 1961. О связи молибденита и шеелита с полевошпатовой кварцевой стадией минералообразования на некоторых скарново-редкометальных месторождениях. ДАН СССР, т. 139, № 4.
Роненсон Б. М. 1960. Структура Слюдянского месторождения флогопита. В кн.: «Основн. вопр. и методы изучения структур рудн. полей и месторожд.». М., Госгеолтехиздат.
Рудник В. А. 1961. К развитию представлений о скарнообразовании. Минерал. сб. № 2. Л., ВСЕГЕИ.
Смирнов С. С. 1928. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 83.
Солодовникова Л. Л. 1934. Диопсид из Дарьинского рудника Хакасской области Сибкрая. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 63, вып. 2.
Солодовникова Л. Л. 1944. К минералогии Дарьинского рудника Хакасской области. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв.-географ., вып. 13, № 65. Л.
Солодовникова Л. Л. 1946. Скаполиты Глафиринского рудника Хакасской области. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, вып. 14, № 93. Изд. ЛГУ.
Солодовникова Л. Л. 1955. О скаполите Глафиринского рудника Хакассии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геолог., вып. 5. Изд. ЛГУ.
Солодовникова Л. Л. 1957. К вопросу о генезисе скаполитов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 8, № 215.
Солодовникова Л. Л. 1964. О полевых шпатах контактовых месторождений Хакассии. «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд. ЛГУ.
Сулоев А. Н. 1939. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. В сб.: «Флогопит. месторожд. Слюдянск. района». Тр. ВИМС, вып. 150.
Ферсман А. Е. 1940. Пегматиты, т. 1. М.—Л., Изд. АН СССР.
Хомичев В. Л. 1965. Интрузивный магнетизм Туимского района Хакассии. В сб.: «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск.
Фонфатик О. 1917. Рудник Юлия. Несколько слов о месторождении. «Поверхность и Недра», № 5-6 (14—15), стр. 215—217.
Шахов Ф. Н. 1947. К теории контактовых месторождений. Новосибирск, Изд. АН СССР.
Pieptea V. 1964. Contributiuni la cunoasterea scarnelor din regiuner Oravita (Пиептя В. Соображения в связи с изучением скарнов области Оравица). Dări de Seamă ăle sedintelor, vol. 49 (1961—1962). Bucuresti.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лекция 8

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РОЛИ ПНЕВМАТОЛИЗА В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Под «пневматолизом» в настоящее время подразумевается воздействие на породы высокотемпературных, ювенильных кислотных газов (Коржинский, 1955).

Считают, что в результате этого воздействия могут образоваться «пневматолитовые» минералы, содержащие в себе «летучие», — F, Cl, B_2O_3, WO_3, MoO_3, P_2O_5, OH и др.

Пневматолитовые минералы, по мнению ряда геологов, могут образоваться также в результате распада (гидролиза) высокотемпературных галоидных и им подобных соединений кремния, олова, титана, вольфрама, молибдена и других металлов. В этом случае понятие «пневматолиза» распространяется и на форму переноса (транспортировки) «летучих» соединений из магматического очага в породы и жильные трещины.

Представление о переносе тяжелых металлов и кремния в виде галоидных соединений, впервые сформулированное Р. В. Бунзеном (1811—1899) в середине прошлого века, казалось бы нашло себе полное подтверждение в широко известных опытах Г. А. Добре (1814—1896). Последний утверждал (Daubrée, 1849), что ему удалось в раскаленной фарфоровой трубке провести реакцию

$$Sn\,Cl_4 + 2\,H_2O \rightarrow Sn\,O_2 + 4\,HCl.$$

Однако полученный «касситерит» Добре был им диагностирован плохо. Указывалось лишь, что «бесцветный» продукт реакции представлен кристаллами, образованными ромбическими (!) призмами, углы которых равны 133 и 89°. Твердость кристаллов была «более» 5 (?).

Г. А. Добре писал, что аналогичным способом ему удалось получить виллемит, циркон, фенакит, волластонит, оливин, гранат, турмалин, топаз, брукит. Однако большинство опубликованных экспериментов Добре не внушает доверия. Вот, например, как описывает Добре синтез брукита: «Пары четыреххлористого титана, обработанные парами воды в условиях, аналогичных указанным при получении оловянной кислоты, дали желваки, поверхность которых при рассматривании ее в микроскоп щетинилась от мелких кристалликов. Надо думать, что образовался брукит».

Оценивая творчество Добре, П. Н. Чирвинский (1903—1906) писал: «В лице этого ученого слились, как в фокусе... с одной стороны, поразительная способность к обобщению.., с другой — легкое отношение к фактам. Борьба этих двух родственных крайностей и положила тот своеобразный отпечаток, который характеризует все работы этого ученого» (стр. 200).

Известный химик и минералог Сент-Клер Девилль (1818—1881), пытаясь повторить через несколько лет после опубликования опыты Добре, смог получить лишь квадратные кристаллики касситерита. Остальные минералы — виллемит, циркон, фенакит, волластонит, оливин, гранат, турмалин, топаз, ему получить не удалось. Больше того, оказалось, что топаз в парах SiF_4, виллемит, оливин, гранат и другие минералы в парах $SiCl_4$ при высокой температуре разрушаются, а не образуются. Сент-Клер Девилль (1861) писал по этому поводу: «A. Daubrée обнародовал, что им получен виллемит и циркон действием четыреххлористого кремния на основания этих силикатов. Должен заявить, что при всем старании повторить описанные опыты я ни к чему не пришел... Чтобы рассеять и последние следы сомнения, я пропускал при красном калении четыреххлористый кремний над природным виллемитом. Оказалось, что он совсем разрушился... Таким образом, четыреххлористый кремний не только не может служить для получения виллемита, но он разрушает этот минерал весьма энергично... Из $SiCl_4$ и окиси бериллия не получается фенакита... Волластонит вполне разрушается в атмосфере четыреххлористого кремния... Оливин не может получиться обработкой четыреххлористым кремнием окиси магния... Анализы убеждают, что магнезиальный оливин разрушается в струе $SiCl_4$. Что касается получения граната при участии четыреххлористого кремния, то оно мне показалось прямо невозможным на основании всего уже изложенного, я ограничился поэтому лишь тем, что испытал отношение граната гроссуляра к четыреххлористому кремнию. Этот опыт дал числа достаточно характерные:

	Гранат до обработки	Гранат после обработки
SiO_2	38,6	57,3
Al_2O_3	16,2	25,6
Fe_2O_3	8,6	4,0
CaO	35,4	12,6
MgO	1,4	1,5
	100,2	100,1

Игла черного турмалина в $SiCl_4$ совершенно обесцветилась и разделилась на множество узких колец, параллельных базису. В таком виде она потеряла весь бор и почти все железо. Очевидно отсюда и турмалин не мог образоваться при участии четыреххлористого кремния».

Эксперименты Сент-Клер Девилля не помешали Добре распространить свои выводы на генезис оловянных жил Альп и других районов мира. Он писал: «...Мы приходим, исходя из различных соображений, изучения месторождений и прямых опытов, к заключению, что рутил, брукит, анатаз, железный блеск и по крайней мере отчасти кварц оловянных жил Saint-Gothard'a и Oisans'a образовались разложением фтористых соединений титана, кремния и железа... Некоторые другие жильные месторождения приближаются по характеру к только что рассмотренным; таковы оловянные залежи Schlackenwald'a и Schoenfeld'a в Богемии, которые содержат слюду, топаз, плавиковый шпат и апатит.

Есть и в Бразилии места, где рутил сопровождается кварцем, железным блеском и топазом» (Чирвинский, 1903—1906, стр. 31—32).

Эти, по существу, ничем не аргументированные выводы, были вскоре подхвачены многими геологами.

В знаменитой работе по минералогии пегматитов Южной Норвегии Брёгер (Bröegger, 1890) еще более расширил понятие о «пневматолитическом» генезисе минералов, полагая, что источником «пневматолитических» агентов — минералообразователей в жилах и в боковых породах является магма.

Окончательное признание идеи пневматолиза получили после обобщающей сводки Фогта (Vogta, 1895), в которой доказывалась «пневматолитическая» природа уже не только рудных жил, но и околожильных грейзенов.

В нашей стране идеи Бунзена — Добре — Брёгера — Фохта — Ниггли получили особенно большое распространение благодаря многочисленным работам А. Е. Ферсмана, в которых, как известно, пневматолитическому способу минералообразования придавалось огромное значение. Как уже отмечалось выше, в пегматитовом процессе важнейшими «геофазами» А. Е. Ферсман считал «пневматолитические геофазы» *D, E, F* и *G*.

Огромный авторитет А. Е. Ферсмана в нашей науке способствовал закреплению представления о молибденовых, бериллиевых, оловянно-вольфрамовых и других редкометальных месторождениях как образованиях «типично пневматолитических».

Как же доказывается в наше время реальность пневматолиза? Еще недавно считалось вполне достаточным для отнесения к пневматолитовым минералам присутствие в них «летучих» (F, Cl, P_2O_5, B_2O_3, WO_3, MoO_3, OH и т. п.). В солидном курсе по петрологии (Тиррель, 1932) можно было по этому поводу прочесть: «Термин „пневматолиз" (действие газа) указывает на метасоматические процессы, вызванные этими агентами (F, Cl, B_2O_3, P_2O_5, OH. — *В. Б.*), главным образом в газовом состоянии и при высокой температуре. Главными образующимися при этом минералами будут мусковит, литиевая слюда, флюорит, топаз, турмалин, аксинит, апатит и скаполит... С интрузией гранитной магмы связаны три главных типа пневматолиза: турмалинизация, грейзенизация, каолинизация» (стр. 310).

В настоящее время наличие процесса каолинизации, конечно, не может убедить исследователя в пневматолитическом характере его. Минералогические же исследования месторождений показали, что аксинит (Курбатов, 1941), скаполит (Курбатов, 1932; Солодовникова, 1957; Барабанов, 1954), серицит (Курбатов, 1933; Барабанов, 1959), топаз (Барабанов и Ступкина, 1955; Барабанов, 1959), турмалин (Сливко, 1952), флюорит (Барабанов, 1959), апатит и сопутствующий ему флогопит (Барабанов, 1954, 1965б) в магматических, пегматитовых, контактовых и «типично пневматолитических» месторождениях Шерловой горы и Слюдянки, — все эти минералы представляют собой, по-видимому, продукты гидротермальных процессов.

Несколько лет назад известный канадский геохимик и физико-химик Смит (Smith, 1949) предпринял изучение характерных («типоморфных») минералов из «пневматолитического» месторождения Корнуэлла. При этом была использована «самая точная» методика определения температур минералообразования — метод гомогенизации газоводных включений. В результате исследования оказалось, что каждое из включений «состояло из газового пузырька и большого количества жидкостей. Поэтому месторождения,— полагает Смит,— не были образованы

при помощи пневматолиза; они возникли из обычных гидротермальных растворов» (стр. 625). С учетом давления вышележащей толщи пород температуры образования минералов в месторождениях Корнуэллса, по определению Смита, оказались для вольфрамита 265°, касситерита 390, турмалина 390, кварца 345—370, халькопирита 280°.

Смит пишет: «Можно отсюда заключить, что оловянные месторождения Корнуэллса (Cornich tin deposits) являются по генезису не пневматолитовыми» (стр. 625). В *заключение своей работы Смит попросил* читателей прислать ему образцы минералов из других месторождений, принимаемых за пневматолитовые, для подобного рода точных лабораторных исследований.

Другой исследователь Р. Герценберг (1956), изучая оловянные месторождения Боливии, пришел к заключению, что «пегматито-пневматолитовые процессы не могут объяснить различные типы боливийских оловянных месторождений» (стр. 65). Его исследование показало, что «большая часть боливийского касситерита образовалась в течение всех этапов рудообразования, причем в этом процессе касситерит иногда был последним минералом после каолина, алунита, сидерита» (стр. 50).

Несмотря на приведенные примеры, в некоторых курсах минералогии (Лазаренко, 1951; Критский и Четвериков, 1955; Миловский, 1958), как и во времена Г. А. Добре, многие минералы все еще рассматриваются по традиции как продукты пневматолитических процессов.

Критерием пневматолитового генезиса минералов считается также тип гомогенизации газово-жидких включений, когда двухфазовое или многофазовое включение при нагревании гомогенизируется в газовую фазу. Этот тип гомогенизации после известных исследований Н. П. Ермакова (1950) был принят многими исследователями в качестве «объективного критерия пневматолиза». Н. П. Ермаков утверждал: *«По ходу гомогенизации можно объективно судить о первичном агрегатном состоянии растворов, из которых образовались включающие минералы. Один из выявленных типов гомогенизации включений (II тип) доказывает явления пневматолиза и подтверждает существование* в процессах минералообразования *критических явлений»* (стр. 419, курсив мой. — *В. Б.*).

В одной из работ Е. К. Лазаренко (1951) по этому поводу можно было найти такие слова: «Построенные Н. П. Ермаковым кривые гомогенизации включений для минералов из различных месторождений оказались типичными. *Они должны быть положены в основу распознавания минералов пневматолитового образования* и гидротермальных минералов. Однако если в *настоящее время вопрос о существовании пневматолитового* этапа минералообразования *можно считать принципиально решенным,* то еще нет минералогических критериев для отнесения месторождений к пневматолитовому типу» (стр. 219, курсив мой. — *В. Б.*).

В новейшем издании «Курса минералогии» Е. К. Лазаренко (1963), правда уже более осторожно, замечает, что «продукты собственно пневматолитовых процессов во многих случаях трудно отделить от гидротермальных...» (стр. 111).

Еще несколько лет назад другой львовский ученый Е. М. Лазько (1951) утверждал: «В последнее время появились замечательные исследования Н. П. Ермакова... над минералообразующими растворами. Некоторые из этих исследований должны вместе с другими данными *окончательно положить конец сомнениям о существовании пневматолитовых явлений»* (стр. 92, курсив мой. — *В. Б.*).

Пользуясь этими «объективными критериями», целый ряд исследо-

вателей пришли к выводу о пневматолитовом генезисе некоторых широко распространенных минералов. Так, Е. М. Цыганов (1953), исследуя газоводные включения кварцев из пегматитов Волыни, установил, что «подавляющая масса кварцевых кристаллов Волыни образовалась из газовых растворов, т. е. в результате пневматолиза, о чем объективно свидетельствуют встречающиеся в них огромные количества, безусловно, первичных и мнимовторичных газовых и газово-жидких включений» (стр. 132).

Л. И. Колтун (1953), обнаружив газоводные включения, гомогенизирующие по II типу в позднем халцедоновидном кварце одного из золоторудных месторождений Алдана, пришел к выводу, что и этот кварц образовался из газовых растворов. «Действие газовых растворов, — пишет он, — проявилось не в начале процесса рудообразования, как это обычно бывает при образовании сложных полигенных месторождений, а сразу же после раннегидротермального образования метасоматических пирит-анкеритовых залежей. Первичные газовые включения в халцедоновидном кварце гомогенизируются по II типу при температурах 410—340°» (стр. 10).

Неоправданное увлечение этим «объективным критерием», *к счастью, оказалось сравнительно кратковременным. Блестящие эксперименты* Г. Г. Леммлейна (1950, 1953, 1954, 1956), важные исследования М. О. Клии (1956), В. А. Калюжного (1954), Е. И. Вульчина (1951), *И. А. Островского (1950), П. В. Клевцова (1955),* В. В. Якубовой (1955) и других убедительно показали, что метод гомогенизации газово-жидких включений, особенно с небольшими степенями заполнения, не дает ни «истинных» температур минералообразования, ни тем более представления о фазовом (агрегатном) характере минералообразующих растворов.

Так, например, Г. Г. Леммлейн (1956) показал, что если залечивание трещин в кристалле «происходило не при постоянной, а при непрерывно изменяющейся температуре, то включения, изолировавшиеся при разных температурах, имеют различный состав. Кроме того, в процессе залечивания при снижающейся температуре в результате расшнурования неравновесных включений образуются включения с ненормальным фазовым соотношением содержимого за счет "несправедливого" раздела между новыми включениями газовой и твердой фазы, выделившимися при охлаждении к моменту расшнурования неравновесного включения» (стр. 140). Нетрудно видеть из сказанного, к каким грубым ошибкам приводило определение фазового характера минералообразующего *раствора по таким включениям.*

Наблюдения на редкометальных («пневматолитовых») месторождениях (Барабанов, 1958, 1965а) показывают, что первичные включения в кварце с преобладанием газовой фазы, возникающие при перепадах давления в жилах, ничего общего не имеют с «пневматолитовым» этапом минералообразования. Присутствие таких включений свидетельствует как раз об обратном: пузырьки газа, осевшие на гранях растущих кристаллов кварца и в дальнейшем захваченные ими (рис. 47), образуются при пересыщении газовой фазой *жидкого* минералообразующего раствора.

В последнее время Н. П. Ермаков (1966), вновь доказывая возможность существования глубинного пневматолиза по данным включений в минералах, пишет, что «доступные непосредственному наблюдению и эксперименту *прямые свидетели состава и состояния глубинных растворов* — эталонные системы газово-жидких включений — говорят в пользу равноправных, сосуществующих друг с другом процессов глу-

бинного пневматолиза и гидротермальной деятельности» (стр. 12, курсив мой. — *В. Б.*).

Здесь опять повторяется основная ошибка современной геотермометрии: забывается тот непреложный факт, что включения в минералах, и тем более газовые, не являются *прямыми свидетелями* состава и состояния глубинных растворов. Они возникают при нарушении фазовых равновесий в растворах и, таким образом, характеризуют *моменты* нарушения равновесий, а не сами равновесия, величину нарушения равно-

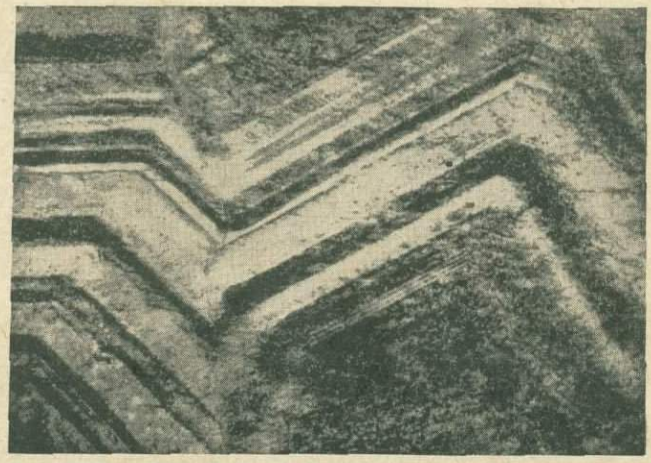


Рис. 47. Зоны газово-жидких включений (черное) в кристаллах кварца. Шлиф. Ув. 41. Без анализатора.

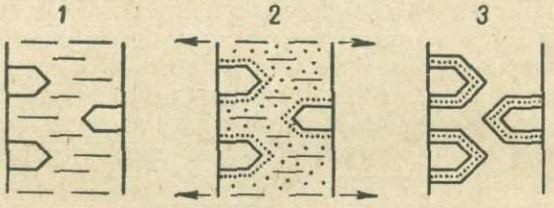


Рис. 48. Схема образований газово-жидких включений в минералах.

1 — трещина, на стенках которой происходит отложение кристаллов кварца и других минералов, заполнена минералообразующим раствором, насыщенным газовой фазой; *2* — в момент приоткрывания трещины, вследствие понижения внутреннего давления, возникает пересыщение раствора газовой фазой и оседание пузырьков газа на гранях растущих кристаллов; *3* — выделение газовой фазы влечет за собой ускоренное отложение кремнезема, консервирующего осевшие ранее газовые пузырьки. Соотношение во включениях жидкой и газовой фаз определяется термодинамическими параметрами системы.

весий, а не состояние среды минералообразования. Состав газово-жидких включений поэтому характеризует лишь те компоненты системы, которые отделяются от нее в моменты таких фазовых нарушений. И поэтому как по запаху углекислого газа, выделяющегося из бутылки минеральной воды при ее открывании, нельзя судить о химическом составе самой минеральной воды, так и по составу отделившихся от раствора газовых включений, захваченных растущими кристаллами минералов, нельзя судить о химическом составе раствора, из которого рос кристалл. Пожалуй, можно лишь утверждать, что газовые включения в минералах, как это

видно из схемы, показанной на рис. 48, образуются при выделении газовой фазы из *жидкого* минералообразующего раствора при перепадах внутреннего давления в жилах или трещинных и пористых зонах. И поэтому появление их в минералах доказывает не газообразное, а жидкое агрегатное состояние раствора, из которого кристаллизовались эти минералы, и только.

Таким образом, в наше время ни один из общепризнанных критериев пневматолиза (ни наличие «типоморфных пневматолитических минералов», ни характер гомогенизации газоводных включений в минералах) не может однозначно определять фазовый характер минералообразующих растворов.

Почему же возможность «пневматолитового» минералообразования допускается и в наши дни?

Целый ряд геологов до настоящего времени не сомневаются в том, что вольфрам, молибден, висмут, кремний, олово и некоторые другие элементы в «высокотемпературные» стадии постмагматического процесса переносятся в виде галоидных соединений, обусловливая существование самостоятельного «пневматолитического» этапа минералообразования.

Так, например, Е. М. Лазько (1951) обратил внимание на «поразительно низкие цифры температуры кипения таких соединений, как AsF_3, $AsCl_3$, MoF_6, $SnCl_4$, WF_6, BCl_3, показывающие весьма легкие возможности для образования соответствующих минералов из газообразных соединений...» По его мнению, «способ переноса вещества в газообразном состоянии в виде легколетучих соединений металлов с галоидами и в особенности в виде хлористых солей представляется... одним из важных способов накопления минерального вещества, в частности образования рудных месторождений» (стр. 89).

В. В. Щербина (1952), рассматривая геохимические особенности элементов диагонального ряда периодической системы Ti—Nb—W, также пришел к заключению о том, что «реальность переноса титана в форме хлорида может находить себе подтверждение, например, в явлении скаполитизации плагиоклазов, обогащенных титаном габбро-пегматитов. Для вольфрама гораздо легче допустить перенос в форме WOF_4, учитывая наличие фторсодержащих топазов, циннвальдита и других минералов, сопровождающих вольфрамит в подобных месторождениях» (стр. 840).

А. Г. Бетехтин (1955), отмечая высокие температуры кипения большинства хлоридов «петрогенных» и «металлогенных» элементов (порядка 900—1100°) и тот факт, что в глубинных условиях эти температуры должны еще более возрасти, пришел к выводу, что «трудно себе представить, чтобы... перенос в газовой фазе мог осуществляться в больших количествах и на далекие расстояния... *Вероятность такого переноса можно допустить лишь для немногих соединений: фторидов* W^{6+} и Mo^{6+}, *а также хлоридов* Sn^{4+}, As^{3+}, Sb^{3+} *и* Fe^{3+}...» (стр. 154, курсив мой. — *В. Б.*).

Все названные исследователи, допуская возможность переноса W, Mo, Sn, Bi, Si и других элементов в виде хлористых и фтористых соединений, забывают очень важное обстоятельство — чрезвычайно легкую гидролизуемость их в присутствии следов воды. Это обстоятельство, давно известное в химии, неоднократно отмечалось в литературе.

Так, например, еще Руфф (Ruff, 1905, 1907) указывал, что в присутствии влаги гексафторид вольфрама разлагается по схеме: $WF_6 + 4H_2O \rightarrow WO_3 \cdot H_2O + 3H_2F_2$. О. Руфф отмечал, что еще менее устойчивыми в присутствии воды являются оксигалогениды вольфрама.

В более поздней литературе легкая гидролизуемость галогенидов вольфрама и молибдена подчеркивается всеми авторами. Так, Н. С. Николаев (1954) в экспериментальном исследовании системы $HF—WO_3—H_2O$ показал, что «к числу основных химических свойств» фторидов молибдена, вольфрама и урана относится их способность к гидролизу. О. А. Сонгина (1955), характеризуя свойства хлоридов вольфрама, пишет, что гексахлорид вольфрама «в воде на холоду не растворяется, но при нагревании легко гидролизуется с образованием оксихлоридов $WOCl_4$ и WO_2Cl_2. Гидролиз происходит также во влажном воздухе» (стр. 69). Аналогичным образом ведут себя WCl_5 и WCl_4. Хлорид трехвалентного вольфрама в силу его крайней неустойчивости в свободном состоянии не выделен.

Подобным образом ведут себя и оксихлориды вольфрама. О. А. Сонгина по этому поводу пишет: «Хлорокись вольфрама — $WOCl_4$ кристаллизуется в виде длинных красных, прозрачных тел, плавящихся при 209—211°. Температура кипения $WOCl_4$ — 227,5°. Водой хлорокись вольфрамита разлагается с образованием вольфрамовой кислоты... Другой оксихлорид — WO_2Cl_2 — хлористый вольфрамил представляет собой светло-желтые кристаллы; он несколько менее летуч, чем хлорокись вольфрама; температура плавления WO_2Cl_2... составляет 259°, а температура кипения — 266°... Водой хлористый вольфрамил так же, как и хлорокись вольфрама, разлагается с образованием вольфрамовой кислоты» (стр. 70).

Ли и Ванг (Li Kio-chin a. Wang Ching-yio, 1955), характеризуя окситетрахлорид вольфрама $WOCl_4$, отмечают, что «*в присутствии следов воды он почти немедленно разлагается на вольфрамовую и соляную кислоты*: $WOCl_4+2H_2O \rightarrow WO_3+4HCl$» (стр. 159, курсив мой. — *В. Б.*).

Неустойчивость галоидных соединений вольфрама, молибдена, кремния, олова и некоторых других интересующих нас элементов, нам кажется, имеет сравнительно простое энергетическое объяснение. Если взять теплоты образования соответствующих соединений и с помощью их рассчитать реакции взаимодействия хлоридов и оксихлоридов вольфрама и молибдена со щелочами, можно легко видеть, что замена хлора на кислород весьма выгодна. Уменьшение теплового эффекта реакции растворения галогенидов вольфрама в щелочах с образованием вольфраматов натрия в следующих реакциях убеждает нас в этом:

$$WCl_6 + 8\,NaOH - 188\ ккал = Na_2WO_4 + 6\,NaCl + 4\,H_2O;$$

$$WOCl_4 + 6\,NaOH - 131{,}5\ ккал = Na_2WO_4 + 4\,NaCl + 3\,H_2O;$$

$$WO_2Cl_2 + 4\,NaOH - 67{,}3\ ккал = Na_2WO_4 + 2\,NaCl + 2\,H_2O.$$

Теплоты образования хлорпроизводных шестивалентного вольфрама определены на кафедре общей химии Ленинградского университета (Щукарев, Василькова, Новиков, 1958).

Аналогичная картина имеет место и при взаимодействии молибденовых хлоридов и оксихлоридов со щелочами. Гексахлорид молибдена, как известно, в силу крайней неустойчивости до настоящего времени еще не получен.

$$MoCl_5 + 7\,NaOH + 1/2H_2O - 179{,}0\ ккал = Na_2MoO_4 + 5\,NaCl + 4\,H_2O;$$

$$MoOCl_4 + 6\,NaOH - 121{,}0\ ккал = Na_2MoO_4 + 4\,NaCl + 3\,H_2O;$$

$$MoO_2Cl_2 + 4\,NaOH - 62{,}0\ ккал = Na_2MoO_4 + 2\,NaCl + 2\,H_2O.$$

Мы взяли в качестве примеров случаи разложения галоидных соединений вольфрама и молибдена щелочами, присутствие которых в минералообразующем растворе, как было показано выше, не вызывает сомнения. Однако гидролиз хлоридов вольфрама и молибдена чрезвычайно быстро идет уже и при наличии *следов* воды по схеме: $WF_6 \rightarrow \rightarrow WOF_4 \rightarrow WO_2F_2 \rightarrow WO_3$, поэтому можно думать, что присутствие в растворе щелочей завершает этот процесс образованием легкорастворимых K_2WO_4 или Na_2WO_4.

Аналогичным образом гидролиз $MoCl_5$, идущий по схеме: $MoCl_5 + H_2O = MoOCl_3 + 2HCl$, сопровождается выделением почти 90 *ккал/моль* тепла.

Приведенные примеры говорят о столь высокой неустойчивости фторидов и хлоридов вольфрама и молибдена в присутствии воды и щелочей, что ее можно в известной степени сравнить с отношением пороха к огню. Нетрудно видеть, что в этих условиях допускать привнос фторидов и хлоридов вольфрама, молибдена, олова, кремния и висмута в кварц-вольфрамитовые жилы, формирующиеся в уже закристаллизовавшихся интрузивных породах, — вещь совершенно невероятная.

Выделение собственно «пневматолитовых» минералов, процессов и месторождений у многих крупных специалистов уже давно вызывало серьезные возражения. Д. С. Коржинский (1940) писал: «...Минералообразование при метаморфизме всегда происходит в присутствии H_2O в виде отдельной фазы. Какова эта фаза, жидкая или газообразная? ...Мне кажется, что излагаемый ниже метод исследования приводит нас к заключению о жидком состоянии метаморфизующих и вообще постмагматических растворов».

На Международной конференции по рудообразованию в Праге в 1963 г. известный американский геохимик Э. Ингерсон посвятил свое выступление обзору проблемы целесообразности выделения самостоятельной пневматолитовой стадии в постмагматическом рудообразовании. Э. Ингерсон напомнил участникам конференции, что первоначальное определение *пневматолиза* согласовывалось с такими понятиями, как пиролиз, электролиз и т. п., т. е. означало *разложение* при помощи газов. По недоразумению это понятие позднее было расширено на *перенос* вещества и отложение минералов при помощи летучих (газообразных) соединений. Но те, кто расширяли это понятие, не учитывали того, что летучие и нелетучие соединения могут находиться в растворителе при температурах выше и ниже критической и что при достаточно высоком давлении сколь-нибудь отчетливо фиксируемого разрыва между обоими агрегатными состояниями не существует. Поэтому, заметил Э. Ингерсон, все критерии, которые были предложены для установления роли пневматолиза в образовании минералов, включая степень заполнения газово-жидких включений, теряют значение. И единственным путем познания минералообразующих растворов является исчерпывающая характеристика его через температуру, давление и состав в то время, когда какая-то определенная ассоциация образовывалась.

