



МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Петрографический комитет

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

1132



Издательство
«Наука»
Москва
1974



Сборник посвящен одной из актуальных проблем геологии — связи магматического и рудогенерирующего процессов. По содержанию статьи сборника можно разделить на две группы: первая состоит из обобщающих статей, в которых рассматриваются разные аспекты обсуждаемой проблемы и анализируется большой фактический материал о характере и критериях связи рудообразования с разными фазами магматического и постмагматического процесса; вторая группа статей рассматривает вопросы, касающиеся конкретных магматических массивов и связанной с ними рудной минерализации.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, занимающихся решением проблемы рудообразования.

Ответственные редакторы:
член-корреспондент АН СССР Г.Д. Афанасьев
и А.К. Симон

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати Петрографическим комитетом

Редактор Издательства Л.М. Бекасова. Обложка художника Н.В. Илларионовой
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 29/XI-74 г. Т — 13467. Усл.печ.л. 13,75+вкл. 1,06.
Уч.-изд.л. 15,7. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 2000 экз.
Тип. зак. 1477 Цена 1 р. 10 к. Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ •

Изучение дифференциации вещества верхних оболочек Земли и перемещения ее продуктов в виде глубинных магм с рудными компонентами на разные уровни, вплоть до дневной поверхности, составляет главную задачу современной петрологии. Общие и частные достижения в решении этой проблемы имеют значение не только для познания недостаточно раскрытых закономерностей развития магматизма. Они позволяют глубже понять связь рудообразования разнообразных полезных ископаемых глубинного происхождения с этими процессами.

Первое всесоюзное петрографическое совещание (Москва, 1953 г.), опираясь на устои отечественной петрографии, поставило перед научной и производственной общественностью страны задачу — исследовать закономерности развития магматизма и связь магматических пород с полезными ископаемыми.

Усовершенствование технической вооруженности и методического арсенала петрографов, резкое расширение объема данных, привлекаемых при петрологических исследованиях, и более тесная взаимосвязь петрографии со смежными дисциплинами значительно продвинули вперед решение этой ответственной задачи. Однако количество сложных вопросов не сократилось. Более того, возникли вопросы, требующие качественно новых решений и стимулирующие дальнейшее развитие исследований по проблеме, в разработке которой на петрографах лежит особая ответственность.

Учитывая сказанное, Петрографический комитет ОГГГ АН СССР предпринял издание сборника "Магматизм и рудообразование".

Сборник не ставит своей задачей подвести итоги двадцатилетних исследований. Он преследует более скромные цели: на примере решения некоторых крупных вопросов связи магматизма и рудообразования или исследования отдельных магматических объектов показать конкретное состояние проблемы и уровень ведущихся по ней исследований. Подведение общих итогов работы в данном направлении в СССР — задача, посильная лишь всесоюзному совещанию, созыв которого намечается на 1975 г.

В сборник включены как обобщающие статьи по крупным разделам проблемы (статьи Г.Д.Афанасьева, О.А.Воробьевой с коллективом, А.И.Гинзбурга и З.Г.Караевой, Л.Н.Овчинникова с коллективом), так и примеры частных исследований по проблеме на конкретных объектах (статьи С.М.Бескина с коллективом; Ю.И.Дмитриева и А.И.Гусевой; В.А.Лихачева с коллективом; А.С.Сахарова).

В этом смысле как бы промежуточное положение занимают работы В.И.Гоньшаковой, М.Г.Руб и Н.В.Троневой, В.Г.Фоминых и И.А.Малахова. Опираясь на конкретные объекты, авторы характеризуют в целом рудообразование в связи с определенным типом магматических формаций.

А.Н. Леонтьев в качестве дополнительного критерия связи магматизма и рудообразования использует факт их общего тектонического контроля, поэтому представилось целесообразным поместить эту работу в данном сборнике.

Объем сборника не позволил рассмотреть соотношение нерудных полезных ископаемых с магматическими породами, что, разумеется, не снижает актуальности этих вопросов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (На примере Северокавказской горной системы)*

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм и эндогенное рудообразование – глубинные процессы, часто структурно-территориально совмещенные.

Хотя идея о закономерных сообществах горных пород крупнейшими петрографами, нашими предшественниками, была выдвинута давно (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг – 1888 г., Джедд – 1896 г., Гольдшмидт – 1922 г., Тиррелл – 1932 г.), однако накопление фактического материала как собственно петрографического, так и полученного благодаря успехам сопредельных наук (радиогеология, геохимия стабильных изотопов, геофизика, тектоника), создало возможность разработки проблем геологической петрологии только в наше время.

Познание соотношений – взаимосвязей горных пород и сопровождающих их жильных, контактовых образований различных типов петрографических ассоциаций, обоснование генетических связей между ними, выявление корреляционных зависимостей между магматизмом и тектоникой, специфика ассоциаций изверженных и метаморфических пород складчатых областей и платформ, проблема родоначальных магм – все эти аспекты геологической петрологии могут разрабатываться в наше время с уверенностью в получении результатов, ценных и для теории и для практической геологии.

Фундаментальный для геологии вопрос о развитии геосинклиналей и их преобразовании в участки коры устойчивых областей, вплоть до платформ, а также вопрос о новом вовлечении платформенного участка коры в геосинклинальные условия развития, требуют знания эволюции вещества подвижной зоны, т.е. типов ассоциаций горных пород, отвечающих определенным этапам структурно-тектонического развития горноскладчатой системы.

Мною предложено следующее определение понятия "магматический комплекс": это совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих

* Доклад на заседании Ученого Совета ИГЕМ АН СССР 28 февраля 1973 года.

общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза (Афанасьев, 1950 б).

В другой работе (Афанасьев, 1960, стр. 200) под понятием "формация" в применении к Северному Кавказу подразумевается ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус, внедрения, отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага. Конкретная формация сложена породами единого петрографического семейства, близкими по возрасту.

Выявление конкретных магматических формаций в разных регионах и их объединение в родственные комплексы лежат в основе решения проблем петрогенезиса и эндогенного рудогенеза.

КРАТКИЙ ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ

На I Всесоюзном петрографическом совещании в 1953 г. была поставлена на обсуждение проблема: магматизм и связь с ним полезных ископаемых.

В большинстве докладов и в решении, принятом совещанием, отражена принципиальная важность проблемы связи эндогенного оруднения с магматическими источниками.

Мною тогда были подчеркнуты некоторые важные мысли С.С.Смирнова (Афанасьев, 1953). В частности, он писал, (1946): "... вопрос о связи руд с магматическими породами является достаточно сложной проблемой. Почти бесспорно, что характер связи между рудами и магматическими породами различен в различных геологических условиях. Ближе подойти к более определенному и более обоснованному его пониманию мы, очевидно, сможем лишь тогда, когда отказавшись от "универсальных" гипотез, займемся более тщательным, более глубоким изучением форм проявления магматизма в каждом данном рудном узле. Выяснение истории развития магматического комплекса (комплексов) рудного района, определение условий залегания, формы и размеров магматических тел, ассоциированных с рудами, изучение положения этих тел в общей структуре — вот в сущности общеизвестный, но редко в полном объеме осуществляемый, один из путей исследования поставленной проблемы".

В моем докладе (1953) были сформулированы следующие выводы.

1. Изверженные породы складчатых областей образуют закономерные разновозрастные ассоциации — магматические комплексы, приуроченные к определенным геоструктурным зонам.

2. Пример северокавказской складчатой области позволил наметить от кембрия до кайнозоя включительно не меньше четырех

качественно различных разновозрастных магматических комплексов, что свидетельствует об отсутствии постоянного ювенильного источника магмы и, наоборот, говорит о периодичности магмообразования в земной коре.

3. На примере северокавказской складчатой области вырисовываются два главных типа серий магматических пород: а) серия, включающая дифференциаты от ультраосновных пород до относительно небольших, но активных интрузий натриевых гранитов; б) серия гранодиорит-гранит - аляскит с краевыми базифицированными оторочками за счет ассимиляции вмещающих пород, происшедшая за счет анатексиса и гомогенизации разнородных пород сиала.

4. Эндогенное рудообразование - контактно-метасоматическое, эпимагматическое, пегматитовое и гидротермальное - достаточно определенно генетически связано с интрузивными массами, относительно абиссальными. В условиях гиабиссальной фации гидротермальные месторождения связаны с интрузиями парагенетически. Некоторые кислые магматические, в том числе и эффузивные, породы вследствие эпимагматической и собственно магматической обогатенности являются носителями ценных рудных полезных ископаемых.

5. Важнейшими факторами эндогенного рудообразования являются: а) потенциальная и вместе с тем специфическая металлоносность магм различных геологических эпох; б) воздействие среды формирования интрузий в виде прямого обогащения магмы отдельными компонентами или их возможного своеобразного катализирующего действия; в) термодинамическая обстановка формирования изверженных пород из магм (фациальная обстановка, объемы изверженных масс), определяющая длительность взаимодействия магмы со средой и прогрев ее; сюда же, в частности, следует отнести скорость кристаллизации и формы отделения, а также концентрации летучих компонентов; г) структурная подготовленность участков земной коры; наличие благоприятных структур регионального значения (разломы) и локальных структур (трещиноватость).

7. Главнейшими критериями, определяющими возможные генетические связи металлоносности и магматических комплексов, являются: а) наличие тектонических структур и магмопроявлений; б) возрастная близость и геологический возраст магматических комплексов и проявлений оруденения; в) структурно-территориальная сопряженность рудных проявлений и магматических комплексов; г) специфика вещественного состава магматических пород и рудных проявлений с учетом аксессуарных минералов и элементов примесей, а также изотопного состава отдельных образований.

В книге, посвященной геологическим основам поисков и разведки рудных месторождений, В.И.Смирнов (1954, стр.51-52), рассматривая признаки связи между изверженными породами и эндогенными рудными месторождениями указывает, "что к ним относятся следующие: 1) одновременность образования, 2) приурочен-

ность к одним и тем же геологическим структурам, 3) одинаковые фациально-глубинные условия образования, 4) связь с интрузивными дайками, 5) связь определенных по составу изверженных пород и месторождений, 6) закономерность размещения рудных месторождений по отношению к массивам изверженных горных пород, 7) геохимические признаки".

Выделение В.И.Смирновым признаки были близки к тем критериям связи оруденения с магматизмом, которые были сформулированы в моем докладе в 1953 г. на I всесоюзном петрографическом совещании (1955, стр. 32). В частности, В.И.Смирнов упоминает на стр.52 "Для ряда областей такая общая схема развития магматизма и рудообразования конкретизируется путем выделения серии последовательно образовавшихся магматических комплексов и связанных с ними месторождений. Так, например, Г.Д.Афанасьев (1953) для Северного Кавказа выделяет пять разновозрастных магматических комплексов, обладающих специфичным оруденением".

В качестве примера гидротермальных колчеданных руд В.И.Смирнов приводит месторождение Рио-Тинто в Испании и уральские колчеданные месторождения.

В обзорной статье В.И.Смирнова и Г.А.Соколова (1963) рассмотрены доклады, доложенные на Конгрессе (Л.Н.Овчинников, Эльснер - ГДР и др.), и отмечено, что имеются различные точки зрения относительно сингенетического или наложенного происхождения руд, ассоциирующихся с эффузивно-осадочными комплексами.

В статье 1969 г. В.И.Смирнов рассматривает источники вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Он считает, что сейчас можно наметить следующие три источника вещества, идущего на формирование эндогенных полезных ископаемых.

1. Ювенильная группа, связанная с подкоревой магмой базальтового состава - эндогенные месторождения, формирующиеся за счет снабжения их минеральным веществом из ювенильных источников базальтовой магмы в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры; такие условия осуществляются дважды в рамках нормального развития земной коры: на ранней геосинклинальной стадии в трогах эвгеосинклиналей; в платформенный этап в рифтовых зонах.

Для собственно геосинклинальных условий характерны следующие магматические формации: 1) перидотитовые с магматическими месторождениями хромита, осмия, иридия; 2) габбровая с магматическими месторождениями титано-магнетитов, платины и палладия; 3) плагιοгранит-сиенитовая со скарновыми месторождениями железа и меди; 4) вулканогенно-субмаринная спилит-диабазовая формация с колчеданными месторождениями сульфидов железа, меди и цинка, а также окисных руд железа и марганца.

К базальтоидным формациям активизированных платформ относятся: трапповая формация с месторождениями сульфидов меди и никеля, кимберлитовая с магматическими месторождениями алма-

зов, ультраосновных щелочных пород с месторождениями цветных редких металлов в карбонатитах.

2. Главная масса месторождений ассимиляционной группы имеет источником коровую гранитную магму палингенного происхождения, из остывающих продуктов которой они выносятся или экстрагируются активными постмагматическими растворами.

3. Для последней - фильтрационной группы в ряде случаев, особенно для телетермальных месторождений (например, стратиформные месторождения свинца), существенна доля внемагматических веществ, заимствованных из окружающих пород.

Основные представления В.И.Смирнова, которые сводятся к признанию генетической связи конкретных типов рудогенеза с конкретным магматизмом для так называемой ювенильной и ассимиляционной групп, отвечают в основном и нашим выводам по этой проблеме. Именно признание такой связи с магматизмом имеет превалирующее значение при постановке поисков на эндогенные полезные ископаемые, а следовательно, и для прогнозной оценки территории.

Гипотетическое отнесение одних источников к "коровым", а других к "подкоровым" не имеет реального практического значения.

Современное отношение к проблеме рудных месторождений наших ведущих ученых, нашло отражение в сборнике докладов к XXIV конгрессу в Канаде (1972).

В предисловии к указанному сборнику отмечено, что рассмотрена проблема формирования рудоносных растворов и возникновения из них магматических месторождений, ассоциированных с plutonicкими комплексами изверженных пород.

В статье В.И.Смирнова: "Соотношение сингенетичных и эпигенетичных процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов" вопрос о медноколчеданных месторождениях рассматривается несколько по-иному, чем в 1969 г. Все же по В.И.Смирнову колчеданные месторождения, входя в состав офиолитовых поясов, ассоциируются с вулканогенными комплексами эвгеосинклиналиного режима.

Автор настоящей статьи считает, что понятие об офиолитовых сериях и вопрос о связи с ними колчеданного оруденения (на основе изучения кавказского материала) требуют дальнейшей разработки и возможно некоторого пересмотра.

Статья Ф.К.Шипулина (1972) "Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах" посвящена важной и интересной проблеме, где однако должны были больше звучать материалы экспериментальных исследований и изучения современных лав.

Генетическая связь эндогенных месторождений с различными по глубине залегания и составу магматическими системами у Ф.К. Шипулина не вызывает сомнения.

Работа Ф.К.Шипулина, несомненно, петрологическая, но суждения по метасоматитам, дайкам и разным элементам в этих породах далеко не достаточны для решения поставленной теоретической за-

дачи — образование рудоносных растворов в глубинных магматических очагах, ибо по дайкам, даже если они являются дифференциатами магм глубинных магматических очагов, нельзя судить о магмах в целом этих очагов.

Н.П.Лаверов в том же сборнике к XXIV конгрессу (1972) опубликовал статью "Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах".

Рудные месторождения он относит к нескольким формациям: медно-порфировой, Q —молибденовой, турмалин-халькопиритовой, молибденит-настурановой, редкометальной берtrandит-фенакитовой и др. Всего до 11 рудных формаций.

Для них характерны:

а) тесная связь с континентальными вулкано-интрузивными комплексами кислых и средних субшелочных пород, образованных в условиях консолидированной земной коры;

б) незначительный разрыв во времени между рудообразующими процессами, приведшими к формированию месторождений и завершающей стадией вулканической деятельности;

в) полигенные источники рудообразующих веществ (в статье скорее постулируется этот тезис, чем доказывается!);

г) геотектоническая позиция;

д) магматический контроль "оруденения" (в чем он осуществляется не показано!)

Далее автор отмечает, что совместное присутствие отражает тесную связь рудообразующих процессов с магматической деятельностью (но какова эта связь, Н.П.Лаверов — не раскрывает!) На стр.40 он пишет: "На основе этих наблюдений можно сделать вывод, что рудообразующие процессы, по-видимому, связаны с завершающей стадией магматической деятельности, проявлявшейся в континентальных условиях".

Совокупность геохимических, геохронологических и геологических наблюдений свидетельствует о тесной связи руды и магматических формаций. При анализе причин такой связи он не формулирует иной, кроме общих источников вещества.

Говоря об источниках рудного вещества Н.П.Лаверов считает, что все исследования (главным образом геохимические, изотопные) указывают на полигенные источники рудного вещества.

Первоначальный источник как магмы, так и рудных компонентов в ней содержащих, как мы считаем, конечно, полигенный — кора ведь это мозаика геологических образований разного возраста и состава. Естественно, при анатексисе сложной гаммы пород магмой захватывается ряд ценных компонентов. Важно выяснить, какие процессы являются главными для концентрации полезных компонентов с образованием месторождений.

И.П.Лаверов пишет: "Источником рудообразующих компонентов, входящих в состав руд и окорудных метасоматитов, могут быть внутрикоровые и подкоровые магматические очаги, трансмагматические растворы и вмещающие породы. На глубинное происхождение

ние основных компонентов руд рассматриваемых месторождений Cu, Mo, W, Be, Au, Ag, Pb, Zn и F указывает ряд признаков.

И.П.Лаверов считает, что сера и вода экзогенны, фтор и тяжелые металлы имеют глубинное (возможно магматическое!) происхождение (стр.44).

Какие же закономерности определяют размещение месторождений кроме территориальной сопряженности с эффузивно-экструзивными комплексами?

Отсутствие петрологической изученности (в статье данные не приводятся) вулканогенов и экструзивов не позволило автору сформулировать наиболее важный вывод (не об источнике рудного вещества, не о генезисе месторождений), а о том — каковы факторы, приведшие к концентрации рудных компонентов в месторождении. Тем не менее основной общий вывод напрашивается сам собой. Такими факторами являются близко одновременный магматизм района и тектоническая подготовка региона. На основе скоррелированного изучения этих факторов (магматизм, тектоника, руды) могли быть выявлены закономерности размещения руд — что является основным.

Работа А.И.Гинзбурга и И.И.Куприяновой (1972) "Редкометалльные легматиты магматического происхождения" своим названием подчеркивает связь магматизма и разбираемого оруденения. Работа Г.Н.Шерба и др. "Рудоносный блок и локализация в нем редкометалльного оруденения" (1972) рассматривает редкометалльное оруденение (Центральный Казахстан) кварцево-жильной грейзеновой формации, имеющее достаточно четкую генетическую и пространственную связь с гранитными интрузивами.

Обзор новейших представлений наших видных геологов, специалистов по рудным месторождениям, свидетельствует о признании связи (структурно-территориальной в большинстве случаев и для ряда объектов — генетической) магматизм и эндогенного оруденения, источники которого являются магматогенными.

Для практической геологии определение первоначальных источников рудного вещества имеет лишь только теоретическое значение.

Для поисковых работ и перспективной оценки отдельных регионов в отношении эндогенного оруденения необходимы знание геологического развития региона, особенно его структурно-тектонического развития и эволюции магматизма, с учетом металлогенической специфики разновозрастных магматических формаций и их отдельных членов.

ОБ АКТИВНОЙ РОЛИ ИНТРУЗИВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ МАСС

Анатектический генезис магм гранитного состава сейчас достаточно общепризнан. Много об этом докладывалось в 1953 и 1961 гг. на петрографических симпозиумах.

Для решения вопроса о связи магматизма и эндогенной минерализации большое значение имеет однозначность наших знаний о

глубинах генераций магматических расплавов разного состава, о количестве растворенной в них воды и других летучих (например, углекислоты), об образовании промежуточных очагов родоначальной магмы с последующей ее дифференциацией или о множественности магм, возникающих на различных глубинных уровнях верхней оболочки Земли. Важно также договориться о том, что следует понимать под представлением о генетических связях магматизма и эндогенной минерализации. Если мы согласны с палингенным происхождением фанерозойской гранитной магмы, то это будет означать отрицание, и вопрос об ювенильности рудных компонентов переходит уже в область уточнения самого понятия "ювенильность". Источник рудных компонентов, ассоциирующийся с положением интрузивов гранитоидного ряда, достаточно однозначен и не требует абстрактных предположений. Мобилизующая роль кислой магмы на глубоких уровнях с высоким РТ меняется на отдающую способность при переносе расплавов на уровни более низких температур и давлений, когда отделяются вода и другие летучие и экстрагируемые полезные компоненты.

Познать рудоносность интрузивной магмы непосредственно мы не в состоянии, а магма излившаяся (современные лавы) в значительной мере уже лишена ряда компонентов (летучих, рудных). Поэтому генетическая роль магмы в эндогенном рудообразовании реализуется двояко: 1) отдачей в окружающую среду, присущих ей ювенильных компонентов и 2) отдачей тех компонентов, которые были вместе с водой мобилизованы из вмещающих пород на уровнях с высокими параметрами давлений и температур.

Изучение конкретных магматических формаций дает основания для представления о существовании глубинных промежуточных магматических очагов родоначальной магмы, близкой по составу к кварцевому диориту, андезиту, дифференциация которых дает производные магмы андезит-базальтового, диорит-гранодиоритового и гранитного составов.

Однако глубина генерации исходных расплавов и образования промежуточных очагов родоначальной магмы пока довольно гипотетичны. Установлена возможность эвтектоидной выплавки состава $Q - Ab - Or$ при $600^{\circ}C$ и давлении водяного пара по Татлу и Уайту (МГК, 1960 г.) около 4000 атм, что, возможно, осуществлялось при развитии геосинклинальных прогибов глубиной до 20 км, где возможны такие РТ условия при температурном градиенте $30^{\circ}/км$.

Косвенным подтверждением такого распределения температур может быть выявленное геофизическими работами на Кавказе положение в разрезе коры нижней кромки магнитовозмущающих масс на глубине 50-60 км. На более глубоких уровнях можно предположить температуры, превышающие точку Кюри магнетита $+573^{\circ}$, т.е. уровни глубин, отвечающие выплавке гранитной эвтектики порядка не менее 20, а возможно и 50 км.

При значительно более высоком геотермическом градиенте эти уровни выплавки гранитной эвтектики должны быть значительно выше.

При более высоких давлениях и температуре, превышающей точку тройного минимума, формируются гранодиоритовая и кварц-диоритовая магмы.

Мне представляется, что вопрос глубины генерации магматических расплавов разного состава требует еще большей экспериментальной и геолого-петрологической разработки.

Для целей настоящего доклада существенным является признание магм, главным образом гранитной, за важнейший фактор переработки вмещающих пород по пути продвижения вверх и в камерах или участках замещения — ее длительного взаимодействия с вмещающими породами.

Широко известны исследования Горансона, Кеннеди, Хитарова, Кадика и других ученых, которые выявили фактор чрезвычайной важности — высокую растворимость воды в силикатном расплаве при высоких давлениях водяного пара.

При давлении 1000 атм кислые магмы могут растворить около 3 вес.% воды. При давлении 5000 атм магма кислого состава может растворить 13 вес.% воды. При более высоких давлениях растворимость воды в кислом расплаве достигает десятков процентов.

Как пишет А.А.Кадик (1972), для больших глубин Земли магма является мощным коллектором воды, однако вопрос, откуда берется вода, которая на больших глубинах может в больших количествах растворяться в магме, изучен пока недостаточно. Наиболее вероятный источник — вода вмещающих пород, но остается неясным, на какую глубину могут перемещаться блоки пород, включающих водосодержащие минералы? Возможно ли их погружение в область высоких давлений, порядка 5000 атм?

Гипотеза глобальной тектоники плит допускает перемещения блоков верхней оболочки Земли. Однако механизм такого перемещения вовсе не отвечает так называемому дрейфу континентов. Речь может идти (также как и для смещения магнитного полюса) об общих смещениях верхней оболочки Земли относительно астеносферной оболочки (или по ней), вызываемых изменениями положения Земли в пределах Солнечной системы. Однако эта проблема требует особого рассмотрения. По данным А.А.Кадика, растворимость (CO_2) примерно на порядок ниже растворимости воды; при давлении 3000–5000 атм она составляет 0,1–0,6 вес.%.

При движении в более высокие горизонты земной коры, вплоть до уровней кристаллизации расплавов, и понижении давления и температуры происходит энергичная отдача магмой растворенных в ней летучих компонентов, захватывающих также полезные компоненты, растворимые в этих условиях.

Таким образом, области коры, входящие во взаимодействие с интродуцировавшей магмой или ее производными, логично рассматривать как потенциально обогащенные полезными компонентами. Вне ареалов воздействия магматических масс и их производных эндогенные рудопроявления не концентрируются.

О СВЯЗЯХ МАГМАТИЗМА И ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Особенности структурно-формационного развития Северного Кавказа. Альпийская горная система Большого Кавказа имеет длительную историю развития.

Буровые скважины в районе г.Ростова, предкавказского прогиба, материалы конгломератов Горного Крыма и буровые скважины Палазу Маре (близ г.Констанцы, Румыния) показывают, что Кавказско-Крымско-Карпатская система была заложена как подвижная зона на раздробленном докембрийском кристаллическом фундаменте южной периферии Русской платформы. Реликты докембрийского магматизма и метаморфизма, выявленные Rb/Sr методом, доказаны сейчас и в пределах Северного Кавказа.

Совокупность формаций магматических горных пород позволяет выявлять тип строения и развития той или иной геоструктурной зоны.

Все больше материалов появляется о реликтах рифейских геосинклинальных образований в районе г.Ростова и, вероятно, на Баксане (Северный Кавказ). Вполне четко выделяются последовательно сменяющиеся на юг геосинклинальные зоны двух более молодых этапов геосинклинального развития Большого Кавказа:

1) вулканогенно-осадочная серия, метаморфизованная в фации зеленых сланцев, зона нижнего палеозоя Передового хребта, в основании трогового прогиба она прорвана интрузиями Уруштенского комплекса;

2) в пределах южного склона Главного хребта намечается геосинклинальный прогиб нижнеюрского возраста.

За последние годы завершен предварительный этап структурно-формационного расчленения северокавказской горной системы и создания карты конкретных магматических формаций горных пород (Афанасьев и др., 1971).