Но так как с нашими знаниями и техникой такое описание всегда не только очень затруднительно, но обычно и невозможно, стремление выделить и отличить в постмагматическом минералообразовании самостоятельную стадию образования минералов, вследствие воздействия одних лишь газов, является беспочвенным.

Э. Ингерсон предложил в связи с этим термины «пневматолиз» и «пневматолитовый» отвергнуть или ограничить, вернувшись к их первоначальному значению (*разложение при помощи газов!*), и классифика-

цию постмагматических месторождений основывать на характерных чертах и особенностях минералогии, геохимии и генезиса, которые могут быть установлены более легко и более надежно.

Предложение Э. Ингерсона возражений со стороны участников конференции не встретило. Оно было поддержано чешским геологом М. Штемпроком (1963), исследовавшим «пневматолитовые» месторождения Циновца (Циннвальда) в Саксонии и не обнаружившим следов «пневматолиза» в этих месторождениях, и автором этих «Лекций» (Барабанов, 1965), изучавшим «пневматолитовые» месторождения Забайкалья и некоторых других районов СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1954. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 83, № 2.

Барабанов В. Ф. 1958. К вопросу о роли давления при процессах минералообразования в кварц-вольфрамитовых жилах. ДАН СССР, т. 120, № 2.

Барабанов В. Ф. 1959. К вопросу о генезисе серицит-жильбертитов и флюорита в кварц-вольфрамитовых жилах Восточного Забайкалья. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 70, вып. 1.

Барабанов В. Ф. 1965 а. Пневматолиз и генезис кварц-вольфрамитовых жил Восточного Забайкалья. В кн.: «Конференция Проблемы постмагматического минералообразования», т. 2. Прага.

Барабанов В. Ф. 1965 б. Проблема генезиса апатитовых месторождений Хибин. Сб. Химия в естественных науках. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. и Л. М. Ступкина. 1955. *О твердых включениях в топазах* Шерловой горы. Вестник ЛГУ, № 10.

Вульчин Е. И. 1951. Физико-химическая интерпретация термометрических измерений *методом гемогенизации включений. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва,* № 5.

Бетехтин А. Г. 1955. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений». М., *Изд. АН СССР.*

Герценберг Р. 1956. О коллоидной теории происхождения месторождений олова Боливии и о некоторых минералах этих месторождений. Минерал. сб. Львовск. *геол. о-ва, № 10.*

Ермаков Н. П. 1950. Исследования минералообразующих растворов (Температуры и агрегатное состояние). Изд. Харьковск. гос. ун-та.

Ермаков Н. П. 1966. *Использование включений минералообразующих растворов и* расплавов в теории рудообразования, практике поисков и при выращивании минералов. В кн.: «Исследование минералообразующих растворов». М., изд. «Недра».

Калюжный В. А. 1954. Многофазовые включения в минералах (методы изучения состава и отдельные вопросы применения). Автореф. канд. дисс. Изд. Львовск. гос. ун-та.

Клевцов П. В. 1955. Исследование некоторых термодинамических свойств концентрированных водных растворов солей в приложении к геологической термометрии. Автореф. канд. дисс. Изд. Ин-та кристаллогр. М., АН СССР.

Клия М. О. 1956. О механизме преобразования дендритных кристаллов. Кристаллография, т. 1, вып. 5.

Колтун Л. И. 1953. Опыт генетического исследования некоторых эндогенных месторождений по включениям в минералах. Автореф. канд. дисс. Изд. Львовск. гос. ун-та.

Коржинский Д. С. 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР. М., Изд. АН СССР, вып. 12, № 5.

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР.

Курбатов С. М. 1932. Скаполит, цоизит и вторичный альбит из пегматитовой жилы Лампи-варака в Северной Карелии. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук.

Курбатов С. С. 1933. К вопросу о генезисе вторичных слюд Северной Карелии. Тр. Ломоносовск. ин-та. АН СССР, вып. 2.

Курбатов С. М. 1941. Аксинит из рудника «Юлия» Хакасской области. ДАН СССР, т. 30, № 5.

Лазько Е. М. 1951. Роль пневматолиза в минералообразовании. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5.

Лазаренко Е. К. 1951. Курс минералогии. Киев.
Лазаренко Е. К. 1963. Курс минералогии. М., изд. «Высшая школа».
Леммлейн Г. Г. 1950. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах. ДАН СССР, т. 72, № 4.
Леммлейн Г. Г. 1953. К теории залечивания трещин в кристаллах и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. ДАН СССР, т. 89, № 2.
Леммлейн Г. Г., М. О. Клия. 1954. Изменения жидких включений под влиянием временного перегрева кристалла. ДАН СССР, т. 94, № 2.
Леммлейн Г. Г. 1956. Исследования образования жидких включений в кристаллах. Сб. Вопросы минерал. и геох. М., Изд. АН СССР.
Николаев Н. С. 1954. Исследование системы $HF—WO_3—H_2O$. Сб. Химия редких элементов, вып. 1. М., Изд. АН СССР.
Островский И. А. 1950. О диаграмме VTX для простейшего случая в системе силикат — вода. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Сливко М. М. 1952. О полихромных турмалинах. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6.
Солодовникова Л. Л. 1957. К вопросу о генезисе скаполитов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, № 215, вып. 4.
Сонгина О. А. 1955. Редкие металлы. Изд. 2. М., Металлургиздат.
Тиррелль Г. В. 1932. Основы петрологии. М.—Л., ГНТИ.
Цыганов Е. М. 1953. О кварце из пегматитов Волыни. Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, сер. геолог., т. 23, вып. 6.
Щукарев С. А., И. В. Василькова, Г. И. Новиков. 1958. Определение теплот образования хлоропроизводных шестивалентного вольфрама. Журн. неорг. химии, т. 3, вып. 12.
Якубова В. В. 1955. Опыт применения метода исследования включений в минералах к изучению последовательности минералообразования в пегматитах Мурзинки. Урал. Автореф. канд. дисс. М., Изд. АН СССР.
Brögger W. C. 1890. Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zs. Krist. u. Miner., Bd. 16.
Daubrée A. 1849. Recherches sur la production artificielle de quelques espéces minerales, cristallines, particulierement de l'oxyde d'etain, de l'oxide de titane, et du quartz, observations sur l'origine des filons titaniferes des Alpes. C. R., vol. XXIX.
Smith F. G. 1949. Laboratory testing of "pneumatolitic" deposits. Econom. Geol., vol. 44, No 7.
Sainte-Claire Deville. 1861. Sur un nouveau mode de reproduction du fer oligiste et de quelques oxydes metalliques de la nature. C. R., vol. 52.
Ruff O. 1905. Über die Wolframhexaflorid Berichte. Zs. anorg. Chemie, Bd. 38.
Ruff O. 1907. Über die Darstellung und Eigenschaften von Chloriden des sechswertigen Wolframs. Zs. anorg. Chemie, Bd. 52.
Vogt I. 1895. Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolise entstandenen Erzvorkommen. Zs. pract. Geol., Nr 2, 4, 9, 11, 12.
Li Kio-chin a. Wang Ching-yio. 1955. Tungsten. Its history, geology, oredressing, metallurgy, chemistry, analysis, application and economics. N. Y.

ТОПАЗОВЫЕ ЖИЛЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В 1723 г. нерчинский житель Гурков открыл цветные камни на горе Тутхалтуй (Кулибин, 1829). Длинные голубовато-зеленые кристаллы аквамарина, так называемые шерлы, желтоватые тяжеловесы и дымчатые кварцы привлекли внимание местных старателей.

Двести лет в Забайкалье с переменным успехом добывались только самоцветы. Золотистые бериллы Золотого отрога, светло-зеленые аквамарины Куцаньи, голубовато-зеленые и желто-зеленые аквамарины Лукавой, светло-зеленые аквамарины сопки Обвинской, зеленые аквамарины сопки Мелехинской и, наконец, светло-синие аквамарины Карамышевского отрога, вместе с белыми или желтоватыми топазами, попадающимися в разных местах, уже к середине прошлого века создали мировую славу этих мест.

Но Забайкалье было издавно известно и другими минералами. Имеется, например, указание, что вольфрамит «из Адун-Чилона» был *открыт еще в 1788 г. (Либман, 1939). В 1813 г. В. М. Севергин (1813)* сообщал, что в горах по Онону вместе с аквамаринами, топазами и другими минералами встречаются «волчец» и «мышьячный колчедан». Спустя восемь лет, в посмертных записках А. И. Карамышева, изданных в 1821 г., упоминается шахта, из которой «добыто было очень много свинцовой руды и несколько лучших аквамариновых щеток. Здесь были *также открыты и оловянные руды» (стр. 88).*

А. И. Кулибин в двух крупных монографических работах, относящихся к 1827 и 1829 гг., указывал, что «в эти годы Шерловая гора оставалась единственным месторождением топазов в Нерчинских заводах. Кроме топазов, здесь встречались разноцветные флюориты, самородный висмут, дымчатый кварц, темно-зеленая слюда, а также железистый волчец, простой и мышьяковый колчеданы, сернистая молибдена, висмутовый блеск (?) и висмутовая охра» (Кулибин, 1827, стр. 363).

К середине прошлого века работы на самоцветы были резко сокращены, так как были открыты богатые золотоносные россыпи на Шилке (Герасимов, 1896), которые отвлекли большое количество рабочей силы. Немалую роль сыграло также открытие в 1840 г. в Борщевочном кряже месторождений топазов и других самоцветов (Сущинский, 1917) и к 1850 г. месторождений самоцветов Адун-Чилона (Титов, 1855).

Немаловажными причинами, вызвавшими ослабление интереса к самоцветам Забайкалья, следует считать, по-видимому, и особенности залегания четковидных топазово-аквамариновых жил, затруднявших примитивные старательские работы (Ферсман, 1925), а также частую замутненность и трещиноватость кристаллов топаза и аквамарина.

Появившаяся в конце XIX в. большая потребность в вольфраме вновь привлекла внимание геологов к Шерловой горе. Осмотревший в связи с этим оловянные и вольфрамовые месторождения по Онону И. А. Корзухин (1899) пришел к выводу, что «вольфрамит в хребте Адун-Чилон встречается, по-видимому, в весьма больших количествах». Можно думать, что заключение И. А. Корзухина и явилось основанием для постановки здесь разведочных работ на вольфрамит.

Неудачно поставленные разведки на вольфрамит, однако, не дали *положительных результатов, и месторождение было заброшено до* первой мировой войны. Известно, что в 1914 г. на Шерловой горе еще никаких работ не производилось (Сущинский, 1918).

ТОПАЗОВЫЕ ЖИЛЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В 1723 г. нерчинский житель Гурков открыл цветные камни на горе Тутхалтуй (Кулибин, 1829). Длинные голубовато-зеленые кристаллы аквамарина, так называемые шерлы, желтоватые тяжеловесы и дымчатые кварцы привлекли внимание местных старателей.

Двести лет в Забайкалье с переменным успехом добывались только самоцветы. Золотистые бериллы Золотого отрога, светло-зеленые аквамарины Куцаньи, голубовато-зеленые и желто-зеленые аквамарины Лукавой, светло-зеленые аквамарины сопки Обвинской, зеленые аквамарины сопки Мелехинской и, наконец, светло-синие аквамарины Карамышевского отрога, вместе с белыми или желтоватыми топазами, попадающимися в разных местах, уже к середине прошлого века создали мировую славу этих мест.

Но Забайкалье было издавно известно и другими минералами. Имеется, например, указание, что вольфрамит «из Адун-Чилона» был открыт еще в 1788 г. (Либман, 1939). В 1813 г. В. М. Севергин (1813) сообщал, что в горах по Онону вместе с аквамаринами, топазами и другими минералами встречаются «волчец» и «мышьячный колчедан». Спустя восемь лет, в посмертных записках А. И. Карамышева, изданных в 1821 г., упоминается шахта, из которой «добыто было очень много свинцовой руды и несколько лучших аквамариновых щеток. Здесь были также открыты и оловянные руды» (стр. 88).

А. И. Кулибин в двух крупных монографических работах, относящихся к 1827 и 1829 гг., указывал, что «в эти годы Шерловая гора оставалась единственным месторождением топазов в Нерчинских заводах. Кроме топазов, здесь встречались разноцветные флюориты, самородный висмут, дымчатый кварц, темно-зеленая слюда, а также железистый волчец, простой и мышьяковый колчеданы, сернистая молибдена, висмутовый блеск (?) и висмутовая охра» (Кулибин, 1827, стр. 363).

К середине прошлого века работы на самоцветы были резко сокращены, так как были открыты богатые золотоносные россыпи на Шилке (Герасимов, 1896), которые отвлекли большое количество рабочей силы. Немалую роль сыграло также открытие в 1840 г. в Борщевочном кряже месторождений топазов и других самоцветов (Сущинский, 1917) и к 1850 г. месторождений самоцветов Адун-Чилона (Титов, 1855).

Немаловажными причинами, вызвавшими ослабление интереса к самоцветам Забайкалья, следует считать, по-видимому, и особенности залегания четковидных топазово-аквамариновых жил, затруднявших примитивные старательские работы (Ферсман, 1925), а также частую замутненность и трещиноватость кристаллов топаза и аквамарина.

Появившаяся в конце XIX в. большая потребность в вольфраме вновь привлекла внимание геологов к Шерловой горе. Осмотревший в связи с этим оловянные и вольфрамовые месторождения по Онону И. А. Корзухин (1899) пришел к выводу, что «вольфрамит в хребте Адун-Чилон встречается, по-видимому, в весьма больших количествах». Можно думать, что заключение И. А. Корзухина и явилось основанием для постановки здесь разведочных работ на вольфрамит.

Неудачно поставленные разведки на вольфрамит, однако, не дали положительных результатов, и месторождение было заброшено до первой мировой войны. Известно, что в 1914 г. на Шерловой горе еще никаких работ не производилось (Сущинский, 1918).

Начавшаяся война потребовала большое количество вольфрамовых руд, ранее в стране не добывавшихся. В 1915 г. из отвалов Миллионной ямы старателями было намыто около 10 пудов вольфрамитового шлиха.

В результате проявленного к Шерловой горе интереса уже в 1917 г. на ней добывалось вольфрамита в 2,5 раза больше, чем на Букукинском вольфрамитовом месторождении (Мейстер, 1917).

Революция, годы гражданской войны, иностранная интервенция на Дальнем Востоке — все это надолго задержало освоение природных богатств месторождения. Лишь после десятилетнего перерыва, в 1928 г., здесь начались геологоразведочные работы. В первый же год были открыты россыпи ферберита и касситерита с промышленным содержанием концентрата. По этому вопросу А. К. Болдырев писал: «Долгое время Шерловая гора была известна лишь как месторождение *цветных камней*. Примерно с 1914 г. на нее было обращено внимание как на месторождение *вольфрамовых* и частью *висмутовых* руд. Наши исследования показали, что к этим трем полезным ископаемым следует прибавить *оловянные* руды» (Болдырев, 1928).

Результаты исследования Шерловой горы под руководством А. К. Болдырева (1929) трудно переоценить! В условиях, когда в стране своего олова еще не добывалось, эти исследования доказали оловоносность для всего Шерловогорского массива. Это важное заключение, солидно аргументированное фактами, по сути дела подготовило открытие Н. Н. Ионины м в 1930 г. коренного касситеритового оруденения сопки Большой. К сожалению, и после этих открытий процесс освоения полезных ископаемых Шерловой горы шел недопустимо медленно (Ионин, 1933) и лишь с 1936 г. здесь началась добыча олова (Ясюкевич и Чумарев, 1936).

В настоящее время Шерловая гора представляет собой богатое оловорудное месторождение с высоким содержанием полиметаллов.

Несмотря на указанную эволюцию от месторождения самоцветов до месторождения полиметаллов, Шерловая гора в геологическую литературу вошла в качестве надежного примера *пневматолитического* месторождения (Зверев, 1938; Ферсман, 1940).

В известном «Курсе месторождений полезных ископаемых» по этому поводу указывается: «Число примеров типичных жильных пневматолитовых месторождений очень невелико. К ним можно отнести, например, некоторые топазовые жилы Шерловой горы в Забайкалье как месторождения цветных камней, затем месторождения графита на острове Цейлон и месторождения флогопита Слюдянки в Забайкалье» (Зверев, 1938).

Рассмотрим в связи с этим минералогию топазовых жил Шерловой горы несколько подробнее.

Шерловой горе посвящена большая литература. Однако минералогических исследований в этом списке необычайно мало. По сути дела, кроме кристаллографической работы Н. Ю. Икорниковой (1939), статей П. П. Сущинского (1916 а, б, в; 1917, 1918, 1925), А. М. Болдыревой (1934), Г. А. Ковалева (1934) и наших (Барабанов, Ступкина, 1955, Барабанов, 1959), минералогия Шерловой горы самостоятельного интереса в трудах ее многочисленных исследователей не представляла.

Такое положение исторически сложилось потому, что Шерловая гора систематически изучалась главным образом геологами. Посещения же ее минералогами, в том числе такими крупными, как П. П. Пилипенко, А. К. Болдырев, А. Е. Ферсман и др., были, как правило, крат-

ковременными и, исключая А. К. Болдырева, носили случайный характер. Неудивительно поэтому, что даже в наиболее полном из существующих описаний шерловогорских самоцветов «Очерке месторождений цветных камней» П. П. Сущинского (1925), работа которого легла в основу геохимической диаграммы А. Е. Ферсмана для Шерловой горы (1940), П. П. Сущинский счел необходимым предупредить, что его «очерк посвящен преимущественно описанию месторождений, а не минералов».

Недостаточность минералогических исследований, проведенных на Шерловой горе, сказывалась постоянно, как при решении конкретных вопросов, выдвигаемых практикой, так и при выяснении более общих вопросов, как, например, вопроса об источниках оловянного, сульфидного и других оруденений и генезиса месторождения в целом. Со времен В. Титова, т. е. более 100 лет, было неясно, например, почему бледноокрашенные самоцветы прозрачны, а густоокрашенные в большинстве своем мутны. Непонятной была и большая редкость крупных ювелирных кристаллов топаза, хотя последний, как известно, в ряде мест Шерловой горы является породообразующим минералом, и при этом мелкие кристаллы его, как правило, водяно-прозрачны.

Что же касается вопросов генезиса месторождения, то они и сейчас решены лишь в своей геологической части, главным образом в геолого-стратиграфическом и петрографическом плане. Химизм процессов минералообразования, история минералов Шерловой горы, их генезис, источники оруденения, стадии минерализации — все эти вопросы остаются открытыми.

В сложении района Шерловогорского месторождения принимают участие осадочные и изверженные породы (рис. 49). Осадочные породы представлены мощной эффузивно-песчаниковой толщей верхнего девона, которая согласно перекрывается песчано-алевролитовыми, карбонатными, эффузивными и песчано-сланцевыми отложениями нижнекаменноугольного возраста. На размытой поверхности этих пород отложились верхнеюрские туфо-конгломераты, кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы, туфопесчаники и им подобные образования. Выше лежат нижнемеловые отложения (конгломераты, песчаники, сланцы, нередко угленосные, и глины) и кайнозонские отложения современных падей. Общая мощность осадочных пород превышает 5000 *м*.

Магматические породы в районе Шерловой горы представлены палеозойскими порфиритами и плагиогранитами, а также мезозойскими извержениями кварцевых порфиров, туфов кварцевых порфиров и гранитов.

Биотитовые граниты Шерловой горы внедрились в тектонически ослабленную зону, приуроченную к контакту палеозойских плагиогранитов и осадочных пород нижнего карбона. Формирование гранитного массива, по данным В. В. Аристова (1961), проходило в два этапа. Сначала произошла кристаллизация крупнозернистых гранитов, затем гранит-порфиров.

В это же время на пересечении двух больших тектонических разломов — меридионального сброса и северо-восточного разлома — произошло излияние кварцевых порфиров, фельзитов, туфов и туфо-брекчий. Таким образом, это место явилось своеобразным жерлом мезозойского вулкана.

Топазовые жилы Шерловой горы приурочены к гранитному массиву. Область же распространения мезозойских эффузивов богата оловом, свинцом и цинком.

В последние годы исследователи Шерловой горы (В. В. Аристов, М. Г. Петрова, П. Т. Белов и др.) среди биотитовых гранитов гранит-

ного массива выделяют крупнозернистые граниты, порфировидные граниты, гранит-порфиры и аплиты. Крупнозернистые граниты слагают сопку Мелехинскую, Золотой отрог, а на глубине — и всю основную часть гранитной интрузии. Порфировидные граниты, напротив, развиты в поверхностной части массива. Гранит-порфиры встречены в виде штокообразных тел на сопке Обвинской. Нередко все эти породы связаны постепенными переходами и различаются между собой прежде всего степенью развития мелкозернистой массы. Последняя в наибольшем количестве находится в гранит-порфирах и аплитах.

Состав крупнозернистых гранитов (в %) может быть представлен следующим образом: кварц от 40,0 до 47,5, микроклин от 26,7 до 27,2, альбит по микроклину от 1,7 до 5,5, альбит-олигоклаз от 8,9 до 13,3, серицит от 4,4 до 5,2, сидерофиллит от 5,4 до 12,1, топаз от 1,0 до 1,1.

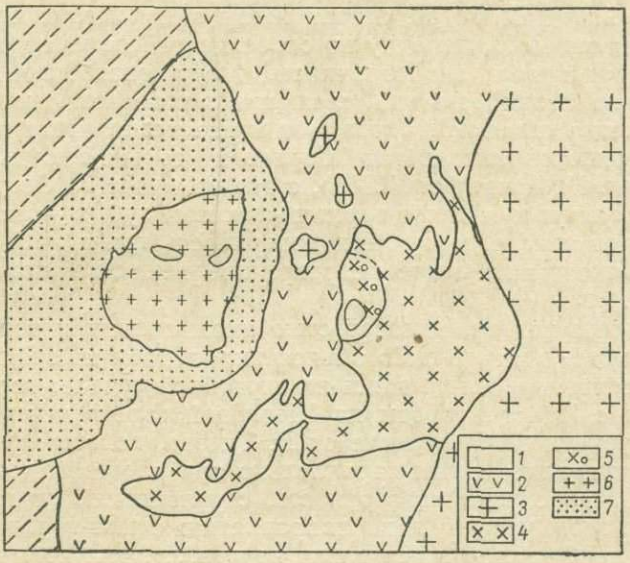


Рис. 49. Геологическая схема Шерловой горы (по О. Д. Левицкому, Ф. В. Козлову и П. Т. Белову).

1 — сланцы и песчаники ($D_3 - C_1$); *2* — порфириты диоритового состава с интрузиями плагиогранитов (Pz); *3* — плагиограниты палеозоя (γ_1); *4* — кварцевые порфиры; *5* — туфы кварцевых порфиров (Cr); *6* — граниты мезозоя; *7* — роговики.

В гранитах обнаружены, кроме того, магнетит, ильменит, альмандин, роговая обманка, эпидот, турмалин, сидерит, монацит, лейкоксен, касситерит, циркон, арсенопирит, молибденит, халькопирит, сфалерит, пирит, галенит.

Жильные тела гранитного массива могут быть разделены на две главные группы: кварц-топазовые и топазо-сульфидные. Первые имеют обычно северо-западное, реже субширотное и субмеридиональное простирание и северо-восточное падение с углами падения от 10 до 70°. Мощность этих жил 10—30 *см,* редко — до 1,5 *м.* Кроме кварца, топаза, акцессорного аквамарина и сидерофиллита здесь встречаются арсенопирит, молибденит, самородный висмут, висмутин, ферберит. Интересно отметить, что рудные минералы преимущественно развиты в жилах, залегающих вблизи контакта гранитов с вмещающими ороговикованными сланцами. Кварц-топазовые жилы, залегающие в центральной части гранитов, рудных минералов почти не содержат.

Околожильные изменения у этого типа жил выражаются в последовательной смене неизмененного гранита грейзенизированным гранитом, переходящим в мусковитовый грейзен, который, в свою очередь, сменяется в направлении к телу жилы мусковито-топазовым, топазовым и, наконец, кварц-сидерофиллитовым грейзеном.

Второй тип жил в настоящее время представлен маломощными прожилками северо-восточного простирания, падающими на юго-восток под углами 45—50°. Мощность встреченных жил не превышает нескольких сантиметров. Эти жилы также сопровождаются околожильными грейзенами вышеуказанного типа и содержат кварц, топаз, акцессорный берилл, бесцветный и фиолетовый флюорит, мусковит, сидерит, касситерит, турмалин. К ранее упомянутым сульфидам следует добавить козалит и галенит. В первые годы освоения месторождения жилы этого простирания являлись основным поставщиком самоцветов.

Сто лет назад В. Титов, считая жилы закономерно ориентированными телами, отмечал как одну из особенностей самоцветов Шерловой горы, их замутненность, непрозрачность, трещиноватость и зональность, т. е. ту самую неоднородность сложения кристаллов, которая происходит, как метко сказал В. Титов, «от неравенства цвета или воды».

Неоднородность самоцветов Шерловой горы отмечали и другие исследователи. Н. Кокшаров (1866), а годом позже А. Озерский (1867) в своих работах употребляют термин «коневьи зубы» — местное название кристаллов топаза, у которых поверхность граней (011) представляла собой «желтовато-белое непрозрачное вещество, похожее на полевой шпат».

Наблюдения над трещиноватостью аквамаринов и топазов Забайкалья не получили какого-либо объяснения, и добыча ювелирных самоцветов шла стихийно, основываясь на случайной «удаче» горщиков.

Начиная с 1914 г., работы на Шерловой горе в течение ряда лет вел П. П. Сущинский. В отличие от В. Титова, который указывал, что «жилы идут в граните почти параллельно при расстоянии до 5 и более сажен, начинаясь с самой поверхности, с уклонением от горизонта во внутренность горы уступами, по направлению с юго-запада на северо-восток, а по покатям гор в несколько ярусов...», что, по мысли Титова, «доказывает взаимную их связь между собою и обширность месторождения», П. П. Сущинский утверждал: «Никакой закономерности в распределении кварцеватой породы, являющейся, видимо, результатом дифференциации гранитной магмы, подметить не удалось и, наоборот, она образует иногда жилы, а чаще гигантские шлировидные скопления в граните и в ней топаз и самоцветы встречаются в виде гнезд, реже жилок („топазовая порода") и отдельных кристаллов в полостях и пустотах».

В другой работе П. П. Сущинский писал: «Гранитные массы во время своего остывания давали трещины, которые заполнялись еще не вполне застывшей массой кварцевого (а иногда и полевошпатового) вещества, и эта масса содержала в своем составе в газообразном состоянии многие элементы, такие, как F, B, а также, вероятно, и пары тяжелых металлов (W, Sn, Mo) или их соединений. Доказательство участия в образовании вольфрамовых руд подобных газообразных агентов, называемых «минерализаторами», можно видеть в том, что в месторождениях вольфрамита в кварцевых жилах, как это, например, можно видеть в забайкальских месторождениях, спутниками вольфрамита часто являются флюориты, молибденит и некоторые другие минералы, так называемого «пневматолитического» происхождения, содержащие в своем составе фтор, молибден и другие элементы».

Так, исходя из логических соображений, П. П. Сущинским был установлен *пневматолитический* генезис рудных жил Шерловой горы.

Однако детальное исследование минералов Шерловой горы вносило серьезные коррективы в такое суждение. Так, например, оказалось, что псевдоморфозы бурого железняка, часто встречавшихся в жилах (рис. 50), представляют собой продукты окисления марганецсодержащего сидерита. Исследовавший их мюнхенский минералог В. Маухер указывал, что аналогичные псевдоморфозы встречаются в Саксонии, в такой же ассоциации с вольфрамитом и топазом. Маухер считал, что подобного рода карбонат образуется при температуре от 300 до 360° С. Заключение Маухера заставило Сущинского в 1925 г. уже по-иному высказаться о возможных условиях образования топазовых жил. Он

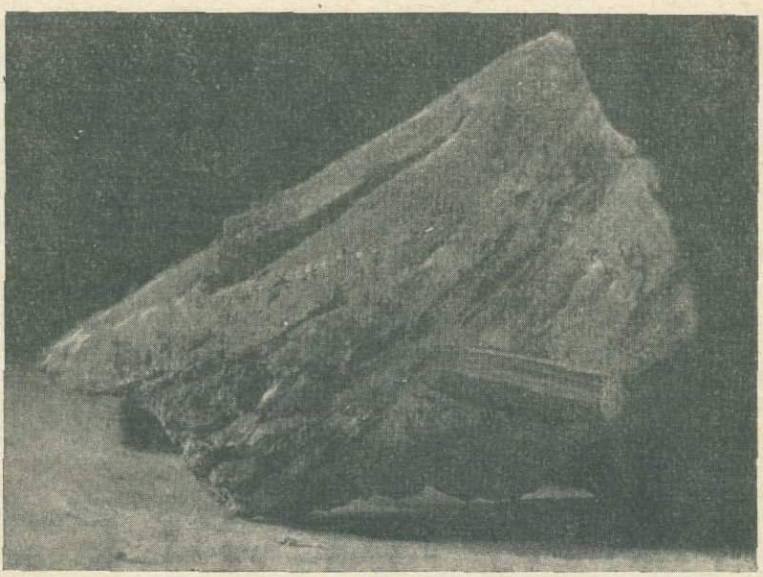


Рис. 50. Псевдоморфоза бурого железняка по сидериту. Натуральная величина.