Развитие магматизма на Северном Кавказе неразрывно связано с эволюцией крупных геоструктурных элементов (структурно-формационных зон). Границы этих зон определяются реально существовавшими (и, может быть, существующими) разломами, игравшими кардинальную роль в истории их развития на протяжении всего фанерозоя.

Структурно-формационное районирование Северного Кавказа. При составлении карты магматических формаций принята схема структурного районирования Северного Кавказа, приводившаяся в более ранних (Афанасьев Г.Д. и др., 1968-1971) работах. Согласно этой схеме, выделяются четыре основные структурно-формационные зоны: Бечасынская (Лабино-Малкинская) зона, зона Передового хребта, зона Главного хребта и зона Южного склона. Строение этих крупных структурных элементов Северного Кавказа и история их развития различны. Субмеридиональные, длительно развивающиеся

разломы в сочетании с разломами субширотного направления создают блоковое строение Кавказа. В настоящее время достоверно выявлены докембрийские образования в Бечасынской зоне и в составе кровли верхнепалеозойских гранитах из области зоны Главного хребта.

Бечасынская структурно-формационная зона. Фундамент ее сложен в основном дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами докембрия. Докембрийские образования вскрываются в долинах большинства рек — от р. Лабь на западе до р. Черек Балкарский на востоке. Наиболее полный разрез докембрийского кристаллического фундамента, а также разрезы палеозойских и мезозойских толщ, слагающих мультисубпараллельные прогибы в докембрийском фундаменте, наблюдаются по долине р. Кубань. В первом приближении разрезы докембрия дают возможность выделить две мощные толщи:

докембрий I — толща слюдястых, слюдясто-гранатовых, эпидотцоизитовых кристаллических сланцев и гнейсов;

докембрий II — толща амфиболитов, зеленокаменных (хлорит-эпидотовых) порфиритов и порфиридов.

В пределах развития докембрийских толщ могут быть выделены конкретные магматические формации последующих эпох магматизма. К таким формациям снизу вверх относятся:

а) додевонская (ордовикская) габбро-сиенитовая формация р. Аманкола, представленная габбро, сиенитами, красноватыми ортоклазовыми гранитами с жильной серией аплитов и редких пегматитов;

б) в пределах площадей развития толщ докембрия выделяются дайковые серии пироксеновых габброидов, подвергшихся воздействию верхнепалеозойских гранитов (район Малкинского массива), дайки порфиров и гранит-порфиров среднего-верхнего девона;

в) формация порфиров и гранит-порфиров (D₂ — D₃?), слагающая депрессии в пределах докембрия по разрезу р. Кубань;

г) в верхнем палеозое докембрийский фундамент подвергался дислокациям, с которыми связано проникновение отдельных даек микроклиновых гранитов или сложных ассоциаций глубинных пород типа значительно эродированного Малкинского гранитного массива, или менее эродированной ассоциации гранитоидов р. Индыш;

д) в Даутско-Кубанском блоке широко развиты малые интрузии гранит-порфиров перми.

На схеме показаны мощные проявления магматизма, начавшиеся в нижней-средней юре. Они известны в пределах Карачаевского блока, где долеритовая — трахиандезитовая — гранодиорит-гранитовая формации образуют магматический комплекс, формировавшийся в условиях консолидированной области.

Бечасынская зона сочленяется с зоной Передового хребта по субширотному (СЗ-ЮВ) разлому глубокого заложения. Наиболее молодые образования филлитов, вулканогенов среднего-верхнего девона, залегающие на северном крыле антиклинальной структуры Передового хребта и несогласно перекрытые верхним карбоном, тектонически сопряжены с породами фундамента Бечасынской струк-

турной зоны. При этом часто вдоль разлома выведены на поверхность перемятые породы субстрата с включенными серпентинитами и древними (500 млн.лет) плагиогранитами. Такой контакт хорошо наблюдается на р. Теберда у с. Нижне-Тебердинского; аналогичные контакты известны в урочище Котел, на реках Малая Лаба и Кубань.

В развитии структур Кавказа, как это было показано еще Освальдом, существенную роль играли субмеридиональные разломы разновременного заложения. Наложение таких разломов привело к созданию блокового строения всего Северного Кавказа и усложнению контура сочленения зоны Передового хребта с Бечасынской зоной. В результате сочленение этих зон в разрезе Кубани значительно смещено к югу.

Формирование тектонического шва северо-западного простирания между Бечасынской зоной и зоной Передового хребта не древнее верхнего девона и, несомненно, древнее нижней юры.

Зона Передового хребта наиболее полно отражает развитие палеозойской геосинклинали Северного Кавказа. В различных блоках выведены на поверхность геологические образования, характеризующие тот или иной уровень денудационного среза и этап развития геосинклинали. В отрезке палеозойской геосинклинали от Кубани до Зеленокаменными породами, вероятнее всего ордовика (К-Аг возраст серицита 437 млн.лет), прорываемый интрузиями и дайками габброидного и диоритового состава. Находка Ф.М.Дыссой граптолитов силура на Гидаме подтверждает вероятность ордовикского возраста зеленокаменных пород основания геосинклинали трога.

В более западной части зоны в поднятых блоках верховьев р. Кизильчук и в бассейне рек Большая и Малая Лаба выведены на поверхность более глубинные зоны геосинклинали трога, сложенные в основном интрузивным магматическим комплексом, названным мною еще в 1950 г. Уруштенским. В состав этого комплекса входят глубинные интрузивные магматические формации габбро-амфиболит-ультрабазитовая и плагиогранит-диоритовая с широким развитием на заключительном этапе процессов натриевого метасоматоза. Эти интрузивы внедрились в ордовикскую зеленокаменную толщу основания трога в девоне (370-360 млн.лет). Требуется, однако, уточнение цифр другими методами.

По северной периферии геосинклинали трога в зоне, более устойчивой в среднем-верхнем девоне (известны находки кораллов и микрофауны во вмещающих филлитах), формируется ассоциация вулканогенов от кислого (кератофиры) до андезит-базальтового состава с горизонтами их туфов, прорываемая коагматичными экстрезивными телами субшелочных и других габброидов, штоками кислых Na пород и трахитов. Все месторождения колчеданных руд приурочены не к трогу, а к этой, уже устойчивой зоне (см. схему).

Фиг. 1. Схематическая карта размещения акцессорных проявлений минерализации в структурно-формационных зонах Северного Кавказа

Структурно-формационные зоны: а - номера и названия зон (I - Бечасьинская, II - Передового хребта, III - Главного хребта, IV - Южного склона); б - границы зон, в - главные поперечные разломы; г - граница трюга ниже-среднепалеозойской геосинклинали

Конкретные магматические формации: 1 - гранитоидная, 2 - базальт-трахиадезитовая, 5 - гранитоидная, 6 - гранитоидная, 7 - базальт-трахитовая, 8 - долеритовая, 9 - диабаз-кератофировая, 10 - гранитоидная, 11 - сиенит-диоритовая, 12 - гранитоидная, 13 - базальт-трахитовая, 14 - габбро-диорит-плагиогранитная, 15 - диабаз-кератофировая, 16 - гнейсо-гранитная, 17 - габбро-сиенитовая, 18 - гипербазитовая, 19 - древнего кристаллического субстрата, 20 - платформенные формации

Проявления минерализации: 21 - площади, перспективные для обнаружения средневерхнедевонской медноколчеданной минерализации; 22 - предположительно выделяемое юго-восточное продолжение зоны девонской медноколчеданной минерализации; 23 - порядковый номер рудопроявления на карте

Размещение минерализации по структурно-формационным зонам
Бечасьинская зона
 Редкометалльная минерализация: 1 - Даховский массив, 15 - р. Индыш, 43 - район Кавказских Минеральных Вод; полиметаллическая минерализация: 16 - р. Кубань, 17 - р. Мушт, 18 - р. Тызыл, 30 - р. Фиагдон (?)

Зона Передового хребта
 Редкометалльная минерализация: 3 - р. Малая Лаба, 6 - р. Блыб, 6 - р. Пскент, 45 - р. Малая Лаба, 13 - р. Аксаут; титано-магнетитовая минерализация: 5 - р. Малая Лаба, апатитовая минерализация, 7 - Маркопидж; хромитовая минерализация: 12 - р. Архыз; вольфрам-молибденовая минерализация: 10 - р. Блыб, 22 - Тырны-Ауз; медноколчеданная минерализация: 8 - р. Б.Лаба, 9 - р. Уруп, 19 - р. Даут, 20 - р. Учкулан, 21 - р. Хулес; ртуть: 2 - урочище "Котел", 14 - р. Кышкит

Зона Главного хребта
 Редкометалльная минерализация: 11 - р. Дамхурц, 24 - р. Псыш, 29 - р. Ваза-Хох; вольфрам-молибденовая минерализация: 26 - р. Баксан; полиметаллическая минерализация: 27 - Башла; 44 - р. Хазнидон, 31 - реки Архон, Унал, 32 - р. Седон; олово: 23 - Мукуланское; медноколчеданная минерализация: 33 - р. Ардон; ртутная минерализация: 34 - Наро-Мамисонское, Тибское Зругское, Песское месторождения; золото-мышьяковая минерализация: 28 - р. Чайнашка

Зона Южного склона
 Медно-колчеданная минерализация: 35 - р. Лаура, 36 - р. Санчаро; титано-магнетитовая минерализация: 37 - Мзымта, 42 - р. Псоу; ртутная минерализация: 38 - р. Мзымта, 39 - р. Авадхара, 40 - Ахей, 41 - Гвайтхва



I-IV	a	b	c	d
N_2^3-Q	1	$Z-N_2^3-Q$	2	N_2^3
J_{2-3}	5	J_{2-3}	6	J_{1-2}
J_{1-2}	9	$Y-Pz_3$	10	$X-Pz_3$
D_{2-3}	13	Pz_1	14	Pz_1
Pz_1	17	$Pt-Pz_2$	18	Pz_1
	21		22	1
				23

Структурно-формационная зона Передового хребта тектонически срезается более южной зоной Главного хребта по Пшекиш-Тырны-аузской шовной зоне. Вдоль этой зоны не позднее нижней юры фиксируется поднятие кристаллического ядра Кавказа, сложенного гранитными формациями верхнего палеозоя с сохранившейся местами кровлей из пород докембрия.

В верхнем палеозое зона Передового хребта и тем более Лабинно-Малкинская зона являлись устойчивыми областями с развитием в их пределах главным образом дизъюнктивных нарушений, с перемещениями блоков разной амплитуды и разного знака. Поэтому гранитный магматизм верхнего палеозоя и последующий мезокайнозойский характеризуются формами, типичными для устойчивых областей или участков субплатформенного режима. Большая стабильность структурных элементов более благоприятна для образования рудопроявлений.

Зона Главного хребта сложена кристаллическими породами глубинной фации, среди которых выделяется субстрат, образованный кристаллическими сланцами и гнейсами докембрийского возраста. Магматические образования верхнего палеозоя — комплекс гранитоидов Главного хребта — формировался в глубинных условиях и в основном не выходил за пределы кристаллического субстрата.

Очень важно для геологии Кавказа установить истинный геологический возраст сланцев Главного хребта, спор о котором продолжается свыше ста лет.

1132 Петрографо-геологические факты по соотношениям изверженных пород с толщей филлитизированных сланцев (изредка с девонской микрофауной) ороговикованных песчаников, конгломератов и некоторых даек с палеозойскими гранитами свидетельствуют о доюрском возрасте этих метаморфизованных образований зоны Главного хребта.

Вместе с тем накоплено много материалов, свидетельствующих о том, что в пределах зоны Главного хребта в юре происходило осадкообразование, приведшее к формированию песчано-аргиллитовых толщ флишеидного характера. Такие толщи перекрывают зону Главного хребта западнее верховьев р. Пшеха. Слабо метаморфизованные аргиллиты в верховьях р. Санчаро с угловым несогласием налегают на дислоцированную толщу девонских филлитов с прорывающими их гнейсированными породами.

Все это дает основание для более строгого анализа уже накопленных и вновь получаемых фактов о стратиграфическом положении толщи филлитов, ороговикованных песчаников и конгломератов зоны Главного хребта в Осетии и в верховьях р. Малая Лаба.

В пределах зоны Главного хребта развиты:

1. Древний (дэдевонский) субстрат кристаллических сланцев, гнейсов, в значительной части переработанных под воздействием гранитоидов верхнепалеозойского магматического комплекса. В разрезе р. Даут обнажена контактовая зона гранитов и вмещающих пород субстрата. В кровле гранитов в верховьях р. Теберда встречены



мусковитовые пегматоидные тела с докембрийским возрастом мусковита.

2. Осадочно-метаморфизованные, частично контактно ороговевшие породы второго структурного этажа. В настоящее время возраст филлит-конгломератовой толщи (Северная Осетия) обычно принимается за юрский. В некоторых разрезах наблюдается развитие формации габброидов. Встречаются также согласные тела гнейсированных ортоклазовых гранит-порфиров. Эти магматические образования, вероятно, относятся к девонским. Часть габброидных даек — мезозойские.

Строение зоны Главного хребта в ее отрезке между реками Ардон и Малая Лаба отличается от строения более западных и более восточных участков. Большой интерес представляет Буронский блок, где на поверхность выведены кристаллические сланцы и граниты более древние, чем верхнепалеозойские Садона и Кассарского ущелья.

3. Верхнепалеозойский магматический комплекс гранитоидов Главного хребта, представленный формациями: порфиридных гранитов, гранодиоритов; двуслюдяных гранитов и существенно калиевых аляскитовых гранитов. Каждая из этих гранитовых формаций сопровождается своей пегматит-аплитовой серией пород. На схеме весь этот магматический комплекс глубинной фации показан одним условным знаком.

Перестройка структуры Северного Кавказа в мезозойско-кайнозойское время ассоциировалась в разных блоках зоны Главного хребта и ее сочленения с другими зонами с интрузиями более молодых магматических пород — Цей, Тырныауз.

Зона Южного склона представляет собой область развития мезозойского геосинклинального трога. Сложена она в основании метаморфизованными толщами палеозоя, выходящими в виде опущенных изолированных "окоп", перекрытых мощными отложениями терригенной юры. На севере по системе субширотных разломов зона Южного склона сочленяется с зоной Главного хребта.

Подробное изложение материалов по эволюции магматизма и структур северокавказской области от докембрия до формирования антропогенной вулканической деятельности типа вулкана Эльбрус, а также характеристика вещественного состава пород и рудопроявлений опубликованы в ряде работ автора, поэтому на этих разделах в настоящей статье не останавливаемся.

Изучение кавказского материала, а также литературные данные показывают повторяющуюся тождественность геолого-структурной и петролого-магматической обстановки для некоторых типов руд, например, медноколчеданных, возникающих на определенных этапах развития геосинклиналей разного возраста. Постоянная временная и территориальная сопряженность во многих районах мира (Англия, США, Азия и др.) урановой минерализации с верхнепалеозойскими гранитоидами и олова с меловым магматизмом достаточно широко известны. Такая сопряженность рудных и магматических проявле-

ний имеет глубокую основу – генетическую связь между рудой и магмой.

Геологическая ассоциированность магматических формаций Северного Кавказа и отдельных интрузивов с рудопроявлениями. Наряду с материалами личного исследования проявлений эндогенной минерализации на карту магматических формаций нанесены некоторые рудопроявления, отмеченные в книге В.Б.Черницына, В.Л.Андрушка и П.Ф.Рубцова (1971).

При рассмотрении рудопроявлений с точки зрения их связи с определенными формациями и интрузиями положены в основу критерии, сформулированные в докладе на I петрографическом совещании (1953):

- 1) структурно–территориальная сопряженность;
- 2) близость геологического возраста изверженных пород и рудопроявлений;
- 3) специфика состава и поведение элементов и минералов индикаторов в рудных проявлениях, и в ассоциирующихся с ними изверженных породах.

Магматизм и рудопроявления палеозойского геосинклинального этапа эволюции Северного Кавказа. Для вулканогенно–осадочных образований, слагающих собственно геосинклинальный трог и относящихся по возрасту к силуру (скорее – к ордовику), заметные рудопроявления пока не выявлены.

В приподнятых блоках основания трога (Лабинский, Речепстинский) вскрыты интрузивные магматические формации специфического облика, представленные формацией габбро–амфиболитов и перидотитов и формацией пород кислой магмы от диоритов до плагиогранитов, сопровождаемых интенсивным преобразованием вмещающих пород, их альбитизацией и мусковитизацией. Петрографический состав этих формаций резко отличен от последующих формаций основной и кислой магмы, развитых в структурных зонах Северного Кавказа.

Для габбро–амфиболитовой формации характерно образование ильменита и апатита в виде сегрегаций в самих габброидах. Для производных плагиогранитных интрузий характерно проявление скарнов с ильменитом, апатитом и цирконом. Апатит образует мощные скопления в кварц–мусковитовых жилах и метасоматических залежах.

Редкие элементы, преимущественно Th, Ce, Zr, встречаются как акцессорные в пегматоидных гранитах, пегматитах и минерализованных кварцевых жилах. Характерна обогащенность стронцием как рудных образований, так и гранитных пород. Минерализация, ассоциирующаяся с интрузиями основной и кислой магмы развивающейся геосинклинали, весьма специфична.

В Урупско–Худесской зоне, прилегающей с севера к геосинклинальному трог, в более спокойных условиях уже в среднем–верхнем девоне развивался эффузивно–экструзивный магматизм, представленный ассоциацией перемежающихся лав основного и кислого состава (от андезит–базальтов–диабазов до кератофиров Na – липа–

ритов) с туфами и прорезающими дайками габброидов, трахитов интрузивных кератофигов. Возраст этих вулканогенно-осадочных толщ определен по остаткам кораллов и микрофауне во вмещающих филлитах. С этими вулканогенно-экструзивными комплексами средне-верхнего девона ассоциируются эпигенетичные месторождения колчеданных полиметаллических руд Северного Кавказа — Уруп и Худес. Такое возрастное и структурное положение месторождений создает некоторые перспективы для поисковых работ в пределах выходов девона на промежуточных площадях (Аксаут, Кубань). Возможно, что одним из источников полигенного оруденения Буронского типа являются колчеданные месторождения аналогичного типа, переработанные верхнепалеозойским гранитным магматизмом.

Рудопроявления, генетически связанные с магматизмом верхне-го палеозоя. Комплекс гранитоидов кристаллического ядра Кавказа сложен формациями: гранодиорит-гранитовой (порфиroidные грани-ты в том числе), двуслюдяных гранитов и гранит-аляскитовой.

Наиболее активной, в смысле контактового воздействия на вмещающие породы (образование в контактовых породах силлиманита и андалузита), явилась формация двуслюдяных гранитов. С ними в зоне Главного хребта связаны рудопроявления редких элементов, в том числе разрабатывавшееся вольфрамовое месторождение Кти Теберда и др. Вольфрам-арсенипиритовое оруденение г.Кургашип-Чит приурочено к кровле активных гранитов непосредственно под-пираемой куполовидными апофизами этих гранитов. В апикальной части самих гранитов встречаются рудные минералы.

Малые интрузивные тела верхнего палеозоя (карбон, пермь), раз-витые в более устойчивой к тому времени области Передового хребта, содержат редкие элементы (Аксаут, Пскент, Малая Лаба). В некоторых экструзивах присутствуют углеродистые соединения, выполняющие ячеистые участки в эффузивах и экструзивных поро-дах. Это, указывая на их постмагматическое происхождение при выделении газов из магм, с частичным выполнением образовавших-ся пустот углеродистыми соединениями.

В области субплатформенного режима верхнепалеозойский магма-тизм также сопровождается специфической минерализацией того же верхнепалеозойского возраста, представленной уже массивными ру-допроявлениями типа пяти элементной рудной формации.

С проявлениями верхнепалеозойского магматизма в субплатфор-менной Бечасынской зоне связано свинцово-цинковое месторождение Эльбрус.

Есть достоверные основания считать руды, часто приуроченные к гранит-порфирам верхнего палеозоя, интрузирующим субплатфор-менный докембрийский субстрат, генетически связанными с гранит-ными магмами, давшими эти гранит-порфиры.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЭТАПА, РАЗВИТЫЕ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Повторение условий, отвечающих формированию колчеданных месторождений среднего-верхнего девона, отчетливо наблюдается и в связи с образованием ниже-среднеюрского прогиба в зоне южного склона Главного хребта. Здесь среди среднеюрских вулканогенно-осадочных толщ с экструзиями альбитофиров и пород основного состава известно Лаурское медно-колчеданное рудопроявление. В пределах зоны Южного склона Лаурское рудопроявление не единственное (р.Санчаро и др.).

У кавказских исследователей создалось достаточно прочное убеждение о связи полиметаллических рудопроявления (свинцово-цинковое) садонского типа с мезозойским магматизмом. Оруденение эпигенетично по отношению к верхнепалеозойским интрузиям. Пространственная связь с разломной тектоникой и проникновением лав среднего состава, сопровождаемых куполами интрузивов гранитоидного состава средне-верхнеюрского возраста достаточно отчетлива. Однако для окончательных выводов требуются дополнительные исследования, что сейчас и осуществляется.

Остается неясной позиция тырнаузского месторождения Mo, W в отношении генетической связи рудных элементов с интрузивной деятельностью определенного возраста и состава.

В.В.Ляхович (1972) приводит геологическую схему месторождения. В пределах интенсивно перебитой пачки осадочных, частью вулканогенных, пород палеозоя (мезозоя?) месторождение образует залежь скарнов и роговиков, в которых локализовано оруденение.

В пределах рудоносной толщи развиты также тела плагиогранитов и близких пород, называемых местными геологами породами трондземитового ряда.

Мои наблюдения 1964 г. показали, что рудоносные скарны с прожилками молибденита срезаются интрузией эльджуртинских гранитов. Та же, в сущности, картина демонстрируется и схемой В.В.Ляховича (1972).

Рудоносная толща и отдельные, несущие молибденит, тела плагиоклазитов срезаны интрузией эльджуртинских гранитов, в породах которой по разрезу скважины на 1,5 км (по В.В.Ляховичу), заложенной с нижнего горизонта месторождения, обнаружены лишь кларковые содержания W и Mo как в валовых породах, так и в отдельных порообразующих минералах, например, биотит, кварц.

В.В.Ляхович заключает, что приведенный фактический материал о содержаниях (частных и средних) в породах, биотите и кварце вертикального разреза по массиву эльджуртинских гранитов (1500 м) не позволяет выделить признаки, по которым этот гранит однозначно характеризовался как рудоносный.

Молибденовое оруденение, вероятно, связано с плагиогранитными телами до эльджуртинского возраста. Сходные натриевых граниты

в виде близповерхностных куполовидных тел посленижнеюрского возраста, содержащие вкрапленность молибденита, известны в осевой зоне хребта на западе. Еще недостаточно выяснены соотношения магматизма тырныузского района и района Минеральных Вод, хотя K/Ag данные как будто бы свидетельствуют о большей древности "лакколитов" Пятигорья.

Многие вопросы петрологии и стратиграфии для Тырныуза еще неизучены, но мне представляется, что молибденовая минерализация связана с эоценовыми-плагноклазовыми интрузиями; внедрившиеся позднее эльджуртинские граниты, способствовали перетолжению уже накопленных концентраций Mo и W .

Известные для Северного Кавказа рудопроявления ртути тяготеют к крупным тектоническим швам, к которым также приурочены субшелочные габброиды мела. В работе Н.Х.Айдиньяна и Г.Д.Афанасьева (1961) была показана обогащенность ртутью этих пород.

Рудопроявления редких элементов, ассоциирующиеся со средне-третичными гипабиссальными интрузиями минераловодского типа, генетически с ними связаны.

Из диаграммы, приведенной в работе Г.Д.Афанасьева, С.В.Кондаковой и С.Г.Цейтлин (1972), о распространении радиоактивных элементов в разновозрастных и разнотипных формациях изверженных пород видно преобладание Th для интрузий геосинклинального трюга и U для существенно калиевых гранитов устойчивых зон других этапов магматизма (верхний палеозой, третичное время) Северного Кавказа. При этом повышение содержания радиоактивных элементов отчетливо наблюдается для пород, слагающих интрузии устойчивых и субплатформенных зон.

Рассмотрение схемы конкретных магматических формаций и размещения в ее пределах некоторых эндогенных рудопроявлений, позволяет выделить разновозрастные и для отдельных типов повторяющиеся (колчеданные руды) рудопроявления.

В аналогичной обстановке, в частности, по типу связи с магматизмом, колчеданные рудопроявления, а также рудопроявления редких элементов аналогичны многим месторождениям известным из мировой практики.

Такая ассоциированность рудопроявлений с повторяющейся сходной геологической обстановкой и специфичным магматизмом, известная как для повторяющихся однотипных геологических событий одного региона (палеозойская и мезозойская геосинклинали Большого Кавказа), так и для минерализации близкого возраста, ассоциирующейся с гранитным магматизмом верхнего палеозоя (редкие элементы) и мела (Sn) во многих горных системах не только нашей страны.

Большинство эндогенных рудопроявлений Северного Кавказа четко ассоциируется с определенными этапами интрузивной магматической деятельности, с критериями, характеризующими такую ассоциированность как генетическую связь магматизма и эндогенного оруденения.

Особо интересным нам представляется вывод о том, что медно-колчеданные руды приурочены не к геосинклинальному трогу, а образуются на значительно более позднем этапе в пределах относительно устойчивой подзоны с развитием магматизма не собственно геосинклинального типа, а с тенденцией к повышенной щелочности. При этом медно-колчеданные руды являются, как правило, эпигенетическими по отношению к вмещающим породам.

Отсюда вырисовывается настоятельная задача геолого-структурного и петрологического изучения длительной истории развития конкретных геосинклинальных систем горных складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Айдиньян Н.Х., Афанасьев Г.Д. Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, № 7, 1961.
- Афанасьев Г.Д. О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа. - Докл. АН, 62, № 5, 1948.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. - Труды Института геол. наук, петрограф. серия, вып. 69, № 38, 1950а.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950б.
- Афанасьев Г.Д. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды I Всесоюзного петрограф. совещания, 1953.
- Афанасьев Г.Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ней металлогении. - Труды I Всесоюзного петрограф. совещания 1955.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. - Труды ИГЕМ, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г.Д. Принципы геологического картирования магматических формаций. Л., 1960.
- Афанасьев Г.Д. К проблеме гранитов. - В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А., Лупанова Н.П., Плоско В.В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1971.
- Афанасьев Г.Д. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д., Кондакова С.В., Цейтлин С.Г. Радиоактивность магматических пород разнотипных формаций Кавказа в зависимости от состава и структурного положения. - Докл. АН, 205, № 4, 1972.
- Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П., Свиридов В.К. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). - Докл. АН СССР, 148, № 2, 1963.

- Гинзбург А.И., Куприянова И.И. Редкометалльные пегматиты магматического происхождения. - МГК, XXIV сессия. Докл.сов. геологов. Проблема 4, "Наука", 1972.
- Кадик А.А. Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли. - I МГК. "Магматические процессы", т.1. М., 1972.
- Кузнецов Ю.А. Формации магматических горных пород. "Недра", 1964.
- Лавров Н.П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических толщах. - МГК, XXIV сессия. Докл.сов. геологов. Проблема 4. "Наука", 1972.
- Лупанова Н.П. О палеозойских конгломератах балки Никитиной (Северный Кавказ, р.Малая Лаба). - Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1960.
- Ляхович В.В., Свириденко А.Ф. Распределение вольфрама и молибдена в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ). - Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1972.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. - Труды ИГЕМ, вып. 51, Изд-во АН СССР, 1961.
- Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. "Недра", 1972.
- Плошко В.В. Уруштинский комплекс Северного Кавказа, 1965.
- Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. - Труды Всес.геол. - развед. объединения НКТП, вып. 226, 1932.
- Савченко Н.А. Фиагдонское рудное поле. "Наукова думка", Киев, 1970.
- Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведка рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.
- Смирнов В.И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов. МГК, XXIV сессия. Докл.сов.геологов. Проблема 4. "Наука", 1972.
- Смирнов С.С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. - Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1946.
- Смирнов В.И., Соколов Г.А. Генетические проблемы рудных месторождений на XXI сессии МГК. - В сб.: Проблемы геологии на XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР. 1963.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Срабонян М.Х. Строение кристаллической толщи междуречья Тиберды - Большого Зеленчука. - Труды по геологии и полезн.ископаемым Северного Кавказа, вып.12. Ставрополь, 1967.
- Черницын В.Б., Андрушук В.Л., Рубцов П.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа, 1971.
- Шипулин Ф.К. Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах. МГК, XXIV сессия. Докл. сов.геологов. Проблема 4, "Наука", 1972.
- Щерба Г.Н., Паумуло Т.Н., Сенчило Н.П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометалльного оруденения. МГК, XXIV сессия. Докл.сов.геологов. Проблема 4. "Наука", 1972.

КРИТЕРИИ СВЯЗИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С МАГМАТИЗМОМ

Все эндогенные месторождения редких элементов (литий, цезий, бериллий, редкие земли, тантал и ниобий) всегда связаны с магматическими породами повышенной щелочности и формируются в определенных геолого-структурных условиях, благоприятствующих накоплению щелочей. Они возникают на завершающих этапах развития складчатых областей, в зонах активизации областей завершённой складчатости, платформ и древних щитов. В зависимости от тектонического режима области они могут быть связаны с гранитной, щелочно-гранитной, щелочно-габброидной или щелочно-ультраосновой магмой. Соответственно выделяются 4 ряда эндогенных месторождений редких элементов, каждый из которых охватывает совокупность нескольких генетических типов и рудных формаций (комплекс рудных формаций по Д.И. Горжевскому, В.Н. Козеренко и В.А. Кузнецову), начиная от высокотемпературных магматических или пегматитовых и кончая низкотемпературными, гидротермальными. Каждый из выделенных рядов месторождений включает рудные образования, появляющиеся в различных структурных этапах земной коры и связанные с глубинными, гипабиссальными, а также вулканоплутоническими формациями магматических пород.

Естественно, возникает вопрос: связаны ли месторождения редких элементов с современным вулканизмом и с эффузивами? В последнее время на этот вопрос обращено серьезное внимание (Гинзбург, Заболотная, 1965). Известно, что в кратерах современных вулканов, извергающих липаритовые и дацитовые лавы, появляются возгоны, обогащенные редкими элементами, в частности, цезием (в форме минерала авогадрита - $(K,Cs) [BF_4]$) и селеном (самородная сера). В различных субщелочных эффузивах также обнаруживали акцессорные минералы, содержащие редкие земли, титан или ниобий, реже тантал (чевкинит, ортит, колумбит, пироклор и др.). Однако промышленных концентраций редких элементов, связанных непосредственно с вулканическими образованиями, а не с процессами наложенными на них (как, например, бертрандитовое оруденение в шт. Юта, США), мы до последнего времени не знали. Даже вулканы, извергающие в настоящее время карбонатитовую лаву (Олдойньо-Ленгаи, Кения), практически безрудны, что свидетельствует об улетучивании при извержении вулканов большинства соединений редких элементов. Тем не менее, в определенных условиях вулканогенные процессы могут обуславливать накопление не-

которых редких элементов, вплоть до образования промышленных концентраций.

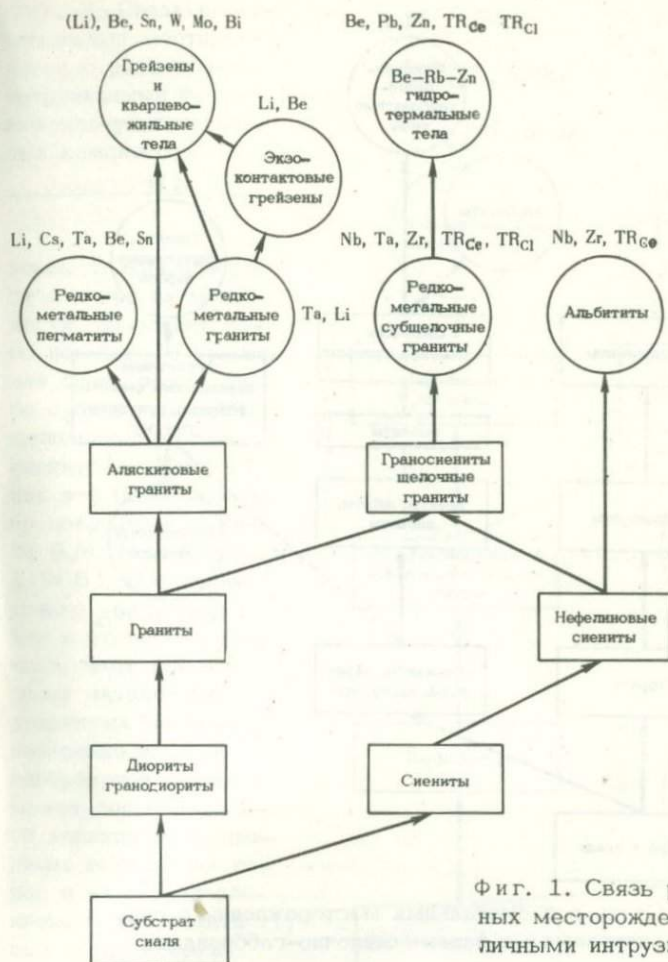
В настоящее время можно говорить о трех типах рудных образований подобного рода.

1. С термальными водами областей современной вулканической деятельности связаны повышенные содержания редких щелочей (так же, как и бора). По данным Г.И.Арсановой (1969), наиболее высокие содержания лития, рубидия и цезия связаны с перегретыми хлоридно-натровыми водами, характеризующимися удивительно постоянным соотношением $Li:Rb:Cs = 10 : 1 : 1$. Независимость содержания этих элементов в водах от состава вмещающих пород и общей минерализации вод приводит всех исследователей (Уайт, 1957; Эллис, 1960; Набоко, 1964; Арсанова, 1969) к выводу об эндогенном происхождении редких щелочей в водах. Поскольку современная технология позволяет извлекать даже низкие содержания этих элементов из вод, то можно считать, что с современными вулканами связан совершенно особый, новый тип месторождений лития, рубидия и цезия, представленный минерализованными термальными водами.

2. Большой интерес представляет открытие в последние годы высоких концентраций цезия непосредственно в вулканических стеклах состава липарита-дацита (Шатков, Гушин, 1969). Широкое исследование подобных стекол выявило следующие закономерности: а) наиболее богаты цезием кислые вулканические стекла молодых наложенных вулканотектонических депрессий; максимальное содержание Cs_2O в стеклах достигают 0,5%; б) цезий в стеклах резко превалирует над рубидием и литием, в) цезий входит непосредственно в состав стекла и не связан с какими-либо минералами-концентраторами; он может быть вытеснен из стекла в результате ионно-обменных реакций с солями калия; г) цезий распределяется в пределах горизонтов, сложенных стеклами, крайне неравномерно и при раскристаллизации стекол легко из них выносятся; д) наиболее высокие концентрации цезия в стеклах, как правило, приурочены к участкам развития тектонических зон; е) наблюдается прямая корреляция между содержанием в стеклах воды и цезия. Последнее дало основание В.В.Матиасу и Л.И.Лебедевой (устное сообщение) считать, что высокие концентрации цезия в вулканических стеклах связаны с более поздними, наложенными гидротермальными процессами. Этот вопрос до конца еще не выяснен, но в любом случае, поскольку рудными концентраторами цезия являются сами вулканические стекла, этот тип месторождений можно считать вулканогенным.

3. При подводных вулканических извержениях значительное количество редких элементов попадает в океанические бассейны, при этом могут создаваться условия для их концентрации в осадочно-эффузивных месторождениях.

Таким образом, характерными редкими элементами, концентрирующимися в связи с вулканической деятельностью, являются ред-

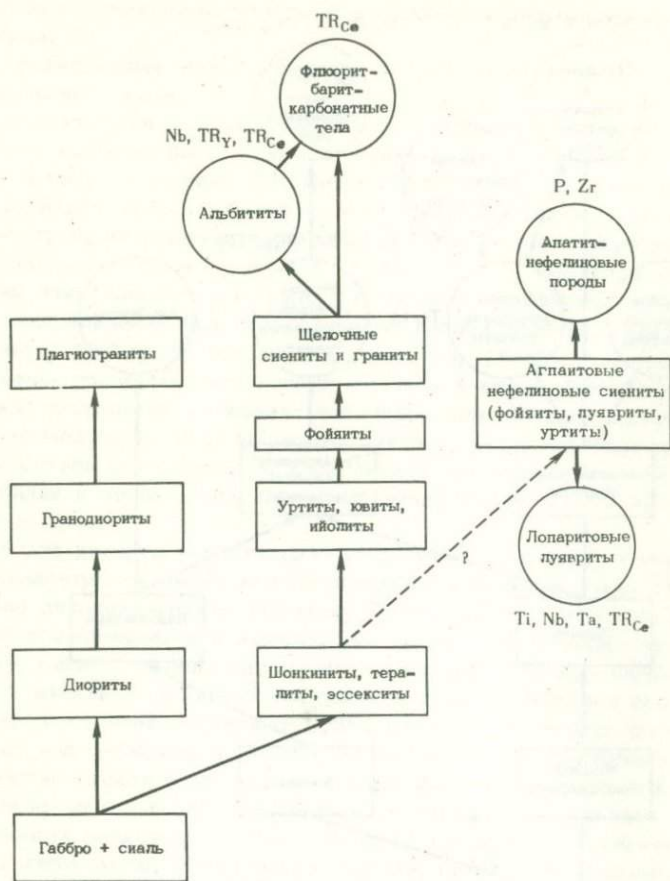


Фиг. 1. Связь редкометалльных месторождений с различными интрузивными фазами гранитных комплексов

кие щелочи, (главным образом цезий), а также германий, селен и бор. Специфическими типами месторождений, образующимися в связи с этими процессами, – минерализованные термальные воды, калиеносные вулканические стекла (задерживающие цезий вследствие исключительно высокого значения его ионного радиуса) и различные осадочно-эффузивные образования – германийсодержащие железорудные, селенсодержащие колчеданные и другие месторождения.

Для редкометалльных месторождений, связанных с различными типами магм, характерны следующие особенности.

1. Накопленный в последние годы большой фактический материал по гранитному и особенно щелочному магматизму (Шейнманн



Фиг. 2. Связь редкометальных месторождений с различными интрузивными фазами щелочно-габброидных комплексов

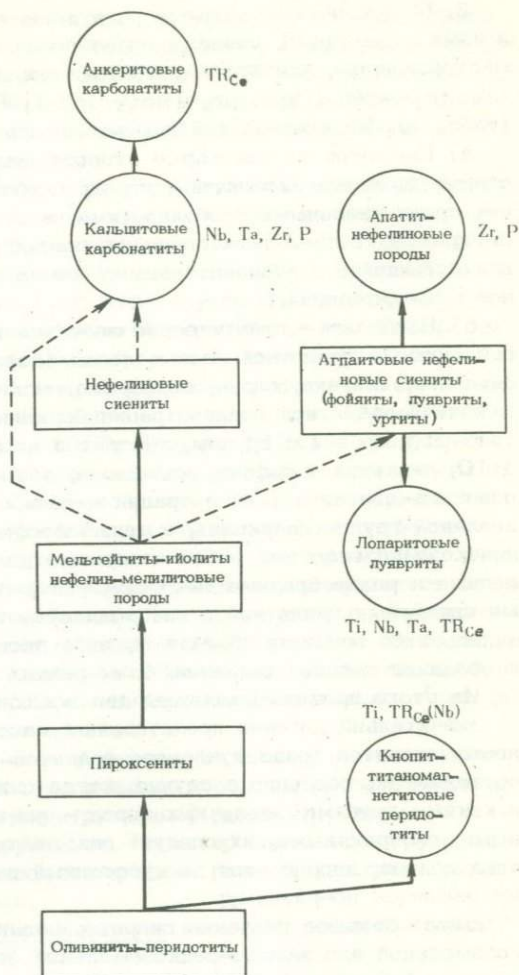
и др., 1961; Воробьева, 1969) позволяет говорить о том, что в различных геолого-структурных условиях в зависимости от "жесткости", степени консолидации фундамента, на котором развивается магматизм, а также мощности земной коры в этом участке возникают различные серии последовательно и закономерно развивающихся интрузивных пород. В целом они составляют определенные ветви, берущие начало от различных исходных магм (фиг.1-3). При этом предполагается связь щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной ветви с глубинными источниками - верхней мантией и базальтовым слоем, а щелочно-гранитной - с сиаем. Состав образующегося в последнем случае расплава обусловлен как составом исходного субстрата, так и поступающими глубинными раство-

фиг. 3. Связь редко-металльных месторождений с различными интрузивными фазами щелочно-ультраосновных комплексов

рами. В зависимости от степени их щелочности, возникает либо нормальная гранитная серия пород, либо субщелочная или щелочная, нефелин-сиенитовая (фиг. 1), как это было наглядно показано для Урала Б.М. Роненсоном (1966). Необходимо только подчеркнуть, что в отдельных случаях, чаще всего в зонах активизации срединных массивов, внедрение щелочно-габброидной магмы может сопровождаться явлениями ассимиляции вмещающих пород и их переплавлением. В результате возникают весьма разнообразные по

составу серии пород, для которых характерна концентрация элементов, свойственная как гранитным, так и щелочно-габброидным магмам (Гинзбург, Апельцин, 1970).

Месторождения редких элементов, как правило, связаны с конечными дифференциатами магматических пород всех выделенных ветвей. Известным показателем потенциальной рудоносности подобных дифференциатов становятся коэффициенты накопления редких элементов и сопутствующих им летучих - транспортных агентов, совместно с которыми они переносятся (т.е. отношения содержания элементов в поздних фазах к содержаниям тех же элементов в ранних фазах). Чем выше эти коэффициенты, тем при прочих равных условиях более вероятно возникновение в связи с конечными дифференциатами этих ветвей рудных месторождений.



2. С указанными ветвями интрузивных пород, обогащенных щелочами и летучими, связаны определенные типы редкометалльных месторождений, характеризующиеся концентрацией различных редких элементов (Гинзбург, 1960, 1961; Гинзбург, Апельцин, 1970) (табл. 1). Из анализа таблицы можно сделать следующие выводы.

а) Несмотря на некоторые второстепенные различия, обусловленные влиянием вмещающих пород, глубиной формирования или провинциальными особенностями, в целом для каждой из рассмотренных ветвей типичен специфический набор редких элементов, повторяющийся с незначительными изменениями в большинстве типов месторождений.

б) Наибольшее практическое значение имеют месторождения, связанные с гранитной ветвью пород (концентрации лития, цезия, бериллия, тантала, олова, вольфрама, молибдена, висмута), с субщелочной гранитной (концентрации бериллия, редких земель иттриевой и цериевой группы, тантала и ниобия при их соотношении 1:10, циркония и гафния, молибдена, урана и тория) и с ультраосновной-щелочной (концентрации ниобия и тантала, редких земель цериевой группы, циркония, а также фосфора). В то же время опыт поисково-разведочных работ показывает, что почти все многочисленные и разнообразные месторождения, связанные с нефелиновыми сиенитами гранитной и габброидной ветвей (фиг. 1 и 2), оказались либо мелкими объектами, либо весьма бедными, и роль их в создании прочной сырьевой базы редких металлов незначительна.

Из этого правила возможны два исключения:

значительный интерес представляют массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов (ряда луваритов-фюйяитов-уртитов) с лопаритовым оруденением, особенно в случае, когда они стратифицированы; но с какими ветвями щелочных пород — ультраосновными или основными, габброидными, их следует связывать, ответить однозначно пока нельзя; вопрос этот дискуссионный и разными исследователями решается по-разному;

имеют большое значение гидротермальные месторождения редкоземельной или железо-редкоземельной формации, представленные зонами карбонатных, вернее карбонат-флюорит-барит-бастнезитовых образований типа Маунтин Пасс в Калифорнии (США), поскольку это лучший тип редкоземельных месторождений цериевой группы; в данном случае ответить однозначно, с какими ветвями щелочных пород связаны подобные месторождения, еще невозможно; наиболее вероятно, что они связаны с щелочно-габброидной ветвью пород.

в) Обращает внимание то, что по мере увеличения щелочности исходных материнских пород резко снижается температура выделения промышленной редкометалльной минерализации. Так, например, в связи с гранитами бериллий и редкие земли концентрируются только в пегматитах и высокотемпературных гидротермальных образованиях. Но в связи со субщелочными гранитоидами эти элементы накапливаются в среднетемпературных гидротермальных месторожде-

ниях, а самые крупные в мире запасы бериллия сосредоточены в наиболее низкотемпературных месторождениях, представленных измененными липаритами, в которых берtrandит ассоциируется с халцедоном, цеолитами, адуляром и гематитом. Эти месторождения локализируются вблизи небольших штоков и даек граносиенитов, прорывающих вмещающие эффузивы.

3. В тех случаях, когда редкометальные месторождения приурочены к региональным глубинным разломам, проходящим на стыках платформ и складчатых обрамлений, т.е. к весьма специфическим "шовным" структурам, они вообще могут не иметь какой-либо видимой связи с магматизмом. В этом случае месторождения образуются в процессе метасоматической переработки древних архейских или нижнепротерозойских пород, которые подвергаются вдоль зон разломов интенсивной микроклинизации, рибекитизации, более локально проявленной альбитизации и окварцеванию (Апельцин и др., 1967; Архангельская, 1968; Кудрин, 1972). В результате возникают своеобразные щелочно-полевошпатовые метасоматиты с тантало-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой или бериллиевой минерализацией по своему составу и геохимическим особенностям весьма напоминающие редкометальные щелочные гранитоиды (Гинзбург и др., 1973). В таких условиях могут формироваться весьма крупные и богатые редкометальные месторождения, не имеющие видимой связи ни с какими магматическими породами. В то же время не исключено, что подобные образования возникают на фронте внедрения субщелочных гранитоидов, интродуцировавших вдоль зон разломов и не обнаженных эрозией.

Все редкометальные месторождения по своему расположению относительно массивов магматических пород могут быть разделены на три группы — внутриинтрузивные, околотинтрузивные или экзоконтактовые и надинтрузивные. Характер связи этих групп месторождений с магматическими породами разный; несколько различны и критерии этой связи.

Внутриинтрузивные месторождения включают различные типы рудных образований.

Магматические месторождения, характеризующиеся высокой концентрацией аксессуарных редкометальных минералов, которые накапливаются в нижних частях пачек, слагающих расслоенные массивы щелочных пород, вследствие гравитационной дифференциации. Таковы, например, горизонты допаритоносных уртитов, люавритов или фойяитов в стратифицированных массивах агпайтовых нефелиновых сиенитов. В данном случае генетическая связь оруденения с магматическими породами непосредственная — определенные горизонты этих пород являются рудой.

Позднемагматические месторождения, представленные мелкими шпировыми пегматитами в гранитах, иногда с небольшими миароловыми пустотами, частично выполненными альбитом и мусковитом, среди которых иногда появляются касситерит и колумбит. Подобные массивы, обогащенные в апикальной своей части мелкими

Таблица 1

Ведущие типы редкометалльных месторождений, связанные с различными ветвями эволюции обогащенных щелочами магм*

Характер магматизма	Направление магматической эволюции	Ведущие типы месторождений	Геолого-структурное положение	Геохимическая специализация элементов														Минерализация				
				редкие							сопутствующие							V	P	F		
				Li	Cs	Be	TR	Nb	Ta	Zr*	Sn	W	Mo	Bi	As	Pb	Zn				Th	U
Кислый	Гранитная ветвь (граниты, аляскинты)	Пегматиты	Позднеорогенные (в зонах региональных глубинных разломов)	○	○	○	+	+	○	+	+	+	+	+				+	+	○	+	+
		Редкометалльные граниты Скарны	Области завершенной складчатости Срединные массивы второго рода** (редко первого)	+	+	+		+	○		+	+									○	
Кислый	Субщелочная гранитная ветвь (граносиениты, щелочные граниты)	Грейзены и кварцевожильные образования		+		○					○	○	○	○	+	+	+			○		○
		Вулканические стекла	Вулкано-тектонические депрессии			○																
Кислый	Субщелочная гранитная ветвь (граносиениты, щелочные граниты)	Пегматиты				+	+	+	+	+			+									○
		Редкометалльные граниты Скарны		+		+	○	○	○	○	+		+						+	+		+

Основной (базальтовый)	Щелочная ветвь (щелочные и нефелиновые сиениты)	Флюоритовые метасоматиты	Области завершенной складчатости			○	+							+			+	+	+		+	○	
		Гидротермально измененные гранитоиды и нефелиноиды с редкометалльно-сульфидной минерализацией	Срединные массивы I и II рода (внутриблоковые глубинные разломы)			+	○			+	+			+		○		+				+	○
		Гидротермально измененные кислые эффузивы	Вулкано-тектонические депрессии			○														+			+
Основной (базальтовый)	Щелочно-габброидная ветвь (тералиты, шонкиниты, нефелиновые сиениты)	Пегматиты	Позднеорогенные (?)				+	+		+								+	+		+	+	
		Альбититы	Срединные массивы I и II рода				+	+		+									+				○
Основной (базальтовый)	Щелочно-габброидная ветвь (тералиты, шонкиниты, нефелиновые сиениты)	Альбититы	Области завершенной складчатости				○	+														○	
		Гидротермальные месторождения редкоземельной формации					○	+															○

* ○ - элементы, образующие промышленные концентрации.

** В.Е.Хайн, Ю.М. Шейнман (1960)

Таблица 1 (окончание)

Характер магматизма	Направление магматической эволюции	Ведущие типы месторождений	Геолого-структурное положение	Геохимическая специализация элементов																Минерализаторы				
				редкие						сопутствующие														
				Li	Cs	Be	TR	Nb	Ta	Zr	Sn	W	Mo	Bi	As	Pb	Zn	Th	U	B	P	F		
Ультраосновной	Ультраосновная щелочная ветвь (мельтейгиты-ийолиты, нефелиновые сиениты)	Магнетит-форстерит-апатитовые породы (камафориты, фоскориты)	Зоны активизации платформ Рифтовые зоны Краевые швы					○	○	○									+		○	+		
		Кальцитовые карбонатиты						○	+	+									+		○			
		Анкеритовые карбонатиты					○	+					+			+	+					+	○	
		Полевошпатакарбонатные минерализованные брекчии					○	+									○					+	+	
	Агпаитовые нефелиновые сиениты	Лопаритоносные лувзиты-фойиты	Зоны активизации платформ				○	○	○	+								+			○	+		

"пятнами" пегматитов с миароловыми пустотами, хотя сами по себе и не содержат промышленных концентраций редких металлов, но представляют значительный теоретический интерес; кроме того, они нередко служат источником образования россыпей. В данном случае оруденение непосредственно связано с гранитами и возникает на позднемагматической стадии. То же относится и к более крупным сингенетическим шпировым и камерным пегматитам.

Автометасоматические месторождения, сложенные так называемыми редкометальными гранитами, или апогранитами — по А.А.Беусу. Как известно, месторождения этого типа представлены небольшими куполами метасоматически измененных и частично перекристаллизованных гранитов, с которыми связано промышленное танталовое, реже бериллий-вольфрамовое оруденение, локализующееся в апикальных участках куполов. С глубиной рудная вкрапленность постепенно исчезает, так же как затухают и процессы грейзенизации, окварцевания и альбитизации. Исследования подобных гранитов на глубину до 1–1,5 км позволили детально разобрать вертикальную зональность в строении массивов и установить автометасоматический характер процессов рудообразования (Фельдман, Сурков, 1970; Луговской и др., 1972). Локализация танталового оруденения в апикальных участках куполов и у пологих контактов кровли, постепенное затухание оруденения и метасоматических процессов с глубиной, отсутствие зон изменения, распространяющихся на значительную глубину (что могло бы свидетельствовать о путях прохождения растворов), переход альбит-лепидолитовых гранитов с глубиной в нормальные биотитовые (или протолитионитовые), — все это свидетельствует о генетической связи оруденения с теми гранитами, среди которых локализуется оруденение.