писал: «...Температура образования кристаллов раухтопаза на Шерловой горе, а следовательно, и образование самого грейзена, должна быть признана невысокой, раз возможно было одновременное образование кварца и кальцита.

Любопытно, что в черную псевдоморфозу (лимонита по сидериту. — *В. Б.*) врастают также кристаллы топаза, что опять-таки должно указывать на сравнительно невысокую температуру, при которой должны были образоваться эти минералы».

Почти одновременно с П. П. Сущинским вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района изучал М. М. Тетяев. Отмечая, что шерловогорский гранит вблизи топазовых жил сильно изменен, М. М. Тетяев писал: «Эти изменения микроскопически выражаются в переходе структуры гранита от равномерно зернистой к резко порфировидной, где вкрапленниками являются крупные полевые шпаты и дымчатый кварц, а основная масса представлена серым тонкозернистым кристаллическим агрегатом, так что порода при-

нимает вид гранитпорфира. Изучение под микроскопом показывает, однако, что последний тип является видоизменением первого, где *кислый плагиоклаз исчезает совершенно,* распадаясь в мелкозернистый агрегат кварца и бесцветной слюды, на фоне которого *выделяются сохранившиеся дымчатый* кварц и двойниковые *кристаллы ортоклаза.* Измерения на универсальном столике показали, что эти ортоклазы совершенно одинаковы в обоих типах... Это изменение структуры гранита и его переход в гранит-порфир происходят по мере приближения к жильным образованиям Шерловой горы и, по-видимому, связываются с ними» (курсив мой. — *В. Б.*).

Другим интересным наблюдением М. М. Тетяева являлось подтверждение взглядов В. Титова о закономерном залегании жил. «Жилы Шерловой горы, — писал Тетяев, — не представляя строгой правильности, имеют гнездовой характер с раздуваниями, выклиниваниями и более или менее длительными пережимами как по простиранию, так и по падению... Тем не менее, несмотря на ясно выраженный гнездовой характер, сами эти *гнезда располагаются* в совершенно *определенном порядке и связаны друг с другом* или мелкими *проводниками* с тем же жильным выполнением, или постоянным присутствием вмещающей их кварц-топазовой породы» (курсив мой. — *В. Б.*). М. М. Тетяев указывал, что *азимут простирания жил,* колеблющийся от NW 300° до NNW 350°, *совпадает с направлением* преобладающей *отдельности* в *граните.*

Подчеркивая далее, что «процесс формирования рудных зон... шел постепенно, этапами, на что указывает чрезвычайно распространенное зональное строение кристаллов вольфрамита», Тетяев делал вывод: «Таким образом, мы приходим к заключению, что *месторождения цветных камней и рудных минералов Шерловой горы* представляют собой *настоящие жильные образования, созданные действием растворов,* проникавших в гранит из глубины».

«Возможно ли, однако, — спрашивал Тетяев, — наши месторождения отнести к типу пневматологических?». И отвечал: «Я этого не думаю. Строение наших жил, поясовое и часто шиповидное, характер выполнения трещин и образования жил и ясные признаки метасоматизма изменения вмещающих пород указывают, по моему мнению, на циркуляцию водных растворов как причину образования жил» (Тетяев, 1918, стр. 95).

Результаты минералого-петрографической съемки Шерловой горы, проведенной летом 1928 г. геологоразведочной партией А. К. Болдырева, приведены в большой статье Г. В. Холмова (1929).

Характеризуя типы жильных трещин месторождения, Г. В. Холмов связывал их генезис с особенностями, свойственными штокверку, каковым представлялась ему капризная сеть топазовых и ферберитовых жил Шерловой горы. Главную причину сложности пространственного размещения трещин в граните он видел *в близости кровли массива.*

Переходя к рассмотрению генезиса минеральных жил Шерловой горы, Г. В. Холмов считал, что взгляды на происхождение месторождения, высказанные его предшественниками П. П. Сущинским и М. М. Тетяевым, не согласуются с рядом фактов. Так, например, «теория пневматолиза требует предсуществования открытых трещин, выноса не только тяжелых металлов, но и кремния и алюминия в виде летучих фтористых и хлористых соединений и базируется на примитивных опытах Daubrée».

По мнению Г. В. Холмова, генезис шерловогорских минеральных тел можно вполне удовлетворительно объяснить, исходя из основных

взглядов Спёрра (Spurr). «Характер однородной, равномерно кристаллической жильной породы... с одновременным образованием ... минералов во всей мощности жил, полное отсутствие крустификации, — писал он, — говорит за кристаллизацию жильной породы из относительно стоячего раствора, достаточно высоко концентрированного, чтобы он мог выкристаллизоваться без значительного поступления добавочных порций раствора. Большое содержание минерализаторов в этом растворе отличает его от геля. С этой точки зрения возможно объединить первую (грейзеновую) стадию со второй (жильной), так как грейзенизацию (замещение) можно рассматривать как краевую деятельность кристаллизующегося раствора, дифференцирующего, выжимающего более подвижные, летучие компоненты в стенки боковой породы» (Холмов, 1929, стр. 110—111).

Итак, Г. В. Холмов, отвергая гидротермальный и пневматолитический генезис для минеральных жил Шерловой горы, рассматривал их как продукты высоко концентрированных магматических растворов, являющихся производными кристаллизующейся магмы.

Крупной работой по геологии Шерловой горы явились многолетние исследования О. Д. Левицкого (1939). В 1933 г., использовав результаты работы Г. В. Холмова и свои личные наблюдения, Левицкий составил геологическую карту месторождения и прилегающего района (см. рис. 49). На основании геолого-петрографической съемки Шерловой горы Левицкий пришел к важному выводу: «Каких-либо изолированных „пятен" грейзена, не связанных ни с трещинами, ни с жилами, нам неизвестно» (Левицкий, 1939). Процесс грейзенизации гранита, вмещающего жилы самоцветов, по Левицкому, происходит в три стадии. Вначале идет замещение биотита чешуйками бурого мусковита и мелкими зернами сидерита. Одновременно идет серицитизация альбита. Появляется флюорит. Затем, по мере приближения к жиле, мусковитизация усиливается. На месте альбита образуется плотный мелкозернистый кварцево-серицитовый агрегат, содержащий обильную вкрапленность флюорита. Замечательно при этом, что «анортоклаз в то же время замещается лишь частично», — отмечал Левицкий. Дальнейшее изменение гранита приводит к появлению типичного мусковитового грейзена, который представляет собой очень плотную темную синевато-зеленовато-серого цвета породу, почти не содержащую, за исключением кварца, первичных минералов гранита. Лишь очень редко среди сплошной кварцево-мусковитовой массы встречаются небольшие обрывки сильно изъеденных зерен *анортоклаза*. Флюорит в мусковитовом грейзене обилен, топаз занимает, как и ранее, подчиненное положение.

Кроме указанного мусковитового грейзена, О. Д. Левицкий выделил также топазо-мусковитовый, топазовый и сидерофиллитовый грейзены, однако он подчеркивал, что «между указанными разновидностями существуют вполне постепенные переходы», поэтому разделение грейзенов на месторождении на эти четыре типа является в известной степени условным.

По мнению О. Д. Левицкого, «появление топазового и сидерофиллитового грейзенов... отражает наивысшую степень изменения гранита». В связи с этим в диаграмме изменения состава исходного гранит-порфира (рис. 51) образование топазо-мусковитового грейзена предполагается предшествующим сидерофиллитовому грейзену.

Генезис топазовых жил Шерловой горы, по О. Д. Левицкому, предполагает участие высоко концентрированных водных растворов кремнезема, обильно насыщенных минерализаторами F, B, W, As и др.

Основные этапы кристаллизации в рудных жилах, по мысли Левицкого, включают:

1) Образование кварцево-топазовой породы с заметным количеством ферберита, висмутина и других рудных минералов;

2) Образование сидерофиллитовой породы с преобладающей массой ферберита и висмутина;

3) Образование кварцево-редкометальной породы с небольшим количеством ферберита, висмутина и преобладающей массой арсенопирита.

«Заключительная фаза рудообразования, неизмеримо уступающая по значению первым трем, характеризуется появлением сидерита и мусковита, развивающихся за счет замещения сидерофиллита», — заканчивает О. Д. Левицкий.

С 1951 г. Шерловая гора изучается нами (Барабанов, 1954, 1959).

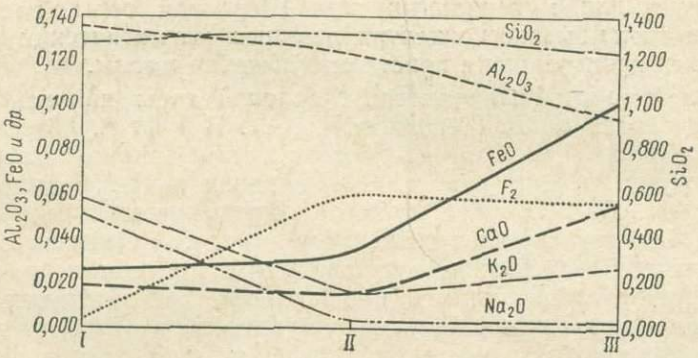


Рис. 51. Диаграмма изменения состава гранит-порфира при грейзенизации (по О. Д. Левицкому).

I — гранит-порфир; II — топазово-мусковитовый грейзен; III — сидерофиллитовый грейзен.

При первом посещении Шерловой горы в 1951 г. было установлено, что разрабатывавшаяся в то время старателями так называемая «Разведка Поднебесных» представляла собой небольшую, слегка наклонную выработку с устьем, выходящим на поверхность, в которую можно было проникнуть лишь ползком. Выработка почти от самого устья превращалась в узкий ветвящийся ход, идущий в грейзенизированном граните по пути вскрытых занорышей.

Более подробное описание выработки можно найти в старых работах А. Е. Ферсмана (1925) и П. П. Сущинского (1925). Вмещающей породой для жил является темный, местами сильно лимонитизированный топазовый грейзен, содержащий молибденит и арсенопирит. Жильное тело имеет четковидную форму. Внешнюю зону жилы составляет кварц-топазовая порода, содержащая многочисленные пустоты, выполненные мелкими хорошо образованными кристалликами топаза. К этой зоне приурочены выделения ферберита и молибденита. Осевая часть жилы сложена кварц-биотитовой породой, содержащей крупные выделения арсенопирита. В последнем можно видеть включения самородного висмута и базовисмутина.

Самоцветы обычно заключены в голубоватом землистом, иногда зеленоватом скородите.

Нами были изучены в Забайкалье топаз, аквамарин, кварц, слюда (сидерофиллит) и продукты ее изменения (биотит, мусковит, каолин, сидерит, и лимонит).

Изучение первых трех из указанных минералов показало, что все они характеризуются зонарным строением кристаллов. Наиболее хорошо зональность видна у кристаллов топаза (рис. 52), несколько хуже у кристаллов аквамарина (рис. 53) и кварца. В результате зонарного

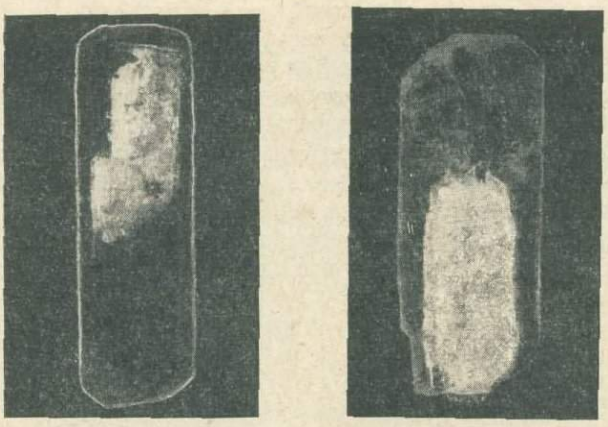


Рис. 52. Зональные кристаллы топаза. Натуральная величина.

строения многие кристаллы этих минералов оказываются состоящими как бы из двух, трех или большего числа зон. Наружные зоны у всех минералов прозрачны и представлены: у топаза бесцветной, водянистой оболочкой, толщиною от 1 до 4 *мм*, у аквамарина — бледноокрашенными или бесцветными оболочками, у раухтопаза — зонами светлого или молочно-белого кварца. Внутренняя зона у всех этих минералов непрозрачная — трещиноватая или пористая — обычно содержит массу включений.

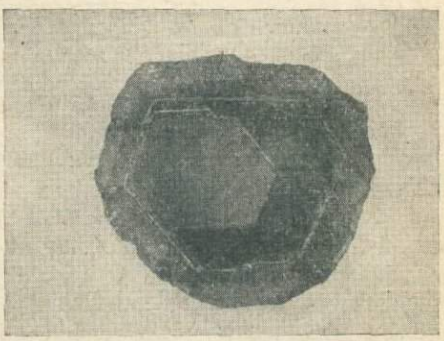


Рис. 53. Зональный кристалл аквамарина. Натуральная величина.

Так как характер включений и их генезис во всех трех минералах оказался одинаковым, мы остановимся подробно на описании включений лишь у топаза, ибо прозрачность внешней зоны его кристаллов позволила именно здесь наиболее детально изучить эти включения.

Включения в топазе наблюдались у 312 кристаллов. Кристаллы имели размеры по оси *c* от 1 до 3 *см*, а по осям *a* и *b* — от 0,6 *см* до 1—5 *см*. В их сложении принимают участие около 20 простых форм (рис. 54).

Рис. 55 изображает типичный кристалл топаза из «Разведки Поднебесных». На рис. 56 показан характер зональности в топазе, обусловленной наличием внутри кристаллов «пористой зоны».

Изучение внутренней части кристаллов показало, что пористый вид ее обусловлен огромным числом трещин, имеющих вид сообщающихся

между собою каналов неправильной формы. Поперечные размеры их выражаются сотыми долями миллиметра и не превосходят 0,5 *мм*. Каналы снаружи имеют характерный блеск, то слегка жирный или перламутровый, напоминающий блеск благородного талька, то серебристо-белый или матовый. В общей массе эти каналы при рассмотрении под бинокуляром сквозь наружный слой прозрачного топаза создают подобие губки или пузыристой массы. На рис. 57, представляющем собой точную зарисовку шлифа, видно, что трещины — каналы всегда начинаются с одной и той же внутренней зоны топаза, соответствующей определенной стадии роста кристалла. Большинство каналов оказывается полым. Однако в ряде полостей были обнаружены отложения более позднего топаза, мусковита, каолина, кварца, альбита и биотита.

Биотит встречен в 27 кристаллах топаза в виде *идиоморфных* включений размером 1—2 *мм* в диаметре, приуроченных к внешней, прозрачной зоне топаза (рис. 58). Местами эти законсервированные выделения

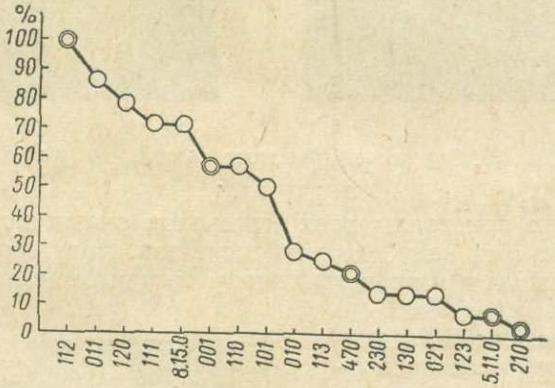


Рис. 54. Частота появления граней простых форм на кристаллах топаза из Шерловой горы.

биотита оказались превращенными в *мусковит* и *каолин* (Барабанов, Ступкина, 1955).

Таким образом, отложение биотита и превращение его в светлую слюду и каолин происходили после образования внутренней трещиноватой зоны топаза, но до отложения внешней зоны прозрачного топаза. Последняя законсервировала и пористый топаз, и отложившиеся в его порах минералы, и наросшие на пористый топаз мелкие кристаллики биотита, кое-где превращенные в каолин.

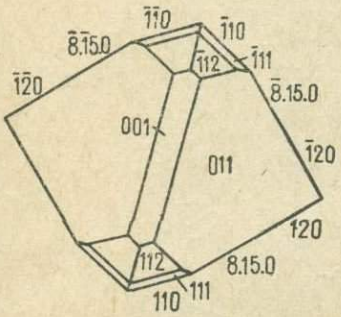
Так как аналогичную картину можно наблюдать и у одновременных по времени образования с топазом других самоцветов и дымчатого кварца из «Разведки Поднебесных», мы может следующим образом представить себе генезис подобного рода образований.

После того как на стенках трещин отдельности шерловогорского гранита из циркулирующих растворов отложились самоцветы и дымчатый кварц, произошла резкая смена термодинамических условий, вследствие чего поверхность кристаллов покрылась сетью многочисленных мелких трещин. Изменившийся состав раствора, возможно вследствие отделения газовой фазы, вызвал резорбцию ранее выделившихся минералов, особенно по трещинкам, возникшим на их поверхности. Так образовались полости-каналы в топазе и кварце.

Можно думать, что эти растворы стали теперь более щелочными, так как к этому времени хронологически относится выделение биотита

и альбита. Идиоморфные кристаллики биотита, как уже указывалось выше, можно видеть наросшими на трещиноватую поверхность погребенных кристаллов, а также в виде включений в самих каналах-полостях внутренней «пузыристой» зоны этих минералов. То же самое можно сказать и об альбите, который, как уже отмечалось, был обнаружен во внутренних каналах топаза.

Несколько позднее, при очередном приоткрывании жильных трещин, характер растворов еще более изменился. Об этом можно судить по замещению биотита мусковитом и последующему переходу светлой слюды в каолин. Такой процесс отчетливо наблюдается во многих шлифах, взятых *из зоны околожильных изменений* вмещающего жилы грейзена. Это можно видеть также из сравнения химических анализов жильного сидерофиллита из Кондратьевской ямы (Холмов, 1929) и образующейся за счет сидерофиллита слюды из «Разведки Поднебесных». В шлифах (рис. 59) видно, что процесс осветления слюды шел под влиянием углекислых растворов, так как освобож-



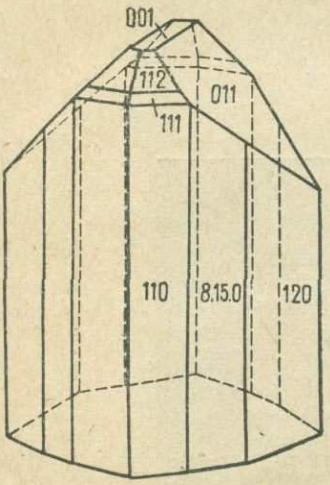


Рис. 55. Наиболее распространенная форма кристаллов топаза Шерловой горы.

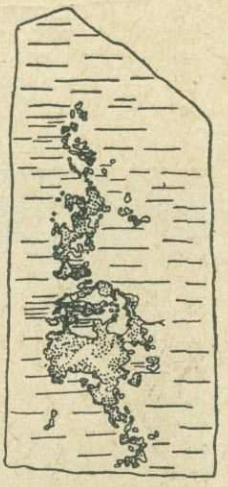


Рис. 56. Распределение пористых включений внутри кристалла топаза. Зарисовка шлифа. Ув. 3.

дающееся железо при переходе биотита в мусковит связывалось с углекислотой и здесь же выпадало в виде сидерита.

Еще позже мусковит заместился каолином. Последний мы находим как в виде псевдоморфоз по биотиту — мусковиту, так и в виде примазок на стенках трещин-каналов «пузыристой» зоны топаза и кварца.

Наконец, уже после того, как слюда была превращена в каолин, *в жилах снова появились растворы, содержащие топаз и кварц.* Из этих растворов произошло отложение новых порций вещества соот-

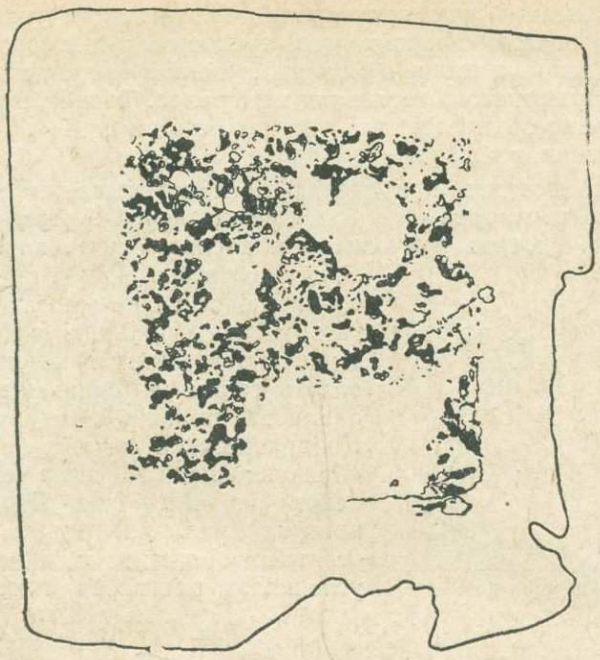


Рис. 57. *Распределение пористых включений* (черное) внутри кристалла топаза. Зарисовка шлифа. Сечение, перпендикулярное [001]. Ув. 10.

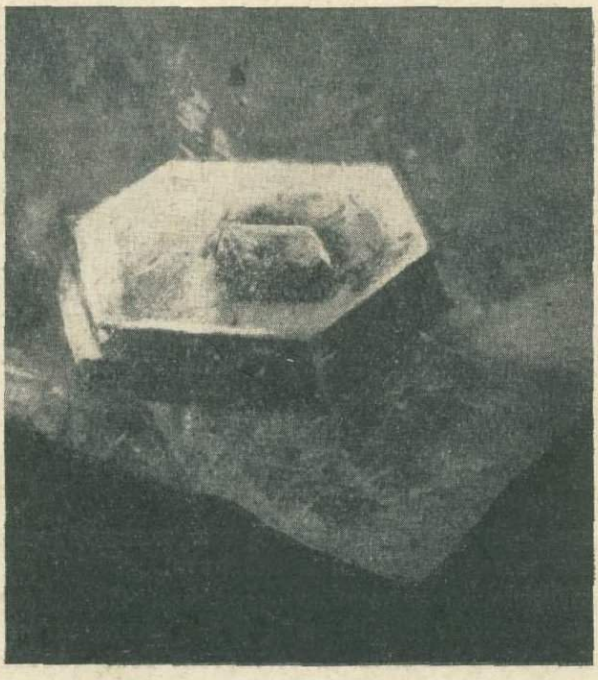


Рис. 58. Включение биотита (черное) в топазе (серое). Ув. 20.

ветствующих минералов. Так, например, выделяющееся вещество топаза регенерирует резорбированные кристаллы топаза, частично залечивает и консервирует трещины-полости в периферической части кристаллов, частично отлагаясь на стенках этих полостей или превращая их окончания в равновесные отрицательные кристаллы, и, наконец, слагает

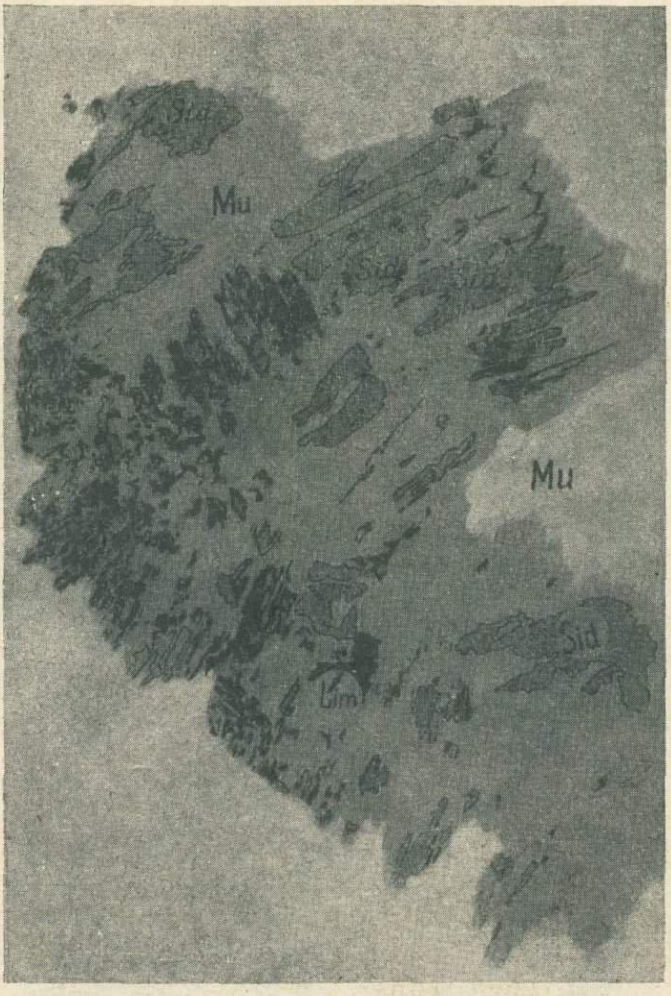


Рис. 59. При замещении биотита на его месте образуется мусковит (Mu) и сидерит (Sid). Сидерит местами замещается лимонитом (черное). Зарисовка шлифа. Ув. 40.

внешнюю зону топаза. То же самое происходит и с кварцем.

Таким образом, зонарные кристаллы топаза и кварца возникли из эволюционирующих растворов. Нормальная кристаллизация из этих растворов была разорвана во времени значительным интервалом, в течение которого произошло растрескивание названных минералов, выделение биотита и альбита и превращение темной слюды в мусковит + сидерит и далее в каолин.

Таблица 10

Химический состав сидерофиллита и слюды по ней образующейся

Компоненты	Сидерофиллит из Кондратьевской ямы	Слюда, образующаяся *за счет сидерофиллита из* „Разведки Поднебесных“
SiO_2	35,45	50,56
TiO_2	1,28	0,16
Fe_2O_3	1,66	Нет
Al_2O_3	19,04	24,78
FeO	27,95	8,38
MnO	0,28	0,03
CaO	Нет	Нет
MgO	0,27	0,30
K_2O	10,23	10,22
Na_2O	0,21	1,21
Li_2O	Есть	—
SnO_2	Есть	—
F	2,62	—
H_2O конст.	2.32	П. п. 4,02
H_2O гигроскоп.	0,07	0,38
	100,38	100,04
$-F_2 = 0$	1,10	
	101,28	

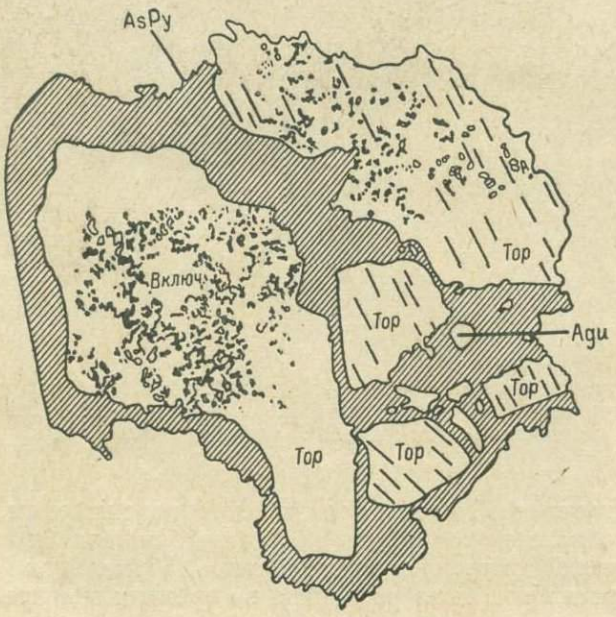


Рис. 60. Брекчия обломков кристаллов топаза, сцементированных арсенопиритом (заштриховано). Зарисовка шлифа. Ув. 5.

Формирование жил, однако, на этом не закончилось. Несколько позднее отложился арсенопирит, который заполнил осевую часть жил. *Еще позже, в результате воздействия вадозных вод, произошло замещение* арсенопирита скородитом и сидерита — бурым железняком.

Изложенная схема генезиса топазовых жил предполагает неоднократное приоткрывание жильных трещин в процессе их формирования. Имеются ли этому фактические подтверждения? Изучение *минералогии жил дает богатый материал, подтверждающий факт* многократного приоткрывания жил. Очень часто в наших жилах можно видеть брекчию жильных минералов — топаза и самоцветов, сцементированную арсенопиритом или скородитом и лимонитом. На зарисовке



Рис. 61. Многочисленные обломки самоцветов, сцементированные лимонитом. Уменьшено вдвое.

шлифа (рис. 60) показан пример такой брекчии. Нетрудно видеть, что поступление в жилу растворов, из которых выделился арсенопирит, предшествовало образование зонарного топаза и последующее его механическое дробление. Нередко в раздувах жил, в так называемых «гнездах», можно видеть большие скопления обломанных кристаллов самоцветов, сцементированных бурым железняком, возникшим на месте находившегося ранее здесь сидерита. Рис. 61 показывает такое крупное скопление обломанных кристаллов самоцветов, сцементированных лимонитом. Здесь опять видно, что образование самоцветов предшествовало выделению сидерита. Наконец, в жилах можно часто видеть регенерированную щебенку кристаллов кварца и других минералов.

Приоткрывание жил, как известно, может происходить в условиях, когда жильная трещина заполнена минералообразующим раствором, а также в условиях, когда такого раствора в полости нет. Нетрудно видеть, что открытие трещины, *заполненной* минералообразующим раствором, делает последний резко пересыщенным. При этом раствор будет

сбрасывать избыток вещества не только путем отложения его на гранях уже имеющихся в жиле кристаллов, но и путем образования массы мелких кристаллов того же минерала из возникающих в пересыщенном растворе зародышей. Такое явление широко распространено в жилах «Разведки Поднебесных». На рис. 62 показаны обломки крупных кристаллов самоцветов, обросшие, как бахромой, массой более поздних



Рис. 62. Обломки самоцветов, обросшие игольчатыми кристалликами. Уменьшено вдвое.

мелких игольчатых кристаллов тех же минералов. При этом периферическая часть крупных кристаллов имеет микрозональное сложение и, подобно игольчатым кристаллам, бледно окрашена или бесцветна.