Постмагматические месторождения, связанные с наложением на гранитные массивы рудоносных постмагматических растворов. Источником этих растворов могут служить: корневые части тех же магматических систем; более поздние интрузивные фазы, для которых рудовмещающие граниты фактически являются надинтрузивными зонами вмещающих пород; глубинные процессы, приводящие к появлению потока растворов. Оруденение может быть частично привнесено этими растворами, а частично мобилизовано из гранитов или подстилающих их пород по пути движения растворов.

При изучении метасоматически измененных магматических пород, несущих редкометальное оруденение, всегда встает вопрос: являются ли эти породы автометасоматическими, и в этом случае оруденение связано с мобилизацией редких элементов из самих материнских гранитов, а также с концентрацией их в поровых растворах, или же они образовались при наложении на магматические породы более поздних метасоматических процессов? В первом случае оруденение и магматические породы близки по возрасту, во втором случае оруденение может быть значительно оторвано по времени от формирования магматических пород.

Имеющийся фактический материал (Гинзбург, 1972) позволяет предположить, что в случае образования внутриинтрузивных постмагматических месторождений, связанных с субщелочной или щелочной ветвью дифференциации гранитной, габброидной или гипербазитовой магмы, решающую роль играют наложенные метасоматические процессы; это, возможно, связано с локализацией подобных месторождений в зонах долгоживущих глубинных разломов. В то же время месторождения близкого типа, но принадлежащие к гранитной ветви, могут возникать как при участии автометасоматических, так и наложенных метасоматических процессов. С этой точки зрения весьма характерен один из куполов редкометальных гранитов, в котором интенсивно развились автометасоматические процессы альбитизации (и в меньшей степени — грейзенизации), несущие танталовое оруденение. Эти альбитизированные танталоносные граниты прорываются дайками диоритовых пофиритов, после возникновения которых проявились наложенные метасоматические процессы. Последние привели к замещению ранее измененных пород и частично даек кварц-слюдястыми, кварц-топазовыми и флюорит-топазовыми грейзенами, с которыми связано бериллиевое оруденение, локализующееся в основном в экзоконтактных зонах (Луговской и др., 1972).

Каковы же критерии различия автометасоматических и наложенных метасоматических процессов, которые определяют генетические или парагенетические связи оруденения с магматическими породами?

Прежде всего эти процессы отличаются по своему положению и характеру развития в интрузивных массивах. Автометасоматические процессы развиваются преимущественно в апикальных участках, у пологих контактов, в местах куполообразных поднятий кровли массивов, они быстро затухают с глубиной. Наложенные процессы приурочены к узким линейным зонам трещиноватости, прослеживаются на значительную глубину и протягиваются по простиранию на сотни метров и километры.

Автометасоматические процессы развиваются только в самом интрузивном теле. При этом из массива выносятся ряд компонентов и они откладываются во вмещающих породах, но эти процессы протекают относительно равномерно в зонах экзоконтакта. Наложенные метасоматические процессы развиваются как в пределах интрузива, так и в зонах его экзоконтакта, где они также преимущественно связаны с линейными тектоническими нарушениями.

При автометасоматических процессах в интрузивных телах в основном возникает мелкая рудная вкрапленность, реже появляются тончайшие рудные прожилки, образующие подобие штокверка, при наложенных метасоматических процессах наряду с вкрапленными рудами, вытягивающимися в определенные зоны, возникают прожилки, штокверки, жильные тела и иногда оруденелые брекчии.

Автометасоматические процессы возникают обычно до развития серии даек, наложенные процессы протекают позже, при этом рудные образования пересекают дайки или их импрегнируют. Эти про-

цессы существенно не меняют валового состава материнских пород (в случае гранитов в целом приближающихся к эвтектоидному) в то время как наложенные процессы могут привести к значительному изменению, вплоть до образования анхимономинеральных образований, например, альбититов.

Автометасоматические процессы связаны с магматическими породами единством геохимических черт; они приводят к перераспределению редких элементов и к изменению минеральных форм их нахождения, но не влекут за собой появление новых элементов, что нередко имеет место при развитии наложенных процессов (появление, например, сульфидной минерализации).

Околоинтрузивные или экзоконтактовые редкометалльные месторождения охватывают большую группу метасоматических образований – скарны, экзоконтактные грейзены, включая апокарбонатные грейзены – флюоритовые метасоматиты, рудоносные фениты. Большой частью эти процессы генетически связаны с теми интрузивными массивами, вокруг которых они непосредственно залегают, о чем свидетельствует их наиболее интенсивное развитие в надкупольной части, со стороны пологих контактов, при трещинных массивах – со стороны всячего бока и в направлении склонения магматических тел. Обычно они возникают в два этапа – ранний, или этап магматического замещения, и более поздний – постмагматический. С последним связано, как правило, редкометалльное оруденение. При медленном остывании интрузива и значительном прогреве вмещающих толщ, возможно сближение ранних и поздних стадий постмагматического этапа (контактные зоны сохраняют еще высокую температуру при поступлении рудоносных растворов) и возникновение специфических типов месторождений, например, скарново-грейзеновых (Гинзбург, Куприянова, 1972).

Интенсивность развития экзоконтактных образований зависит от ряда факторов: глубинности формирования, состава вмещающих интрузив пород, насыщенности растворов такими летучими-минерализаторами, как например, фтор, тектонической подготовки вмещающих пород и др. Суть дискуссии сводится к определению природы рудоносных растворов – связаны ли они непосредственно с самим массивом, вокруг которого развиваются экзоконтактные образования, или же они привнесены в него из более глубинных очагов.

Факторы, подтверждающие последнюю точку зрения следующие:

а) значительный разрыв во времени между образованием контакто-метасоматических пород (скарнов, роговиков, фенитов) и развитием рудных процессов, на них явно наложенных;

б) резкое несоответствие между интенсивностью развития рудных метасоматических процессов в самих интрузивах и в контактных зонах;

в) появление рудной минерализации в экзоконтактных зонах после внедрения даек, пересекающих контакто-метасоматические образования (например, скарны);

г) интенсивное проявление метасоматических процессов главным образом в области тектонических контактов интрузива, отсутствие полной конформности между поверхностью контакта массива и развитием оруденелых метасоматических зон;

д) отсутствие зональности в рудных экзоконтактных зонах по отношению к интрузивам, что весьма характерно при прямой генетической связи с ними оруденения.

Надинтрузивные редкометалльные месторождения объединяют большую группу пегматитовых и гидротермальных месторождений, располагающихся на некотором удалении от материнских интрузивов и над ними. Расстояние, на которое "отходят" эти месторождения от интрузивов, варьирует от первых сотен метров до нескольких километров и зависит от типа месторождения, глубины его формирования, тектонического строения района, морфологии материнского интрузива, состава вмещающих пород и др. Все надинтрузивные редкометалльные месторождения по характеру их связи с интрузивами можно разделить на три группы.

Редкометалльные гранитные пегматиты формируются на глубинах порядка 3–6 км и обнаруживают чаще всего пространственную связь с материнскими гранитами, хотя поля этих пегматитов могут отходить от интрузивов на расстояние до 2–3 км (по вертикали).

Высокотемпературные гидротермальные месторождения (грейзеновой и кварцево-жильной формации, тела альбититов, флюоритовых метасоматитов и др.) образуются на значительно меньших глубинных (1,5–2,5 км), но в то же время отходят от небольших по размеру интрузивных тел, с которыми обнаруживают генетическую или парагенетическую связь, на расстояние не более чем 0,5 км, в редких случаях, при локализации их непосредственно в тектонических зонах, на расстояние до 1 км.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения связаны главным образом с субшелочными и щелочными породами (бертрандитсодержащие измененные эффузивы, сульфидные тела с редкоземельной и бериллиевой минерализацией, барит-флюорит-карбонатные тела с редкоземельным оруденением и др.) формируются в интервале глубин 0,5–1,5 км и парагенетически связаны с гипабиссальными малыми интрузиями или образованиями вулканоплутонической формации. Вопрос о связи их с теми или другими формациями щелочных пород наиболее дискуссионен.

Помимо общих признаков связи надинтрузивных месторождений с магматическими породами, подробно разобранных Д.И. Горжевским и В.Н. Козеренко (1965), такими как приуроченность определенных типов пород и рудных месторождений к однотипным структурно-фациальным зонам, одновозрастность интрузивов и руд, расположение их в пределах единых тектонических зон, для каждой выделенной группы месторождений существуют свои специфические критерии связи.

Редкометалльные пегматиты. Ряд признаков связывает их с теми или иными гранитными массивами.

1. Непосредственные переходы апофиз, отходящих от гранитных массивов в гранит-пегматиты и далее в пегматиты.

2. Зависимость размещения полей пегматитов от морфологии, рельефа кровли интрузива. Например, редкометалльные пегматиты чаще всего располагаются в участках прогиба кровли, на продолжении интрузивов, со стороны их пологих контактов и т.п.

3. Пегматиты и материнские граниты располагаются среди пород единой фации метаморфизма и характеризуются сходными контактными изменениями.

4. Четко проявленная зональность пегматитовых полей, выраженная последовательной сменой различных типов пегматитов по мере приближения к материнским интрузивам, при этом редкометалльные пегматиты с танталовой, цезиевой и литиевой минерализацией сменяются пегматитами, содержащими бедное бериллиево-оруденение, а ближе к массивам — керамическими пегматитами, не содержащими редкометалльного оруденения.

5. Пегматитовые поля часто сужаются по мере приближения к материнским интрузивам, что весьма четко прослеживается при изучении их поведения по вертикали. Отдельные тела пегматитов на глубине имеют тенденцию к соединению друг с другом в единые пучки, расходящиеся по мере удаления от массивов.

6. Пегматиты и материнские граниты характеризуются единой геохимической направленностью процессов концентрации и рассеяния элементов, что находит свое выражение в дальнейшем накоплении в пегматитах тех элементов, которыми обогащаются последние интрузивные фазы гранитов. В этой связи индикаторные отношения элементов в пегматитах ($K:Rb$, $Ti:(Nb+Ta)$, $(Mg+Fe^{2+}):Li$ и т.д.) закономерно изменяются по отношению к интрузивам. Поэтому граниты, с которыми связаны редкометалльные пегматиты, характеризуются минимальными для данного региона значениями этих отношений, т.е. максимальными концентрациями редких элементов.

Высокотемпературные гидротермальные образования (кварцевожильные и грейзеновые тела с бериллиево-оловянно-вольфрамовой или бериллиево-молибденовой минерализацией) располагаются обычно непосредственно над куполами метасоматически измененных гранитов, нередко уходя в них на небольшую глубину и могут рассматриваться, как особого рода области выноса металлов из гранитов. Следующие критерии позволяют судить об их связи с теми или иными интрузивами.

а. Интенсивное развитие процессов кислотного выщелачивания (окварцевания, грейзенизации) в апикальных участках материнских интрузивов.

б. Сходство минерального состава экзоконтактных образований вокруг массивов и рудных тел (при одном и том же составе вмещающих пород).

в. Временные соотношения даек с экзоконтактовыми грейзенами и жильными образованиями надинтрузивных зон.

г. Вертикальная и горизонтальная зональность, проявленная в рудных телах по отношению к материнским интрузивам, характеризующаяся сменой одних минеральных ассоциаций другими или увеличением роли отдельных элементов и минералов по мере приближения к массивам. Так, в бериллиевых месторождениях надинтрузивных зон смена бериллиевого оруденения молибденовым или резкое увеличение роли молибденита большей частью свидетельствует о приближении к материнскому массиву. Точно также, появление и увеличение редких земель и тория в бериллиевых месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, является показателем близости исходных интрузивных пород.

д. Специфические типоморфные и типохимические особенности отдельных минералов рудных тел, меняющиеся по мере приближения к интрузивным телам. Чаще всего в качестве таких особенностей выступают элементы-примеси в минералах. Так, например, присутствие в касситеритах и вольфрамитах кварцевых жил тантала и ниобия свидетельствует о близости интрузивных тел, и по соотношению $Ta:Nb$ можно примерно определить расстояние до гранитного купола, а по содержанию тантала в вольфрамитах прогнозировать наличие на глубине, в гранитах танталового оруденения. Аналогичную роль играет отношение $Ge:Ga$ в топазах, наиболее ранние генерации которого обогащены германием (Луговской, Руб, 1968).

е. Поскольку по восстанию рудных жил и зон устанавливается направленное понижение температуры образования минералов, то измерения этих температур любыми методами на определенном вертикальном отрезке и установление температурного градиента позволяет подойти к определению глубины нахождения корневых частей тел и возможности появления их вблизи материнских пород. Вместо температуры можно использовать любые физические свойства минералов, зависящие от температуры их образования и от удаленности их от корневых частей тел, в частности, термолюминесцентные характеристики, полупроводниковые, термоэлектрические свойства минералов (исследования Р.С.Сейфуллин, В.И.Красников, Г.А.Осипова), а также электронный и дырочный тип проводимости пирита и арсениопирита и другие показатели.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения редких элементов. Типичны для субщелочных и щелочных пород, но обычно не имеют с ними какой-либо пространственной связи, поскольку отходят от них на значительное расстояние. Тем не менее о парагенетической связи месторождений с теми или иными ветвями интрузивных пород можно судить по расположению их в единых тектонических зонах, по постоянной ассоциации с ними даек щелочных пород (например, микросиенитов для фенакит-бертрандитовых месторождений, связанных с субщелочными гранитоидами, и пикритовых порфиритов или альнеитов для полевошпат-карбонатных зон, связанных с щелочно-ультраосновными породами), реже неков прио-

литов повышенной щелочности, а также по специфическим минерало-геохимическим особенностям, которые в этом случае приобретают особое значение. Так, при связи гидротермальных месторождений со щелочными породами все кальциевые минералы этих месторождений – апатит, флюорит, кальцит – всегда резко обогащены стронцием. Весьма характерно также высокое содержание в них, особенно в кальците, редких земель цериевой группы, появление специфических редкоземельных минералов, в первую очередь, карбонатов и фторкарбонатов редких земель (бастнезит, паризит и др.), редких земель и стронция (бербанкит, карбоцернаит и др.).

Большое значение приобретает также изучение метасоматических процессов, протекающих в щелочных породах, выяснение баланса распределения редких элементов при этих процессах, установление частичного выноса их из массивов и концентрации в низкотемпературных гидротермальных образованиях. С этой точки зрения приобретают интерес выявленные в последние годы своеобразные минерализованные брекчии осадочно-метаморфических пород, сцементированные альбитом, кальцитом, анкеритом, баритом, обогащенные редкими землями иттриевой группы и торием, располагающиеся в одних тектонических зонах с массивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. В этих гидротермальных образованиях концентрируются те элементы, которые должны быть вынесены из ультраосновных и ультраосновных-щелочных пород при развитии по ним карбонатитов. По целому ряду признаков можно предполагать нахождение под ними массивов ультраосновных-щелочных пород.

* * *

Наиболее крупные месторождения редких металлов связаны с гранитами (метасоматически измененными щелочного и щелочноземельного ряда) и ультраосновными щелочными породами. Общим для всех редкометалльных месторождений является связь с конечными дифференциатами магматических комплексов, обогащенных щелочами и летучими компонентами. По своему расположению относительно материнских интрузий могут быть выделены внутриинтрузивные, околоинтрузивные (экзоконтактные) и надинтрузивные месторождения. К внутриинтрузивным принадлежат промышленные месторождения тантала и ниобия, связанные с метасоматически измененными гранитами, стратифицированными массивами щелочных пород и карбонатитами. Последующие две группы – околоинтрузивные и надинтрузивные (за исключением пегматитов) – объединяют, главным образом промышленные месторождения бериллия и редких земель.

Тантал и ниобий могут извлекаться из них как попутные компоненты при комплексной обработке оловянно-вольфрамовых руд. В этих группах наиболее четко генетическая и парагенетическая связь с магматическими породами устанавливается для околоинтрузивных и высокотемпературных надинтрузивных месторождений,

представленных скарнами, грейзенами, фенитами, пегматитами, кварцево-жильной формацией, альбититами. Наименее четко она выражена для низкотемпературных гидротермальных месторождений бериллия и редких земель, представленных различными метасоматитами. Для этой группы месторождений с увеличением концентрации щелочей и летучих компонентов в исходном магматическом расплаве снижается температура формирования редкометалльных метасоматитов и связь их с магматическим очагом становится менее достоверной, поскольку они удаляются от него на значительное расстояние.

Вопросы связи гидротермальных месторождений редких элементов с различными ветвями щелочных пород – гранитной, габброидной и гипербазитовой являются наиболее неясными и спорными, тем более что гидротермальные проявления, связанные с конечными дифференциатами всех трех ветвей, весьма сходны между собой. По этому дальнейшей задачей является детальное изучение петрохимических и геохимических особенностей этих пород, постмагматических процессов, проявленных в связи с ними, и удаленных от них гидротермальных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. "Недра", 1967.
- Арсанова Г.И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. "Наука", 1969.
- Архангельская В.В. О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири. – Геол. рудных месторожд., № 5, 1968.
- Воробьева О.А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II. "Наука", 1969.
- Гинзбург А.И. Типы редкометалльных месторождений, генетически связанные с различными интрузивными комплексами. – В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гинзбург А.И. Связь редкометалльных месторождений с интрузивными комплексами. – В кн.: Геология месторожд. редких элементов, вып. 14. Госгеолтехиздат, 1961.
- Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов. – В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. "Недра", 1972.
- Гинзбург А.И., Апельцин Ф.Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. – Геол. рудных месторожд., № 2, 1970.
- Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты – новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. – Разведка недр, № 1, 1973.

- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П. Генетические типы месторождений редких элементов, связанных с субвулканическими образованиями. - В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. "Недра", 1965.
- Гинзбург А.И., Куприянова И.И. Влияние вмещающих пород на особенности развития редкометальной минерализации, связанной с гранитными пегматитами и грейзенами. - В кн.: Минеральные месторождения. "Наука", 1972.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. "Недра", 1965.
- Григорьев В.М., Зеленев К.К. Об источнике германия в железных рудах. - Геохимия, № 5, 1965.
- Кудрин В.С. О формировании редкометальных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма. - Геол. рудных месторожд., № 5, 1972.
- Луговской Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. "Недра", 1972.
- Луговской Г.П., Руб А.К. Топаз, как минерал индикатор танталового оруденения в метасоматически измененных гранитах. - Изв. высшей школы, серия геол., № 10, 1968.
- Набоко С.И. Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. - В кн.: Проблемы вулканизма, Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. - Геол. месторожд. редких элементов, вып. 28, "Недра", 1966.
- Фельдман Л.Г., Сурков Б.К. Вертикальная зональность распределения аксессуарных минералов в массивах метасоматических измененных гранитов Северного Тянь-Шаня. - Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии, вып. 1. Труды ВИМС, 1970.
- Хайн В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. - "Советская геология", № 11, 1960.
- Шатков Г.А., Гушин Н.Е. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. - Геохимия, № 12, 1969.
- Шатков Г.А. О форме нахождения цезия в кислых вулканических стеклах. - Геохимия, № 7, 1971.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - Геология месторожд. редких элементов, вып. 12-13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Ellis A.J., Wilson S.H. The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. N.Z.G. - Geol. and Geophys., 3, N 4, 1960.
- White D.E. Thermal waters of volcanic origin. - Bull. Geol. Soc. America, 68, 1957.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОВ В КИСЛЫХ ЭФФУЗИВАХ КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ СВЯЗИ РУДООБРАЗОВАНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

В группу магматических, в широком смысле этого слова, месторождений Ф.Ю. Левинсон-Лессинг включил все рудные образования, которые непосредственно связаны с процессами кристаллизации магмы и воздействием ее на окружающую среду (Левинсон-Лессинг, 1927). Главным условием отнесения рудных месторождений к магматической группе была "непосредственная связь их с магматическим очагом". При этом априорно принималось в качестве очевидного факта само существование такой связи.

Между тем, в настоящее время связь эндогенного рудообразования с магматизмом уже не представляется столь однозначной или допускается, что она носит не только причинно-зависимый характер. Различают несколько возможных способов образования рудных месторождений, находящихся в связи с магматическими породами. Прежде всего это плутоногенные (ортомагматические) месторождения с традиционным пониманием причинно-следственной зависимости между магматическими (главным образом интрузивными) породами и самим рудным месторождением. Кроме того, существуют представления о парагенетическом характере соотношения магматизма и рудообразования, при общем источнике их в виде глубинных эманаций. Наконец, магматические расплавы рассматриваются иногда только как источники энергии (возможно, и летучих компонентов) при образовании эндогенных месторождений, но отнюдь не как источник рудного вещества, которое может быть мобилизовано из вмещающих толщ.

Очевидно, связь рудообразования с магматизмом носит полигенный характер, однако сама дискуссионность этой проблемы является хорошим показателем ее нерешенности. Любая дополнительная информация о поведении металлов в магматических породах представляет несомненный интерес, поскольку увеличивает наши знания в наименее изученной области формирования рудоносных магм и растворов. В современной науке о полезных ископаемых гораздо полнее освещены процессы переноса и рудоотложения, нежели зарождение рудных растворов. Это следствие тех трудностей, которые встречают исследователя при рассмотрении собственно магматических процессов или их моделей.

Рудные элементы, вовлеченные в магматический цикл, проходят сложный путь от момента возникновения магмы до окончания про-

цессов постмагматического изменения консолидировавшихся интрузивных или эффузивных пород. На каждом из этих этапов происходит различная по масштабам дифференциация как главных петрогенных компонентов, так и элементов-примесей, и, в частности, рудных элементов. Наиболее изучены процессы разделения вещества исходного расплава между вкрапленниками и основной массой (раскристаллизованной или стекловатой). На большом фактическом материале установлено, что преимущественное накопление того или иного примесного компонента во вкрапленниках регулируется известными соотношениями свойств химических элементов.

Минералы ранних стадий кристаллизации будут концентрировать те малые элементы, для которых возможно в данных условиях изоморфное вхождение на позицию, занимаемую главным элементом. Параллельно этому, естественно, будут накапливаться в стекле другие элементы — те, которые не захватываются ранними фазами кристаллизации. Фракционирование металлов-примесей в этом случае будет зависеть от суммарного воздействия кристаллизации всех ранних минеральных фаз — если не произойдет отгонки дифференцированного вещества — уже на начальных стадиях застывания магматического расплава. Это один из наиболее реальных факторов разделения вещества в магматических процессах. Этот механизм может служить моделью для более крупномасштабного сопоставления стекловатых и в различной степени раскристаллизованных вулканических пород, а также сопоставления эффузивных и интрузивных фаций.

Состояние геохимических наблюдений не позволяют в наши дни выявить общие закономерности сравнительного распределения элементов-примесей в эффузивных и аналогичных им по составу интрузивных породах, так как все сведения такого рода носят частный характер. Известно, например, что эффузивные аналоги, как правило, обогащены редкоземельными элементами и стронцием по сравнению с интрузивными породами того же состава (Frey a.al., 1968; Алексеев, 1969; Бурков, 1964). В то же время у лития наблюдается обратное соотношение распределения в эффузивной и интрузивной фациях (Нестеренко, Фролова, 1965). Имеются также данные, которые указывают на отсутствие заметных различий в распределении примесных компонентов между интрузивными и эффузивными породами единых вулканоплутонических формаций (Казмин, 1969).

Все эти факты противоречат предположению о том, что эффузивные породы (особенно стекловатые) должны быть заведомо обогащены элементами-примесями по сравнению с интрузивными фациями. Такое противопоставление строилось на предположении о различной степени дифференцированности тех и других фаций — имея в виду дифференциацию геохимическую. Если полнокристаллические глубинные породы могут сопровождаться пегматитовыми и другими, более низкотемпературными дериватами, то эффузивные породы в этом смысле представляют менее дифференцированное вещество. Однако, как мы видим, эффузивные породы обогащены не всеми

элементами и не во всех случаях. По-видимому, в связи с быстрым застыванием, сопровождающимся столь же быстрой потерей летучей фракции, полезные компоненты могут быть либо рассеяны в атмосфере и гидросфере, либо, не успев отделиться с гидротермальными отщеплениями, сохраняются в застывшей породе на том уровне, который был характерен для исходного расплава. Вопрос этот относится к числу слабо изученных.

До недавнего времени интрузивные породы противопоставлялись вулканитам по потенциальной возможности образовывать рудные месторождения. Сейчас эти взгляды в значительной мере пересмотрены, эффузивные образования привлекают все большее внимание исследователей как возможный источник рудного вещества, и если число выявленных месторождений, генетически связанных с вулканогенными образованиями, уступает еще месторождениям, связанным с интрузивами, то это может быть следствием методических трудностей, а отчасти данью традициям.

Поэтому представляется важным изучение поведения элементов-примесей на магматическом этапе, поскольку это проливает свет на рудогенерирующие способности магматических пород вообще и вулканических, в частности. Все процессы геохимической дифференциации вещества в магматическом расплаве чрезвычайно интересны с точки зрения рудогенерирующих способностей этого расплава. Геохимическая специализация магм, независимо от того, на каком этапе существования расплава она возникла, является одним из важнейших факторов рудообразования. Накопление рудных компонентов в расплаве в результате селективного плавления, дифференциации магмы, фракционирования вещества между жидкой и твердой, жидкой и газообразной фазами — все это может создавать предпосылки для формирования потенциально рудоносной магмы и затем рудных растворов. Отнеся все эти явления к разряду первичного обогащения (в отношении к магмам), рассмотрим один из возможных процессов накопления или потери рудных элементов в магматических горных породах, а именно: разделение их между раскристаллизованной и стекловатой фазами единых эффузивных тел.

Исходным материалом были представительные пробы кислых эффузивов из некоторых вулканогенных комплексов Восточного и Западного Забайкалья, а также Хабаровского края. При их отборе авторы стремились придерживаться главного принципа соответствия между стекловатыми и частично или полностью раскристаллизованными разностями пород — как правило, это пространственно максимально сближенные участки единых вулканических тел, отличающиеся лишь по признаку кристалличности. Сознвая определенную условность допущения полной тождественности рассматриваемых пар пород, все же можно считать сохраненным принцип соответствия внутри каждой пары.

Всего было отобрано 11 пар кислых эффузивных пород, которые анализировали количественными методами на широкий круг элементов, в число которых входили главным образом рудные (Mo, W, Sn,

Be, Ga, Pb, Zn, Cu, V, Ni, Cr), а также редкие щелочные металлы (Li, Rb, Cs), летучие компоненты В и F и малые петрогенные элементы Ti и Mn.

Для выявления эмпирических закономерностей распределения примесных компонентов между различными фациями эффузивов использовалось несколько независимых статистических критериев. Вначале проводилось сопоставление по каждому элементу раздельно. Один из критериев $W = \bar{\delta}^2_n / S^2$ (Бондаренко, 1970) применяется при сравнении условных средних, при требовании принадлежности к определенному вулканическому комплексу. При этом $\bar{\delta}$ – среднее значение расхождения между содержаниями рассматриваемого элемента в стекловатых и раскристаллизованных разностях пород для каждого из n комплексов, а S^2 – оценка дисперсии этого расхождения:

$$\bar{\delta} = \Sigma \delta / n; \quad S^2 = \Sigma \delta^2 / n.$$

При справедливости нулевой гипотезы о равенстве условных средних содержаний в двух выборках критерий имеет χ^2 – распределение с одной степенью свободы. При $W > \chi^2$ нулевая гипотеза отвергается, и признается различие средних для данного элемента в двух разностях эффузивов.

Несколько иное предположение, заключающееся в возможности проверки гипотезы о равенстве распределения содержаний элемента по заданным интервалам, позволяет использовать критерий Крамера

$$a = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^k \frac{(n_2 \hat{\nu}_i - n_1 \hat{\nu}'_i)^2}{\hat{\nu}_i + \hat{\nu}'_i}.$$

В нашем случае при равенстве объемов сравниваемых выборок критерий приобретает вид

$$a = \frac{1}{(n/2)} \sum_{i=1}^k \frac{(n \hat{\nu}_i - n \hat{\nu}'_i)^2}{\hat{\nu}_i + \hat{\nu}'_i},$$

где n – общее число наблюдений; ν_i – частота для i -го интервала; k – число интервалов. Критерий также имеет χ^2 – распределение с $k-1$ степенями свободы, и если $a > \chi^2_{k-1}$, то гипотеза равенства распределения данного элемента по интервалам отвергается.

Таким образом, с помощью этих критериев проверялось равенство распределений каждого из анализированных элементов в двух сравниваемых группах эффузивов отдельно. Кроме того, критерий

Крамера позволяет произвести многомерное сравнение групп эффузивов, т.е. по всем элементам сразу: если $\sum_{i=1}^k a_i$ больше $\chi^2_{c, N(k-1)}$ степенями свободы, то сравниваемые объекты различаются по содержанию анализируемых элементов (N – число элементов).

Сравнение по отдельным элементам с помощью указанных критериев показало, что все элементы могут быть разделены на три группы. В первую входят элементы, накапливающиеся в стекловатых разностях эффузивов по сравнению с кристаллическими разностями: Rb, Cs, Mo, Zn, (W), (Ga), (Be), (B)¹. Во второй группе находятся элементы, преимущественно концентрирующиеся в кристаллических аналогах эффузивов: Cr, Ni, V, Cu, Li, (Sn). Наконец, элементы третьей группы не проявляют тенденции к накоплению ни в одной из сравниваемых разновидностей эффузивов (Pb, Ti, Mn, F). Небольшое количество наблюдений не позволяет относительно этой группы однозначно решить вопрос: закономерно ли их нахождение в третьей группе или неопределенность их положения является следствием недостатка информации? Во всяком случае очевидно, что эти элементы необходимо исключить на первом этапе из анализа, используя их только для многомерного сравнения.

Вторую группу составляют элементы первично-базальтоидные, если исключить литий и олово. Промышленные скопления этих элементов в связи с гранитоидами (за исключением может быть меди), не характерны, как вообще мало характерны они для кислых пород. Особое место в эндогенных процессах занимает литий. Наряду с обычным для этого литофильного элемента стремлением ассоциироваться с другими щелочными металлами, во многих случаях наблюдается тенденция, противоположная первой, когда литий следует за магнием и двухвалентным железом. На магматическом этапе это связано, по-видимому, со способностью лития образовывать комплексные постройки с кислородом, в отличие от всех других щелочных металлов, для которых допускается ионная форма нахождения в расплаве (Белов, 1959). Способность к поляризации обуславливает для лития возможность построения соединений с ковалентной связью, а это может быть причиной различия миграционных путей лития и других щелочных металлов уже на стадии магматического расплава. Большое сродство лития и фтора при повышенных количествах последнего, определяет другой вариант поведения этого металла, наряду с бериллием, рубидием, ниобием и другими литофильными редкими элементами. Невысокое содержание фтора в анализируемых эффузивах и его неопределенное поведение могли быть причиной того, что для лития реализовался первый путь миграции – вместе с элементами группы железа.

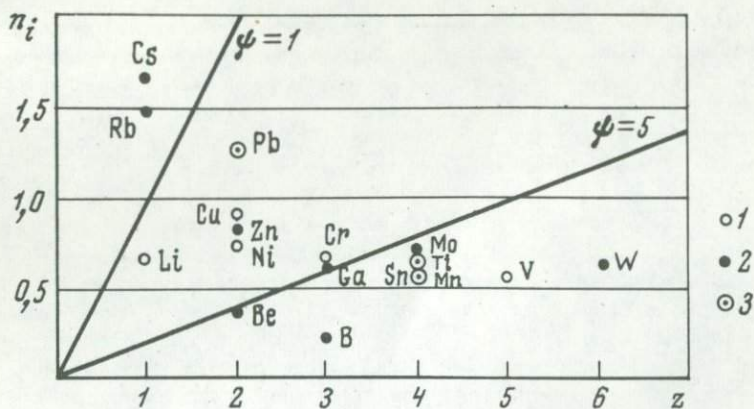
¹ В скобках элементы, для которых различие устанавливается только одним критерием.

Проявление способности того или иного элемента к фракционированию в геологических процессах определяется соотношением их энергетических и геометрических свойств. Геохимическая подвижность элементов определяется в первую очередь величиной ионного потенциала от которого, в частности, зависит величина гидратированных ионов (Овчинников, 1956; Ссадежки-Кардош, 1963). Насколько важен последний показатель для определения путей поведения элементов можно судить по тому, что рудные компоненты в расплаве находятся в виде комплексных соединений.

Для сопоставления свойств проанализированных элементов удобен график ионных потенциалов (фиг.1). Элементы, тяготеющие к раскристаллизованным разностям, находятся в поле средних значений Ψ - между 1 и 5. Здесь же находятся породообразующие Mg и Fe, силикаты которых на ранних стадиях кристаллизации магматического расплава, согласно Н.В.Белову, являются концентраторами Ti, Co, Ni, Cu, Zn, V, Cr. Явления автолиза при смене одних темноцветных другими, отгонка летучих, и в частности серы, а также невысокий изобарный потенциал силикатов этой группы родственных железу металлов могут в благоприятном случае приводить к отщеплению их от кристаллизующейся породы, хотя для кислой магмы, по-видимому, более характерно их рассеяние в породообразующих минералах.

К концу кристаллизации в расплаве остаются такие цветные катионы как Mo, W и Mn, а также литофильные многовалентные элементы и редкие щелочные металлы - рубидий и цезий. То, что в одной группе объединяются очень разные на первый взгляд ионы ($\Psi < 1$ и $\Psi > 5$), объясняется комплексной формой нахождения в расплавах и растворах многовалентных элементов с большими значениями Ψ . Например, гидратированные ионы таких элементов имеют размер, пропорциональный Ψ , и поэтому можно ожидать аналогий в поведении при некоторых эндогенных процессах крупных свободных катионов редких щелочных металлов и крупных комплексов многовалентных металлов.

Элементы, концентрирующиеся в кислых вулканических стеклах, нередко образуют промышленные скопления именно в связи с гранитоидами. Они характеризуются повышенным сродством к кислороду и, за исключением молибдена и цинка, сульфидных соединений с серой не образуют. Нахождение в этой группе цинка, типичного базальтоидного элемента, может показаться сомнительным, как и отнесение олова к группе элементов, накапливающихся в раскристаллизованных разностях. Не отрицая этого (решение вопроса безусловно потребует привлечения нового фактического материала) все же отметим, что в процессах высокотемпературного щелочного (натрового) метасоматоза цинк ведет себя как типичный литофил, образуя собственные не сульфидные минералы. Это позволяет по-иному оценить поведение цинка в магматическом процессе и отчасти объяснить связь его гидротермальных месторождений не с основными, а кислыми породами.



Фиг. 1. Ионные потенциалы элементов-примесей эффузивов

1 - кристаллические различия, 2 - вулканические стекла, 3 - равномерное распределение

Обращает на себя внимание близкое к пограничному ($\Psi = 5$) положение на графике ионных потенциалов многовалентных металлов Cr, Mo, Sn, V, W. В процессах протокристаллизации элементы очевидно находятся в низшем состоянии окисления (Чердынцев, 1956), а это в свою очередь изменяет величину ионного потенциала. Если ввести поправку на низшую валентность, то можно ожидать более "логичного" положения, например, Sn и V на графике ионных потенциалов.

Сопоставление двух групп эффузивов по всем 18 анализированным элементам с помощью критерия Крамера показало резкое их различие по геохимическим признакам: $\chi^2_{\text{набл}} = 107.60$ при 55 степенях свободы, в то время как $\chi^2_{0,05; 55} = 73.31$. Иными словами, геохимическая характеристика эффузивной породы меняется в зависимости от степени ее раскристаллизованности достаточно резко. Статистические методы позволяют количественно оценить этот процесс, показывая, что одни элементы отделяются вместе с раскристаллизованной фракцией, в то время как другие остаются вместе со стекловатой фазой породы. Этот процесс на стадии застывания магматического расплава может служить некоторой моделью зарождения потенциально рудоносных магм, поскольку при достаточно больших его масштабах во времени и пространстве создаются благоприятные предпосылки для отделения летучих ионов, обогащенных рудными компонентами.

Так же заметна обогащенность почти всеми изученными элементами (табл. 1) рассматриваемых эффузивов - и кристаллических и стекловатых - по отношению к их среднему содержанию в гра-

Таблица 1

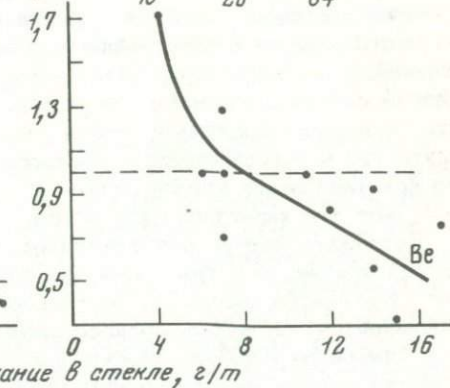
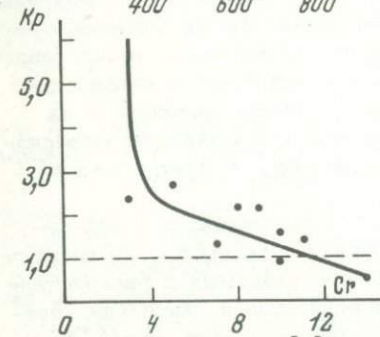
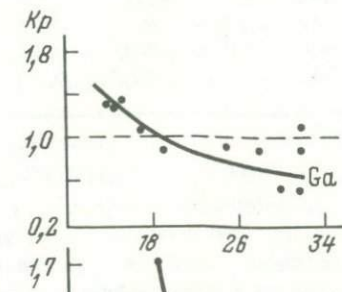
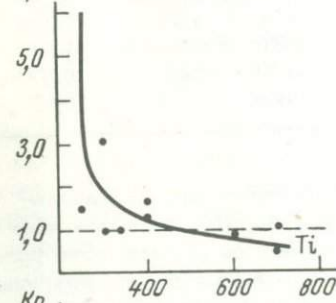
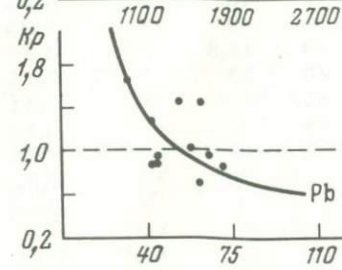
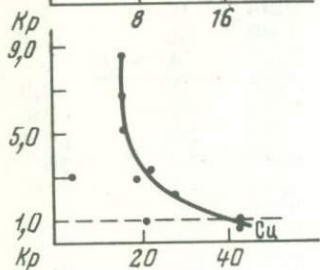
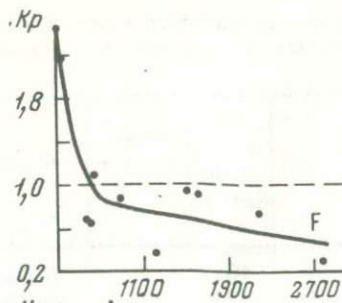
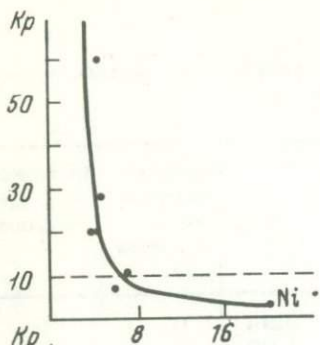
Содержание элементов-примесей в кислых вулканических стеклах и характеристика их поведения при раскристаллизации

Элемент	$C_{\text{макс}}$	Содержание C_o при $K_p=1,0$, г/т	$C_{\text{макс}} - C_o$, г/т	$K_{\text{от}}$	K_p	Среднее содержание в гранитах, г/т	Выносятся из 1 км ³ тыс. тонн
Cu	42	40	2	0,05	3,36	10	5
Li	80	75	5	0,06	1,99	30	12,5
Cr	14	11,5	2,5	0,18	2,17	4	5
Sn	20	15	5	0,25	1,38	3	12,5
Ti	800	550	250	0,31	2,42	2300	625
Pb	73	50	23	0,32	1,08	20	57,5
Ga	32	19	12	0,38	0,97	18	30
Mn	600	290	310	0,52	1,56	400	775
Be	17	8	9	0,53	0,93	5	22,5
Zn	240	80	160	0,67	0,82	40	400
Ni	20	6,5	13,5	0,68	3,50	0,5	32,5
Rb	580	150	430	0,74	0,75	150	1075
Mo	8	2	6	0,75	0,70	2	15
F	2800	600	2200	0,79	1,39	850	5500
Cs	150	7,5	142,5	0,95	0,67	5	355

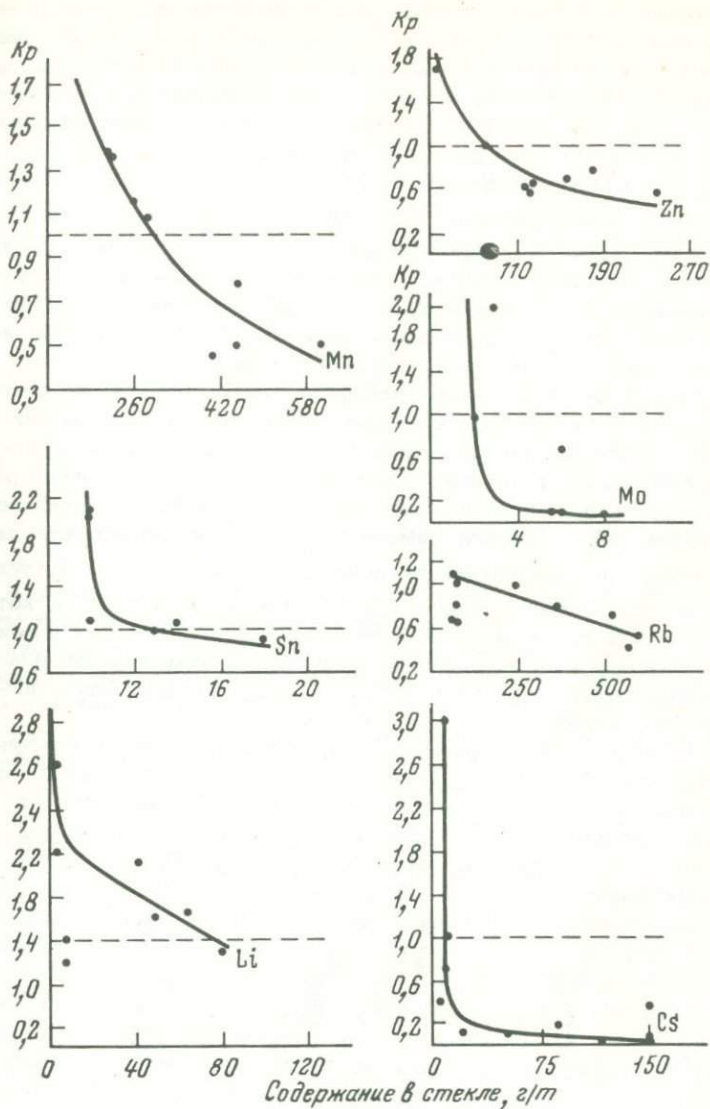
нитах (Taylor, 1964). Однако все анализы эффузивов свидетельствуют о закономерном дефиците в этих породах титана и частично марганца. Это дополнительно указывает на возможность различного поведения металлов в расплавах в зависимости от глубины их застывания, а следовательно, на возможность образования в определенных условиях повышенных концентраций этих элементов. Иными словами, за таким сопоставлением скрывается свидетельство о нереализованных возможностях отделения металлов и их спутников в рудообразующие растворы при вулканическом механизме кристаллизации кислой магмы по сравнению с plutonicким. Особенно это характерно для фтора.

Интересно, что список элементов, накапливающихся в эффузивах по сравнению с гранитами, не совпадает полностью со списком для стекловатых разностей эффузивов, сравниваемых с раскристаллизованными. Очевидно, процесс дифференциации и накопления рудных элементов сложнее, нежели ранее рассмотренная схема, если в общем случае не наблюдается преемственности между характером распределения элементов-примесей в системе вкрапленники - стекловатая основная масса и в паре эффузив - интрузивный аналог (см. например, Ляхович, 1972).

Все рассуждения пока основывались на сопоставлении содержания металлов в парах стекло - кристаллический аналог во всей их



Содержание в стекле, г/т



Фиг. 2. Зависимость коэффициента распределения металла (K_p) от его содержания в вулканическом стекле

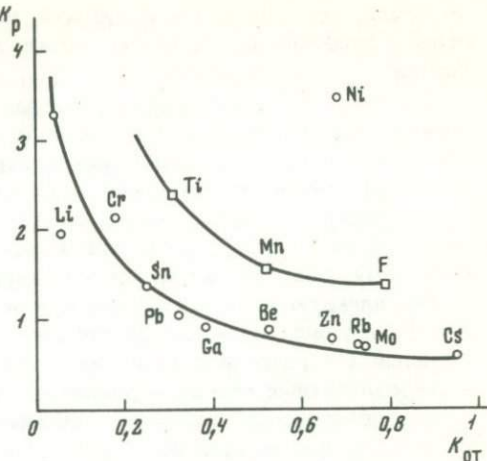
совокупности, независимо от абсолютных значений этих содержаний. Но, оказывается, размеры содержаний металлов в стекле (магме) играют принципиальную роль. Здесь выявляется единая закономерность: во всех случаях, независимо от принадлежности элемента к той или иной из выделенных групп, чем больше содержание элемента в стекле, тем меньше его коэффициент распределения $K_p = C_{кр}/C_{ст}$ ($C_{ст}$ — концентрация в стекле); при максимальных содержаниях у всех без исключения элементов K_p меньше единицы. Это хорошо иллюстрируется графиками фиг. 2. Таким образом, если при относительно малых содержаниях большая часть металла сосредоточивается в кристаллической фазе, то с повышением его содержания после некоторого равновесного оптимума (при $K_p = 1$) все нарастающее количество металла остается в стекле.

Избыточную для кристаллической фазы часть металла, которая в нашем случае сохраняется в стекле, можно рассматривать как теряемую магмой при ее кристаллизации, т.е. переходящую в отщепляющийся флюид. В дальнейшем эта часть может не только рассеиваться, но и создавать в благоприятных условиях, месторождения. Пересечение кривой зависимости K_p от общего содержания металла в стекле с горизонтальной линией, отвечающей $K_p = 1$, указывает на то возможное максимальное количество его (C_0), которое сохраняется при кристаллизации и не отделяется с флюидами. Разница между этим содержанием и установленным максимальным содержанием данного металла в стекле $C_{макс}$ характеризует выносимую "подвижную" часть его количества.

Основываясь на этих предпосылках, можно рассчитать коэффициент отделения $K_{от} = (C_{макс} - C_0)/C_{макс}$ (табл. 1). Как и следовало ожидать, у большинства металлов K_p и $K_{от}$ находятся в обратной взаимозависимости (фиг. 3). Выпадает только никель, а титан, марганец и фтор в координатах $K_p - K_{от}$ образуют свою кривую, параллельную кривой основной группы металлов. Надо полагать, что элементы, предпочтительно высаживающиеся в кристаллическую фазу ($K_p > 1$), менее способны к образованию концентраций в рудных месторождениях, связанных с кислым магматизмом. В нашем случае, в этой группе оказались элементы семейства железа: Cr, Ni, Ti, Mg, а также Cu, Li, в меньшей степени Sn. Но $K_{от}$ во всех случаях больше нуля и, таким образом, потенциальная возможность отделения от силикатного расплава в рудообразующие растворы имеется у всех изученных элементов. Эта возможность тем больше, чем правее располагается металл на кривой фиг. 3.

Использованный в данной статье фактический материал недостаточен для серьезных выводов и предположений, особенно основанных на каких-либо количественных показателях. Все цифры и коэффициенты, приводимые здесь, весьма условны, как условны и ряды "подвижности" металлов по величинам K_p и $K_{от}$, напрашивающиеся из табл. 1 и фиг. 3. Однако тенденции определенных за-

Фиг. 3. Соотношение коэф-
фициентов распределения
(K_p) и отделения ($K_{от}$)
элементов-примесей вул-
канических стекол



кономерностей достаточно хорошо улавливаются и из приведенных данных.

В заключение немного фантазии. В одной из граф табл. 1 указаны количества металлов, которые должны были бы отделиться от кислой магмы в процессе ее кристаллизации, если бы наши рассуждения оказались верными. Цифры получаются внушительными. Кристаллизации одного кубического километра гранита оказывается достаточно для создания крупных промышленных месторождений отделившихся металлов с запасами в десятки тысяч тонн (Pb, Sn, Mo и др.), сотни тысяч тонн (Zn, Mn, Cs, Rb и др.) и даже в миллионы тонн (F).

До сих пор нами было принято, что все элементы-примеси являются первичными компонентами магматического расплава. Однако нельзя исключать здесь, особенно для вулканических стекол, вмешательства последующих процессов. Исследование распределения примесных элементов в кислых вулканических стеклах показало, что иногда концентрация некоторых из них значительно превышает средние величины: в несколько раз для рубидия и на несколько порядков — для цезия. Дальнейшее изучение таких обогащенных цезием кислых стекол показало вторичный характер цезиенности. В отличие от явлений первичной концентрации в вулканических стеклах других рудных элементов, появление повышенных количеств цезия и, по-видимому, рубидия в них в большинстве случаев очевидно связано с наложенными процессами. Геологические наблюдения в одном из районов развития мезозойского вулканизма в Забайкалье не противоречат гипотезе о наложенном пневматолито-гидротермальном характере высоких концентраций цезия в кислых стеклах (Кременецкий и др., 1973), хотя имеется и другое мнение (Шатков, 1971). Не касаясь природы высокотемпературных

эманаций, несущих цезий и рубидий, рассмотрим особенности состава и строения природных кремнекислых стекол, как возможных сорбентов крупных катионов.

Говоря о закономерностях распределения металлов в вулканических стеклах, необходимо учитывать то, что алюмосиликатные стекла являются природными селективными сорбентами. Алюмосиликатные стекла (в том числе и природные вулканические стекла) это неорганические полимеры, имеющие заряженную алюмокремнекислородную матрицу, избыточный заряд которой компенсируется катионами, располагающимися в полостях каркаса. Такая структура алюмосиликатных стекол определяет ионообменную подвижность в них целого ряда катионов (в первую очередь щелочных, щелочноземельных и редкоземельных металлов). При этом избирательность алюмосиликатных стекол к различным металлам и обменная емкость определяются размером внутрикristаллических полостей и их количеством в единице объема стекла (Челишев, 1970).

Основной характеристикой, позволяющей судить о ионообменных свойствах стекол, является отношение кремния к алюминию в алюмокремнекислородной матрице. В самом общем виде может быть сформулирована следующая закономерность: чем больше отношение

Таблица 2

Химический состав кислых вулканических стекол Забайкалья (%)

Элемент	1	2822	2823	2824	2831	2832
SiO ₂	67,89	68,13	67,15	66,97	74,43	70,96
TiO ₂	0,11	0,11	0,10	0,12	0,16	0,16
Al ₂ O ₃	12,18	12,16	12,03	12,08	13,51	11,94
Fe ₂ O ₃	1,14	0,99	1,07	1,29	0,98	1,83
FeO	нет	0,31	0,20	нет	0,41	0,28
MnO	0,07	0,10	0,10	0,09	0,05	0,09
MgO	0,99	0,52	0,50	1,33	0,79	0,79
CaO	2,66	2,79	3,51	3,15	0,46	0,64
Na ₂ O	2,40	3,03	2,24	2,24	2,75	4,20
K ₂ O	1,92	2,01	2,05	2,58	4,74	4,22
H ₂ O ⁺	7,08	5,90	6,89	6,74	1,54	3,84
H ₂ O ⁻	3,73	3,59	4,42	3,80	0,59	0,59
Rb	0,06	0,069	0,051	0,048	0,036	0,038
C ₃	0,145	0,21	0,17	0,15	0,002	0,009

Сумма 100,37% 99,92% 100,48% 100,59% 100,45% 99,59%

Пробы: 1,2822-2844 - Тулукуйская впадина; 3035,3036 - Закультинское

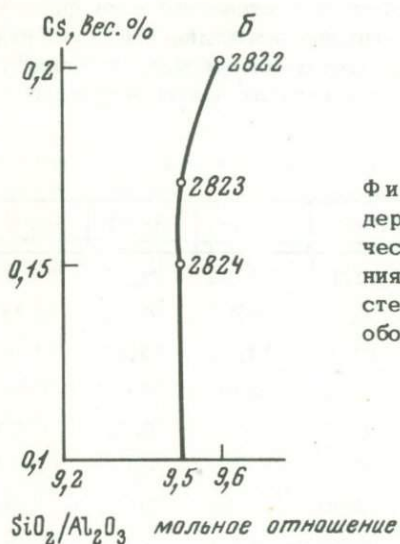
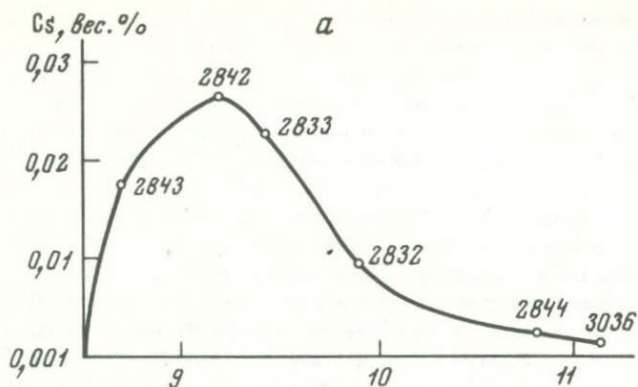
кремния к алюминию, тем меньше обменная емкость и больше объем внутрикristаллических полостей, а следовательно, и сродство к крупным катионам. Экспериментальные данные показывают, что алюмосиликатные стекла обнаруживают ионообменные свойства в присутствии и водных растворов и расплавленных солей. При этом, как правило, наблюдается эквивалентный обмен катионов в соответствии с законом действующих масс (Doremus, 1969). Наряду с ионообменными свойствами алюмосиликатные стекла обнаруживают способность сорбировать молекулярные жидкости (в том числе и воду). Способность к молекулярной сорбции особенно возрастает после вспучивания водных вулканических стекол (перлитов).