Приоткрывание жильной трещины, когда она *не заполнена* минералообразующим раствором, вызывает мгновенный сброс давления, т. е. резкое изменение термодинамических условий. Последнее, по-видимому, и является причиной возникновения напряжений в периферических зонах кристаллов, которые затем разрешаются путем возникновения трещиноватости. Объяснить трещиноватость кристаллов топаза и кварца мгновенным перепадом температур в 300—400° в настоящее время ни физически, ни геологически не представляется возможным.

Итак, для топазовых жил «Разведки Поднебесных» на Шерловой горе устанавливается следующая последовательность формирования:

1. Возникновение трещин отдельности в граните (Титов, 1855; Тетяев, 1918; Гогунцов, 1919). Циркуляция по этим трещинам гидротермальных растворов, которые в результате метасоматических замещений вызвали грейзенизацию вмещающего гранита и одновременно отложили в разработанных жильных полостях минеральную ассоциацию: дымчатый кварц, топаз и другие самоцветы (Тетяев, 1918; Левицкий, 1939; Барабанов, Ступкина, 1955).

2. Резкое изменение условий минералообразования вследствие приоткрывания жильных полостей. Растрескивание кристаллов топаза и кварца с поверхности.

3. Повышение щелочности растворов, которые а) вызвали разъедание кристаллов кварца и самоцветов по возникшим трещинам, в результате чего последние превратились в сообщающиеся между собой каналы и полости; б) отложили в зальбандах жил, а также на растрескавшейся поверхности кристаллов и внутри каналов в этих минералах идиоморфные пачки слюды, богатой закисным железом (Левицкий, 1939; Холмов, 1929; Coats a. Fahey, 1944) (сидерофиллит); в) отложили в каналах топаза и других минералов, а также в полостях жил альбит и калиевый полевой шпат (Болдырева, 1934; Барабанов, Ступкина, 1955).

4. Повышение активности углекислоты в растворах. Замещение сидерофиллита мусковитом и образование сидерита. Нарастание сидерита на кристаллы самоцветов и дымчатого кварца.

5. Дальнейшее изменение состава растворов. Превращение мусковита в каолин (Барабанов, Ступкина, 1955).

6. Восстановление первоначального состава растворов или поступление новой порции кварц-, топазсодержащих растворов. Отложение топаза на стенках каналов внутри его кристаллов. Преобразование части этих каналов в равновесные отрицательные кристаллы (Леммлейн, 1951, 1953). Консервация каналов и находящихся в них включений, а также наросших на кристаллы псевдоморфоз каолина по биотиту (сидерофиллиту). Образование прозрачной периферической зоны топаза и возникновение, таким образом, непрозрачной «погребенной» зоны топаза. Дорастание кристаллов самоцветов и дымчатого кварца и консервация соответствующих трещиноватых зон в этих минералах. Образование внешней бледноокрашенной зоны самоцветов и бесцветной зоны у дымчатого кварца и возникновение, таким образом, соответствующих непрозрачных «погребенных» зон у этих минералов.

7. Новое приоткрывание жильных трещин. Брекчирование кварц-топазового выполнения (Кулибин, 1829; Титов, 1855; Кокшаров, 1866; Барабанов, Ступкина, 1955).

8. Дальнейшая эволюция растворов. Отложение арсенопирита и других сульфидов. Цементация сульфидами обломков топаза и кварца. Образование «рудной» брекчии.

9. Окисление арсенопирита, молибденита и сидерита вадозными водами. Образование скородита, молибдита и лимонита.

Все сказанное свидетельствует о том, что формирование рудных жил Шерловой горы происходило из минералообразующих растворов, состав которых резко менялся во времени. Образование жил происходило в напряженной тектонической обстановке, особенно неспокойной в последние стадии процесса. Отголоском этой напряженности процесса является микрозональное слюжение периферических частей кристаллов

топаза, других самоцветов и кварца, хорошо видимое под микроскопом в шлифах при скрещенных николях. Таким образом, процесс минералообразования в жилах Шерловой горы неотделим от трещинообразования в граните. Интенсивность последнего, по-видимому, находится в прямой связи с близостью кровли массива. На это указывают и находящийся возле «Разведки Поднебесных» контакт гранита с вмещающими роговиками, и отсутствие пегматитовых жил, и, наконец, особенности околожильных изменений и вмещающего гранита. Последние характеризуются глубокими метасоматическими изменениями гранита, в процессе которых из гранита выносятся многие вещества: щелочи, железо, кальций, глинозем. В конечном счете на месте гранита образуется почти мономинеральная «кварцеватая» порода. Явления столь мощного выноса компонентов из минералов гранита свидетельствуют об *открытости* системы, т. е. лишний раз подтверждают близость наших жил к кровле гранитного массива.

Процессы грейзенизации, включая образование кавернозной «кварцеватой» породы, так же как и образование рудных жил, сопровождаются явлениями растворения, переноса, переотложения, перекристаллизации и укрупнения слагающих грейзен и жилу минералов. Сочетание явлений выноса отдельных компонентов вещества и перекристаллизации свидетельствуют о том, что *эту работу выполняют водные растворы* (Курбатов, 1946), *находящиеся в капельно-жидком состоянии*. Эти растворы, по-видимому, не столь высококонцентрированы, как это предполагали Г. В. Холмов (1929) и О. Д. Левицкий (1939), ибо они реагируют на приоткрывание трещин не образованием сплошных колломорфных структур и натечных агрегатов, что будет показано ниже для Букуки, а *возникновением лишь более мелких кристалликов кварца, топаза и иголочек берилла*. Об этом же говорит и свободная проницаемость таких растворов в микроскопические трещины — каналы в топазе, где они производили отложение новых порций вещества, регенерацию и превращение окончаний каналов в равновесные отрицательные кристаллы и т. п.[7] *Все это под силу лишь истинным растворам*. Нетрудно видеть, что в условиях многократного приоткрывания жил газовые растворы не могли создать зонарных кристаллов топаза и других самоцветов.

Нам остается высказать свои соображения о возможных температурных условиях, в которых происходило формирование топазовых жил.

Мы уже указывали, что П. П. Сущинский в одной из своих последних работ (1925) пришел к выводу о «сравнительно невысокой» температуре образования минералов в топазовых жилых. Несколько раньше П. П. Сущинского С. А. Докторович-Гребницкий (1921), изучая вольфрамовые месторождения Кукульбея, отметил, что в вольфрамитовых жилах «проявляется поясовая структура, что, как известно, считается признаком участия воды при температуре ниже критической». Однако все эти замечания носят слишком общий характер и поэтому не могут быть признаны удовлетворительными.

Попытку прямого определения температуры образования топаза Шерловой горы сделал Н. П. Ермаков (1950). При нагревании топаза газоводные включения в нем при температуре 462° С *гомогенизировались в жидкую фазу*. Однако изучение включений в самоцветах, образовав-

---

[7] Можно привести и другие доводы. Так, например, экспериментально установлено, что «коллоидные растворы коагулируют при прохождении через пористую среду», и, следовательно, вызвать указанных преобразований в трещинах-каналах они не могут (Овчинников, 1953).

шихся одновременно с топазом, показывает, что соотношение газовой и жидкой фаз в этих (первичных) включениях — самое различное. Поэтому температура гомогенизации не может являться надежным критерием температурных условий генезиса. В настоящее время наиболее «объективным критерием» для определения приблизительных температур минералообразования в наших жилах остаются, по-видимому, их минеральный состав и особенности парагенезиса. В этом отношении многочисленные законсервированные включения каолина в топазе и других ранних минералах, присутствие в жилах сидерита, арсенопирита, самородного висмута (Барсанов, Погоня, 1949) и опала свидетельствуют о значительной умеренности температур, при которых формировались топазовые жилы Шерловой горы.

Топазовые жилы Шерловой горы в связи с этим, подобно флогопитовым жилам Слюдянки (Барабанов, 1954), на наш взгляд, не могут являться «примером типичных жильных пневматолитовых образований».

ЛИТЕРАТУРА

Аристов В. В. и др. 1961. Структура, рудопроявления и условия образования Шерловогорского гранитного интрузива. Геология рудн. месторождений, № 6.

Антипов И. А. 1904. О нахождении редких металлов в топазовой породе Адун-Чилона. Зап. Минерал. о-ва, т. 41, вып. 1.

Барабанов В. Ф. 1953. О статье Е. М. Лазько «Роль пневматолиза в минералообразовании». Вестник ЛГУ, № 1.

Барабанов В. Ф. 1954. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 83, № 2.

Барабанов В. Ф. и Л. Ступкина. 1955. О твердых включениях в топазах Шерловой горы. Вестник ЛГУ, № 10, 1955.

Барабанов В. Ф. 1958. К вопросу о роли давления при процессах минералообразования в кварц-вольфрамитовых жилах. ДАН СССР, т. 120, № 2.

Барабанов В. Ф. 1959. К вопросу о генезисе топазовых жил Шерловой горы. Сб. К минералогии постмагматических процессов. Изд. ЛГУ.

Барсанов Г. П. и Ю. Ф. Погоня. 1949. Самородный висмут как геологический термометр. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 1.

Бек В. и Н. Тейх. 1869. Волчец и шеелит из русских месторождений. Горн. журн., № 7.

Болдырев А. К. 1928. Россыпи вольфрамовых, оловянных и висмутовых руд на Шерловой горе. Изв. Геолкома, т. 48, № 8. Л.

Болдырев А. К. и Я. А. Луи. 1929. Разведка коренных месторождений руд вольфрама, олова, висмута и бериллия на Шерловой горе (В. Забайкалье) и дополнительные данные разведки россыпей там же. Горн. журн., № 8-9.

Болдырева А. М. 1934. Химико-минералогическое исследование аквамариноносной глины с Шерловой горы. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 63, № 2.

Герасимов М. П. 1896. Очерк Нерчинского горного округа. Изд. Каб. ЕИВ. СПб.

Гогунцов А. В. 1919. Исследование месторождений вольфрама и висмута на Шерловой горе. Изв. Геолкома, т. 37, № 1.

Докторович-Гребницкий С. А. 1921. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 38, 1921.

Ермаков Н. П. 1950. Исследования минералообразующих растворов (Температуры и агрегатное состояние). Изд. Харьк. гос. ун-та им. А. М. Горького.

Зверев В. Н. 1938. Эндогенные процессы рудообразования. Кратк. курс. месторожд. полезн. ископ., под ред. В. Н. Зверева, П. М. Татаринова и А. Г. Бетехтина. М.—Л., ОНТИ.

Икорникова Н. Ю. 1939. Кристаллографическое исследование кристаллов берилла Шерловой горы. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 68, № 4.

Ионин Н. В. 1932. Шерловогорское месторождение олова. Тр. IV Всесоюзн. геол. конф. по цв. мет., вып. 5.

Ионин Н. В. 1933. К дискуссии о Шерловой горе. «Разведка недр», № 13.

Карамышев А. И. 1821. Забайкальские геогностические замечания. Сиб. вестник, ч. XVI.

К вопросу о разведке и разработке отечественных месторождений вольфрамитовых руд и плавикового шпата. Горн. журн., 1916, № 3.

Ковалев Г. А. 1934. Рентгенографическое исследование мелкой фракции Шерлово-

горской глины, вмещающей аквамарины. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 63, № 2.

Кованько М. 1850. Выписки из рапорта начальника экспедиции для исследования Забайкальского края. Горн. журн., ч. 1, № 2.

Кокшаров Н. 1866. Каталог русским топазам, хранящимся в Музеуме Горного института в Санкт-Петербурге. Изд. СПб. минерал. о-ва.

Корзухин И. А. 1899. Об оловянных и других месторождениях по Онону. Изв. о-ва горн. инж., № 4.

Кулибин А. И. 1827. Список ископаемых, находящихся в Нерчинской заводской округе, составленный в 1826 году. Указ. откр. по физ. хим. и др. издав. Н. Щегловым, т. IV, ч. 1 и 2, № 3 и 4. СПб.

Кулибин А. И. 1829. Описание кряжа Адун-Чилона. Горн. журн., т. IV, № 10.

Курбатов С. М. 1946. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Тр. юбил. сессии ЛГУ, Изд. ЛГУ.

Куторга С. 1856. Естественная история земной коры. СПб.

Лазько Е. М. 1951. Роль пневматолиза в минералообразовании. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5.

Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Местор. редких и малых мет. СССР, т. II. М., Изд. АН СССР.

Леммлейн Г. Г. 1951. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. ДАН СССР, т. 78, № 4.

Леммлейн Г. Г. 1953. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. ДАН СССР, т. 89, № 2.

Либман Э. П. 1939. Из истории добычи вольфрама в России. «Цв. мет.», № 12.

Медведев М. 1863. Минералогия. СПб.

Мейстер А. К. 1917. Вольфрам. Ест. произв. силы. России, т. IV, вып. 13, Пг., Изд. КЕПС АН.

Овчинников Л. Н. и А. С. Шур. 1953. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. Тр. IV совещ. по экспер. минер. и петр., вып. II. М.

Озерский А. 1840. О новом месторождении топазов и аквамаринов, открытом в Нерчинском округе. Горн. журн., ч. II, № 4.

Озерский А. 1867. Очерк геологии минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. Изд. СПб. минерал. о-ва.

Реутовский В. С. 1905. Полезные ископаемые Сибири, ч. I и II. СПб.

Севергин В. 1813. О сибирской оловянной руде. Технол. журн., т. 10, ч. 3. СПб.

Сущинский П. П. 1918. Предварительный отчет о поездке в Южное Забайкалье для изучения месторождения цветных камней и вольфрамита. Тр. Геол. и Мин. музея им. Петра I, т. I, вып. 2. Пг.

Сущинский П. П. 1916 а. Из летних поездок по Забайкалью. «Природа».

Сущинский П. П. 1916 б. О ходе работ по исследованию месторождений цветных камней на Шерловой горе и вольфрамита Харанор в Забайкалье. Геол. вестник. № 3. Пг.

Сущинский П. П. 1916 в. Очерк месторождений вольфрамовых и оловянных руд в России. Мат. для изуч. ест. произв. сил в России, 5. Пг.

Сущинский П. П. 1925. Очерк месторождений цветных камней Юго-Восточного Забайкалья. Тр. Инст. Прикл. Минер. и Петр., в. 16. М.

Сущинский П. П. 1926. Аквамарин с Шерловой горы В. Забайкальской области. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. X. Новочеркасск.

Таскин А. 1829. Геогностическое описание долины Онон-Борзинской. Горн. журн., ч. III, № 7-8.

Тетяев М. М. 1918. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. (Отчет по командировке 1916 года). Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 32. Пг., Изд. Геолкома, 1918.

Титов В. 1855. Заметки о месторождениях цветных камней и соляных озерах Нерчинского округа. Горн. журн., ч. II, кн. 6. СПб.

Ферсман А. Е. 1916. К вопросу о добыче вольфрамовых руд в России. Тр. Комисс сырья, вып. 1. Пг.

Ферсман А. Е. 1925. Драгоценные и цветные камни СССР, т. II. Л.

Ферсман А. Е. 1940. Пегматиты, т. I, Изд. 3. М.—Л.

Холмов Г. В. 1929. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамитового месторождения летом 1928 г. Изв. Геолкома, т. 48, № 10.

Шперк Ф. 1885. Россия Дальнего Востока. Зап. Росс. геогр. о-ва, т. XIV. СПб.

ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Восточное Забайкалье — один из важнейших вольфрамоносных районов нашей страны. Здесь открыты десятки месторождений и сотни рудопроявлений вольфрама разного масштаба и промышленного значения. Многие из них известны с давних пор. К сожалению, систематическое изучение минералогии и генезиса этих месторождений было начато лишь в тридцатые годы нашего века и особенно большого размаха достигло после Великой Отечественной войны.

В Забайкалье имеются вольфрамовые месторождения различного генезиса: от контактово-метасоматических до жильных. Наиболее полно изучены к настоящему времени жильные вольфрамитовые месторождения *грейзенового типа. Мы рассмотрим поэтому минералогию и генезис* кварц-вольфрамовых жил и сопровождающих их околожильных грейзенов.

Вольфрамит в Восточном Забайкалье известен с 1788 г. (Либман, 1939). К 1869 г. он был исследован кристаллографически и химически (Бек и Тейх, 1869), однако добыча этого ценного минерала началась *лишь в годы I мировой войны, когда острая потребность в вольфраме* — стратегическом металле военной промышленности — заставила развернуть широкие поисково-разведочные работы по всей России.

Из известных к началу войны русских месторождений вольфрамита Боевское на Урале не могло удовлетворить и малой части потребности одного лишь Путиловского завода в вольфраме. Демидовский рудник на Алтае также не представлял промышленной ценности. Поэтому все внимание было сконцентрировано в Забайкалье, куда Академия наук, Геологический комитет и Управление Нерчинского горного округа *в 1914—1917 гг. направили своих специалистов: П. П. Сущинского,* М. М. Тетяева, С. А. Докторовича-Гребницкого и др.

Интерес к вольфраму и высокая стоимость его руды всколыхнули местное население Забайкалья. Именно им, местным жителям, принадлежит честь открытия в 1911—1916 гг. крупных месторождений вольфрамита — Букукинского, Белухинского, Антоновогорского и более мелких — Олдандинского, Тоготуйского, Тутхалтуйского и др.

В результате общих усилий один Онон-Борзинский район, в котором вольфрамит до войны не добывали, летом 1917 г. дал около 65 *т* вольфрамитового концентрата с содержанием WO_3 до 65—70%.

К октябрю 1917 г. Восточное Забайкалье представляло собой важнейший район добычи вольфрамита в России.

В годы Советской власти вольфрамитовые месторождения Восточного Забайкалья изучались уже известными исследователями — П. П. Сущинским, М. М. Тетяевым и С. А. Докторовичем-Гребницким, а также Г. В. Холмовым, А. К. Болдыревым, О. Д. Левицким, А. Е. Ферсманом, Н. А. Смольяниновым и др.

С минералогией и генезисом вольфрамитовых месторождений мы познакомимся на примере крупнейшего в свое время Букукинского месторождения, из которого до его отработки добывалась главная масса вольфрамита в нашей стране.

Букукинское вольфрамитовое месторождение находится в Борзинском районе Читинской области, в 65 *км* к северо-востоку от ст. Хадабулак Забайкальской железной дороги.

Гора Букука представляет собой одну из наиболее крупных вершин южных отрогов Газимур-Ононского хребта. Ее абсолютная высота 1313,2 *м*.

Месторождение открыто местными жителями в 1911 г.

В годы I мировой войны букукинский вольфрамит отправлялся в Петроград, где использовался для выплавки инструментальной стали, крайне необходимой в то время для военной промышленности. По-видимому, это была первая вольфрамовая сталь, выплавленная в России (Сущинский, 1916).

Оккупация Дальнего Востока иностранными интервентами тяжело сказалась на состоянии Букукинского и других вольфрамовых рудников. Все ценное оборудование и добытый концентрат были вывезены в Японию. Шахты разрушены и затоплены. Хозяйственные строения и поселки рабочих сожжены. Геологическая документация на месторождениях была полностью уничтожена. Потребовались долгие годы напряженного труда для восстановления разоренного хозяйства рудников.

В 1925 г. рудники были переданы тресту «Редэлем», и лишь с 1926 г. началось их восстановление.

В 1929 г. Букуку посетили А. Е. Ферсман и Н. А. Смольянинов. Кратковременное пребывание на месторождении А. Е. Ферсмана не позволило ему провести сколько-нибудь обстоятельного изучения минералогии, поэтому он ограничился лишь общими замечаниями о последовательности минералообразования в жилах Букуки. Эти замечания можно найти в работах Ферсмана: «Геохимия», т. 2 (1934); «Пегматиты», т. 1 (1940а) и в книге «Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых» (1940б).

Н. А. Смольянинов вторично посетил Букуку в 1935 г. Собранный и обработанный им материал послужил основанием для выяснения последовательности минералогических процессов, протекавших на месторождении. К сожалению, эта работа Н. А. Смольяниновым не была доведена до конца. В истории же изучения месторождения это — первая серьезная попытка понять генезис кварц-вольфрамитовых жил.

В 1939 г. опубликована известная монография О. Д. Левицкого (1939), посвященная результатам изучения геологии вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. На основании многолетних личных исследований (начиная с 1929 г.) и обобщения всех опубликованных к 1935 г. работ по геологии Забайкалья, О. Д. Левицкий дал превосходное описание Шерловогорского, Мало-Соктуйского, Антоновогорского, Арбуйского, Букукинского, Белухинского, Барун-Ундурского, Куранжинского, Дулдургинского, Ушмунского, Харанорского и некоторых других месторождений вольфрамита. В работе большое внимание уделено вопросам генезиса месторождений. В связи с этим им были высказаны соображения о составе и физических свойствах магматических растворов, о происхождении рудопроводящих каналов, о процессах взаимодействия минералообразующих растворов с вмещающими породами, о формировании жил и т. д. Насыщенная большим полноценным фактическим материалом работа О. Д. Левицкого явилась крупным вкладом в дело познания вольфрамовых месторождений нашей страны. Однако в работе О. Д. Левицкого минералогия месторождений дана лишь в общих чертах, описания отдельных минералов схематичны, неполны, а порою неточны. В вопросах же генезиса месторождений мно-

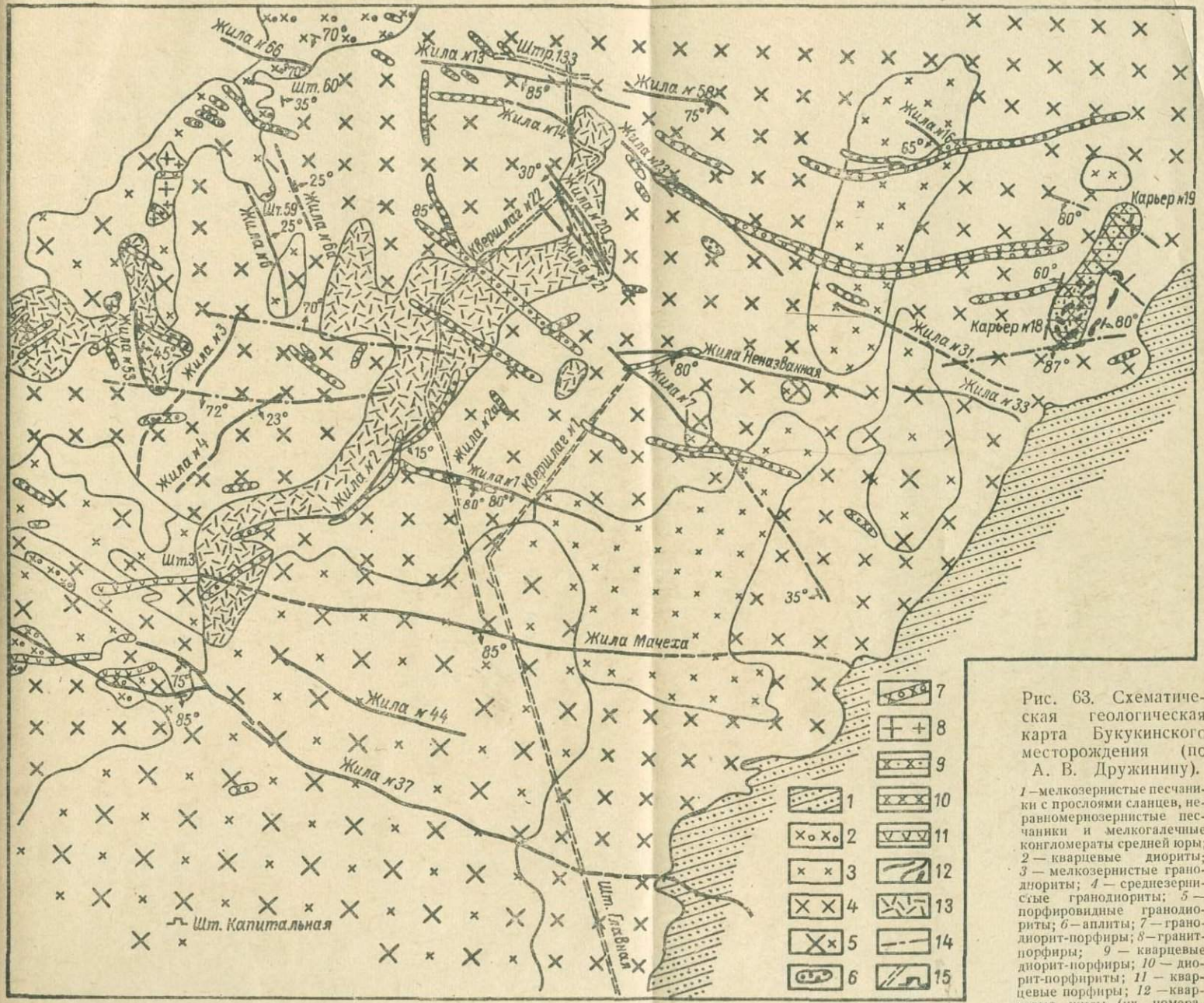


Рис. 63. Схематическая геологическая карта Букукинского месторождения (по А. В. Дружинину).

1 — мелкозернистые песчаники с прослоями сланцев, неравномернозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты средней юры; *2* — кварцевые диориты; *3* — мелкозернистые гранодиориты; *4* — среднезернистые гранодиориты; *5* — порфировидные гранодиориты; *6* — аплиты; *7* — гранодиорит-порфиры; *8* — гранит-порфиры; *9* — кварцевые диорит-порфиры; *10* — диорит-порфириты; *11* — кварцевые порфиры; *12* — кварцевые жилы (их номера, простирания и углы падения); *13* — грейзены; *14* — тектонические нарушения; *15* — горные выработки.

гие представления автора в связи с общим развитием науки за истекшие годы не отвечают уровню современных знаний.

С 1951 г. Букукинское и другие вольфрамитовые месторождения Забайкалья изучаются автором этой книги. Результаты этого исследования были опубликованы в 1961 г.

В сложении района Букукинского месторождения принимают участие осадочные и изверженные породы (рис. 63). Комплекс осадочных пород среднеюрского возраста представлен конгломератом, песчаниками и сланцами, относящимися к отложениям морской юры. Эти породы окаймляют гору Букуку узкой полосой с востока, а также слагают водоразделы в юго-восточной части месторождения. Изверженные породы включают порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты, граниты, кварцевые диориты и серию жильных магматических пород (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, кварцевые порфиры и аплиты).

Порфировидный биотитовый гранит варисцийского возраста, широко распространенный к северу от месторождения, окаймляет месторождение с севера и запада.

Центральную часть месторождения слагает гранодиорит. Он прорывает и глубоко метаморфизует юрскую осадочную толщу возле ее контакта с порфировидными биотитовыми гранитами. Зона контактного изменения вмещающих сланцев достигает при этом нескольких сотен метров. Минеральный состав зоны: кварц, серицит, мелкочешуйчатый биотит.

Текстура и минеральный состав гранодиорита в пределах месторождения не всегда остаются постоянными. Принято выделять мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые разности его. Наиболее обычным является среднезернистый гранодиорит. Макроскопически это светло-серая с зеленоватым оттенком порода, состоящая из полевого шпата и кварца. В шлифах, кроме того, устанавливаются: биотит, хлорит, серицит, сульфиды. Ниже приводится усредненный количественный минеральный состав наименее измененного гранодиорита, подсчитанный в шлифах с помощью сталика Андина (в %).

Плагиоклаз	60	Серицит	2
Микроклин	11	Флюорит	1
Биотит	3	Пирит	0,5
Амфибол	Ед. зерна	Кальцит	0,5
Кварц	21	Сфен, апатит,	
Хлорит	1	циркон и др.	Ед. зерна
			100,0

Химический анализ такого гранодиорита, по данным О. Д. Левицкого, следующий (в вес. %):

SiO_2	68,33	CaO	2,37
TiO_2	0,49	MgO	0,78
Al_2O_3	16,08	K_2O	5,68
Fe_2O_3	0,94	Na_2O	2,55
FeO	2,20	П. п. п.	0,75
MnO	0,07	H_2O^-	0,09
			100,33

Гранодиорит Букуки вмещает главную массу кварц-вольфрамитовых жил месторождения.

В периферических частях массива наблюдается постепенная смена биотитовых разностей гранодиорита амфиболовыми. При этом возрастание содержания роговой обманки в породе и одновременное уменьшение крупности зерна приводят к появлению меланократовой разности, которую О. Д. Левицкий (1939) назвал кварцевым диоритом. Кварцевый диорит находится за пределами рудного поля, в западной части месторождения, на контакте гранодиорита с порфировидным гранитом. Но многие кварц-вольфрамитовые жилы соседнего Белухинского месторождения залегают в аналогичном кварцевом диорите.

На Букукинском месторождении известно около 60 кварц-вольфрамитовых жил. Их принято делить на две основные группы: а) пологопадающие жилы и б) крутопадающие жилы. Несколько особняком стоят штокверкообразные рудные тела.

Пологопадающие жилы сгруппированы на северо-западном и северо-восточном склонах вершины Букуки. Простирание их колеблется в азимуте СВ 30—45°, падают они на юго-восток под углом 15—30°.

В северо-восточной части горы, а также к северу от вершины Букуки локализуется вторая группа пологопадающих жил с простиранием СЗ 305—315° и падением на юго-запад под углами 15—45°. Таким образом, пологопадающие жилы, как лепестки огромного цветка, окаймляют вершину горы с северо-запада и северо-востока.

Крутопадающие жилы в пределах главного рудного поля имеют простирание, близкое к широтному или северо-западному, располагаясь в азимуте СЗ 305—315°. Падают они на юго-запад под углами от 50 до 90°. Мощность пологопадающих жил невелика и обычно не превышает 25—30 *см*. Мощность крутопадающих жил сильно колеблется, достигая в отдельных случаях 2 *м* и более.

Со времени первых исследователей Букукинского месторождения принято считать пологопадающие жилы более богатыми вольфрамитом, а по времени образования и более ранними («высокотемпературными»), чем крутопадающие.

Ниже дается описание одной *пологопадающей* (жила № 7) и одной *крутопадающей* (жила Мачеха) кварц-вольфрамитовых жил.

Жила № 7 находится на северо-восточном склоне горы Букуки, недалеко от вершины. Она имеет северо-западное простирание и падение на юго-запад. Углы падения колеблются от 30° на верхних горизонтах до 35—40° на нижних. Жила № 7 вскрыта 12 горизонтами, что позволило проследить характер изменения минерализации жилы по падению более чем на 180 *м* по вертикали.

Морфология жильного тела жилы № 7 представляется весьма сложной. Сложность эта заключается в том, что форма жильного тела непрерывно меняется как по простиранию, так и по падению жилы. Указанное изменение касается прежде всего мощности жилы. Последняя не остается постоянной ни на одном из вскрытых горизонтов. Очень часто жильное тело, имеющее мощность до 60 *см*, на расстоянии всего лишь нескольких метров по простиранию жилы сокращается до 10 *см* и менее, а затем снова быстро увеличивает свою мощность. Форму жилы весьма усложняет своеобразная ветвистость, выражающаяся в том, что тело ее часто разбивается на две-три и более ветви, быстро выклинивающиеся по простиранию (рис. 64), или вливающиеся снова в главный ствол жилы. Морфология жилы заметно разнообразится также вследствие наложения на раннюю минеральную ассоциацию более поздних сульфидных, кварцевых, карбонатных и флюоритовых жил и прожилков. Наконец, следует отметить довольно обычные для жилы № 7 волнообразные

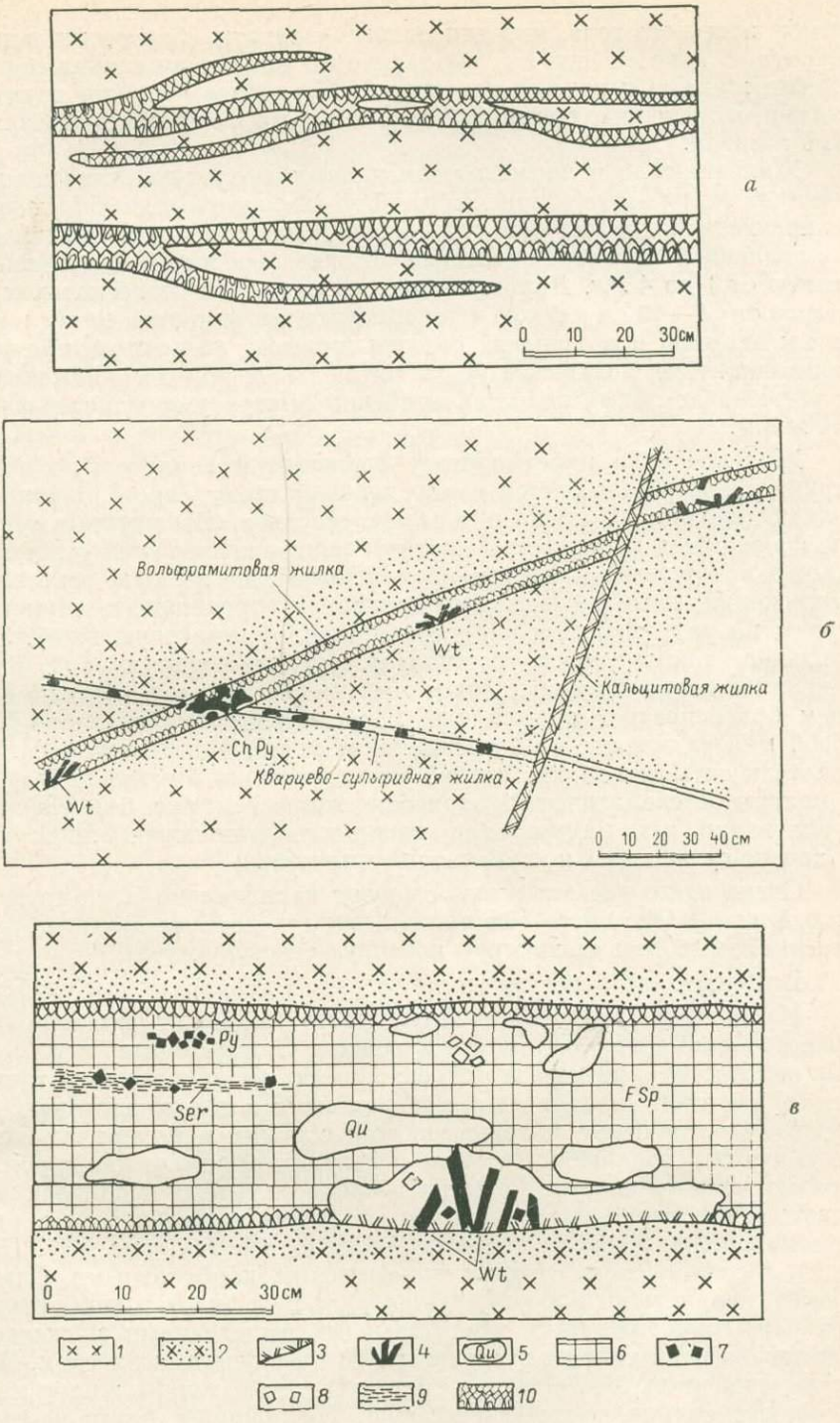


Рис. 64. Строение жилы № 7 в разных ее частях: *а* — на юго-восточном фланге самого нижнего штрека, *б* — в центральной части штрека, *в* — в центральной части вышележащего штрека.

1 — гранодиорит; *2* — грейзенизированный гранодиорит; *3* — жильбертитовая оторочка жилы; *4* — вольфрамитоносный кварц; *5* — изолированные блоки вольфрамитоносного кварца; *6* — полевой шпат; *7* — пирит; *8* — флюорит; *9* — замещение полевого шпата серицитом возле выделения сульфидов; *10* — кварцевая жила с друзовой текстурой.

изгибы жильного тела, многочисленные «захваты» боковых пород, неоднократные пересечения крутопадающими халцедоно-кальцито-флюоритовыми жилами и зонами нарушений. Последние сопровождаются зеркалами скольжения, брекчией боковых пород и характерной тектонической глинкой.

Жильное тело в *наименее измененных* последующими процессами участках жилы имеет мощность от 10 до 40 *см* и сложено серым кварцем с характерной друзовидной структурой. Жила имеет отчетливый контакт с вмещающей породой, отделяясь от нее слюдяной оторочкой мощностью от 1 до 4 *мм*. Друзовые полости размером от нескольких сантиметров до 30—40 *см* и более в поперечнике выстилаются серым или дымчатым кварцем и в меньшей степени пиритом, кальцитом, сфалеритом, халькопиритом, козалитом, флюоритом и серицитом. Замечено, что количество друзовых полостей особенно быстро уменьшается на флангах жилы.

Жильное тело имеет плотное сложение и характерную поясовую структуру, выражающуюся в чередовании полос серого, светло-серого и халцедоновидного кварцев, а также участков, обогащенных сульфидами, флюоритом, кальцитом и другими минералами. Такие участки жилы обычно приурочены к местам проявления более поздних тектонических напряжений, которые вызвали повторную трещиноватость, наложившуюся на уже сформированную кварц-вольфрамитовую жилу. Эти напряжения доказываются трещиноватостью жильного кварца, раздробленностью ранее образовавшихся жильных минералов, а также наложением более поздней сульфидной, карбонатной и халцедоново-флюоритовой минерализации на более раннюю кварц-вольфрамитовую. Последовательность нескольких стадий минерализации в жиле № 7 видна на прилагаемой схематической зарисовке жилы (см. рис. 64). На этом рисунке видно, что маломощная кварц-вольфрамитовая жила сечется кварцево-сульфидной и карбонатной жилками.

Очень часто все эти жилы следуют параллельно друг другу и, пожалуй, еще более часто они накладываются друг на друга, обусловливая тем самым весьма сложную поясовую текстуру жилы.

В минеральном составе жилы № 7 имеются следующие особенности.

На нижних горизонтах жила часто содержит полевые шпаты, представленные микроклином и альбитом. Они находятся в жиле в разных количествах, но нередко содержание их увеличивается в таких размерах, что жила из кварцевой превращается в полевошпатовую. Изучение взаимоотношений полевых шпатов с другими минералами показывает, что они появляются в жиле в результате замещения серого вольфрамитоносного кварца. Реликты последнего в виде изолированных угловатых или округлых блоков можно видеть включенными в крупные мономинеральные обособления полевого шпата (см. рис. 64). Полевой шпат, в свою очередь, сечется сульфидными, карбонатными, флюоритовыми и кварцевыми жилками. Появление сульфидов и карбонатов, как правило, сопровождается значительными выделениями мелкочешуйчатой зеленоватой слюдки с характерным шелковистым блеском. В зонах нарушения жила № 7 нередко сменяется сетью тонких жилок халцедоновидного кварца, которые рассекают гранодиорит, почти не вызывая в нем околожильных изменений.

В некоторых случаях, как уже отмечалось выше, жила сечется крутопадающими халцедоно-флюорито-кальцитовыми жилами. В этих жилах установлены плотный халцедоновидный кварц, мелкозернистый почковидный кварц и еще более поздний «стебельчатый», образующий-

ся в результате заполнения промежутков между пластинками папиршпата. Флюорит представлен фиолетовой, бесцветной и зеленой разновидностями. При этом наиболее ранние выделения его имеют кристаллы в форме октаэдров, более поздние представлены комбинациями октаэдра и ромбододекаэдра и, наконец, самый поздний флюорит — кубическими кристаллами, вершины которых притуплены гранями тетрагонтриоктаэдра или гексооктаэдра. Кальцит встречается в двух разновидностях: более ранней белой, папиршпат, и цементирующей его янтарно-желтый. Из менее распространенных минералов следует назвать монтмориллонит и пирит.

Изучение взаимоотношений минералов в жиле № 7 показывает, что жила сформировалась в результате последовательной кристаллизации нескольких минеральных ассоциаций. Наиболее ранней была ассоциация: жильбертит, висмутин, вольфрамит, берилл. Затем отложилась главная масса серого друзовидного кварца. Позднее в жиле появились микроклин и альбит. Еще позже, в сульфидную стадию, выделилась основная масса молибденита, пирита, сфалерита, халькопирита, козалита и более редкого галенита. Выделение сульфидов сопровождалось образованием мелкочешуйчатого серицита. Наконец, в карбонатно-флюоритовую стадию отложились халцедоновидный кварц, главная масса флюорита, кальцита и монтмориллонит. Поэтому только в *наименее измененных* участках жилы № 7 мы находим раннюю кварц-вольфрамитовую ассоциацию. В остальных местах последующих стадий минерализации значительно усложняет первоначальный состав жилы, а проявление тектонических напряжений и связанное с ним трещинообразование превращают первичную друзовидную текстуру жилы в массивно-полосчатую.

Вмещающей породой для жилы № 7 является светло-серый с зеленоватым оттенком гранодиорит, содержащий местами ксенолиты сланца и порфирита. Включения этих пород в жилах обычно сильно изменены.

На участке жилы № 7 гранодиорит состоит из плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. Изредка в нем можно встретить биотит, составляющий иногда до 6% площади шлифа, и сильно измененные реликты амфибола. Акцессорные минералы — апатит и циркон. Вторичные минералы, образующиеся в зоне околожильных изменений, представлены серицитом, хлоритом, флюоритом, апатитом, кальцитом, пиритом и более редкими — касситеритом, топазом и эпидотом.

Микроскопическое изучение характера околожильных изменений гранодиорита возле жилы № 7 показало, что глубокие изменения гранодиорита наблюдаются всего лишь в пределах 5—10 *см* от жилы. В этих пределах исходная порода превращена в типичный грейзен, представляющий собой кварц-серицитовый агрегат, обогащенный флюоритом, апатитом и сульфидами. Общая мощность изменения гранодиорита около жилы достигает 1,5 *м* и в главных чертах сводится к крайне неравномерной серицитизации плагиоклаза, к замещению его кальцитом, флюоритом, а вдали от жилы эпидотом и к замещению биотита хлоритом, серицитом и пиритом. Совершенно отчетливо можно наблюдать более сильные изменения боковых пород в местах проявления нескольких стадий минерализации. Степень изменения минералов гранодиорита зависит также от его макро- и микротрещиноватости. Последняя захватывает главным образом отдельные зерна минералов и, как правило, возрастает по мере приближения к жиле. В этом же направлении, т. е. к жиле, возрастают размеры и степень идиоморфизма вновь образовавшихся минералов — серицита, флюорита, кварца, альби-

та, кальцита, апатита, пирита, сфалерита и других вследствие перекристаллизации.

Качественные изменения отдельных минералов исходного гранодиорита при этом сводятся к следующему.

Плагиоклаз гранодиорита, представленный андезином № 38—39, вблизи жилы замещается мелкозернистым агрегатом серицита и флюорита или реже — серицита и апатита и серицита и кальцита. Серицитизация плагиоклаза проходит неравномерно, приурочиваясь, как правило, к стыку его зерен или к трещинкам спайности в плагиоклазе или к тончайшим микроскопическим жилкам с сульфидами, флюоритом или кальцитом, которые густой сетью рассекают минералы гранодиорита на контакте с жилой.

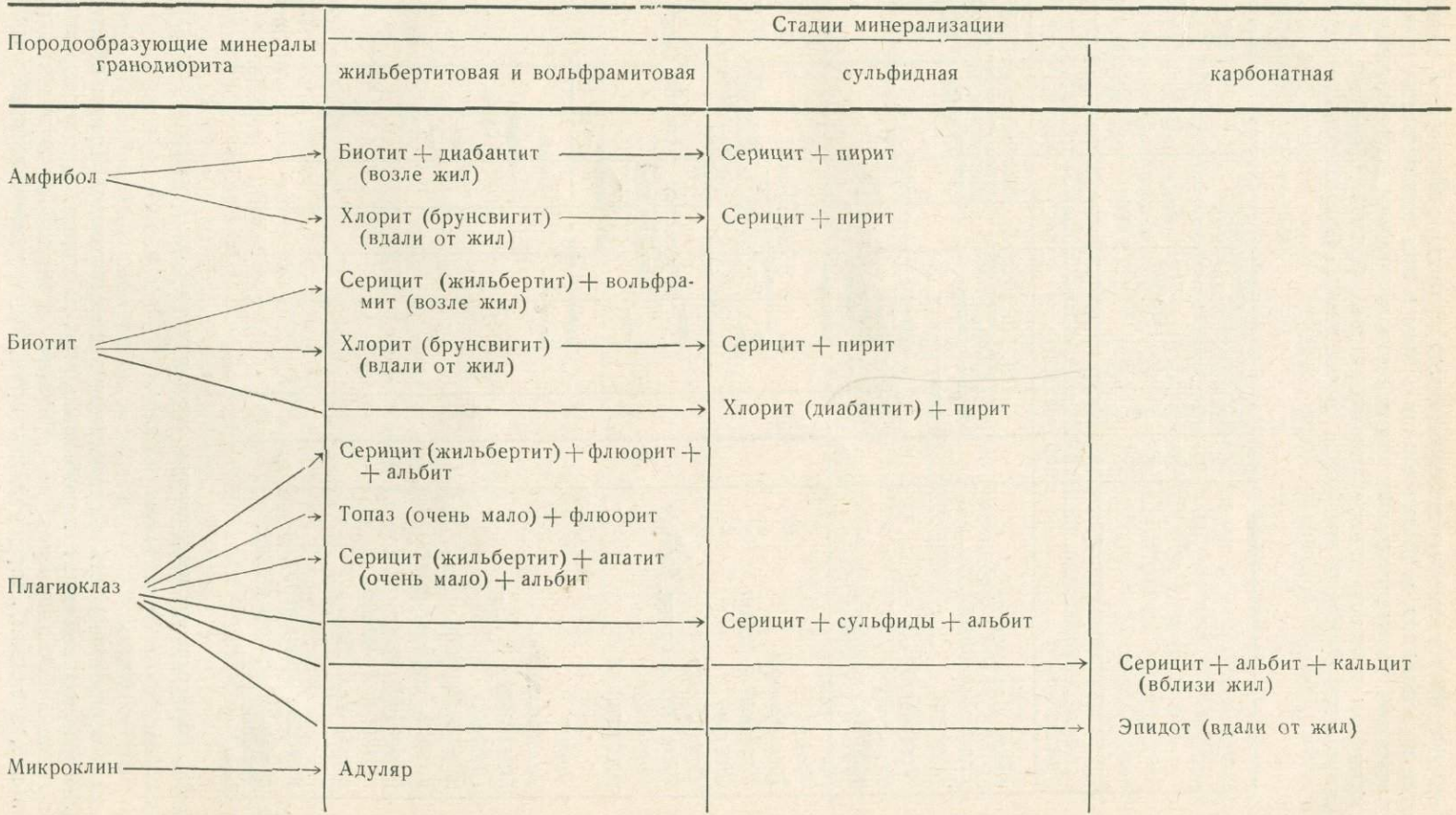


Рис. 65. Замещение жильного кварца (серое) альбитом (темно-серое). Ув. 60. Шлиф. Без анализатора.

Серицитизация захватывает прежде всего центральную часть зерен, представленную более высокими номерами плагиоклаза. По мере нарастания интенсивности процесса серицитизации подвергаются зоны, сложенные все более кислым плагиоклазом. Таким образом, по мере приближения к жиле в грейзенизированном гранодиорите увеличивается содержание все более низких номеров плагиоклаза. Возле жилы наблюдается обособление почти чистого альбита (№ 3—5), который растворяясь и переоткладываясь, накапливается вблизи жилы, а затем «мигрирует» в нее, замещая вольфрамитоносный кварц (рис. 65) и цементируя вольфрамит, висмутин и другие ранние минералы. Оптические константы альбита из породы на контакте с жилой и из кварцевой жилы тождественны.

Калиевый полевой шпат, в отличие от плагиоклаза, серицитизации не подвергается. В процессе грейзенизации породы в нем появляются мельчайшие газоводные включения, количество которых увеличивается по мере приближения к жиле. Замечено, что образование газово-жидких

Схема последовательности минералообразования при околожильной грейзенизации



включений в калиевом полевом шпате связано с процессом серицитизации плагиоклаза, а также с появлением в нем ослабленных и трещиноватых зон. По мере увеличения содержания газово-жидких включений в калиевом полевом шпате микроклиновая решетка исчезает, а сам он становится бурым и все менее прозрачным. Очертания его зерен при

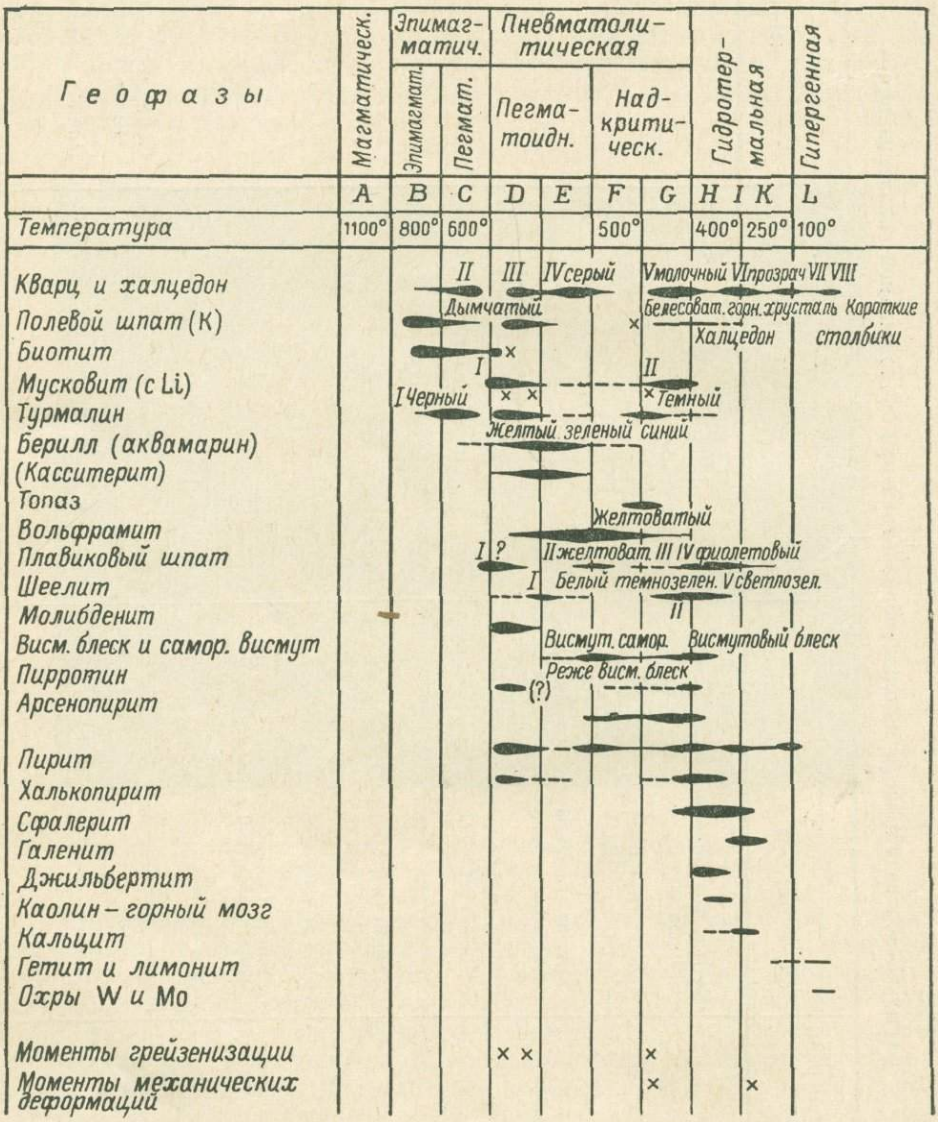


Рис. 66. Геохимическая диаграмма месторождений вольфрамита в Забайкалье (по А. Е. Ферсману).

этом теряют четкость и становятся расплывчатыми. Таким образом, калиевый полевой шпат, подобно альбиту, растворяясь и перекристаллизовываясь, накапливается на контакте с жилой, а затем «мигрирует» в нее, замещая кварц и цементируя более ранние жильные минералы.

Оптические константы калиевого полевого шпата из гранодиорита возле его контакта с жилой и из самой жилы одинаковы.

Амфибол одним из первых минералов гранодиорита подвергается изменению, которое заключается в замещении его биотитом и хлоритом. В зоне околожильных изменений амфибол встречается поэтому спорадически лишь в виде остатков зерен различной формы. Вблизи жилы амфибол отсутствует.

Биотит, подобно амфиболу, изменяется весьма легко. В процессе этого изменения по биотиту развиваются хлорит и серицит. Одновременно с ними происходит выделение пирита, располагающегося обычно между чешуйками вновь образовавшихся минералов.

Изучение взаимоотношений вновь образовавшихся минералов в шлифах позволяет установить последовательность их возникновения в зоне околожильных изменений (грейзенизации) гранодиорита. Эта последовательность может быть выражена, как показано в табл. 11.

Таблица 12

Изменение минерального состава вмещающего гранодиорита возле жилы № 7

Минералы	Гранодиорит		
	на контакте *с жилой*	в 15 *см* от контакта *с жилой*	в 90 *см* от контакта *с жилой*
	в % к площади шлифа		
Плагиоклаз	—	35	55
Микроклин	2	20	10
Кварц	70	35	25
Биотит	—	—	6
Хлорит	—	2	1
Серицит	25	5	2
Флюорит	2	1	—
Пирит	1	2	1
Сумма	100,0	100,0	100,0

Она резко отличается от той последовательности минералообразования на Букуке, которую предполагал А. Е. Ферсман (1934, 1940), относивший это месторождение к пегматито-пневматолитовым (рис. 66).

Количественная характеристика изменений гранодиорита возле жилы № 7, основанная на подсчетах минералов в шлифах приведена в табл. 12.

Крутопадающая жила Мачеха находится на южном склоне горы Букуки недалеко от ее вершины. Простирание жилы почти широтное, падение на юг под углом 85—90°. Жила вскрыта от поверхности по падению четырьмя горизонтами на глубину 170 *м*. Значительная часть жильного тела выработана. Поэтому документация жилы была связана с преодолением значительных трудностей.

Подобно другим крутопадающим жилам, жила Мачеха имеет сложное строение. Оно обусловлено поясовым сложением жильного тела, наличием многочисленных апофизов и ответвлений, многократными захватами измененного гранодиорита, постоянным присутствием зон дробления и истирания (рис. 67). Все это сильно сказывается на мощности жилы, которая колеблется от 50 *см* до 2,5 *м*.

Жила Мачеха имеет массивное сложение. Благодаря многочислен-

ным ответвлениям и окварцеванию боковой породы, границы жильного тела в большинстве случаев неясны, расплывчаты. Поэтому жила порою как бы сливается с вмещающим ее гранодиоритом. Поясовое строение жильного тела подчеркивается чередованием полос различно окрашенного кварца и ленточным распределением сульфидов, серицита, флюорита, карбонатов и глинистых минералов. Жила сложена в основном кварцем различного облика и происхождения.

Наиболее ранний серый кварц с жирным блеском встречается в жиле лишь отдельными блоками и угловатыми обломками. Последние сцементированы светло-серым, иногда белесоватым кварцем, часто содержащим сульфиды. В щелевидных пустотках, встречающихся в светло-

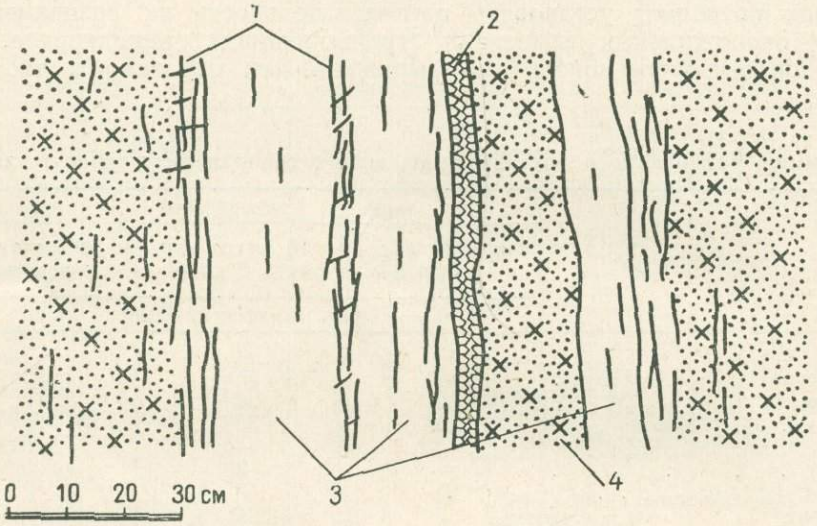


Рис. 67. Поясовое строение жилы Мачеха.

1 — трещиноватый кварц; *2* — прожилок гребенчатого кварца; *3* — кварц серый массивный; *4* — сильно измененный и окварцованный гранодиорит.

сером кварце, нередко можно видеть те же сульфиды в виде хорошо образованных кристаллов вместе с голубоватыми кубиками флюорита. Изучение показывает, что значительная масса светло-серого кварца образовалась за счет механического дробления раннего серого кварца. Позднее в эти тектонизированные участки проникли растворы, отложившие сульфиды. Последующая перекристаллизация такого брекчированного кварца и привела к образованию светло-серой его разновидности с щелевидными пустотами. Последние сложены мелкими хрусталевидными кристалликами кварца, на которые нарастают тетраэдрические кристаллы сфалерита и халькопирита, кубические — пирита и галенита и другие минералы. Более поздним является молочно-белый кварц гребенчатой структуры, выполняющий маломощные безрудные жилки, которые пересекают все ранее упомянутые разности жильного кварца. Окраска молочно-белого кварца обусловлена огромным количеством мельчайших газово-жидких включений, располагающихся внутри кристаллов по зонам их роста. Самой поздней разновидностью является плотный халцедоновидный кварц массивного сложения. Обычно он располагается в краевых частях жил в виде полос различной мощности. Наблюдались постепенные переходы халцедоновидного кварца в молочно-белый кварц лучистой структуры.

Кроме кварца, в сложении жилы принимают участие вольфрамит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, кальцит, флюорит, серицит, микроклин, каолин, монтмориллонит, гидроокислы железа.

Вольфрамит встречается в виде крупных кристаллов среди раннего серого кварца и в виде угловатых обломков различной величины среди тектонизированного светло-серого кварца. Мелкие осколки вольфрамита встречались также среди халцедоновидного кварца роговиковой структуры. В друзовых полостях среди дробленного и затем регенерированного кварца вместе с хрусталевидными кристаллами последнего изредка встречаются мелкие единичные переотложенные кристаллы вольфрамита.

Сфалерит в виде тонких мономинеральных жилок довольно часто встречается в жильном теле. Еще более часто такие жилки слагаются пиритом и галенитом. Последний, кроме того, образует гнезда в светло-сером кварце до 5—7 *см* в диаметре. Халькопирит встречается реже, чем в пологопадающих жилах. Выделения его обычно приурочены к жилкам других сульфидов.

Кальцит также встречается в меньших количествах, чем в пологопадающих жилах. Он представлен главным образом кристаллической разностью желтоватого цвета с характерной ромбоэдрической спайностью.

Флюорит в жиле Мачеха слагает массивные полосы-зоны голубоватого и светло-фиолетового цвета, тянущиеся обычно вдоль контактов жилы. Кроме того, голубовато-зеленоватые кубики этого минерала, как уже отмечалось выше, располагаются в щелевидных пустотах среди светло-серого, реже халцедоновидного кварца.