Изложенные выше представления о ионообменных свойствах стекол позволяют сделать вывод о том, что геохимия целого ряда типичных катионов в стекловатых породах определяется не столько первичными процессами дифференциации, сколько наложенными процессами, где решающее значение приобретают ионообменные свойства стекол. В первую очередь это относится к крупным катионам редких щелочных металлов (цезию и рубидию). В этом отношении значительный интерес представляют результаты изучения распределения цезия в вулканических стеклах одного из районов Забайкалья.

	2833	2834	2842	2843	2844	3035	3036	A-9-a
	71,12	74,20	66,91	71,15	75,22	71,99	77,09	71,22
	0,15	0,15	0,20	0,17	0,17	0,13	0,10	0,13
	12,95	12,41	12,39	13,92	11,82	12,52	11,85	12,55
	1,13	1,34	2,81	0,92	2,00	0,67	0,89	0,55
	0,56	0,35	нет	0,40	0,26	0,53	0,77	0,53
	0,11	0,04	0,23	0,10	0,06	0,06	0,02	0,03
	0,47	0,82	1,49	0,60	0,59	0,53	0,66	0,53
	1,02	0,53	1,44	0,84	1,18	1,10	0,46	0,83
	3,58	3,45	2,43	4,91	2,66	3,62	2,41	4,24
	4,32	4,65	1,59	3,43	4,87	4,34	5,73	3,90
	3,84	0,63	6,44	1,00	0,32	0,46	0,23	1,66
	0,83	1,25	4,40	3,04	1,24	4,49	0,16	4,27
	0,077	0,019	0,027	0,037	0,025	0,031	0,03	0,011
	0,022	0,0024	0,026	0,017	0,0022	0,0024	0,0014	0,0019

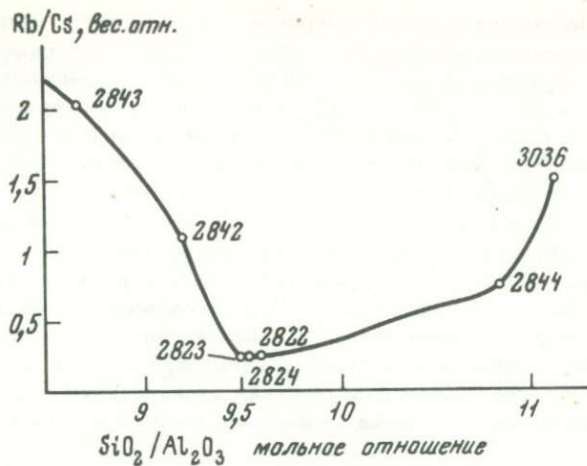
100,18% 99,84% 100,39% 100,54% 100,42% 100,47% 100,40% 100,45%

месторождение; A-9-a - Вершино-Дарасунское месторождение

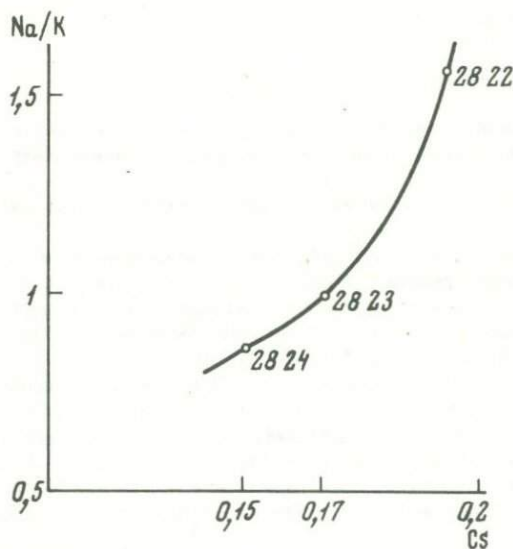


Фиг. 4. Зависимость содержания цезия в вулканических стеклах от отношения кремния к алюминию для стекол бедных цезием (а) и обогащенных цезием (б)

Большая группа образцов стекловатых пород из этого района была проанализирована на содержание петрогенных элементов и редких щелочных металлов (табл. 2). Сопоставление результатов анализов позволяет наметить некоторые закономерности зависимости содержания редких щелочных металлов от состава стекла. В первую очередь, обращает на себя внимание отчетливая зависимость между отношением кремния к алюминию и содержанием цезия в стекле (фиг. 4,а). При этом наиболее высокие содержания цезия наблюдаются в стеклах с отношением кремния к алюминию около 9,5 (фиг. 4,б). Интересно, что такое же отношение кремния



Фиг. 5. Зависимость отношения рубидия к цезию от отношения кремния к алюминию в вулканических стеклах



Фиг. 6. Зависимость между отношением натрия к калию и содержанием цезия в вулканических стеклах

к алюминию наблюдается в высококремнистом цеолите — клиноптилолите, обнаруживающем резкую избирательность по отношению к цезию. В этих же образцах наблюдается повышенное содержание воды.

Весьма показательно, что в образцах с отношением кремния к алюминию близким к 9,5 наряду с ростом содержания цезия происходит резкое уменьшение отношения рубидия к цезию (фиг. 5). Такое, противоречащее обычным соотношениям, поведение рубидия и цезия легко объяснить избирательным извлечением цезия из растворов. На ионообменное вхождение цезия в вулканические стекла указывает также возрастание отношения натрия к калию с ростом содержания цезия, что свидетельствует о вытеснении калия цезием (фиг. 6). Имеются экспериментальные данные, прямо указывающие на ионообменную подвижность цезия в стеклах, что позволяет в автоклавных условиях извлекать цезий из вулканических стекол путем ионообменного вытеснения избытком калия или других катионов.

Таким образом, наряду с процессами первичного магматического накопления рудных элементов в эффузивных породах наблюдается вторичное обогащение кислых вулканических стекол цезием и рубидием, по этому выведенные выше K_p и $K_{от}$ для рубидия и цезия требуют значительных корректив. Это явление связано с ионообменными свойствами вулканических стекол, причем наибольшим эффектом сорбции крупных катионов щелочных редких металлов характеризуются те разновидности стекловатых пород, у которых отношение Si/Al близко к таковому у цеолитов, также резко избирательных по отношению к цезию.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н.В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. — В кн.: "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза". Изд-во АН СССР, 1959.
- Бондаренко В.Н. Статистические решения некоторых задач геологии. "Недра", 1970.
- Бурков В.В. Стронций. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., "Наука", 1964.
- Казмин В.Н. Распределение химических элементов в образованиях среднедевонской вулканоплутонической формации Центрального Улутау. — Труды ЦКГУ, вып. 3. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Кременецкий А.А., Лебедева Л.И., Солодов Н.А. Цезиеносность вулканогенных образований СССР. Геохимия, № 4, 1973.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Опыт классификации магматических рудных и иных минеральных месторождений. — Докл. АН СССР, № 12, 1927.
- Ляхович В.В. Распределение редких элементов между порфиристыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита. — Геохимия, № 10, 1972.
- Нестеренко Г.В., Фролова Л.П. Литий и рубидий в трапхах. — Геохимия, № 3, 1965.

- Овчинников Л.Н. Геохимическая подвижность элементов по экспериментальным данным. — Докл. АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Ссадецки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Челишев Н.Ф. Ионообменные свойства породообразующих алюмосиликатов. — В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. "Наука", 1970.
- Чердынцев В.В. Распространенность химических элементов. ГИТТЛ, 1956.
- Шатков Т.А. О форме нахождения цезия в кислых вулканических стеклах. — Геохимия, № 7, 1971.
- Doremus R.H. Ion exchange in glasses. — Ion exchange, 2, N 4, New York, 1969.
- E. Alexiew. Rare-earths in the earth's crust: average content and distribution in various types of rocks. — Докл. Болг. АН, 22, № 1, 1969.
- Frey F.A., Haskin M.A., Poetz J.A., Haskin L.A. Rare earth abundances in some basic rocks. — J. Geoph. Res., 73, N 18, 1968.
- Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. — Geoch. et Cosm. Acta, 28, N 8, 1964.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ.

Советские и зарубежные исследователи неоднократно отмечали, что акцессорные минералы являются концентраторами присутствующих в гранитоидах рудных элементов и летучих компонентов. Состав акцессорных минералов и содержания в них тех или иных элементов примесей отражает геохимические и физико-химические особенности кристаллизующейся гранитной магмы.

Ранее один из авторов совместно с Т.И.Лосевой на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самеса" (MS -46) провел исследование цирконов из разновозрастных рудоносных (оловоносных, вольфрамоносных и редкометальных) гранитоидов СССР. Результаты показали, что в ряде случаев в цирконах оловоносных гранитов наблюдаются микровключения оловосодержащих минералов, а в вольфрамоносных - вольфрамсодержащих минералов. В цирконах гранитов, обогащенных редкоземельными элементами иттриевой группы, наблюдаются микровключения - ксенотима, а в гранитоидах, содержащих повышенное количество редкоземельных элементов цериевой группы, наблюдаются микровключения ортита и монацита. Если магма богата фтором, то в цирконах наблюдаются микровключения флюорита и других фторсодержащих минералов.

Полученные материалы показали, что рудные (Sn, Nb, W) и редкоземельные (Y, Cl, La) элементы, а также Th, U, F присутствуют в акцессорных цирконах главным образом в виде микровключений соответствующих минералов и в меньшей степени - в виде изоморфной примеси. Однако однозначно решить вопрос о присутствии Sn, W, Th, U в цирконах в виде изоморфной примеси пока нельзя, так как при большей локальности микроанализатора возможно, что эти "изоморфные" примеси окажутся тонкодисперсными самостоятельными фазами. Ниже изложены результаты изучения на электроннозондовом микроанализаторе апатитов вольфрамоносных гранитоидов Приморья, а также рутилов и сфенов разновозрастных оловоносных гранитов СССР. Исследовалась форма вхождения в отмеченные минералы Sn, Ta, W, Nb, F, Cl, Y, Th и U при напряжении 20-25 кв, токе зонда 50-150 п А, диаметре зонда 1-2 мкм.

Аналитическими линиями служили CeLa, YLa, NbLa, SnLa, TaLa, WLa, ThMa и FKa.

Эталонами были ортит (11,1% CeO₂) гранат Y₃Al₅O₁₂ (44,9% Y), Nb - 100%, SnO₂ (78,7% Sn), W - 100%, Ta - 100%, ThO₂ (88% Th), CaF₂ (51,3% F).

Зерна минералов упаковывали в полистироловую шакику, поверхность которой полировалась, а затем покрывалась в напылителе тонкой токопроводящей пленкой углерода (200-400 Å).

Первоначально, после настройки спектрометра по эталону на максимум интенсивности нужной линии, при селективном режиме работы блоков регистрации интенсивности, производился поиск включений этого элемента в зернах. Поиск производился акустически, по частоте счета импульсов в выбранной точке, с одновременной записью на цифropечатающее устройство.

Для фиксации, документирования обнаруженных включений, уточнения их формы, размеров выполнялись снимки при сканировании зондом по площади $100 \times 100 \text{ мкм}^2$ в характеристическом рентгеновском излучении и поглощенных электронах.

Третий этап поиска заключался в записи кривых распределения интенсивности линии каждого элемента в образце ($I_{\text{обр}}$), фона рядом с линией по обе ее стороны ($I_{\text{ф}}$) и эталона ($I_{\text{эт}}$). Целью этих записей являлся количественный анализ содержания интересующих примесей в основе и включениях.

Если размер включения был мал, то количественный анализ производился по отношению интенсивностей основных компонентов этого включения, например, W, Ca, Fe, Mn в шеелитах и вольфраматах.

Расчет содержания элементов-примесей ($C_{\text{обр}}$) на участках с равномерным распределением протяженностью более 20 мкм производился способом стандарта - фона.

$$C_{\text{обр}} = \frac{I_{\text{обр}} - I_{\text{ф}}}{I_{\text{ф}}} \cdot C_{\text{ф}}$$

$$\text{где } C_{\text{ф}} = \frac{P_{\text{эт}}}{P_{\text{обр}}} \cdot \frac{I_{\text{ф}}}{I_{\text{эт}}} C_{\text{эт}};$$

$C_{\text{эт}}$ - весовая концентрация в эталоне; $C_{\text{ф}}$ - "фоновая" концентрация.

Поправки на разницу состава образца ($P_{\text{обр}}$) и эталона ($P_{\text{эт}}$) вычислялись по формулам Хейнриха и др. (1972), Дэнкамба и Рида (1968), вручную, и на БЭСМ-6 (Тронева и др., 1972).

Ниже приведены "фоновые" значения ($C_{\text{ф}}$) концентраций определяемых примесных элементов и порог чувствительности ($C_{\text{мин}}$) по 2σ -критерию (коэффициент вариации $v_C = \pm 50$ отн %) в сфенах, при 20 кв в селективном режиме измерения интенсивности.

Элемент, линия	CeLa	YLa	NbLa	SnLa	TaLa	WLa	FKa	TiMa
$C_{\text{ф}}$	0,15	0,13	0,05	0,08	0,5	0,5	0,8	0,3
$C_{\text{мин}}$	0,05	0,05	0,03	0,04	0,2	0,2	0,5	0,1

АПАТИТЫ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

Исследованию подверглись апатиты магматических и постмагматических образований двух районов, расположенных в центральной части хребта Сихотэ-Алинь. В обоих районах вольфрамоносные гранитоиды являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений.

В первом районе вольфрамоносные гранитоиды представлены штокообразной интрузией биотитовых гранитов. Последние прорывают и метаморфизуют пермские осадочные образования, представленные алевролитами, песчаниками с линзообразными прослоями известняков. На контакте с гранитами песчаники и алевролиты превращены в биотитовые роговики, а известняки скарнированы. Верхняя возрастная граница рассматриваемых гранитов неизвестна. Абсолютный возраст гранитов, определенный в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом по биотиту равен $(122-128) \pm 5$ млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

Вольфрамовая минерализация, представленная метасоматическими шеелит-apatитовыми и шеелит-слюдястыми рудами, во времени и пространстве тесно ассоциирует с отмеченными гранитами. Шеелит-apatитовые и шеелит-apatит-слюдястые руды развиваются в экзоконтактной зоне гранитов и в провесах кровли по скарнированным известнякам и биотитовым роговикам. Граниты в некоторых участках интенсивно грейзенизированы и превращены в кварц-биотитовые, кварц-мусковит-биотитовые и кварцево-мусковитовые грейзены, содержащие апатит и шеелит.

Возраст шеелитовой минерализации определенный калий-аргоновым методом по мусковиту соответствует 122 ± 5 млн. лет, т.е. аналогичен возрасту вольфрамоносных гранитов. Апатит является ведущим акцессорным минералом гранитов и главным минералом рудных тел. Содержание апатита в рассматриваемых гранитах колеблется от 155 до 350 г/т.

В гранитах наблюдаются две генерации апатита. Апатит первой генерации образует игольчатые кристаллы в плагиоклазах. Апатит второй генерации присутствует в виде удлинённых призматических и короткостолбчатых кристаллов, размером от сотых долей миллиметра до 0,2 мм. Он тесно ассоциируется с биотитом и другими акцессорными минералами. Показатели преломления апатита в описываемых гранитах: $n_g 1,636-1,633 \pm 0,002$; $n_p - 1,630 \pm 0,002$. Судя по показателям преломления это фтор-apatиты. Содержание фтора в них, определенное на электроннозондовом микроанализаторе, колеблется от 1,5 до 2%.

В постмагматических образованиях апатит образует призматические, игольчатые, короткостолбчатые и удлинённо-призматические кристаллы, размером от сотых долей миллиметра до 1, редко 2-3 мм. Широко развиты также кристаллически-зернистые агрегаты

апатита. Обычно он бесцветный или бледно-зеленоватый, реже белый. Встречаются как прозрачные и полупрозрачные кристаллы, так и матовые. В постмагматических образованиях апатит ассоциируется с шеелитом и мусковитом, причем обычно шеелит заполняет промежутки между идиоморфными кристаллами апатита. Иногда в шеелите встречаются пойкилитовые вроски апатита.

Показатели преломления апатита соответствуют: $N_g - 1,633 \pm 0,002$; $N_p - 1,630 \pm 0,002$, т.е. примерно они такие же, как и в апатитах гранитов.

Содержание фтора в этих апатитах также близко к содержанию фтора в апатитах гранитов - 1,7-2%.

Содержание редкоземельных элементов в апатитах из гранитов и сопровождающих их постмагматических образований колеблется обычно в пределах сотых долей процента (табл. 1), редко достигая 0,1%. Среди редкоземельных элементов в описываемых апатитах преобладают церий и лантан (табл. 1).

По данным приближенных количественных анализов содержание вольфрама в апатитах гранитов и рудных тел колеблется от 80 до 500 г/т, увеличиваясь от апатитов гранитов (80 г/т) к апатитам грейзенов (300-500 г/т). По данным Ю.Г.Иванова содержание вольфрама в апатитах невольфрамоносных рудных образований - скарново-магнетитовых рудах хребта Джугджур равно 3,2 г/т. Проведенное нами впервые изучение распределение вольфрама в апатитах вольфрамоносных гранитов и грейзенов показало, что вольфрам в незначительном количестве входит в апатит в виде изоморфной примеси. Однако главным концентратором вольфрама в этих апатитах являются присутствующие в них микровключения шеелита (фиг. 1) и вольфрамита.

На кривых интенсивностей линий характеристического рентгеновского излучения вольфрама и кальция хорошо видно, что при пересечении электронным зондом присутствующего в апатите микровключения шеелита, одновременно с резким увеличением содержания вольфрама понижается содержание кальция (фиг. 1).

При пересечении присутствующего в апатите вольфрамоносных гранитов микровключения вольфрамита одновременно с резким увеличением содержания вольфрама (2,а), резко понижается содержание кальция (2,б) и повышается содержание марганца (2,в) и железа (2г).

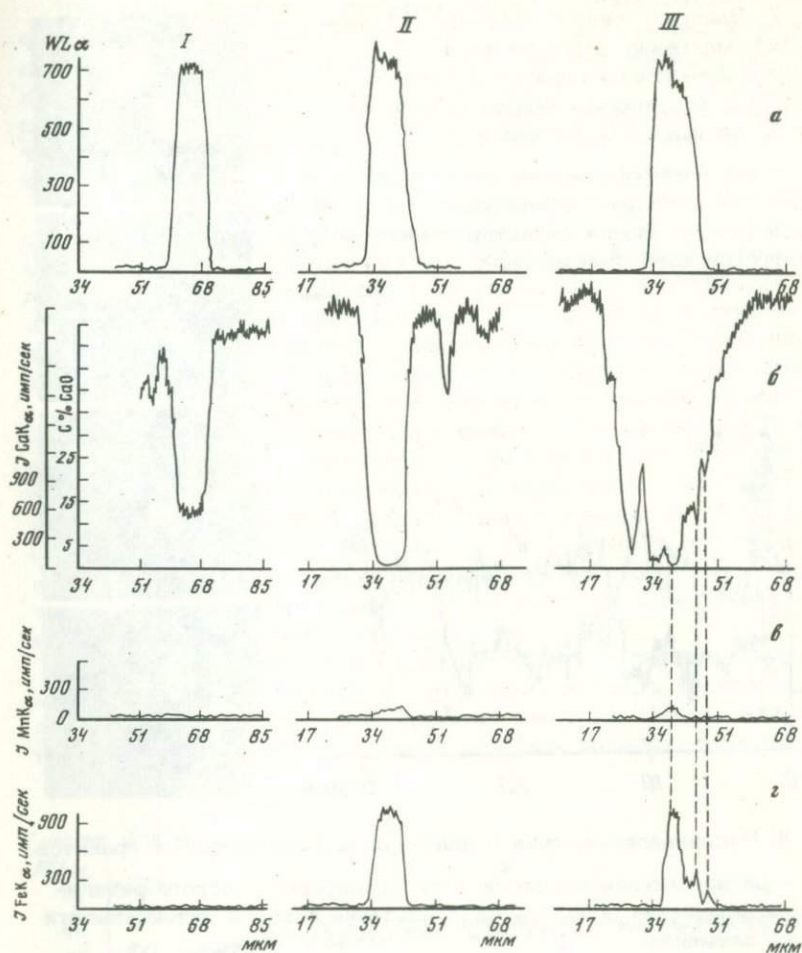
В апатитах грейзенов обнаружены микровключения шеелита и вольфрамита, образующих взаимопроростания. Это хорошо видно на кривых интенсивностей характеристического рентгеновского излучения вольфрама (3,а), кальция (3,б), марганца (3,в) и железа (3,г). Это подтверждается также полученными на микроанализаторе растровыми изображениями, иллюстрирующими распределение вольфрама (4,а), железа (4,б), марганца (4,в), фосфора (4,г) в кристалле апатита (фиг. 2).

Таким образом, полученные нами новые данные свидетельствуют о том, что апатиты вольфрамоносных гранитоидов, с которыми свя-

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в апатитах вольфрамоносных магматических комплексов Приморья и сопровождающих их постмагматических образованиях

Номер образца	Порода, из которой отобран апатит	Содержание, %	Относительное содержание, %										
			La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₆ O ₁₁	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₂	Tb ₂ O ₃ + Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃
Первый участок													
1009/71	Грейзены	0,02	18,2	20,5	3,1	11,3	2,6	2,6	38,0	3,0	-	0,4	-
1009a/71	То же	0,05	16,2	24,8	2,7	19,4	1,0	1,5	32,4	1,5	-	-	-
5002	"	0,01	20	35	5	20	-	-	20	-	-	-	-
Второй участок													
2145/65	Биотитовые граниты	0,89	11,2	40,6	2,2	17,3	0,8	4,6	17,5	4,0	0,4	0,9	0,3
2304/65	Гранодиориты	1,36	13,0	33,7	5,06	18,4	6,9	9,0	5,3	1,84	1,2	5,06	0,5
140/65	Биотитовые грейзены	0,194	10,3	26,7	1,6	16,3	2,5	9,6	28,7	3,6	0,18	0,36	
154/65	Кварцево-шеелитовая жила	0,18	9,6	30,0	5,3	15,6	4,7	5,6	19,6	5,3	-	2,8	1,56
60/65	То же	0,108	14,15	25,4	1,6	17,35	3,22	2,9	33,15	1,29	-	0,64	



Фиг. 1. Разрезы через микровключения в апатитах: Распределение в этих разрезах W(a), Ca(б), Mn(в) и Fe(г)

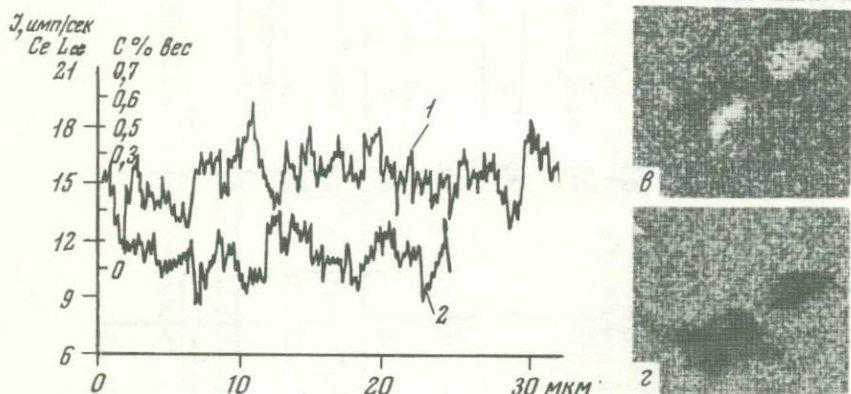
1 – микровключения шеелита, обр. 1008/71 из вольфрамоносных гранитов; II – микровключение вольфрамита, обр. 1008/71 из вольфрамоносных гранитов; III – микровключения шеелита и вольфрамита, обр. 5002 из грейзенов

заны вольфрамовые месторождения шеелитовой формации, обладают рядом характерных типоморфных особенностей и могут быть использованы как индикаторы шеелитовой минерализации.