Многочисленные мелкие чешуйки серицита рассеяны среди серого и светло-серого кварцев. Примазки этого минерала, кроме того, можно встретить в многочисленных трещинах, секущих жильный кварц. Наконец, серицит участвует в сложении серицито-кварцевых и серицито-кальцито-кварцевых жилок, которые можно встретить и в гранодиорите и в жильном теле.

Каолин, монтмориллонит и лимонит приурочены к зонам дробления, трещинам, нарушениям и зеркалам скольжения, секущим жильное тело и вмещающие породы.

Вмещающими породами для жилы Мачехи является среднезернистый гранодиорит. Местами жила сечет заключенные в ней ксенолиты порфирита.

Околожильные изменения гранодиорита аналогичны изменениям, характерным для пологопадающих жил. Своеобразие их в данном случае заключается лишь в большей завуалированности отдельных стадий процесса и в отсутствии плавных и закономерных переходов от слабо измененной породы к типичному грейзену. Поэтому в зоне околожильных изменений можно обнаружить не один, а несколько максимумов грейзенизации гранодиорита. Сравнение околожильных изменений на верхнем горизонте и в 130 *м* ниже показывает, что они не отличаются между собой ни качественно, ни количественно.

Одним из первых минералов гранодиорита изменяется биотит. За счет его образуются серицит и пирит. Вдали от жилы биотит замещается хлоритом. Плагиоклаз № 35—37 подвергается интенсивной серицитизации. В ходе ее образуются серицит, флюорит и альбит. Вдали от жилы наблюдалось замещение плагиоклаза агрегатом серицита и кальцита.

Микроклин серицитизации не подвергается. Вблизи жилы в микроклине наблюдалось появление пертитовых вростков альбита, которые,

в свою очередь, замещаются серицитом. В процессе околожильных изменений микроклин наполняется массой газово-жидких включений, становится бурым, полупрозрачным.

В шлифах неоднократно отмечалась приуроченность выделений хлорита к кальцитовым жилкам, секущим гранодиорит. При этом наблюдались случаи замещения плагиоклаза породы хлоритом.

Вновь образовавшиеся зерна серицита, флюорита, пирита и некоторых других минералов по мере приближения к жиле укрупняются, степень идиоморфизма их возрастает и выделения их обособляются между собой до образования мономинеральных жилок. В связи с этим четкость соответствующих псевдоморфоз в том же направлении очень быстро уменьшается и псевдоморфозы серицита и флюорита по плагиоклазу, серицита и пирита по биотиту и т. п. вблизи главной жилы или вблизи параллельно идущих кварцевых жилок расползаются на отдельные, составляющие их минералы.

Количественная характеристика околожильных изменений гранодиорита возле жилы Мачеха, основанная на подсчетах минералов в шлифах, дана в табл. 13.

Таблица 13

Изменение минерального состава в зоне околожильных изменений гранодиорита возле жилы Мачеха

Минералы	Гранодиорит											
	в 10 *см* от контакта	в 20 *см* от контакта	в 30 *см* от контакта	в 40 *см* от контакта	в 50 *см* от контакта	в 60 *см* от контакта	в 70 *см* от контакта	в 80 *см* от контакта	в 90 *см* от контакта	в 100 *см* от контакта	в 110 *см* от контакта	в 130 *см* от контакта
	в % к площади шлифа											
Плагиоклаз . . .	—	—	—	—	20	20	28	50	10	38	35	12
Микроклин . . .	—	—	—	—	2	—	1	4	—	2	1	3
Кварц	1	99	58	3	15	5	6	23	20	10	14	10
Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—
Серицит	90	1	38	85	60	70	64	6	60	40	45	70
Хлорит	—	—	1	—	1	—	—	4	—	7	—	—
Пирит	1	—	3	10	2	5	1	2	10	1	1	5
Флюорит	8	—	1	2	—	—	—	1	—	—	4	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Сравнивая особенности формирования пологопадающих и крутопадающих жил Букукинского месторождения, следует еще раз подчеркнуть, что типичные пологопадающие жилы Букуки характеризуются сравнительной маломощностью, небольшой протяженностью и выдержанностью формы тела по простиранию и падению. Они имеют отчетливые контакты с вмещающей породой, которые подчеркиваются слюдяной оторочкой в зальбандах жил. Жилы сложены повсеместно однотипным серым кварцем с характерным жирным блеском. Текстура жил — друзовидная. Околожильные изменения проявляются отчетливо в пределах нескольких сантиметров и лишь в явно тектонизированных участках породы распространяются до 50 *см* и более от зальбандов жилы. Минеральный состав жил характеризуется высоким содержанием вольфра-

мита, висмутина, висмутовых сульфосолей, молибденита, полевых шпатов и некоторых других минералов.

Крутопадающие жилы имеют большую протяженность, значительную, но резко колеблющуюся, мощность и довольно сложную морфологию. Для этих жил типична поясовая текстура и массивное сложение. Границы жильного тела неясны, поэтому очень часто переход от окварцованной боковой породы к жиле остается неуловимым. В сложении крутопадающих жил принимает участие кварц нескольких разновидностей. Часть из них образовалась за счет механического дробления, истирания и перекристаллизации раннего серого кварца. Другие разновидности кварца возникли в результате быстрой кристаллизации высоко концентрированных растворов кремнезема.

Околожильные изменения, включая окварцевание, захватывают многие десятки сантиметров мощности боковых пород, при этом вблизи жилы возникает несколько максимумов грейзенизации. Минеральный состав крутопадающих жил, как только что было сказано, характеризуется большим разнообразием кварцев. Последние представлены серым, светло-серым, молочно-белым и другими разновидностями. Вольфрамит по отношению к массе жильного кварца встречается в меньшем количестве, чем в пологопадающих жилах. Почти полностью отсутствуют самостоятельные выделения молибденита и висмутовых минералов. В жилах наблюдаются значительные количества пирита, свинцового блеска и триплита.

При всем кажущемся различии пологопадающих и крутопадающих жил между ними существует очень много общего. Это общее заключается в полной аналогии последовательности минералообразования в обоих типах жил и в совершенно одинаковом характере околожильных изменений породообразующих минералов.

Тесная генетическая связь пологопадающих и крутопадающих жил особенно ясной становится благодаря наличию промежуточных образований, таких, как жила № 7. Последняя, как мы видели выше, совмещает в себе все характерные черты пологопадающей и крутопадающей жил.

Наконец, взаимопересечения крутопадающих жил пологопадающими, и наоборот, свидетельствуют о том, что минералообразующие растворы использовали единую сеть открытых трещин, которые и были выполнены ранней ассоциацией минералов. Эта ассоциация включала жильбертит, висмутин, вольфрамит, берилл, серый кварц. Позднее, *возобновившееся трещинообразование сопровождалось неоднократным изменением состава растворов, из которых отложились сульфиды, карбонаты, флюорит и различные типы безрудного кварца.*

Наложение поздних стадий минерализации на более раннюю — вольфрамитовую особенно отчетливо проявилось в крутопадающих жилах. Это обусловлено многократным приоткрыванием их и возникновением системы мелких крутопадающих жилок, идущих параллельно основному жильному стволу. В пологопадающих жилах такие пересекающие их крутопадающие жилы не совпадают с плоскостью падения жильных тел, поэтому проявление поздних стадий минерализации носит здесь локальный характер. Этим же следует объяснить и сохранение друзовидной текстуры в пологопадающих жилах.

Различия в минерализации тех и других жил в свете сказанного легко объяснимы. Меньший процент содержания вольфрамита в крутопадающих жилах является следствием разубоживания этих жил многочисленными прожилками кварца поздних генераций. Отсутствие круп-

ных выделений висмутина и молибденита, по-видимому, связано с тем, что в условиях постоянных тектонических подвижек и напряжений они легко истираются и рассеиваются в массе жильного кварца. Возможно, что при этом происходит частичное преобразование и превращение их в другие соединения. Действительно, в жиле Мачеха были встречены молибденовые охры. В галенитах всех крутопадающих жил спектральным анализом установлены: Bi, Ag, Cu, Te, и Sb — элементы, характерные для висмутина и висмутовых сульфосолей пологопадающих жил.

Таким образом, мы приходим к выводу, что пологопадающие и крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы Букуки — образования одновременные, генетически тесно между собой связанные. Морфологические различия между ними обусловлены тем, что в крутопадающих жилах, после их выполнения ранней кварц-вольфрамитовой ассоциацией, неоднократно возобновлявшееся трещинообразование, совпадавшее с простиранием жильного тела и сопровождавшееся поступлением новых порций, а может быть, *изменением состава единого минералообразующего раствора, приводило к наложению на значительных участках* жилы последующих стадий минерализации. В сочетании с тектоническими подвижками, дроблением и истиранием предшествующих минеральных ассоциаций такое телескопирование затушевывало первичную друзовидную текстуру крутопадающих жил и обусловило возникновение характерного полосчатого их строения. Большое значение в формировании поясовой текстуры жил имели также широко распространенные явления регенерации и перекристаллизации жильных минералов вдоль зон брекчирования и дробления.

Приоткрывания крутопадающих жил, как показывает исследование, происходили между отдельными стадиями минерализации и внутри их. Установлено очевидное нарастание интенсивности тектонических напряжений в последние этапы формирования жил. Преобладание конкреционных процессов заполнения жильных трещин над явлениями метасоматического изменения боковых пород свидетельствует о том, что на поздних этапах разверзание трещин происходило особенно энергично.

Сопоставление минералогии вольфрамитовых жил Букуки с аналогичными месторождениями Забайкалья, Приморья, Урала, Казахстана, Саксонии и других районов показывает, что все они по своему генезису тождественны. И хотя их образование разными исследователями трактуется неодинаково, минералогические данные позволяют найти то общее, что роднит их между собой.

Изучение минералов жил показало, что все они несут на себе или в себе такие *типоморфные* признаки, которые позволяют вполне объективно восстановить условия формирования обоих типов рудных жил и ход процесса минералообразования в этих жилах в целом.

Как уже говорилось выше, в сложении всех вольфрамитоносных жил принимают участие одни и те же типы кварца. При этом наиболее ранний кварц выполняет жильные трещины лишь после образования жильбертитовых оторочек и отложения на них берилла, вольфрамита, висмутина и флюорита, а не до них, как это думают некоторые исследователи (Stemprok, 1961; Рундквист, 1965). Заполнение жил кварцем происходило повсеместно в тектонически напряженной обстановке. Об этом свидетельствуют: фантомы, серии газово-жидких включений, располагающиеся по зонам роста кристаллов кварца, присыпки пирита, флюорита и серицита, в том числе приводящие к образованию структуры «Kappen Quartz», растрескивание поверхности кристаллов мориона

и раухтопаза (рис. 68), образование корочек мелкокристаллического и халцедоновидного кварца и другие признаки.

Друзовые полости в кварц-вольфрамитовых жилах обычно сложены *«друзами регенерации»*. Оказалось, что образование их связано с перекристаллизацией и регенерацией жильного кварца вдоль зон разрыва жильных полостей при их приоткрываниях. На такое происхождение друзовых полостей указывают особенности текстуры кварца, наличие массы регенерированной щебенки сдвойникованного дофинейского кварца, которая выполняет эти полости, и своеобразие парагенезисов (козалит вместо висмутина, регенерированные кристаллы пирита с эпитаксически наросшими кристалликами галенита, короткопризматические кристаллы апатита и др.).

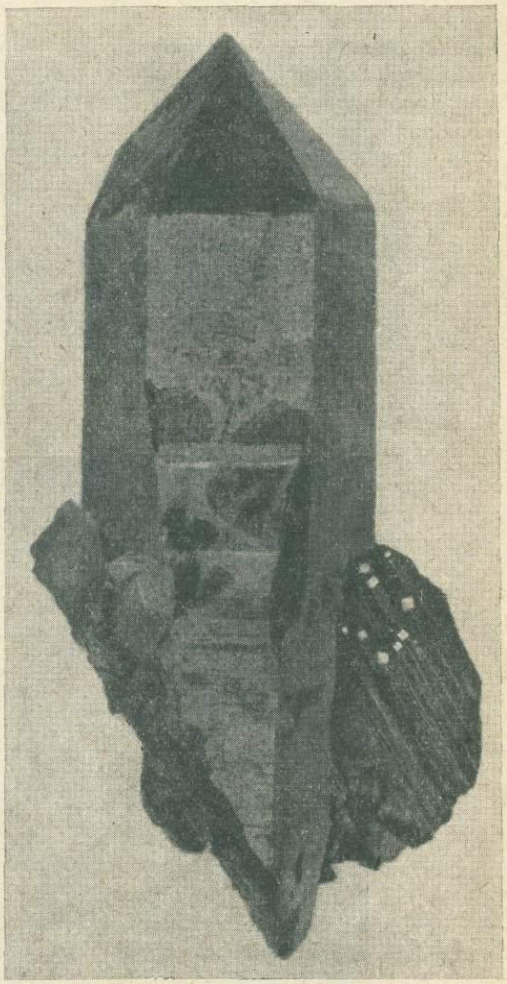


Рис. 68. Кристалл раухтопаза с вросшим в него вольфрамитом (черное). Поверхность кварца вследствие растрескивания приобрела эмалевидную окраску. Увеличено *вдвое*.

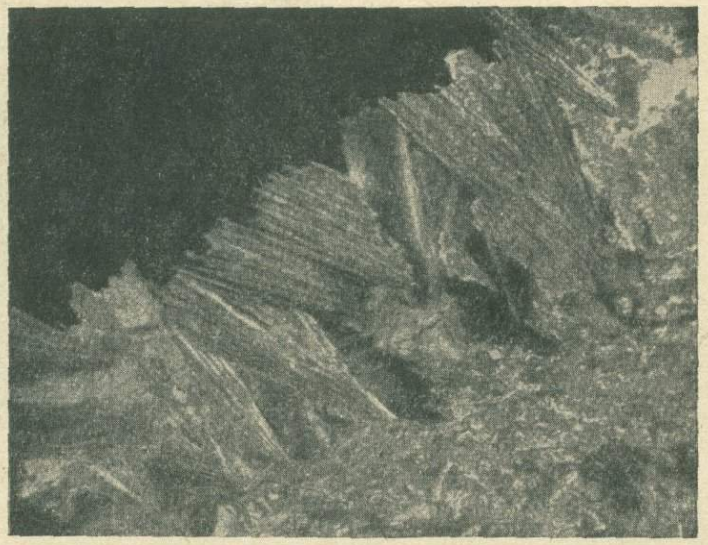
Напряженная тектоническая жизнь жильных трещин, заполненных кварцем, чрезвычайно сильно замаскировала первичную текстуру жил. Поэтому в ряде случаев вместо параллельно-шестоватого и первично-друзовидного сложения жильный кварц приобрел поясовое сложение, обусловленное многократным приоткрыванием жильных трещин, смятием, дроблением и перетиранием жильного кварца, вплоть до превращения исходного серого кварца в молочно-белую и халцедоновидную разновидности. Последние переполнены газово-жидкими включениями. Изучение их показывает, что первичные и тем более вторичные включения возникают в резко неравновесных условиях при пересыщениях растворов газовой фазой. Поэтому лишь по недоразумению включения с преобладанием газовой фазы могут приниматься за доказательства проявления здесь «пневматолитового этапа» минералообразования.

Очень интересным в генетическом отношении оказались серицит-жильбертиты из кварц-вольфрамитовых жил. Изучение их показало, что все они обладают микрозональным строением. При этом центральная часть чешуек жильбертита сложена пикрофенгитом, содержащим натрий, литий, рубидий и цезий, а периферическая — калиевым серицитом. Ранние генерации слюд и центральные зоны чешуек жильбертита

образовались за счет породообразующих амфибола и биотита. Периферические зоны жильбертита и все мелкочешуйчатые серициты, как правило, возникают за счет плагиоклаза. Серициты, перекристаллизовываясь (рис. 69), могут давать крупночешуйчатые слюды оторочек жил, ошибочно называемые мусковитами (Повилайтис, 1960; Каленов, 1963). Эти слюды — «жильбертиты», составляющие оторочки микро- и макрожил, представляют собой типично-метасоматические образования, воз-



а



б

Рис. 69. Жильбертитовая оторочка жил: *а*—в зальбандах вольфрамитовой жилы (показана стрелками); *б*—жильбертит под микроскопом.

никающие в процессе околожильной грейзенизации боковых пород за счет изменения породообразующих минералов (амфибола, биотита, плагиоклаза), а не привносятся ювенильными растворами из неведомых глубин, как это думают А. Д. Щеглов (1959), Д. О. Онтоев (1962), А. Д. Каленов (1963).

Во многих рудных жилах Букуки, а позднее также в рудных жилах Белухи, Зун-Ундура и других месторождений широко представлены микроклин и альбит. Вслед за А. Е. Ферсманом (1940), калиевый поле-

вой шпат и сейчас еще рассматривается как очень ранний «высокотемпературный» минерал (Чухров, 1960; Повилайтис, 1960; Ермилова, 1964).

Изучение микроклина и альбита показало, что появление их в рудных жилах теснейшим образом связано с процессом околожильной грейзенизации вмещающих жилы гранитоидов. В ходе ее замещению серицитом, как было показано выше, подвергается лишь плагиоклаз с одновременным обособлением альбита и какого-либо кальцийсодержащего минерала (флюорита, шеелита, апатита, кальцита). В ходе грейзенизации микроклин переполняется массой газово-жидких включений, что до сих пор многими принимается за «пелитизацию» микроклина (Ермилова, 1964; Повилайтис, 1960), становится бурым, непрозрачным. Уже появление газово-жидких включений свидетельствует о начинающемся растворении калиевого полевого шпата. Этот процесс нарастает вблизи

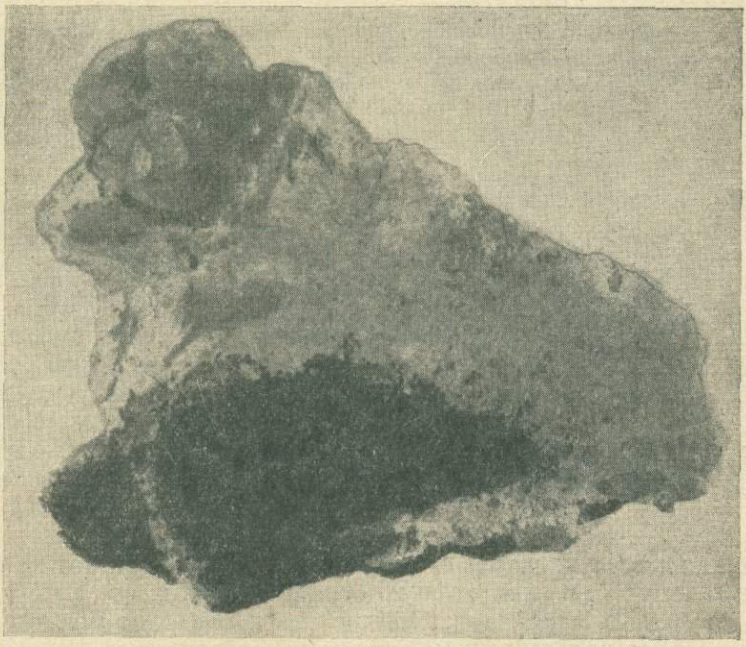


Рис. 70. Альбит (белое), замещающий вольфрамит (черное). Серое — остатки фольфрамитоносного кварца. Полированный образец. Натуральная величина.

жил, и здесь микроклин оказывается легко подвижным, накапливающимся или мигрирующим в кварц-вольфрамитовые жилы, где он замещает жильный кварц, резорбирует и цементирует обломки вольфрамита, кристаллы висмутина и других минералов. Аналогичным образом ведет себя альбит, обособившийся при деанортизации плагиоклаза (рис. 70).

Миграция микроклина и альбита, *т. е. перенос в грейзенизирующем растворе их компонентов,* хорошо устанавливается и при изучении околожильных грейзенов. Это неоднократно уже отмечалось в литературе (Барабанов, 1961; Ермилова, 1964; Чухров, 1960; Stemprok, 1961).

То обстоятельство, что микроклин и альбит практически отсутствуют в жилах многократного раскрытия, свидетельствует о том, что эти

полевые шпаты являются продуктами околожильной грейзенизации и их образование относится именно к этому этапу изменения боковых пород, а не к более поздним, как это думают некоторые исследователи (Беус, 1963; Рундквист, 1965, и др.).

Интересные данные получены при изучении флюоритов. На основании исследования их морфологии, состава, свойств и парагенезиса установлено, что первичные генерации флюорита образуются за счет кальция плагиоклаза и амфибола боковых пород в процессе их околожильного изменения (грейзенизации). Об этом говорят прежде всего многочисленные псевдоморфозы флюорита и светлой слюды по названным минералам, которые наблюдались в тысячах шлифах из околожильных грейзенов.

Флюорит, образовавшийся таким образом теми же грейзенизирующими растворами, выносится в жилы и прожилки при их приоткрывании и здесь, в зависимости от условий, кристаллизуется в виде одиночных кристаллов, друз, щеток, мелкозернистых, скрытокристаллических или колломорфных масс.

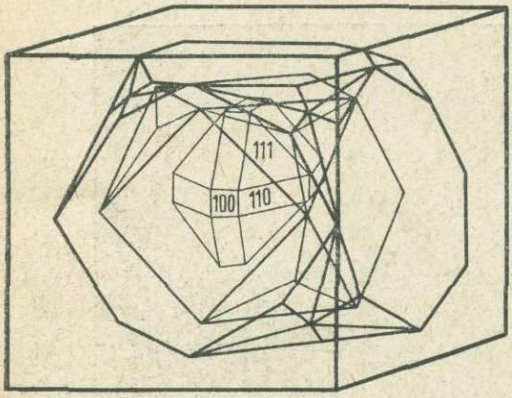


Рис. 71. Схема зонального кристалла флюорита. Видна последовательная смена форм от (111) + (110) + (100) до (100).

Интересным является факт зависимости формы кристаллов флюорита от соотношения в минералообразующем растворе фтора и кальция. Эта эволюция выражается в смене форм: октаэдр → ромбододекаэдр → куб по мере понижения активности фтора в растворе (Барабанов и др., 1963). Ее можно видеть в зональных кристаллах флюорита (рис. 71).

Главная масса кальцита в рудных жилах обязана также процессу изъятия кальция из плагиоклаза боковых пород, но уже в более поздние стадии их изменения. Обычно это происходит при серицитизации плагиоклаза под действием растворов, содержащих углекислый калий. При этом, чем более основной плагиоклаз, тем сильнее он подвергается серицитизации. Поэтому и количество кальцита в жилах тем больше, чем более основными оказываются вмещающие гранитоиды.

Этими же растворами кальцит выносится из зон околожильного изменения в жилы и здесь кристаллизуется в виде папиршпата (рис. 72), таблитчатых, ромбоэдрических или призматических кристаллов.

Как и в случае флюорита, установлено, что в зависимости от активности углекислоты в растворе форма кристаллов кальцита эволюционирует в направлении: базопинакоид→ромбоэдр→призма. Призматические кристаллы растут из растворов, имеющих наименьшее пересыщение углекислотой.

Эволюция форм кальцита, подобно флюориту, хорошо прослеживается на зональных кристаллах (рис. 73). Количество таких кристаллов на некоторых месторождениях весьма велико.

Аналогичным образом изучавшиеся доломит, анкерит, родохрозит, топаз, апатит, триплит, хлорит, каолин, монтмориллонит, парагеарксу-

тит и другие нерудные минералы дали много нового для понимания генезиса кварц-вольфрамитовых жил. Однако здесь нет возможности останавливаться на их описании.

Изучение рудных минералов показало, что они также заключают в себе вполне объективную информацию об условиях генезиса этих минералов и кварц-вольфрамитовых жил в целом.

Так, например, оказалось, что главная масса вольфрамита в жилах образовалась в раннюю стадию их формирования, после образований жильбертитовых оторочек, *но до кристаллизации жильного кварца,* а не совместно с ним и тем более не позже жильного кварца, как это считают некоторые исследователи (Ермилов, 1964; Повилайтис, 1960; Рундквист, 1965; Stemprok, 1961).

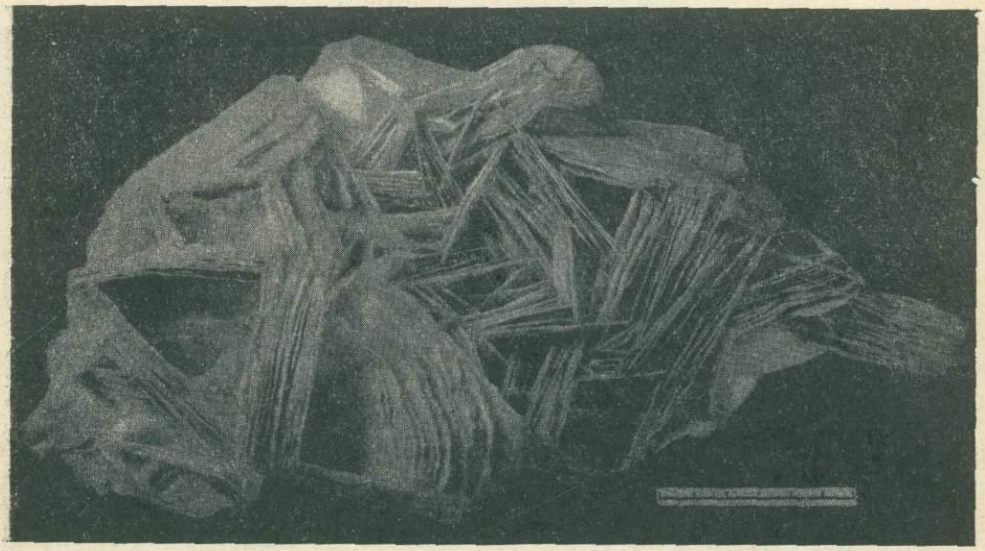


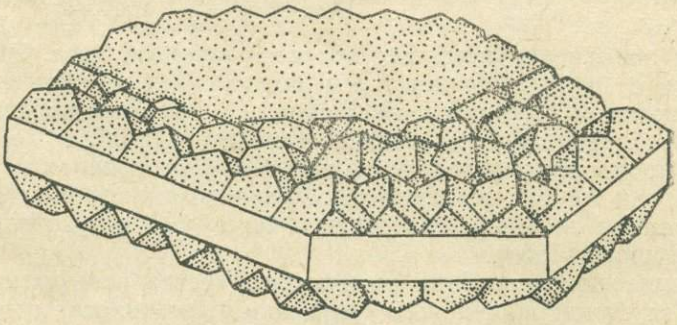
Рис. 72. Пластинчатый кальцит-папиршпат. Уменьшено вдвое.

После заполнения жильных полостей кварцем (рис. 74) вольфрамит вместе с другими минералами подвергался сложным процессам метаморфизма, включающим дробление, залечивание, истирание, химическое преобразование, замещение и перекристаллизацию. Без учета всех этих процессов распределение вольфрамита в жилах объяснить невозможно, так же как невозможно объяснить «взвешенность» обломков его кристаллов высокой плотностью «кремнеземо-рудоносной вязкой массы» (Чуриков, 1959).

Изучение показало, что химический состав вольфрамита определяется не глубиной эрозионного среза вольфрамитоносных жил (Тетяев, 1926; Хасин, 1949), не температурой образования (Leutwein, 1952; Oelsner, 1954) и не составом ювенильных растворов (Левицкий, 1939; Онтоев, 1958), а составом окружающих пород, из которых в процессе грейзенизации извлекаются главные осадители вольфрамового ангидрида — марганец, железо (см. рис. 74) или кальций (Барабанов, 1961). Интересно, что на влияние среды впервые указал замечательный минералог Н. А. Смольянинов еще в 1939 г. К сожалению, это указание было забыто.



а



б

Рис. 73. Друза толстопластинчатых зональных кристаллов кальцита (*а*) и схема превращения пластинки папиршпата в толстопластинчатый кристалл (*б*).

Влияние среды проявляется не только на месторождениях (шеелитоносные скарны на контакте гранитоидов с карбонатными породами, фербериты Барун-Шивеи в ожелезненных сланцах и кварцитах, фербериты Шерловой горы, окруженной осадочной толщей, богатой железом, и т. п.), но и в пределах одной жилы, когда она, например, переходит из порфировидного гранита (вольфрамит здесь содержит 69% $MnWO_4$) в кварцевый диорит (*вольфрамит содержит* 43% $MnWO_4$), при этом расстояние между изученными точками не превышает 20 *м* (Барабанов, 1961).

Влияние среды проявляется и в обогащении жил вольфрамитом в местах пересечения ими ксенолитов, сланцев (рис. 75), кварцевых порфиритов и других богатых железом пород, которыми часто богаты апикальные части лейкократовых вольфрамоносных гранитоидных интрузивов.

Влияние среды проявляется, наконец, в приуроченности богатого вольфрамитового оруденения к контакту гранитов с вмещающими сланцами (например, на Антоновой горе), которая долгие годы упорно объяснялась «экранизацией вольфрамового оруденения» сланцевой толщей.

Меланократовые участки вмещающих жилы пород выступают, таким образом, повсеместно в роли осадителей вольфрамового ангидрида из минералообразующих растворов в виде вольфрамита. В породах, богатых андезином, в тех же условиях наблюдается обогащение рудных жил шеелитом.



Рис. 74. Кристаллы вольфрамита (черное), выросшие на жильбертитовую оторочку (показана маленькой стрелкой) и сцементированные кварцем (светло-серое). В верхней части образца вольфрамит и кварц сильно деформированы. Большая стрелка показывает границу околожильной грейзенизации кварцевого диорита. В этой зоне биотит и другие железосодержащие минералы отсутствуют.
Белуха. Полированный образец. Уменьшено вдвое.

Следовательно, вольфрамит и шеелит не привносятся в жилы в виде готовых соединений, а представляют собой продукты локальных химических реакций вольфрамоносных растворов с минералами вмещающих пород.

В заключение следует отметить, что удельный вес вольфрамита, как показали исследования, является функцией содержания в нем железа, марганца и ниобия. Поэтому достаточно точное определение удельного веса и прямое определение ниобия могут заменить дорогостоящие



Рис. 75. Жилка, секущая ксенолит порфирита (серое), заключенный в в кварцевой жиле, обогащена вольфрамитом (черное). Стрелки ориентированы нормально к зальбандам жилы.

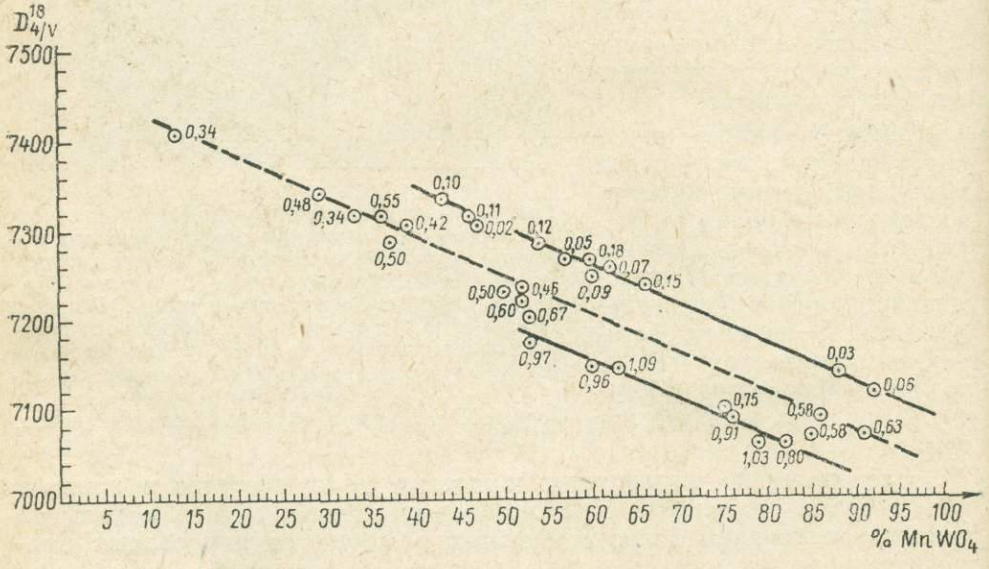


Рис. 76. Зависимость удельного веса вольфрамита от содержания в нем железа, марганца и ниобия.

Цифры около точек обозначают содержание Nb_2O_5 в %.

полные химические анализы вольфрамитов. Более того, удельный вес вольфрамита является важным типоморфным признаком этого минерала, характеризующим довольно точно месторождение и его геохимические особенности (рис. 76).

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья, т. I. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1965. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизме формирования метасоматически-конкреционных жил грейзенового типа. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, т. 94, вып. 3.

Барабанов В. Ф. 1965. Пневматолиз и генезис кварц-вольфрамитовых жил Восточного Забайкалья. Сб. конф. «Проблемы постмагмат. рудообраз.». Прага, 1965.

Барабанов В. Ф., Г. Н. Гончаров, Л. Я. Крылова, М. Б. Рафальсон. 1963а. Эволюция кристаллов флюорита в рудных жилах Букукинского месторождения. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, ч. 92, вып. 3.

Барабанов В. Ф., И. И. Шафрановский. 1963 б. Кристаллы кальцита из Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений. Вестник ЛГУ, № 6.

Бек В. и Н. Тейх. 1869. Волчец и шеелит из русских месторождений. Горный журнал, № 7.

Беус А. А. 1963. Об эволюции химического состава высокотемпературных постмагматических растворов. Сб. Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага.

Ермилова Л. П. 1964. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Карасоба в Центральном Казахстане. М., изд. «Наука».

Каленов А. Д. 1963. Слюдяные оторочки вольфрамит-кварцевых месторождений. Сб. Матер. по геол. Монг. Нар. Респ. Гостоптехиздат.

Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторожд. редких и малых металл. СССР, т. II. М.—Л., Изд. АН СССР.

Либман Э. П. 1939. Из истории добычи вольфрама в России. Цветные металлы, № 12.

Онтоев Д. О. 1962. Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. Геол. рудн. месторожд., № 3.

Повилайтис М. М. 1960. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамитового месторождения. Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрогр., минерал. и геох., вып. 24. М., Изд. АН СССР.

Рундквист Д. В. 1965. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 94, вып. 1.

[Смольянинов Н. А.] Отчет о работах в 1939 году. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 53. М. 1940, стр. 190.

Сущинский П. П. 1916. Очерк месторождений вольфрамовых и оловянных руд в России. Матер. для изучен. естеств. производ. сил России, вып. 5. Пг.

Тетяев М. М. 1926. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 34.

Ферсман А. Е. 1934. Геохимия, т. 2, Л., ОНТИ.

Ферсман А. Е. 1940. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд. АН СССР.

Хасин Р. А. 1943. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрамовых месторождений. ДАН СССР, т. 64, № 1.

Чуриков В. С. 1965. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. Матер. по геол. рудн. местор., петрогр., минерал. и геох. М., Изд. АН СССР.

Чухров Ф. В. 1960. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. Ин-та геол. рудн. мест., петр., минерал. и геох., вып. 50. М., Изд. АН СССР.

Stemprok M. 1961. Genetische Untersuchung der flach fallenden Gänge auf der Erzlagerstätte Cinovec (Zinnwald) in Erzgebirge. Sbornik Ustredniho Ustavu Geologickeho, Praga.

Leutwein F. 1952. Die Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstattenkündliche Bedeutung. Acta geologica, t. 1. Acad. Schient. Hungariae. Budapest.

Oelsner O. 1954. Bemerkungen über die Anwendbarkeit des H/F-Koeffizienten zur Deutung der Genese von Wolframiten. Freiberger Forschungshefte, Reihe C., H. 10

ОКОЛОЖИЛЬНАЯ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЖИЛ

Редкометальные жильные месторождения грейзенового типа поражают исследователей повсеместно четко выраженной общностью минерального состава рудных жил и сопровождающих околожильных грейзенов. Так, например, промышленные кварц-вольфрамитовые жилы Восточного Забайкалья, залегающие, как мы видели, в гранитоидах повышенной основности (гранодиоритах, кварцевых диоритах) по сути дела повторяют минеральный состав грейзеновых зон (табл. 14).

Таблица 14

Минеральный состав кварц-вольфрамитовых жил и сопровождающих их грейзенов

Вмещающая порода (гранодиорит)	Околожильный грейзен	Рудные жилы
Плагиоклаз № 38—40 (до 60%)	Серицит Жильбертит Флюорит Шеелит Кальцит Альбит	Жильбертит Серицит Флюорит Шеелит Кальцит Альбит
Кварц (до 20%)	Кварц	Кварц
Микроклин (до 12%)	Микроклин	Микроклин
Биотит (до 5%)	Жильбертит, сод. Li Пирит Касситерит Вольфрамит Рутил Хлорит	Жильбертит, сод. Li Пирит Касситерит Вольфрамит Рутил? Хлорит?
Амфибол (до 3%)	Жильбертит, сод. Li Апатит Анкерит	Жильбертит Апатит Анкерит

Обычно это явление объясняется привносом специализированными гидротермальными растворами одних и тех же веществ и в жилы и в грейзеновые зоны.

Такое объяснение имеет большую историю. Еще Эли де Бомон в 40-е годы прошлого века считал, что минералы рудных жил выделяются из растворов, порождаемых магмой. Поэтому жильное минералообразование, с точки зрения Эли де Бомона, представляет собой по сути дела *конкреционный* процесс (Вернадский, 1923) выпадения веществ, вынесенных растворами из магмы. В конкреционных жилах, указывал В. И. Вернадский, «минералы привнесены в жилу извне» (стр. 123).

Мнение Эли де Бомона нашло отражение в многочисленных работах и наших и зарубежных авторов. А. Е. Ферсман (1940), например, считал, что «весь флюорит грейзенов (на Букуке и Белухе. — *В. Б.*) внесен в них позднее», хотя «прямых доказательств этому нет». В самое последнее время А. Д. Каленов (1963), изучая вольфрамитовые место-

рождения Монголии, пришел к заключению, что характернейшие для данного типа рудных жил «мусковитовые оторочки являются частью жильного выполнения и по геологическому положению, вероятнее всего, не являются результатом метасоматического воздействия растворов на боковые породы». Нередко подобного рода представления распространяются на целые месторождения. Так, например, метасоматический характер генезиса вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья пытался отрицать А. Д. Щеглов (1959). По мнению А. П. Ермиловой (1962), вольфрамит-кварцевые жилы Караобы (Центральный Казахстан) «представляют собой типичные жилы выполнения» и т. д. Все это говорит о том, что *конкреционный* способ образования редкометальных жил грейзенового типа и сейчас, через сто двадцать лет после Эли де Бомона, некоторыми исследователями принимается еще в качестве главного, ведущего, определяющего способы жильного минералообразования.

Многолетнее минералогическое изучение рудных жил Забайкалья (Букуки, Белухи, Шерловой горы, Антоновой горы, Мало-Соктуйских месторождений, а в последние годы месторождений Спокойного, Барун-Шивеи, Зун-Ундур, Барун-Ундур, Ангатуйского, Куранжи, Приваловского, Увального, Шумиловского, Куналейского, Молодежного и Бом-Горхонского) показывает, что первичные генерации почти всех главнейших жильных минералов и в том числе рудных — вольфрамита, шеелита, пирита, касситерита и некоторых других — образуются за счет и, что особенно важно, *на месте породообразующих минералов* гранитоидов и других пород, вмещающих рудные жилы. Это доказывается наличием огромного количества псевдоморфоз соответствующих минералов по исходным породообразующим минералам; псевдоморфозы можно легко наблюдать при микроскопическом изучении околожильных грейзенов.

Так, на месте зерен андезина гранодиоритов и кварцевых диоритов обычно развиваются ассоциации: серицит + флюорит + альбит, серицит + кальцит + альбит, реже серицит + шеелит + альбит или серицит + апатит + альбит.

Вычисленные значения изобарных потенциалов [8] (рис. 77) показывают, что порядок кристаллизации названных кальциевых минералов таков: апатит—флюорит—шеелит—кальцит.

Биотит гранитоидов при грейзенизации замещается ассоциациями: Li-жильбертит + пирит, Li-жильбертит + вольфрамит, диабантит + пирит, хлорит + лейкоксен + пирит.

На месте зерен амфибола в этих же породах образуются биотит или жильбертит + апатит + пирит, или брунсвигит + карбонат (анкерит) и другие минералы.

Замещение микроклина слюдой наблюдается чрезвычайно редко. Обычно, как уже отмечалось в предыдущей лекции, в процессе грейзенизации породообразующий калиевый полевой шпат растворяется в зонах околожильных изменений и переоткладывается, замещая кварц, в трещинках, прожилках, ослабленных зонах, в микро- и макродрузовых полостях, в зальбандах кварцевых жил. В табл. 14 образующиеся таким образом возможные парагенезисы ограничены горизонтальными линиями соответствующих граф.

Если все или большинство первичных генераций минералов, встречающихся в редкометальных месторождениях грейзенового типа, обра-

[8] Изобарный потенциал $dZ = -SdT + Vdp$ — термодинамическая функция, характеризующая состояние системы при постоянных температуре и давлении. Если $dZ = 0$, система находится в равновесии, отрицательные значения dZ указывают на возможность реакции.

зуются путем взаимодействия грейзенизирующих растворов с породообразующими минералами в зонах околожильных изменений, то, естественно, возникает вопрос: как же эти минералы попадают оттуда в жилу? Каков механизм выноса минералов или равноценных им соединений из зон околожильной грейзенизации в жильные трещины?

Прежде чем ответить на этот вопрос, нам следует вспомнить некоторые особенности структуры грейзенов. Одной из таких особенностей, хорошо известной специалистам, является их неравномернозернистость. Ее можно наблюдать и макроскопически, но она особенно хорошо видна в шлифах. Почти любой шлиф грейзена, состоящий из слюды, кварца и флюорита, представляет собой, как правило, чередование участков, сложенных мелкозернистыми агрегатами этих минералов и их крупнозернистыми обособлениями (рис. 78). В последних чешуйки слюды, зерна флюорита и кварца имеют размеры, во много раз превышающие размеры зерен тех же минералов в соседних мелкозернистых участках.

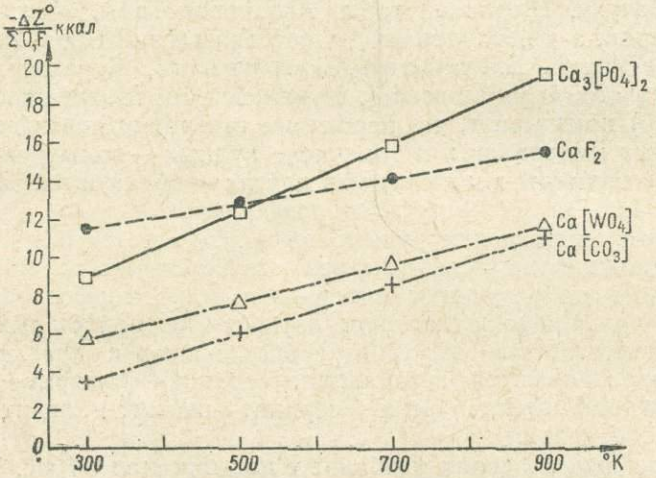


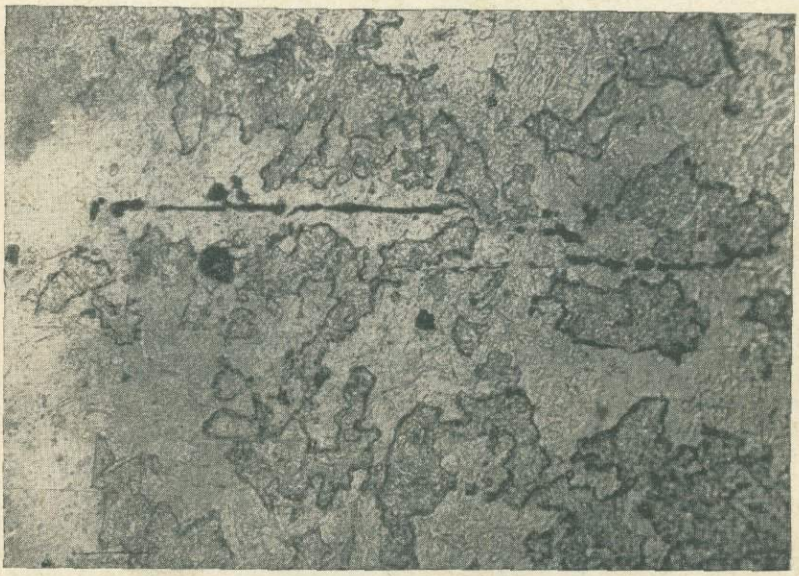
Рис. 77. Значения изобарных потенциалов — ΔZ°; вычисленные для различных кальциевых минералов, образующихся при грейзенизации плагиоклаза в интервале 300—900°К.

Изучение такой неравномернозернистости показывает, что она обязана процессам перекристаллизации и связанному с ней переотложению минералов. Перекристаллизация, накладываясь на метасоматически измененные грейзенизированные породы, завершает их глубокое преобразование. Процессы перекристаллизации идут обычно в среде, богатой свободной энергией (Коржинский, 1955). Носителями последней в большинстве процессов постмагматического минералообразования являются гидротермальные растворы. Процесс перекристаллизации по сути дела сводится к повышению внутреннего энергетического уровня конденсированных систем при одновременном понижении их свободной поверхностной энергии. Причины перекристаллизации и переотложения минералов обстоятельно изложены Д. С. Коржинским (1955), Д. П. Григорьевым (1956) и другими.

Укрупнение зерен новообразованных минералов при перекристаллизации околожильных грейзенов приводит в конечном счете к обособлению (сегрегации) минеральных фаз, вплоть до возникновения мономинеральных участков, сложенных или одной крупночешуйчатой слю-



а



б

Рис. 78. Околожильный слюдяно-флюоритовый грейзен: *а* — среднезернистый участок шлифа, *б* — крупнозернистый участок того же шлифа. Светло-серое — слюда, серое — флюорит, черное — пирит. Ув. 24. Без анализатора.

дой («мусковитом») или флюоритом, или топазом, или кварцем, или другими минералами. Такие мономинеральные участки грейзенов в литературе ошибочно выделяются в качестве самостоятельных грейзеновых «фаций» (слюдяной грейзен, полевошпатовый грейзен, кварцевый грейзен и др.) (Григорьев, 1953; Наковник, 1954; Беус, 1960; Дмитриевский, 1956, 1959; Каленов, 1962; Ермилова, 1964). Процессы перекристаллизации грейзенизированных пород, как показывает изучение шлифов, идут в микрогетерогенных условиях. Они характеризуются наличием таких равновесных состояний, которые часто нарушаются в связи



Рис. 79. Псевдоморфоза слюды и флюорита по плагиоклазу, пересеченная локальной прерывистой микрожилкой флюорита. Ув. 20.

с возникновением в агрегате зерен локальных трещин, пор, каверн, интерстиций. Это подвижное равновесие смещается в конечном счете в сторону образования мономинеральных обособлений в участках максимального проявления трещиноватости. Г. Н. Щерба (1949), по-видимому, имея это обстоятельство в виду, справедливо указывал, что «общей чертой грейзенов является их повышенная пористость и появление довольно крупных полостей разъедания».

Таким образом, в участках грейзенизированных пород, захваченных длительно идущим трещинообразованием, мы вправе ожидать мак-

симального проявления сегрегации минералов вплоть до возникновения мономинеральных обособлений.

Микроскопическое изучение существа грейзенизации показывает, что это действительно так.

На рис. 79 показана псевдоморфоза серицита и флюорита по плагиоклазу. Границы его большого идиоморфного зерна, занимающего всю центральную часть снимка, еще достаточно хорошо различимы. Через всю псевдоморфозу от нижнего левого угла к верхнему правому тянется прерывистая микрожилка. Эта жилка локальна, и ее размеры по простиранию находятся в пределах поля зрения. Она выполнена флюоритом, и ее мощность соизмерима с размерами многочисленных зерен флюорита, составляющих псевдоморфозу. Уже на этой фотографии

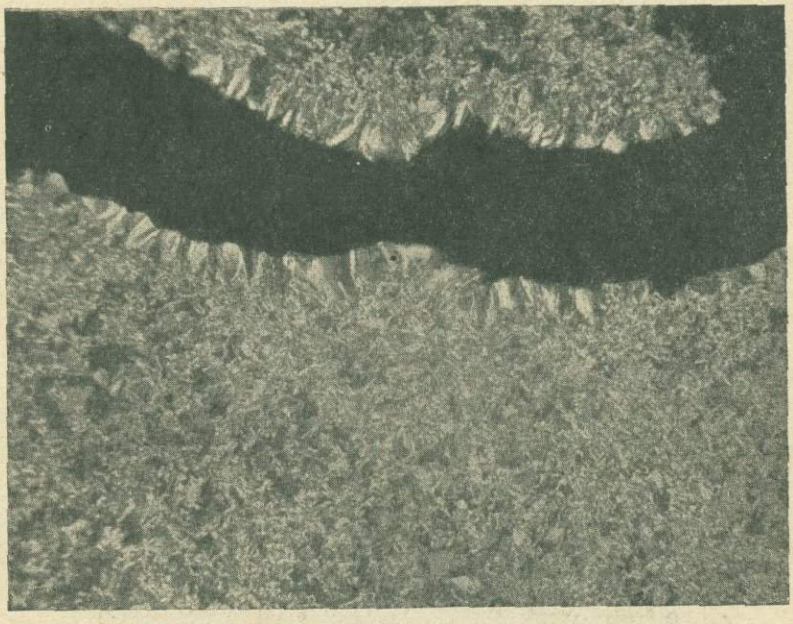


Рис. 80. Укрупнение и перекристаллизация серицита возле флюоритовой микрожилки (черное). Шлиф. Ув. 52. Ник. +

можно заметить любопытное обстоятельство: участки псевдоморфозы, непосредственно прилегающие к жилке, заметно обеднены флюоритом. А сама жилка не распространяется за пределы псевдоморфозы, т. е. дальше той площади, на которой развит серицит-флюоритовый агрегат. Создается впечатление, что жилка представляет собой локальную микротрещинку в псевдоморфозе, заполненную одним из ее компонентов (флюоритом).

Если посмотреть на одну из подобных микрофлюоритовых жилок при большом увеличении (рис. 80), можно видеть, что заключающий ее серицитовый агрегат флюорита вблизи жилки почти не содержит. Вместе с этим чешуйки серицита на контакте с жилкой перекристаллизованы, укрупнены и их ориентировка стала теперь почти всюду нормальной к линии контакта. Из приведенного рисунка следует, что крупночешуйчатую слюду жильных оторочек (жильбертит), возникающую в результате перекристаллизации мелких чешуек серицита, не следует называть «мусковитом» (Щеглов, 1959; Онтоев, 1962; Каленов, 1963)

и *образуется она,* как видно, *не раньше,* а *позже* того *серицита,* который вместе с флюоритом образует в процессе грейзенизации псевдоморфозы по плагиоклазу.

Микрожилки флюорита в грейзенах бывают порою столь многочисленными, что вся площадь шлифа оказывается ими пересеченной. И опять же устанавливается вполне определенная закономерность: возле жилок слюдяной агрегат практически свободен от флюорита. Иногда весь флюорит со значительной площади шлифа оказывается сконцентрированным в системе трещин, имеющей вид довольно густой

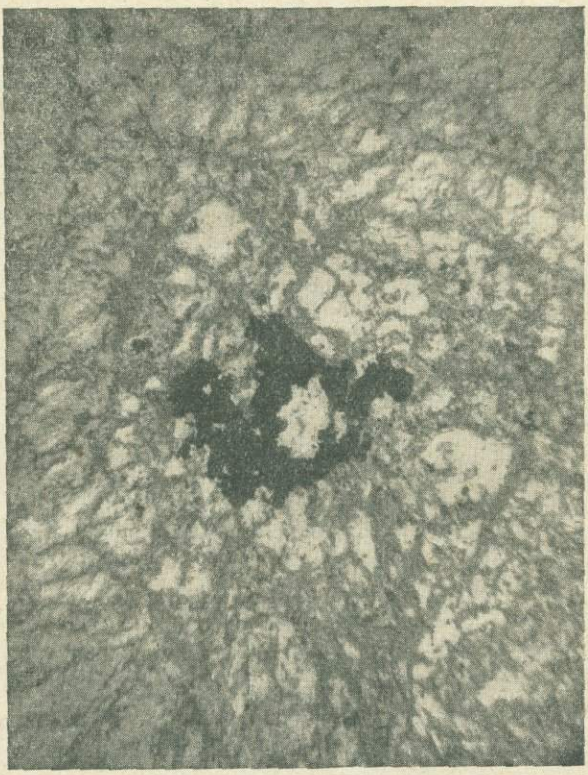


Рис. 81. Густая сеть мелких жилок флюорита (серое) в слюдяном грейзене. Черное — стяжение (метакристалл) пирита. Шлиф. Ув. 40. Без анализатора.

сетки. На участках наибольшего сгущения флюоритовых жилок иногда можно наблюдать стяжения и других минералов, например пирита (рис. 81). Выделения пирита в этих случаях несут на себе признаки метакристаллов: они идиоморфны и, как правило, содержат многочисленные включения слюды и других более ранних минералов.

Если метакристаллы пирита растут достаточно медленно, их грани, отодвигая в процессе роста мелкие зерна окружающего их флюорита, оказываются иногда обрамленными каймой сплошного флюорита. В других случаях, по-видимому, таким же образом метакристаллы пирита окружаются каемками кальцита.

Микроскопическое изучение грейзенов показывает, что вся масса пирита образуется здесь за счет железа, входящего в состав биотита, амфибола и других породообразующих минералов. Поэтому количество

пирита в грейзенизированной породе, лишенной жил, по сути дела является показателем степени ее грейзенизации. А так как последняя проявляется крайне неравномерно, нередко удается наблюдать, как два смежных зерна одного и того же минерала оказываются в разной степени измененными.

Так, при большом увеличении почти в любой псевдоморфозе по биотиту можно видеть, что относительно многочисленные выделения пирита соответствуют наиболее измененным (переработанным) участкам слюды. И вместе с этим наиболее крупные обособления пирита обычно окружены слюдой, лишенной или обедненной пиритом.



Рис. 82. Локальная жилка пирита, секущая агрегат зерен биотита (темно-серое). Возле этой жилки биотит превращен в светлую слюду — жильбертит. Шлиф. Ув. 40. Без анализатора.

Все это особенно хорошо видно на рис. 82. Здесь агрегат крупных зерен биотита оказался пересеченным локальной прерывистой микротрещинкой. Вдоль нее биотит превращен в светлую слюду (жильбертит), практически лишенную пирита, сама же трещинка в этих местах заполнена сплошным пиритом. Выделения пирита вдали от трещинки имеют более или менее изометрический вид. Форма же выделения пирита в жилке полностью контролируется направлением и размерами самой трещины. Все это можно удовлетворительно объяснить лишь допущением, что трещинка, пересекающая зерна биотита, была не только путем, по которому пришли растворы, вызвавшие превращения биотита в агрегат жильбертита и пирита, но что после этого *в эту же самую трещинку* происходило извлечение (вынос) пирита из боковых измененных зон и превращение ее в *локальную* микрожилку пирита.

Сегрегация пирита в микротрещинах, секущих псевдоморфозы жильбертита и пирита по биотиту, — явление чрезвычайно широко распространенное.

На рис. 83 показан случай, когда локальные микротрещины расположены асимметрично по отношению к псевдоморфозам. Поэтому участки последних, удаленные от трещин, характеризуются более или менее равномерным распределением пирита по площади псевдоморфоз, в то время как возле самих трещин такое распределение заменяется крупными локальными обособлениями, форма которых подчиняется общей ориентировке трещин. Форме трещин подчиняются, как правило, обособления пирита и в пределах отдельных зерен слюды.

Итак, при перекристаллизации полиминерального агрегата, образовавшегося на месте первичных породообразующих минералов в ходе грейзенизации, происходит укрупнение минеральных зерен путем их слияния (*интеграция*) и одновременное обособление минеральных фаз,



Рис. 83. Локальные микрожилки пирита (черное), секущие псевдоморфозы светлой слюды и пирита по биотиту. Шлиф. Ув. 40. Без анализатора.

их *сегрегация*. При этом очевидно, что возникновение трещин, пор, каверн, полостей будет безусловно способствовать проявлению этого противоречивого в своей сущности процесса, так как именно в них — в порах, полостях, трещинах, происходит отложение обособившихся минеральных фаз. В связи с этим естественно ожидать присутствие в грейзенах макропрожилков и макрожилок, развитие которых остановилось в разные стадии процесса формирования грейзенов. Поэтому они должны быть сложены одним, двумя, тремя и большим числом минералов. И последовательность отложения этих минералов, подчиняясь определенным термодинамическим закономерностям, должна во всех прожилках и жилках неукоснительно повторяться.

В околожильных грейзенах действительно можно найти сколь угодно много макроскопически фиксируемых жилок, состоящих из одной перекристаллизованной слюды, гребенчатые агрегаты которой обращены в трещине-жилке навстречу друг другу. Здесь нередко встре-

чаются также слюдяные жилки, на стенках которых отложились одиночные кристаллы берилла и флюорита. Далее можно найти слюдяные жилки, на стенках которых количество отложившихся кристаллов флюорита оказывается уже столь большим, что их можно назвать слюдяно-флюоритовыми (рис. 84) и даже флюорито-слюдяными, ибо в последних слюда—жильбертит составляет лишь призальбандовые оторочки.

В гранитоидах повышенной основности (например, в кварцевых диоритах Белухи) зоны грейзенизации нередко заключают в себе прожилки, состоящие из жильбертита и вольфрамита, слюды, вольфрамита, сфалерита и пирита или из слюды, вольфрамита и кварца, или из слюды и кварца. При этом отчетливо видно, что вольфрамит, висмутин, берилл и другие минералы отлагались на слюду оторочек (жильбертит)



Рис. 84. Стенка жильбертит-флюоритовой жилки. Кристаллы флюорита (показаны большой стрелкой) нарастают на жильбертит (показано малой стрелкой). Натуральная величина.

до появления в жильной трещине кварца (рис. 85). Лишь после этого жильные трещины заполнялись растущими от зальбанда к центру кристаллами кварца. Последние нередко включают в себя названные ранее минералы: жильбертит, висмутин, вольфрамит и другие в их первоначальном залегании.

Последующие многократные приоткрывания трещин, обычно чередующиеся со сжатиями, вызывают столь глубокий метаморфизм, что первичная друзовая текстура их оказывается глубоко замаскированной, и жильный кварц даже маломощных жилок кажется массивным, сливным (рис. 86). Лишь изредка среди жил сплошного серого кварца, сопровождаемых слюдяными оторочками, удается найти участки, сохранившие первичную текстуру заполнения открытых трещин свободно растущими кристаллами кварца. Однако эти участки несут на себе также следы регенерации деформированного жильного кварца. Поэтому приходится различать первичные друзовые текстуры заполнения от похожих текстур, образованных друзами регенерации (Барабанов, 1961).

Интересно отметить, что подобного рода образования наблюдаются и в других районах. Так, А. Н. Заварицкий (1916), описывая Боевское вольфрамитовое месторождение на Урале, отмечал, что в кварц-вольфрамитовых жилах, сопровождающихся слюдяными оторочками, «иногда кварц исчезает совсем и ... остаются только слюдяные "просечки", по строению одинаковые с зальбандами жил».

Совершенно аналогичные жилки, находящиеся в разной стадии их развития, можно наблюдать в подземных выработках вольфрамито-оловянного месторождения Циновец в Рудных горах, в Чехословакии. Они описаны в интересной работе М. Штемпрока (Stemprok, 1961).