Полученные материалы подтверждаются также и в другом районе Приморья, где проявлена шеелитовая минерализация. Магмати-

Фиг. 2. Распределение вольфрама (а), железа (б), марганца (в) и фосфора (г) в кристалле апатита из грейзенов (обр. 5002/71), полученное методом сканирования по площади $50 \times 50 \text{ мкм}^2$

Светлые участки соответствуют максимальной концентрации элементов (максимальной интенсивности характеристического рентгеновского излучения)



Фиг. 3. Распределение церия в апатитах вольфрамоносных гранитов

1 - распределение интенсивности характеристического рентгеновского излучения Ce; 2 - распределение фоновой интенсивности того же элемента

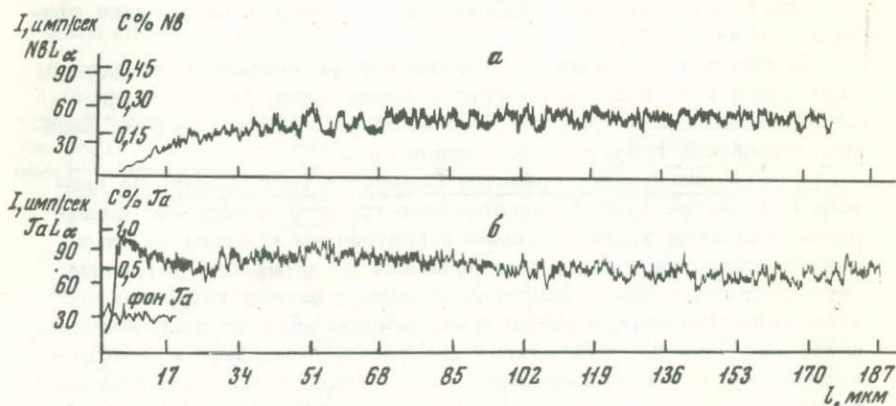
ческие и постмагматические образования этого района описаны нами ранее (Руб и др., 1971). Шеелитовая минерализация в этом районе связана со сложным многообразным интрузивным комплексом. Формирование этого комплекса происходило в нижеотмеченной последовательности: граносиениты и гранодиориты, крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, мелкозернистые биотитовые и аляскитовые граниты и гранит-порфиры. Эти породы прорывают и метаморфизуют пермские, триасовые и юрские отложения. Верхняя возрастная граница их неизвестна. Абсолютный возраст граносиенитов, гранодиоритов и гранитов, определенный калий-арговым методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР составляет $112-114 \pm 4$ млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

Для рассматриваемого вольфрамоносного магматического комплекса характерно повышенное количество калия, редких щелочей и летучих, в частности фтора, которое особенно эффектно проявилось в наиболее поздних кислых дифференциатах. В то же время для всех рассматриваемых пород характерно повышенное количество кальция, связанное с ассимиляцией гранитной магмой карбонатных пород, происходившей на разных глубинных уровнях.

Вольфрамовая минерализация, парагенетически связанная с вышеописанным гранитоидным комплексом, наложилась на скарны. Шеелит отлагался в окварцованных скарнах, кварцевых жилах и прожилках в кварц-биотитовых и кварц-мусковитовых грейзенах и грейзенизированных гранодиоритах. С более поздней стадией связано проявление сульфидной минерализации, представленной пирротином, халькопиритом и арсенопиритом и другими минералами.

Также как и в первом районе характерным минералом магматических и постмагматических образований является апатит. По оптическим свойствам, содержанию фтора и вольфрама этот апатит близок вышеописанному, но отличается от него резко повышенным содержанием редкоземельных элементов (табл. 1). В то же время состав редкоземельных элементов в апатитах двух вышеописанных районов близок. Везде преобладают лантаноиды составляющие более 70% по сравнению с редкоземельными элементами иттриевой группы.

Проведенное нами изучение распределения в апатитах редкоземельных элементов показало, что редкие земли, в частности церий, обычно распределены равномерно (фиг. 3). Они, по-видимому, присутствуют в апатите в виде изоморфной примеси, замещая, ве-



Фиг. 4. Распределение тантала и ниобия в рутиле (обр. 920/71)

Кривые распределения интенсивности характеристического рентгеновского излучения Nb (а) и Ta (б)

роятно, кальций. Однако в некоторых участках в апатите наблюдаются микровключения церийсодержащих минералов.

Полученные материалы свидетельствуют о том, что наряду с фтором, рассматриваемые вольфрамоносные гранитоидные комплексы были богаты также фосфором и кальцием. В связи с этим в отличие от других регионов в Приморье апатит является ведущим минералом не только вольфрамоносных магматических, но также и сопровождающих их грейзеновых образований.

Наличие в магматических и постмагматических образованиях апатита, обладающего рядом общих типоморфных особенностей (состав редкоземельных элементов, близкое содержание фтора, повышенное содержание вольфрама и др.), свидетельствует об общности магматического источника, из которого образовались эти граниты и сопровождающие их рудные тела.

Кроме того, наличие в магматических и постмагматических образованиях апатита, характеризующегося повышенным содержанием вольфрама, наряду с другими признаками, может быть использовано в качестве поискового признака при поисках вольфрамового оруденения шеелитовой формации.

РУТИЛЫ И СФЕНЫ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Рутил довольно часто встречается в оловоносных гранитах, но присутствует обычно в небольшом количестве от единичных зерен до 5-7 г/т.

Сфен в оловоносных гранитах наблюдается относительно редко и присутствует в небольшом количестве от единичных зерен до 6-8 г/т. Исключение составляют оловоносные граниты Карнабского месторождения (Западный Узбекистан), в которых содержание сфена достигает 130 г/т.

На электроннозондовом микроанализаторе исследовались рутилы протерозойских гранитов Северного Приладожья, рутилы и сфены среднепалеозойских гранитов Приханкайского района и сфены верхнепалеозойских гранитов зон Узбекистана.

Рутилы оловоносных гранитов Северного Приладожья. По данным Р.А.Хазова (1967) оловоносные граниты Северного Приладожья являются посторогенными и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Формирование их произошло в течение трех последовательных фаз, относящихся к одному интрузивному комплексу. Рассматриваемые граниты прорывают глубоко метаморфизованные нижне- и среднепротерозойские отложения и перекрываются верхнепротерозойскими (1350 млн.лет) осадочно-вулканогенными отложениями салминской свиты, выделенной Р.А.Хазовым и др. Проведенное в ИГЕМ АН СССР определение абсолютного возраста этих гранитов показало $1500-1570 \pm 35-40$ млн.лет, что соответствует верхнему протерозою.

Граниты первой фазы представлены крупнозернистыми порфировидными оvoidными биотитово-роговообманковыми разностями, а граниты второй и третьей фаз соответственно средне- и мелкозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. Характерными акцессорными минералами гранитов второй и третьей фаз, помимо циркона, являются бастнезит, монацит, апатит, анатаз, ильменит и флюорит.

Рутил обычно наблюдается в небольшом количестве — от единичных зерен до 4 г/т в гранитах всех фаз. Он образует игольчатые кристаллы, размер которых колеблется в пределах сотых долей миллиметра, редко достигая 0,1 мм. Иногда наблюдаются характерные для рутила коленчатые двойники. Рутил обычно ассоциирует с биотитом, в котором наблюдаются идиоморфные кристаллы рутила.

Изучение рутилов из гранитов третьей фазы (обр. 920/71) на электроннозондовом микроанализаторе показало, что они содержат от 0,05% до 0,5% Sn, от 0,3 до 0,7% Ta и 0,25% Nb (табл.2). Кроме того, установлены также в небольшом количестве Ce, Y, W и Th.

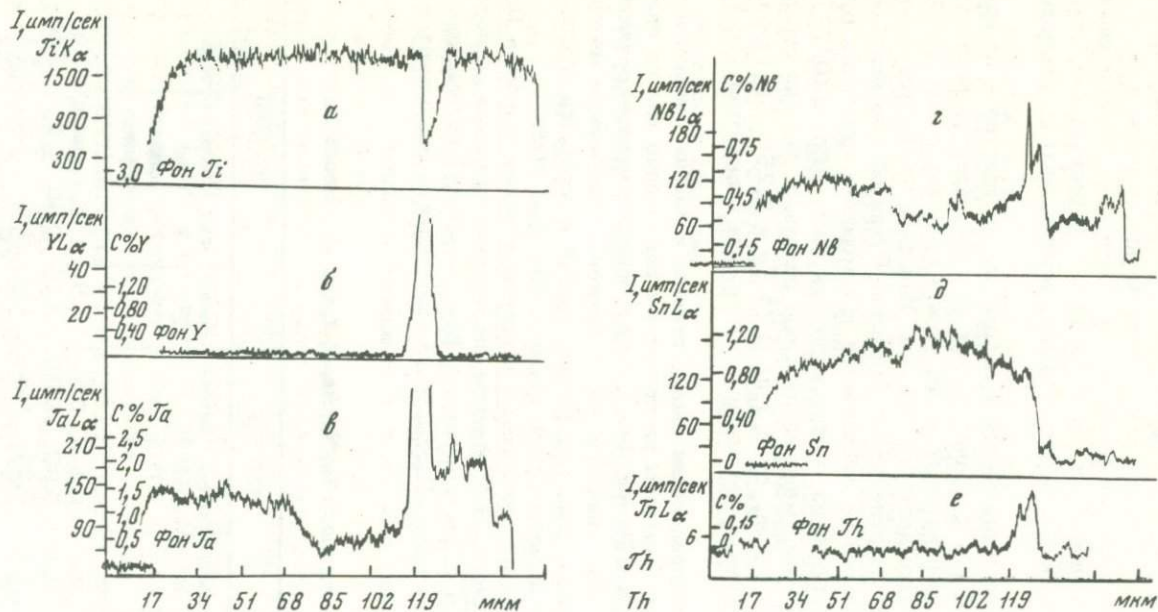
Характер распределения олова, тантала и ниобия показывает, что отмеченные элементы распределены равномерно или со слабо выраженной зональностью (фиг. 5, а, б); никаких микровключений танталсодержащих минералов не обнаружено. Полученные материалы свидетельствуют о том, что тантал, ниобий и олово присутствуют в рутилах в виде изоморфной примеси, замещая титан.

Рутили и сфены оловоносных и редкометалльных гранитов Приханкайского района. Эти граниты, получившие название вознесенских, относятся к заключительной фазе сложного многофазного интрузивного комплекса. Рассматриваемые граниты прорывают и ме-

Таблица 2

Содержание в рутилах Ta, Nb, Sn, W, Y, Ce, Th (вес.%)

Элемент	920/70	920/70			792/68				
	основа	основа	включение	основа	зона 1	зона 2	включение фергюссонита	зона 3	зона 4
Ta	0,5-0,7	0,3	< 0,1	0,3	1,5	0,7	много	2,3	1,5
Nb	0,25	0,25	< 0,05	0,25	0,70	0,40	1,5	0,40	0,70
Sn	0,05	0,1	< 0,05	0,1	1,0	1,3	1,0	0,1	0,1
W	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Y	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	много	< 0,05	< 0,05
Ce	< 0,05	0,05	< 0,05	0,05	0,05	0,05	< 0,05	0,05	0,05
Th	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	много	< 0,1	< 0,1



Фиг. 5. Разрез через микровключение фергюсонита, находящегося в рутиле (обр. 792/68/71). Распределение в этом разрезе Ti, Y, Ta, Nb, Sn и Th (кривые распределения интенсивностей спектральных линий характеристического рентгеновского излучения Ti (а), Y (б), Ta (в), Nb (г), Sn (д) и Th (е))

таморфизируют рифейские и нижнекембрийские отложения, среди которых преобладают филлитовидные и серицитовые сланцы и слабо метаморфизованные известняки. Верхняя возрастная граница их не установлена. Абсолютный возраст этих гранитов, определенный в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом по биотитам, колеблется в пределах от 390 до 457 мл.лет, что позволяет отнести их к нижне-среднепалеозойскому интрузивному комплексу. Описываемые граниты слагают ряд мелких (площадью до 10 кв.км) массивов, приуроченных к зонам крупных тектонических нарушений. Формирование их связано, вероятно, с процессами тектономагматической активизации.

Детальная петрографическая и петрогеохимическая характеристика этих гранитов была дана раньше одним из авторов (Руб, 1960). Здесь отметим только, что характерной особенностью рассматриваемых гранитов является повышенное содержание летучих, особенно фтора, калия, редких щелочей тантала и олова.

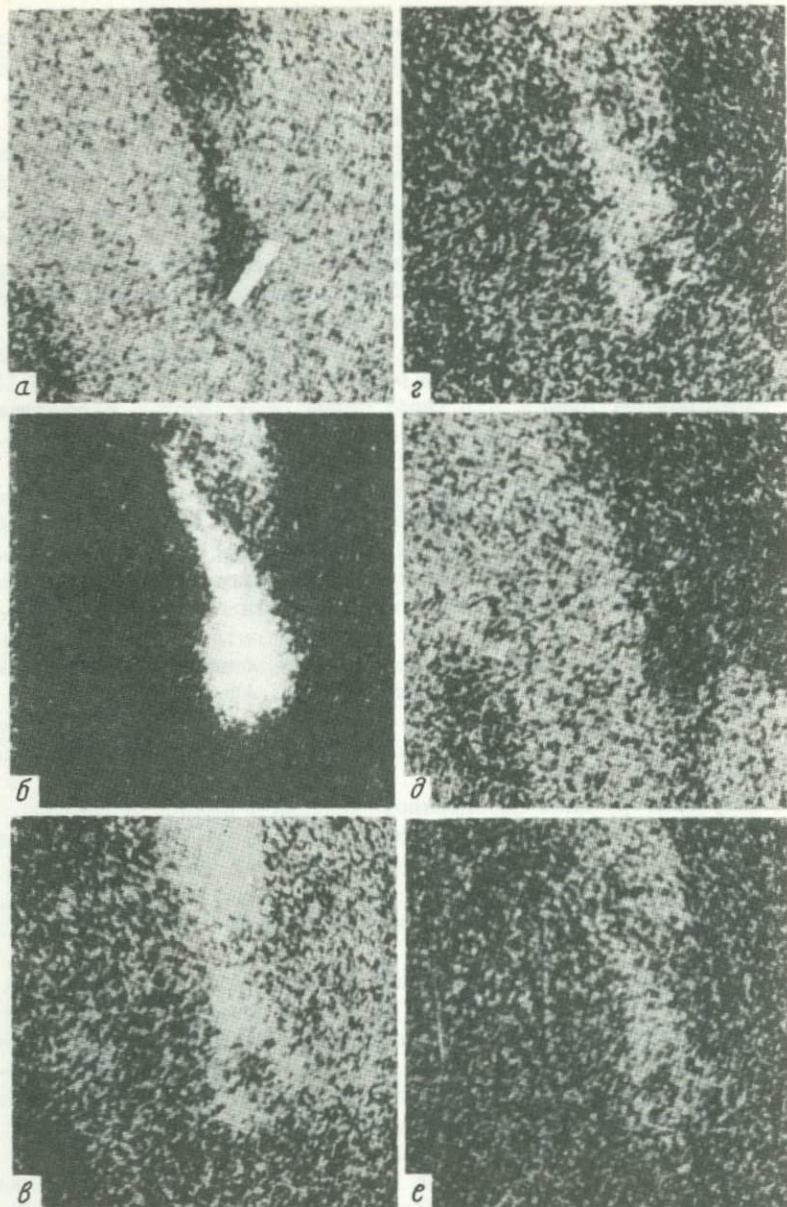
Повышенное содержание в вознесенских гранитах летучих способствовало широкому развитию постмагматических процессов. С этими гранитами генетически и парагенетически связаны танталовые, оловянные и флюоритовые месторождения различных генетических типов. Характерными акцессорными минералами вознесенских гранитов являются циркон, рутил, ортит, ильменит, флюорит. Кроме того, в ряде участков встречаются монацит, бастнезит, колумбит-танталит, апатит, оранжит, торит, сфен и др.

Рутил встречается часто, но в небольшом количестве - от единичных зерен до 5-7 г/т. Он образует игольчатые кристаллы ассоциирующие с биотитом.

Изучение рутилов на электроннозондовом микроанализаторе показало, что олово, тантал и ниобий входит в состав рутила в виде изоморфной примеси, замещая титан (фиг. 5). Интересно, что в тех участках, где содержание олова в рутилах повышается до 1,5% (табл. 2, фиг. 5) содержание тантала и ниобия понижается (табл. 2, фиг. 5).

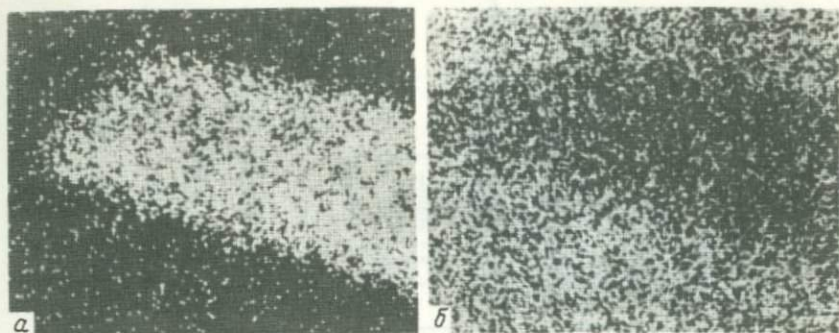
В некоторых кристаллах рутила наблюдаются микровключения танталсодержащих минералов, в частности фергюсонита. На кривых интенсивностей линий характеристического рентгеновского излучения Ti, Sn, Ta, Nb, Y, Th (фиг. 5) хорошо видно, что при пересечении микровключения фергюсонита одновременно с резким падением содержания титана также резко увеличивается содержание иттрия и тантала (фиг. 5 а, б, в). Менее резко увеличивается содержание ниобия и тория (табл. 2, фиг. 5, г, е). Это подтверждается также полученными на микроанализаторе растровыми изображениями, иллюстрирующими распределение в рутилах Ti (фиг. 6, а), Y (фиг. 6, б).

Иногда в кристаллах рутила наблюдается неравномерное зональное распределение олова. Зоны с содержанием олова менее 0,1% чередуются с зонами, где оно достигает 1%.



Фиг. 6. Распределение Ti (а), Y (б), Ta (в), Nb (г), Sn (д), Pb (е) в кристалле рутила (обр. 792/68), полученное методом сканирования по площади $50 \times 50 \text{ мкм}^2$

Светлые участки соответствуют максимальной концентрации элементов (максимальной интенсивности их характеристического рентгеновского излучения)



Фиг. 7. Микровключение апатита в сфене (обр. 244/66). Распределение фосфора (а) и титана (б) в этом кристалле сфена, полученное методом сканирования по площади 100 x 50 мкм²

Сфен встречается редко в виде единичных кристаллов клиньевидной или неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,1, редко 0,2 мм. Сфен ассоциирует обычно с биотитом и ильменитом. Исследование сфена из вознесенских гранитов на электроннозондовом микроанализаторе показало, что в ряде участков в нем наблюдаются микровключения слюды и апатита (фиг. 7). Олово, тантал, ниобий, иттрий и церий в исследованном сфене распределены равномерно. Олово, тантал и ниобий входят в виде изоморфной примеси, замещая титан, а церий — кальций. При пересечении имеющих в сфене микровключений апатита (обр. 244/66), резко падает содержание Ti, Sn, Ta, Nb, Y (табл. 3), и одновременно резко повышается содержание P (фиг. 7) и F.

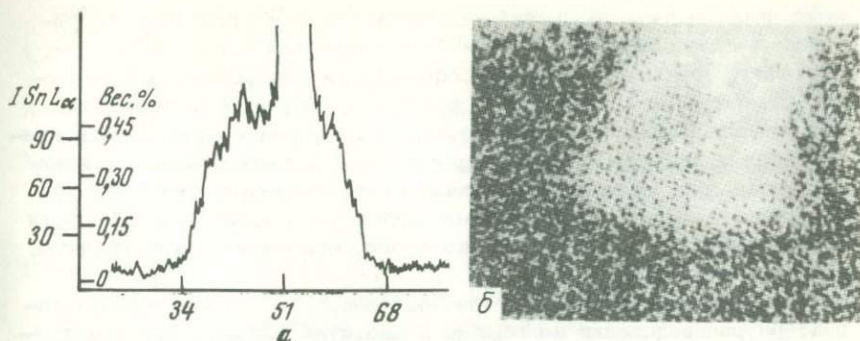
Сфены оловоносных гранитов Западного Узбекистана. Эти граниты, детально изученные И.Х.Хамрабаевым (1958, 1969), Х.Н.Баймухамедовым (1960) и другими, относятся по их данным к заключительной фазе верхнепалеозойского (S_3-P_1) интрузивного комплекса. По данным Э.П.Изоха, Г.Д.Шмулевич и других исследователей эти граниты являются дифференциатами габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии позднекарбового-пермского возраста. Абсолютный возраст этих гранитов, определенный в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-арговым методом по биотитам, колеблется в пределах от 265 до 300 млн. лет. Рассматриваемые граниты являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений.

Характерной особенностью оловоносных гранитов Западного Узбекистана, как и других регионов, является повышенное содержание кремнезема, калия, а также летучих элементов олова и пониженное содержание кальция, магния и железа. Темноцветные минералы этих гранитов представлены биотитом, а аксессуарные — цирконом, сфеном, апатитом, ортитом, ильменитом, магнетитом, турмалином, флюоритом и другими минералами.

Таблица 3

Содержание и распределение элементов-примесей в сфенах оловоносных гранитов (вес.%)

Элемент	244/66, зерно 1		244/66, зерно 2		244/66, зерно 3		244/66, зерно 4		798/68		752/68	26/61		397/66	
	основная масса	включение апатита	основная масса	включение апатита	основная масса	включение апатита	основная масса	включение апатита	основная масса	включение апатита	без включений	основная масса	включение олово-содержащего минерала	основная масса	включение апатита
Sn	0,15	<0,05	0,1	<0,05	0,05	<0,05	0,1	<0,05	0,2	<0,05	0,1	<0,05	много	0,2	<0,05
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1
Nb	0,2	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	<0,05	0,3	<0,05	0,15	0,05	0,05	0,2	<0,05
Y	1-2	0,5	1,2	0,5	1,2-1,6	0,8-1	1,8-2	<0,05	2,0	0,5	1,3	<0,05	<0,05	3-5	0,1
Ce	0,15	0,15	0,05	0,3-0,6	0,05	0,1-0,2	0,1	<0,05	0,15	0,3	0,3	0,15	<0,05	0,2	<0,05



Фиг. 8. Разрез через микровключение касситерита, присутствующего в кристалле сфена

а – распределение в этом разрезе олова (кривая распределения интенсивности характеристического рентгеновского излучения олова); б – распределение олова в кристалле сфена, полученное методом сканирования по площади $50 \times 100 \text{ мкм}^2$

Светлые участки соответствуют максимальной концентрации олова (максимальной интенсивности характеристического рентгеновского излучения Sn)

В отличие от большинства оловоносных гранитов СССР, где сфен встречается редко и в незначительном количестве, в оловоносных гранитах Западного Узбекистана он является ведущим акцессорным минералом. Содержание сфена в этих гранитах достигает 130–150 г/т. Сфен наблюдается в виде клиновидных кристаллов и зерен неправильной формы, размером от сотых долей до 0,1–0,2 мм. Он ассоциирует обычно с биотитом и другими акцессорными минералами. Характерной особенностью рассматриваемых сфенов является повышенное количество олова, тантала, ниобия и иттрия (табл. 3, обр. 397/66).

Характер распределения упомянутых элементов показывает, что обычно они распределены равномерно. Это позволяет предположить, что элементы входят в состав сфена в виде изоморфной примеси, замещая титан. Однако в отдельных зернах в сфене обнаружены микровключения оловосодержащих минералов, что хорошо видно на кривых характеристического рентгеновского излучения олова (фиг. 8, а) растровых фотографиях, иллюстрирующих распределение олова в сфенах (фиг. 8, б).

* * *

Состав акцессорных минералов и содержание в них тех или иных элементов-примесей отражают геохимические особенности кристаллизующейся гранитной магмы. Ярким примером отмеченного явля-

ются фторсодержащие апатиты вольфрамоносных гранитоидов Приморья и сопровождающих их постмагматических образований, характеризующиеся повышенным содержанием вольфрама. Они свидетельствуют о богатстве магмы фосфором, фтором и вольфрамом. Эти апатиты, присутствующие в виде аксессуарных минералов в гранитоидах и являющиеся характерными минералами сопровождающих их рудных тел, обладают рядом общих типоморфных особенностей, что, наряду с другими факторами, позволяет говорить об общности магматического источника, из которого образовались как граниты, так и рудные тела.

Изучение с помощью электроннозондового микроанализатора характера распределения вольфрама в апатитах вольфрамоносных гранитов и сопровождающих их рудных тел показывает, что вольфрам частично присутствует в них в виде изоморфной примеси. Однако главным концентратом вольфрама в апатитах являются микровключения шеелита и вольфрамита. Наличие этих обогащенных вольфрамом апатитов, наряду с другими признаками, может быть использовано как один из притериев при поисках вольфрамовой минерализации шеелитовой формации.

Рутилы, присутствующие в виде аксессуарных минералов в гранитах, являются индикаторами оловянной и редкометалльной минерализации. Олово, тантал, ниобий частично входят в рутил в виде изоморфной примеси, а частично наблюдаются в виде микровключений олово- или танталсодержащих минералов. Сфены так же, как и рутилы, являются индикаторами оловянной и редкометалльной минерализации. Однако в оловоносных и редкометалльных гранитах они встречаются обычно редко в незначительном количестве. Таким образом, специальное изучение на электроннозондовом микроанализаторе содержания и характера распределения рудных элементов и летучих компонентов в аксессуарных минералах гранитоидов поможет выявить рудоносные гранитоиды, с которыми, при благоприятных физико-химических и структурно-геологических условиях формирования, могут быть связаны редкометалльные, оловянные и вольфрамовые месторождения различных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Баймухамедов Х.Н. Магматизм Зарабулак-Зиаэтинских гор в связи с рудоносностью. - В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960.
- Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлогенности. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.
- Руб М.Г., Токсумбаева Г.П., Чернов Б.С. Особенности вещественного состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. - В кн.: Основные черты магматизма некоторых рудоносных районов Востока СССР. "Наука", 1971.
- Тронева Н.В., Орлова Е.М., Цепин А.И., Игомбердиев Ш.Х. Дисперсионный анализ результатов текущих измерений при массовых исследова-

- дованиях состава минералов с помощью электронного зонда. В сб. Аппаратура и методы рентгеновского анализа СКБРА, вып. 21. Л., 1972.
- Хазов Р.А. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кительское месторождение). - "Советская геология", № 8, 1967.
- Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Зап. Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1967.
- Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносных магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1969.
- Heinrich K.F.J., Yakowitz H., Vieth D.L. Correction to absorption in X-ray emission. Seventh National Conference of Electron Probe Analysis. Presented by the electron probe society of America. San Francisco, Hilton, California, July 17-21, 1972.
- Duncumb P., Reed S.J.B. The Calculation of stopping power and backscatter effects in electron probe microanalysis. In Quantitative electron probe microanalysis. - NBS Special Publ. 298, 133, 1968.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИЙ ЭВТЕКТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формации эвтектоидных гранитов являются привлекательным объектом для решения петрологических и металлогенических задач. Во-первых, из всех магматических формаций они наиболее однородны по составу пород и наиболее структурны, т.е. упорядочены по форме и внутреннему строению. Во-вторых, общий их признак — предельная близость состава пород к составам легкоплавких искусственных смесей — предполагает возможность альтернативной постановки вопроса о их генезисе. Исходные магмы этих формаций могут быть либо продуктами селективного плавления пород сиала, либо остаточной фракцией более высокотемпературных магм, образовавшейся при эвтектической кристаллизации последних.