Рис. 85. Крупные кристаллы вольфрамита (черное), нарастающие на слюдяную оторочку жилы (показано стрелкой). Полированный образец. Натуральная величина.

Вынос минералов, образовавшихся в зонах околожильных изменений в трещины, доказывается соответствующими подсчетами в образцах и шлифах. П. В. Покровский (1954) убедительно показал, что количество зерен пирита, образовавшихся за счет железа, входившего в состав биотита, в зонах околожильной грейзенизации по мере приближения к жильной трещине постепенно увеличивается, достигает максимума и на контакте с жилой падает (рис. 87). Таким образом, в призальбандовой зоне грейзена наблюдается дефицит пирита по сравнению с участками грейзена, более удаленными от жилы. Это явление невозможно объяснить, если исходить из идеи о том, что пирит в зоны грейзенизации вынесен из жильных трещин.

В 1956—1961 гг. аналогичные наблюдения в отношении флюорита и пирита были сделаны нами на вольфрамитовых месторождениях Восточного Забайкалья. При количественно-минералогическом анализе большого числа шлифов (пирит подсчитывался, например, более чем в 1000 шлифах) выяснилось, что оба эти минерала подчиняются закономерности, установленной П. В. Покровским (1954). В зонах околожильной грейзенизации содержание этих минералов в направлении к жиле вначале увеличивается, а после достижения некоторого максимума резко уменьшается. Зона обеднения околожильного грейзена пиритом и флюоритом в различных точках одной и той же жилы нередко имеет мощность, колеблющуюся от 10 до 30 *см*. Колебания эти, по-видимому, обусловлены различными тектоническими условиями формирования жильных трещин: многократные приоткрывания их способствовали наиболее полному развитию зон выноса.

Выше отмеченная закономерность во многих случаях может наблюдаться макроскопически. Так, на штокверковом месторождении В. Кайракты в Центральном Казахстане в 1960 г. нам довелось наблюдать многочисленные тонкие (0,5—1,0 *см*) жилки пирита, секущие песчано-сланцевую толщу силурийского возраста. Жилки, залегающие в сланцах, повсеместно сопровождаются осветленными зонами, практически лишенными пирита. Вслед за каждой такой зоной тянется зона, обога-

щенная пиритом. Она начинается через 0,5—1,0 *см* от зальбанда жилок и в нескольких сантиметрах от них переходит в практически не измененный сланец, содержащий, по словам местного геолога С. П. Кровякова, до 15% закиси железа. На этом месторождении можно было наблюдать и другие любопытные примеры. Маломощные кварцевые прожилки, аналогичные описанным, отороченные жильбертитом, залегая в сланцах, несут в себе железистый вольфрамит. Когда эти же прожилки секут породы габбродиабазовой интрузии, они меняют свой состав и становятся или мономинеральными жильбертитовыми, или жильбертито-кварцево-шеелитовыми, или жильбертито-кварцевыми с пиритом и флюоритом. Все названные жилки сопровождаются зонами изменения

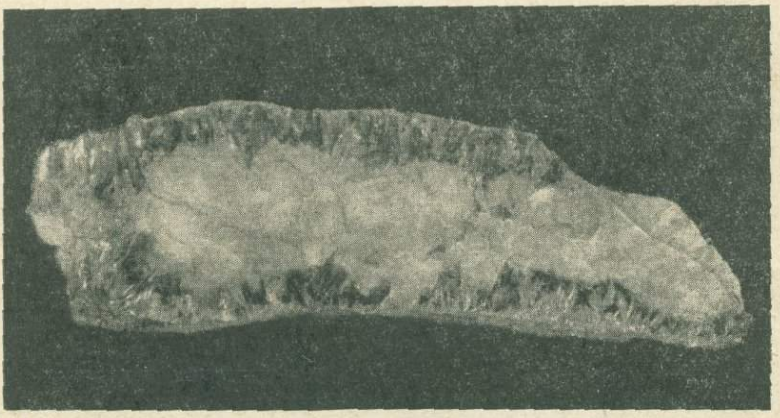


Рис. 86. Жильбертито-кварцевая жила, в которой первичная друзовидная текстура кварца глубоко метаморфизована и скрыта явлениями приоткрывания и сжатия трещины. Полированный образец. Натуральная величина.

мощностью до 1 *см*. Плагиоклаз в этих зонах оказывается переработанным в агрегат слюды, шеелита и флюорита. Исчезновение плагиоклаза приводит к тому, что зона околожильных изменений в данном случае становится более темной.

Распределение зерен шеелита в зонах околожильной грейзенизации на этом месторождении наблюдать не удалось. Но при освещении жил Букуки и Белухи в подземных выработках (штреках и восстающих) переносной кварцевой лампой, дающей отфильтрованный коротковолновый ультрафиолетовый свет, нам приходилось неоднократно видеть любопытную картину: крупные скопления шеелита ярко люминесцировали в различных участках жилы; многочисленные мелкие зерна шеелита — в грейзене на некотором удалении от жилы; по самому же контакту жилы тянулась ярко-оранжевая полоска, состоящая из зерен люминесцирующего апатита. В непосредственной близости к жиле в грейзене можно было видеть лишь единичные зерна шеелита.

Таким образом, и в масштабе крупных жил в околожильных грейзенах можно наблюдать наличие зон выноса тех или иных минералов. Эти зоны, как правило, следуют вдоль обоих контактов жил и имеют мощность от нескольких сантиметров до 20—30 *см* каждая.

Почему же происходит вынос минералов из примыкающих зон околожильных грейзенов в жильные трещины?

В 1960 г. (Барабанов, 1960) было показано, что если жильная трещина в гранодиорите или другой породе, имеющая объем V_0, заполнится минералообразующим раствором определенного состава так, что этот раствор в течение какого-то времени по микротрещинам и межгранулярным порам распространится в породе на некоторое расстояние от главной трещины, повсеместно омывая зерна породообразующих минералов, то в результате химического взаимодействия компонентов порового раствора с минералами породы может осуществиться реакция:

$$A+B \rightarrow D+E,$$

где A — породообразующий минерал (например, плагиоклаз), B — минералообразующий раствор, содержащий легкорастворимые соединения (например, KF), D — труднорастворимое соединение (например, флюорит) (одно или несколько), E — легкорастворимое соединение (например, K_2SiO_3).

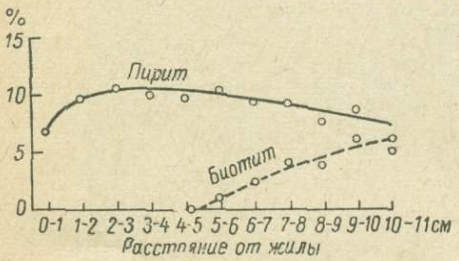


Рис. 87. Изменение содержания пирита и биотита в зоне околожильных изменений кварц-вольфрамитовых жил (по П. В. Покровскому, 1954).

Вследствие установившегося со времени равновесия D тв. $\rightleftarrows D$ рас., концентрация C_D, благодаря диффузии и равномерному давлению, станет одинаковой во всем объеме раствора, включая V_0.

Если затем в результате приоткрывания жильной трещины объем ее увеличится до V_1, то приращение объема жильной полости $\Delta V = V_1 - V_0$ вызовет понижение давления и температуры жильного раствора и, следовательно, прежде всего выразится в дальнейшем понижении растворимости соединения. Возникшее пересыщение жильного раствора должно привести к выпадению (кристаллизации) некоторого количества минерала в жильной полости и соответствующему понижению концентрации его в растворе до C'_D.

Появление градиента концентрации $\Delta C = C_D - C'_D$ в поровой и жильной частях минералообразующего раствора вызовет дополнительное растворение минерала D в боковой породе, так как давление (и температура) здесь всегда будет несколько выше, чем в жильной трещине.

Таким образом, «каждое приоткрывание (всякое приращение объема) жильной трещины, заполненной минералообразующим раствором, находящимся в химическом равновесии с породообразующими минералами, должно сопровождаться выносом некоторого количества труднорастворимых соединений (минералов) в жильную полость» (Барабанов, 1960).

К сказанному в настоящее время можно сделать несколько уточнений: а) температура раствора, заполняющего поры в грейзене, будет более высокой, чем в жильной трещине, лишь в том случае, если сама остывающая порода и является источником этих растворов; б) равновесие в открытых системах — понятие сложное и в известной степени условное, поэтому можно говорить лишь о *стремлении системы* к установлению равновесия D тв. $\rightleftarrows D$ рас. Но если помнить, что поровые растворы, как это показано в трудах Д. С. Коржинского (1955), почти всегда [9] находятся под более высоким давлением, чем те же растворы,

[9] Исключая моменты сжатия жильных трещин.

находящиеся в жильных полостях, то можно утверждать, что это обстоятельство лишь усилит общую тенденцию выноса труднорастворимых реакционных соединений из зон грейзенизации в жилы.

Итак, конечной причиной выноса минералов из зон околожильных изменений в жильные трещины является приоткрывание (разверзание) последних.

Но этим роль тектоники в минералообразовании не исчерпывается. Продолжительность тектонической жизни трещины определяет степень завершенности формирования данной жилы, полноту развития ее минеральных комплексов.

Это заключение вытекает из того очевидного факта, что в рассматриваемом типе жил трещинообразование, как это уже было показано (Барабанов, 1961), является основной причиной нарушения минеральных равновесий как в самих жилах, так и в зонах грейзенизации. Поэтому можно думать, что именно трещинообразование является одной из главных причин минералообразования в данном типе жил вообще.

В самом деле трещинообразование предшествует минералообразованию, вызывает и сопровождает минералообразование и в пострудной тектонике завершает его. Жильное минералообразование в этом смысле можно рассматривать как проявление определенного тектонического цикла. Однако процессы минералообразования качественно отличаются между собой на разных этапах своего развития.

В ранние этапы отчетливо преобладают процессы метасоматического преобразования пород — грейзенизация (и обусловленные ею адуляризация и альбитизация), а затем — березитизация и серицитизация.

Средние этапы характеризуются широко выраженными процессами перекристаллизации и сегрегации минеральных фаз. В это время происходит, по-видимому, образование слюдяных оторочек жил.

Поздние этапы характеризуются преобладанием процессов конкреционного отложения вещества в жильных трещинах как вследствие выноса из зон грейзенизации, благодаря наличию градиента концентраций, так и вследствие нарушения фазовых равновесий в растворе, заполняющем жильную полость в момент ее приоткрывания. В это время происходит свободный рост кристаллов берилла, висмутина, вольфрамита, флюорита, кварца, образование различного рода «агрегатов пересыщения» (Барабанов, 1961), вплоть до скрытокристаллических колломорфных масс флюорита, халцедона, пирита и др.

Нередко вследствие асинхронности развития отдельных участков жильной трещины она несет в себе одновременно следы проявления всех этих этапов. Тогда отдельные части ее могут быть приняты за определенные типы жил. Д. П. Григорьев (1956) в связи с этим справедливо указывал:

«Необходимо различать три типа жил: жилы заполнения (или конкреционные), жилы замещения (метасоматические) и жилы перекристаллизации; *эти типы могут в известной мере сочетаться в одной жиле*» (курсив мой. — *В. Б.*).

В редкометальных конкреционно-метасоматических жилах Восточного Забакалья метасоматические процессы количественно доминируют в хвостах и головах жилы, а конкреционные — в средних частях, отвечающих участкам наибольшего разверзания жильных трещин. Интересно отметить, что В. И. Вернадский обращал внимание на это обстоятельство еще сорок лет назад (Вернадский, 1923, стр. 125).

Характеризуя природу минералообразующих растворов, В. И. Вернадский (1923) в той же работе писал: «...Характер их (растворов. — *В. Б.*) очень сложный; в них идут самые разнообразные химические ре-

акции между веществами, *одновременно находящимися в растворе. Каждый такой раствор представляет поэтому чрезвычайно неустойчивую систему, резко меняющуюся в ту или иную сторону под влиянием даже незначительных изменений внешних условий»* (курсив мой. — *В. Б.*).

Эволюцией жильного минералообразования в направлении от метасоматического этапа к конкреционному управляют по крайней мере три главных фактора:

а) понижение концентрации свободных активных газов в растворах во времени вследствие их связывания в виде труднорастворимых соединений (CaF_2, $Ca_5[PO_4]_3F$, FeS_2) при метасоматическом преобразо-

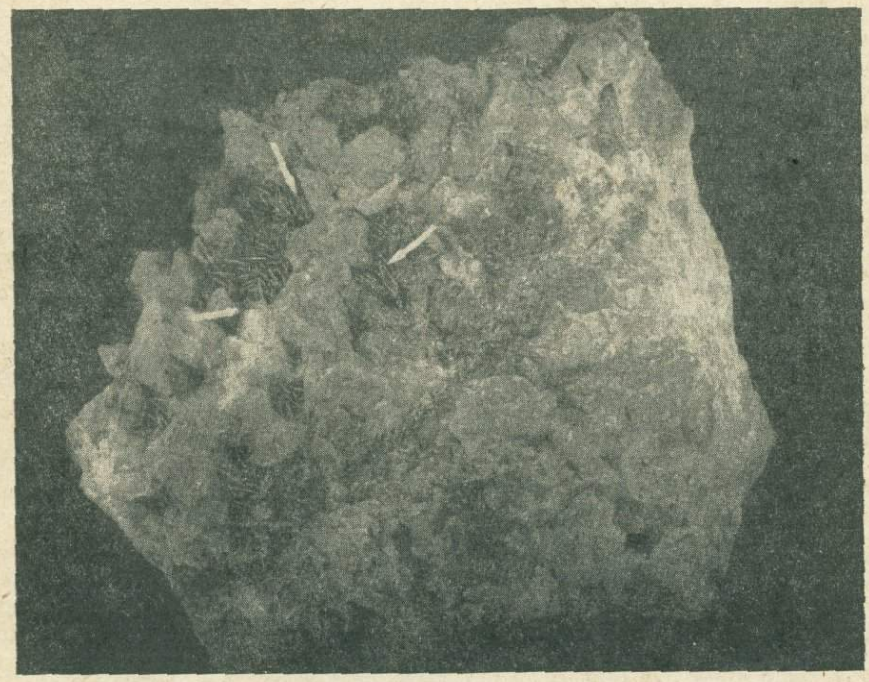


Рис. 88. Выделения козалита (показаны стрелками) в друзовых полостях регенерации жильного кварца. Уменьшено в три раза.

вании боковых пород и «выкипания» при перепадах внутреннего давления в жилах;

б) увеличение концентрации в растворах твердых фаз (CaF_2, FeS_2, SiO_2), обусловленное нарастающим выщелачиванием соответствующих оснований грейзенизирующими растворами из породообразующих минералов (плагиоклаза, амфибола, биотита и др.);

в) последовательная смена плавных приоткрываний жильных трещин с небольшими приращениями объема полостей все более жесткими разверзаниями с нарастающими значениями амплитуд раскрытия. При этом непрерывно увеличивается доля раствора, участвующего в конкреционной стороне процесса минералообразования.

Приведенные соображения можно иллюстрировать данными минералогического изучения занорышей в кварц-вольфрамитовых жилах.

Занорыши эти представляют собой перекристаллизованные трещины разрыва; размер их достигает порою нескольких кубических метров.

Располагаясь обычно в осевой части жил, вдоль осевого шва, *на разных горизонтах* жил они слагаются друзами регенерации кварца, пирита, флюорита и других минералов (Барабанов, 1961). Занорыши не сообщаются между собой, являясь в этом отношении в какой-то степени «закрытыми системами». Их образование происходило после заполнения трещин жильным кварцем.

Изучение минералов, находящихся в занорышах, показывает, что эволюция порций растворов, оказавшихся законсервированными в таких полостях, во всех случаях была аналогичной и по сути дела свелась к тем же явлениям метасоматоза, перекристаллизации и сегрегации, или конкреционного роста минералов. Это можно видеть на примере изучения висмутина, сфалерита и халькопирита.

В друзовых полостях кварц-вольфрамитовых жил свободно торчащие игольчатые кристаллы висмутсодержащего минерала (рис. 88) оказались не висмутином, как это долгие годы считалось (Левицкий, 1939; Ферсман, 1940; Смольянинов, 1955), а козалитом (Барабанов, 1957). Изучение минералогии козалита показало, что этот минерал образуется в результате химического превращения висмутина. Последний при повышении в окружающем минералообразующем растворе концентрации сульфида свинца переходит в сульфосоль, отвечающую составу лиллианита. Лиллианит — фаза метастабильная, в свою очередь распадающаяся на две взаимопрорастающие фазы: козалит+галенит. В дальнейшем этот агрегат перекристаллизовывается, и козалит превращается в агрегат игольчатых кристаллов, на которые нарастают мельчайшие октаэдрические кристаллики обособившегося галенита.

Общий ход процесса в данном случае может быть представлен следующей схемой:

$$\text{а)}\ \underset{\text{Висмутин}}{Bi_2S_3} + PbS\ (\text{в раств.}) = \underset{\text{Лиллианит}}{Pb_3Bi_2S_6},$$

$$\text{б)}\ \underset{\text{Лиллианит}}{Pb_3Bi_2S_6} \rightarrow \underset{\text{Козалит}}{Pb_2Bi_2S_5} + \underset{\text{Галенит}}{PbS}.$$

Из сказанного становится понятным:

1) почему висмутин и лиллианит отсутствуют в друзовых полостях регенерации и перекристаллизации жильного кварца (Барабанов, 1967);

2) почему иголочки козалита в друзовых полостях регенерации, как правило, несут на себе мельчайшие кристаллики галенита.

Другой пример. Халькопирит в кварц-вольфрамитовых жилах кристаллизуется позже сфалерита. Нередко можно видеть, что наличие последнего способствует выделению медного колчедана, который локализуется исключительно в пределах выделения сфалерита. Если такой сфалерито-халькопиритовый агрегат позднее подвергается перекристаллизации, обе фазы начинают обособляться, приобретая все более и более идиоморфные очертания, вплоть до образования обособленных кристалликов сфалерита и халькопирита. Примечательно, что эти превосходно образованные кристаллики вместе с козалитом и регенерированными обломками пирита находятся исключительно в замкнутых друзовых полостях регенерации жильного кварца. Иными словами, возникли они в процессе перекристаллизации участков жил, подвергнувшихся приоткрываниям.

Таким образом, здесь проявляется та же последовательность: 1) нарушение химического равновесия; 2) взаимодействие минералообразующего раствора с ранее выделившимися фазами (сфалеритом) и образование новой фазы (халькопирита); 3) перекристаллизация и сегрегация образовавшихся фаз. То есть: нарушение химического равно-

весия → метасоматоз и образование новых фаз → перекристаллизация и сегрегация этих фаз.

Так как первичное выделение халькопирита в сфалерите явно связано *с появлением системы локальных трещин,* а обособление фаз происходило при перекристаллизации в тех же локальных и замкнутых трещинах — полостях, можно утверждать, что здесь, как и в ранее приведенных примерах, причиной выделения новых минеральных фаз было *не поступление новых порций* «специализированных» растворов из гипотетического «металлоносного очага», а нарушение фазовых равновесий в *уже существовавшей* минералообразующей среде в *процессе трещинообразования.*

И, наконец, еще один пример. Кальцит в кварц-вольфрамитовых жилах выделяется одним из самых последних. Однако в кристаллах раннего жильного кварца удается порой обнаружить включения шарообразных агрегатов кальцита (Барабанов, 1961, стр. 62). Они подстилаются двухфазными включениями углекислоты. Расшифровка этого явления, по-видимому, может быть однозначной:

1) нарушение фазового равновесия в минералообразующем растворе, из которого шло отложение кварца, привело к отделению углекислоты;

2) обособившаяся углекислота в виде газово-жидких включений была захвачена растущим кристаллом кварца;

3) отделение углекислоты сдвинуло равновесие в растворе и привело к осаждению на растущей поверхности кристалла кварца агрегата зерен кальцита. Последний также был законсервирован в кварце.

Но приведенное объяснение означает, что и кальций, и углекислота *были в минералообразующем растворе* уже тогда, когда шло отложение высокотемпературного кварца, т. е. *задолго до выделения кальцита* как минерала в жилах.

Подобным образом рассуждая, можно утверждать, что медь, железо и сера будущего халькопирита присутствовали в растворе уже тогда, когда в наших жилах шла кристаллизация сфалерита. Только этим можно объяснить наличие микроскопических вростков халькопирита в первичном сфалерите, представляющих собой типичные структуры распада гомогенного твердого раствора. По-видимому, и свинец был в растворе, из которого кристаллизовался висмутин, хотя образование за счет висмутина сульфосолей свинца — *лиллианита и козалита* — произошло значительно позднее.

Если все это так, тогда необходимость привлечения «пульсационно-прерывистой» подачи «специализированных» порций растворов из гипотетических очагов-кладовых, которых никто никогда не видел и путей к которым никому не довелось наблюдать, сама собой отпадает. И «многостадийность» формирования кварц-вольфрамитовых жил и сопровождающих их околожильных грейзенов окажется прямым следствием *эволюции единого минералообразующего раствора,* в условиях периодически происходящего жильного трещинообразования.

Обобщая все сказанное, можно сделать следующие краткие выводы:

1. Околожильные грейзены — это метасоматически-измененные кислые, средние или основные магматические, метаморфические или осадочные породы слюдяно-кварцевого состава, нередко с флюоритом, топазом, бериллом альбитом, адуляром и другими силикатами и алюмо-силикатами. Околожильные грейзены обычно содержат пирит, висмутин, молибденит, вольфрамит, касситерит, монацит и другие характерные рудные минералы.

Грейзены образуются из исходных боковых пород вследствие воздействия на них высококонцентрированных гидротермальных растворов, богатых калием, реже — литием и анионами — фтором, $[WO_4]$, $[PO_4]$, $[S_2]$, $[CO_3]$ и др.

Для околожильных грейзенов характерны явления собирательной перекристаллизации новообразованных минералов и связанная с этим сегрегация их, вплоть до образования мономинеральных участков и обособлений слюды, топаза, кварца, калиевого полевого шпата, альбита и других минералов. Последние часто ошибочно называются «слюдяными», «кварцевыми», «полевошпатовыми» и тому подобными грейзенами.

2. Кварц-вольфрамитовые жилы Восточного Забайкалья — метасоматически конкреционные образования. Они возникли в результате метасоматического взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами и конкреционного переотложения или перекристаллизации и сегрегации химических продуктов этого взаимодействия в порах, пустотах пород и в жильных трещинах.

3. Жильные минералы: слюды, вольфрамит, флюорит, пирит, апатит, шеелит, часть кварца, микроклин, альбит, кальцит, анкерит, сидерит и некоторые другие образовались в зоне изменения боковых пород за счет породообразующих минералов — амфибола, плагиоклаза, биотита, микроклина, кварца в процессе их грейзенизации.

4. Если трещина, система трещин или зона, по которой прошли грейзенизирующие растворы, изменившие вмещающую породу, в дальнейшем не приоткрывались, все продукты изменения породообразующих минералов (слюда, флюорит, пирит и др.) остались в зоне грейзенизации. Так возникли грейзеновые поля, в которых вольфрамит и другие рудные минералы являются породообразующими минералами.

5. Если трещины в грейзенизирующих зонах, пропитанных растворами, приоткрывались, продукты грейзенизации боковых пород выносились в эти трещины и отлагались здесь в строго определенной последовательности: слюда, вольфрамит, флюорит, кварц, адуляр, альбит, сульфиды, карбонаты. На месторождениях Восточного Забайкалья и в других местах имеется масса жилок и прожилков, остановившихся на разных ступенях их развития: слюдяные, слюдяно-вольфрамитовые и т. п., т. е. выполненные той или иной минеральной ассоциацией.

6. Последовательность кристаллизации вынесенных из зон грейзенизации минералов определяется, по-видимому: величиной pH, появлением градиента концентрации в поровой и жильной частях минералообразующего раствора, теплотой растворения и образования соответствующих минералов и другими параметрами.

7. Величины этих параметров очень сильно зависят от колебаний внутреннего давления в жильных полостях в ходе многократных внутриминерализационных приоткрываний жильных трещин. *Возникающие при этом нарушения фазовых равновесий и выпадение твердых фаз создают иллюзию пульсационно-прерывистого (полиасцендентного, многократного) поступления растворов.*

8. Таким образом, формирование метасоматически-конкреционных жил есть процесс саморазвития единого, противоречивого в своей сущности постмагматического раствора, находящегося в состоянии непрерывного взаимодействия со средой. Этот раствор насыщен легкорастворимыми соединениями тяжелых металлов и газами. *Ведущим механизмом в процессе метасоматического преобразования породообразующих минералов, перекристаллизации и сегрегации вновь возникших фаз, в растворении, выносе и переотложении их в жильных трещинах является жильное трещинообразование.*

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1957. Козалит из Букукинского месторождения ДАН СССР, т. 112, № 5.

Барабанов В. Ф. 1960. Минералогия Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье). Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья, т. I. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1962. К вопросу о генезисе вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья (Ответ А. Д. Щеглову). Вестник ЛГУ, № 18.

Барабанов В. Д. 1967. О „лиллианите" из Букукинского вольфрамитового месторождения. Сб. Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд. ЛГУ.

Беус А. А. 1960. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов. Междун. Геол. конгр., XXI сессия, Докл. сов. геологов, *Проблема № 1*. М.

Вернадский В. И. 1923. История минералов земной коры, т. 1, вып. 1. Пг.

Григорьев И. Ф. 1953. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. Бюлл. *МОИП*, т. *XXVIII*, вып. 1.

Григорьев Д. П. 1956. Перекристаллизация минералов. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 85.

Дмитриевский В. С. 1956. О нормативных химико-минералогических типах слюдяно-кварцевых и топазо-кварцевых грейзенов. Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, № 10.

Дмитриевский В. С. 1959. О сущности понятия «грейзен». Тр. Воронежского гос. ун-та, т. 50.

Ермилова Л. П. 1962. Минералогия молибдено-вольфрамитового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ АН СССР.

Ермилова Л. П. 1964. Минералы молибдено-вольфрамитового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., изд. «Наука».

Заварицкий А. Н. 1916. Отчет об осмотре Боевского месторождения вольфрама. *Изв. Геол. комит., № 6.*

Каленов А. Д. 1962. Грейзены Восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Каленов А. Д. 1963. *Слюдяные оторочки вольфрамит-кварцевых месторождений.* Сб. Матер. по геол. Монг. Нар. Респ. М., Гостоптехиздат.

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. АН СССР.

Левицкий О. Д. 1959. Вольфрамитовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторожд. редк. и мал. мет. СССР, т. 2. М.—Л., Изд. АН СССР.

Наковник Н. И. 1954. Грейзены. В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Тр. ВСЕГЕИ.

Онтоев Д. О. 1959. Лиллианит Букукинского месторождения и условия его образования. ДАН СССР, т. 126, № 4.

Онтоев Д. О. 1962. Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. «Геол. рудн. мастер.», № 3.

Покровский П. В. 1954. О некоторых закономерностях процессов околожильных изменений горных пород. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, т. 83, вып. 3.

Рундквист Д. В. 1959. *Пример зональности отложения в рудных телах.* «*Информ.* сборн.», № 13. Л., ВСЕГЕИ.

Смольянинов Н. А. 1955. Практическое руководство по минералогии. М., *Госгеолтехиздат.*

Ферсман А. Е. 1940. Пегматиты, т. 1, изд. 3. М.—Л., Изд. АН СССР.

Щеглов А. Д. 1959. К вопросу о генезисе вольфрамитовых месторождений Забайкалья. «Геология рудн. местор.», № 6.

Щерба Г. Н. 1949. Заметки о грейзенах Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 11.

Berry L. C. 1940. Studies of mineral sulpho-salts: IV — galenobismutit and "lillianite". Amer. Mineral., vol. 25, No 11.

Stemprok M. 1961. Genetische Untersuchung der flach fallenden Gänge auf der Erzlagerstätte Cinovec (Zinnwald) im Erzgebirge. Sborn. Ustredn. Ustavu Geolog. Praha.

Strunz H. 1957. Mineralogiche Tabellen, 3 Auflage, Leipzig.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3
Введение 5

Из истории генетических представлений в минералогии

Лекция 1. Основные этапы формирования генетических представлений в минералогии 7

Магматические месторождения

Лекция 2. Магма и ее кристаллизация. Хромито-платиновые месторождения Горы Соловьевой 25
Лекция 3. Титаномагнетитовые месторождения горы Качканар. Медно-никелевые месторождения Мончетундры 40
Лекция 4. Апатитовые месторождения Хибин 57

Пегматитовые месторождения

Лекция 5. Гранитные пегматиты и их генезис 69
Лекция 6. Слюдоносные пегматиты Лейвойвы 81

Контактово-метасоматические месторождения

Лекция 7. Медно-рудные скарны Хакассии. Флогопитовые месторождения Слюдянки 95

Пневматолито-гидротермальные месторождения

Лекция 8. Современные представления о роли пневматолиза в минералообразовании 115
Лекция 9. Топазовые жилы Шерловой горы 126
Лекция 10. Вольфрамитовые месторождения Восточного Забайкалья . . 147
Лекция 11. Околожильная грейзенизация и образование редкометальных жил 172

Барабанов Владимир Федорович

Лекции по генетической минералогии

Том I

Редактор *Н. П. Скорынина*
Обложка художника *Б. Н. Осенчакова*
Техн. редактор *Е. Г. Учаева* Корректоры *Г. В. Краснухина, А. С. Качинская*

М-40760. Сдано в набор 24 X 1968 г. Подписано к печати 24 IV 1969 г.
Уч.-изд. л. 16,19. Печ. л. 12+вкл. Бум. л. 6,12. Формат бум. $70\times108^{1}/_{16}$.
Бумага тип. № 3. Заказ № 654. Цена 1 р. 62 к. Тираж 2620.
Издательство ЛГУ им. А. А. Жданова

Типография ЛГУ. Ленинград, Университетская наб., 7/9.

2680