Большая или меньшая вероятность этих двух путей, по-видимому, может быть определена в зависимости от умения представить с достаточной полнотой тектоно-физические условия на нижних горизонтах распространения формаций и ниже. Как минимум, необходимо уметь представить пространственную фигуру формации, стабильные, испытывавшие перемещения и пронизаемые элементы вмещающей геологической структуры, направления движущих сил, расположение плутонических пород, близких по возрасту эвтектоидным гранитам, энергию, потребную для расплавления и перемещения магм.

На подступах к построению модели подобной ситуации насущно важным и первоочередным является выделение, ограничение в пространстве и морфологическое описание соизмеримых с конкретной формацией структурных единиц. Наибольшее объективное значение при этом имеют исследования конкретных структурных форм орогенных областей, основанные, во-первых, на анализе латеральных рядов формаций и этажной структуры континентальных сводов (Боголепов, 1967, 1971) и, во-вторых, на морфоструктурном анализе и палеогеографических реконструкциях локальных сводов, куполов, впадин, скрытых разломов, блоков, очаговых магматогенных структур — в сочетании с геофизическими исследованиями (Фаворская и др., 1969). Однако во многих случаях таких исследований не было или их недостаточно, и главным источником информации о контролирующей тектонической структуре приходится считать сами граниты, их форму, структуру их сообщества.

Рассмотренные автором лейкократовые граниты (позднепалеозойские) Алтая и Калбы, аляскистовые граниты и щелочные граниты (позднепалеозойские и девонские) Центрального Казахстана, лейкократовые граниты и литиево-фтористые граниты (позднеюрские) Восточного Забайкалья расположены в виде протяженных и узких (в 1-2 массива) интрузивных цепей. Анализ строения и размещения этих цепей приводит к выводу о существовании замкнутых кольцевых, полукольцевых и линейных трансформных ареалов разновозрастных и однотипных интрузивов с размерами овалов или цепей 250-700 км по наибольшему сечению (Леонтьев, 1971, 1972). В литературе имеются и другие примеры гранитовых комплексов со сходным, овальным или кольцевым, расположением интрузивов (Матвеевко, Шаталов, 1958; Вайл, Vail, 1967; Фаворская и др., 1969; Карта магматических формаций, 1971; Коваленко и др., 1971; Нуварьева и др., 1971; Батиева, Бельков, 1968; Казанский, 1972; Стилмен, 1972; Федорова, 1972, и др.). Все данные позволяют говорить скорее о системах из нескольких кольцевых и пересекающихся под углом линейных интрузивных цепей.

В настоящей статье использованы данные о группировке разновозрастных интрузивов как критерий выделения мегаблоков, существовавших на этапе интрузий. Этот термин, применявшийся как тектонистами (Л.И.Красный и др.), так и в особенности металлогенистами (И.Н.Томсон, М.А.Фаворская и др.), сам по себе не несет никакой специальной информации и указывает главным образом на целостность и достаточно четкие ограничения какого-либо крупного и сложного блока земной коры.

ФОРМАЦИИ КАЛИЕВЫХ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ И ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ

Примером такой формации могут служить биотитовые существенно микроклиновые граниты S_3-P Алтая (позднергерцинский комплекс) и Калба-Нарыма (монастырский комплекс), расположенные вдоль и по обе стороны от Иртышского глубинного разлома в полосе протяженностью не менее 1000 и шириной до 340 км (Леонтьев, 1969, 1972). Здесь насчитывается до 70 интрузивов (площадь выходов каждого 200-300, редко до 1000 кв.км) с их спутниками и жильными полями, выходящими далеко в надинтрузивные зоны. Состав формации прост и устойчив: родоначальные биотитовые граниты всюду являются главными по значению; кристаллизовавшиеся позднее лейкократовые граниты, варьирующие по петрографическим признакам и по числу (1-2) генераций, составляют небольшую часть их объема; наиболее поздние жильные породы в среднем близки к предыдущим по петрохимическому составу, но соответственно уступают им в отношении объема.

Состав родоначальных гранитов: 30-37% кварца, 34-41% микроклина, 21-24% плагиоклаза, 3-8% биотита и мусковита, мона-

цит-циркон-апатитовая ассоциация аксессуарных минералов; величина калий-натриевого отношения 1,2-1,6; повышенные содержания рублина (220-237 г/т), бериллия (4-6 г/т) и некоторых других редких элементов-примесей. В состав формации входят поля редкометальных пегматитов (завершают жильную серию), редкометальные граниты мусковит-микроклин-альбитового состава (отдельные дополнительные интрузивы и жилы) и висмут-молибден-вольфрам-редкометальные месторождения грейзенового и кварцевожильного типа (образованы совместно с дополнительными интрузивами или после нормального ряда жильных пород).

На схеме (фиг. 1) показана юго-восточная часть ареала формации и ее соотношение с каледонско-герцинской структурой Монголо-Алтайского мегантиклинория. Последний обособился, по-видимому, еще в среднем кембрии, со среднего ордовика представлял собой относительно целостную часть весьма крупного Талишко-Монголо-Алтайского геосинклинального поднятия (Волочкович, Леонтьев, 1964), в девоне прошел стадию раздробления, наземного вулканизма и гранитообразования (окологеосинклинальная активизация герцинского этапа) и с нижнего карбона был охвачен новыми поднятиями с сопутствующей гранитизацией бортовых частей. Таким образом, внедрение калиевых гранитов происходило значительно позже окончания геосинклинального режима в смежном регионе и было связано с внегеосинклинальной активизацией Прииртышского линеамента, разграничивающего каледониды Саяно-Алтае-Северомонгольской глыбово-складчатой области и герциниды Зайсанско-Южномонгольского эвгеосинклинального подвижного пояса.

В конце каменноугольного периода структура Монголо-Алтайского мегаблока, по-видимому, имела уже современный вид: выступы антиклинальных зон геосинклинального структурного яруса, шовные антиклинали и горстовые выступы орогенного этапа образовали широкое кольцо краевых поднятий; с Саксайской синклинальной зоной совпал центральный относительно опущенный блок; в крутом юго-западном крыле уже существовало кристаллическое ядро с Верхнеиртышским батолитом в центре. Это ядро возникло в вогнутой части гигантского дугообразного пояса вулканитов и гранитоидов девонского возраста. Верхнеиртышский батолит имеет ярусное строение и состоит из нескольких выполаживающихся кверху тел (овальных "чешуй") в мигматито-гнейсовом субстрате.

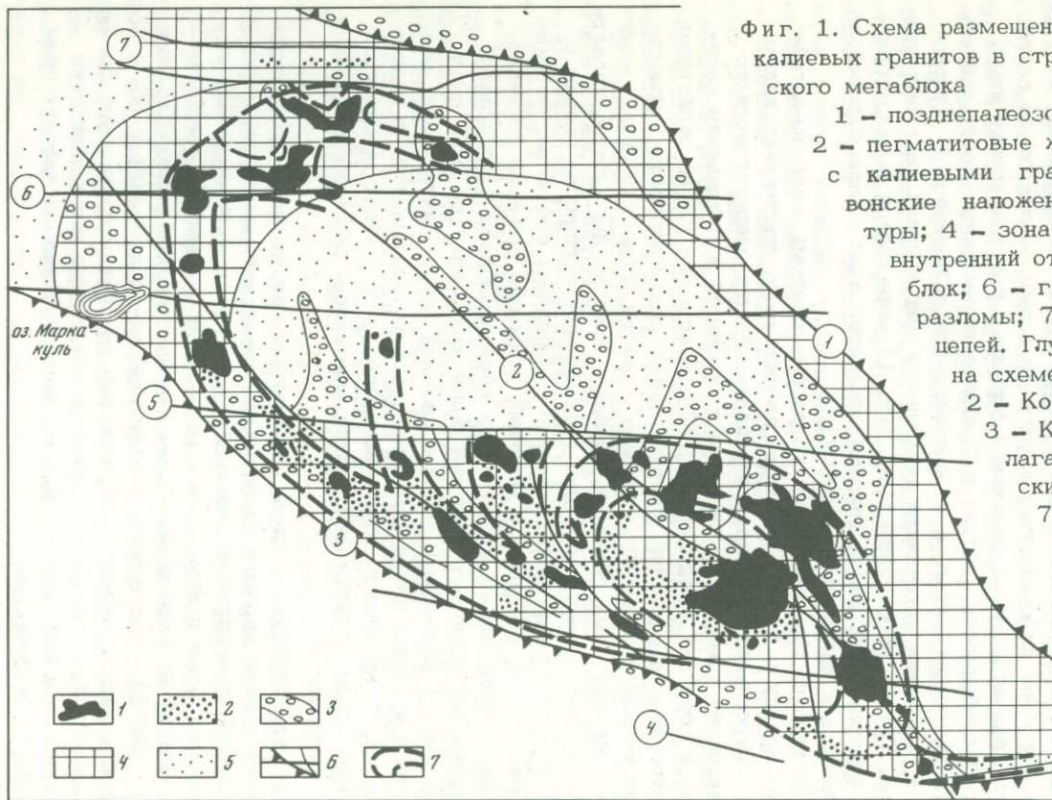
Все перечисленные структурные элементы оказали влияние на размещение калиевых гранитов. Овально изгибающиеся цепи последних конформны краевым поднятиям мегаблока, отдельным "чешуям" батолита и очертаниям кристаллического ядра. Непосредственный контроль осуществлялся сетью разломов, среди которых выделяются: а) северо-западные и почти меридиональные разломы, оперяющие Караиртышскую зону смятия; б) северо-западный осевой разлом и в) отрезки трансформных широтных разломов. Несмотря на унаследованный в целом план размещения калиевых гранитов, они четко дискордантны по отношению ко всем более древним породам

и существенно не изменяются с глубиной. Редкометалльные пегматиты в огромном большинстве следуют кристаллизационной сланцеватости вмещающих гнейсов. Образованные ими жильные поля вытянуты вдоль разломов, но весь 400-километровый пегматитовый пояс Монгольского Алтая является скорее несогласным, косо пересекающим охарактеризованную выше структуру. Такой же по направлению субширотный пояс редкометалльных гидротермалитов смещен к северу от пегматитового пояса, вглубь мегаблока.

Для последующего обсуждения важно подчеркнуть особенности охарактеризованной магматогенной структуры. Первая из них заключается в сохранении общего центра гранитообразования, по меньшей мере со среднего девона и до перми, несмотря на контрастно различающуюся специфику формаций и паузы между ними. Вторая особенность состоит в наиболее интенсивном росте современного горного свода, в продолжающейся сейсмической активности и в наличии источников термальных вод в узлах калиевых гранитов. Третья особенность (см. фиг. 1) выражается в вихреобразном расположении цепей калиевых гранитов и их жильных полей по отношению к кристаллическому ядру.

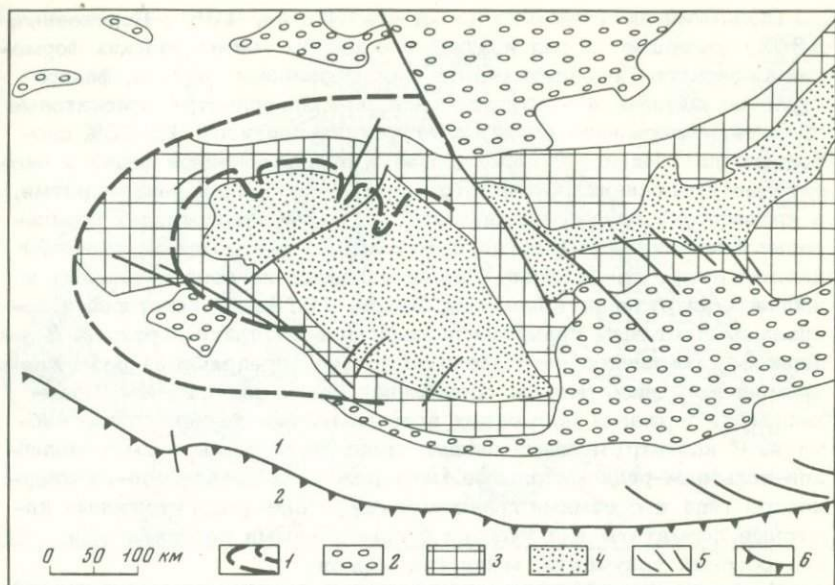
Достаточно близкую аналогию рассмотренному монголо-алтайскому ареалу в том же регионе, по-видимому, составляет хангайский полукольцевой ареал позднепалеозойского шараусгольского гранитового комплекса, также расположенный в сочленении каледонид и герцинид (Федорова, 1972). Комплексу также свойственно простое фазное строение: родоначальные среднезернистые существенно калишпатовые лейкократовые граниты, дополнительные малые тела лейкократовых гранитов, жильные аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры. Родоначальные граниты сходны с монголо-алтайскими исключительно однородным составом, высоким содержанием кремнезема и щелочей, примерно равными количественными отношениями нормативных кварца, альбита и ортоклаза, но несколько отличаются от них более крупными (до 150 км в поперечнике) размерами и более сложной формой интрузивов, наличием в краевых зонах более мелкозернистых гранитов и граносиенитов, более низким калий-натриевым отношением, отсутствием повышенных содержаний редких элементов-примесей и выявленного оруденения.

Граниты образуют весьма насыщенные интрузивные узлы, окружающие в виде широкого полукольца Хангайский синклиниорий (фиг. 2). Последний принадлежит западному окончанию Хангай-Хэнтэйской складчатой зоны и образован в обрамлении герцинской "моного-синклинали" на раннекаледонском складчатом основании (Дергунов и др., 1972). Хангайский синклиниорий, как и смежный с ним к востоку Хэнтэйский синклиниорий, окружен со всех сторон зоной краевых поднятий, к которым приурочены не только шараусгольские граниты, но и большинство более ранних верхнепалеозойских гранодиоритов и гранитов.



Фиг. 1. Схема размещения позднепалеозойских калиевых гранитов в структуре Монголо-Алтайского мегаблока

- 1 — позднепалеозойские калиевые граниты; 2 — пегматитовые жильные поля, связанные с калиевыми гранитами; 3 — девонские наложенные орогенные структуры; 4 — зона краевых поднятий; 5 — внутренний относительно опущенный блок; 6 — глубинные и оперяющие их разломы; 7 — границы интрузивных цепей. Глубинные разломы (цифры на схеме): 1 — Толбонурский, 2 — Корумты-Цагангольский, 3 — Караиртышский, 4 — Булаганский, 5 — Сумдайрский, 6 — Бухтарминский, 7 — Тигирекско-Чуйский



Фиг. 2. Схема размещения позднепалеозойских калиевых гранитов в структуре Хангайского мегаблока (по данным Федоровой, 1972)

1 - границы распространения калиевых гранитов шараусгольского комплекса; 2 - наложенные орогенные структуры C_2P и P_2-T ; 3 - зона краевых поднятий; 4 - внутренние относительно опущенные блоки; 5 - разломы; 6 - глубинный разлом на границе ранних каледонид (1) и герцинид (2).

Длительный характер развития контролировавшей граниты концентрической структуры подчеркивается также согласным расположением орогенных прогибов, выполненных нижней (C_2-P_1 , догранитной) и верхней (P_2-T , послегранитной) молассой, а также еще более поздним внедрением мезозойских гранитоидов в центральной части погруженного внутреннего блока. Рассмотренный ареал возник в узле пересечения сквозных глубинных разломов северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного простираний, причем с первыми связаны цепи гипербазитов.

ГРАНИТ-АЛЯСКИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Классической областью развития аляскитовых гранитов является Центральный Казахстан. Рассмотрим два разновозрастных гранит-аляскитовых комплекса - позднедевонский балкашинский (орлиногорский) к северу от Успенской зоны и пермский акчатауский к югу от нее.

Гранитами акчатауского комплекса (Шерба, 1960; Перекалина, 1965) завершается ряд позднепалеозойских магматических формаций Северного Прибалхашья. По представлениям автора, фазное строение комплекса – двухритмовое: крупнозернистые аляскитовые граниты, содержащие наряду с микроклин–пертитом 12–25% свободного плагиоклаза и переходящие в приподошвенной фации в биотитовые граносиениты, являются родоначальными в раннем ритме, а практически однополевошпатовые (с 0–8% плагиоклаза) среднезернистые аляскиты (иногда с рибекитом) – в позднем, причем в каждом ритме происходило формирование своих дополнительных и жидких интрузивов (Леонтьев, Попов, 1973). В некоторых массивах аляскитовым гранитам предшествовали дайки порфиров. Всем породам комплекса свойственны высокие (предельные) содержания кремнезема, значительное превышение калия над натрием, повышенные содержания примесных вольфрама, молибдена, олова, висмута. С надинтрузивными зонами гранитов связаны висмут–молибден–вольфрам–редкометалльные месторождения грейзеново–штокверкового типа и с самими гранитами – хрустале–флюоритоносные камерные пегматиты или участки с повышенными содержаниями аксессуарных колумбита, монацита, циркона.

На схеме (фиг.3) показан ареал распространения акчатауских гранитов и соотношение отдельных интрузивных цепей с глыбово-складчатой рифейско–каледонско–герцинской структурой Северо–Прибалхашского мегаблока. Мегаблоку соответствовал в рифее жесткий массив сходных с ним очертаний, который на салаирском этапе распался на ряд отдельных блоков, разделенных эвгеосинклиналями, и после возобновления геосинклинального осадконакопления в ордовике очень рано превратился в континент (Беспалов, 1971). Девонская окологеосинклинальная активизация привела к образованию внешнего краевого континентального вулканического пояса, а верхнепалеозойская активизация – к образованию внутреннего вулканического пояса и к напряженному, преимущественно гранитоидному магматизму. Окончательно консолидированный к перми мегаблок находится в фокусе гигантской концентрической мозаично–блоковой структуры Центрально–Казахстанского срединного массива, или щита, и ограничен с трех сторон линеаментами.

Размещение поздних аляскитовых гранитов (см. фиг. 3) находится в очевидной зависимости от положения жестких блоков докембрийского фундамента, от ограничивающих мегаблок зон глубоких разломов и от положения поясов вулканитов – как более древних девонских, так и близких по времени формирования верхнекаменноугольно–нижнепермских. Изометричный в целом ареал аляскитовых гранитов включает четыре овально изогнутых интрузивных цепи протяженностью от 500 до 600 км каждая. Восточные цепи – чингиз–тарбагатайская и катбарская – следуют одна вдоль Калба–Чингизского, другая вдоль Центрально–Казахстанского разломов и оконтуривают вместе Акбастауский жесткий блок. Аналогичным образом успенско–ортауская и акчатау–майтасская цепи

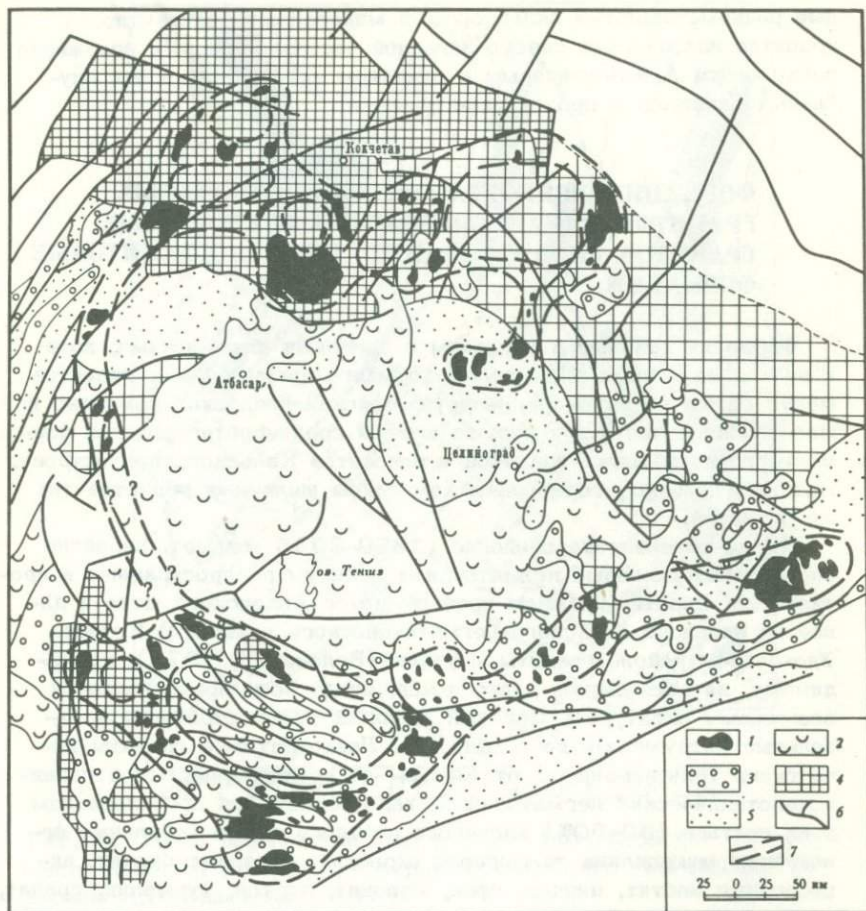
дочного слоя проекции интрузивных цепей являются в большинстве случаев "секущими", с изолиниями мощности базальтового слоя не обнаруживают никакой связи, но явно огибают крупные выступы поверхности Конрада. В заключение отметим намечающийся целостный каркасный характер пермской магматогенной структуры Северного Прибалхашья, выражающийся в последовательном, с запада на восток, срезании трех овальных магмоконтролирующих зон, форма которых напоминает гигантские надвиговые чешуи.

Балкашинский (орлиногорский) комплекс аляскитовых гранитов Северного Казахстана, по данным Ю.Б.Марина (1968), Р.В.Масгутова, А.В.Подольского, В.И.Серыха, А.Ф.Летникова представлен простым рядом родоначальных, дополнительных (1-2 генерации) и жильных гранитов. Состав родоначальных средне-крупнозернистых аляскитовых гранитов: 32-40% кварца, 40-47% калиевого полевого шпата, 12-20% плагиоклаза, 2-3% слюд, акцессорные: малакон, касситерит, колумбит, монацит, топаз, флюорит и связанные с их присутствием повышенные фоновые содержания редких элементов. С гранитами связаны незначительные гидротермальные проявления, камерные пегматиты, но наибольший интерес вызывает возможность выявления колумбитоносных гранитов.

Учитывая уже наметившиеся выше особенности локализации эвтектоидных гранитов, ареал конкретной формации, представленной балкашинскими гранитами, не следует ограничивать Кокчетавским массивом и Степнякско-Аксу́йской складчатой зоной, как это делалось ранее, а необходимо включить в него и находящиеся южнее позднедевонские лейкократовые граниты и аляскиты Улутауского массива. На схеме (фиг. 4) формация показана в полном объеме, по представлениям автора. Очевиден кольцевой характер ареала, причем размеры кольца в этом случае приближаются к 700 км.

Гранитогенерирующая тектоническая структура совпадает в данном случае с Тенизской впадиной (внутренняя, "пустая" зона ареала) и окаймляющими его краевыми поднятиями - подвергшимися сильнейшему раздроблению бортовыми участками Кокчетавского и Улутауского массивов. По данным В.Ф.Беспалова (1971), эти массивы кристаллических пород протерозойского возраста входили в состав каледонского миогеосинклинального пояса, где были проявлены байкальская и таконская складчатость. С конца ордовика до юры господствует орогенный режим. В девоне (одновременно с седниными герцинскими геосинклиналями) проявился наземный вулканизм и был образован Тенизский наложенный прогиб, который продолжал развиваться в верхнем палеозое в качестве внутренней впадины, выполняемой молассой. Яркой особенностью его современной структуры являются грабены и горсты, ограниченные концентрическими и радиальными разрывами (Абдулжабирова, 1967).

На рассматриваемом примере может быть продемонстрирована новая особенность морфологии интрузивных цепей - их как бы ячеистое строение с цепочками "пустых" ячеек размерами 30-175 км. На территории Кокчетавского массива некоторые из ячеек удовлет-



Фиг. 4. Схема размещения девонских (?) аляскитовых гранитов в структуре Кокчетавско-Улутауского мегаблока (с использованием данных Ю.Б. Марина, 1968)

1 - девонские (?) аляскитовые граниты балкашинского комплекса; 2 - верхнепалеозойские наложенные орогенные структуры; 3 - девонские наложенные орогенные структуры; 4 - зона краевых поднятий (а - протерозойские, б - нижнепалеозойские породы); 5 - относительно опущенные блоки; 6 - разломы; 7 - границы интрузивных цепей

ворительно совпадают по положению с гнейсово-купольными структурами докембрийского фундамента (по данным О.М. Розена и В.И. Серыха, 1969 г.), а интрузивы аляскитовых гранитов - с крыльями куполов. Общая фигура ареала улиткообразная. Наиболее обогащен-

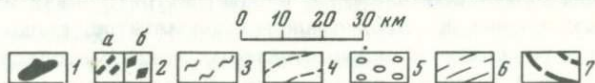
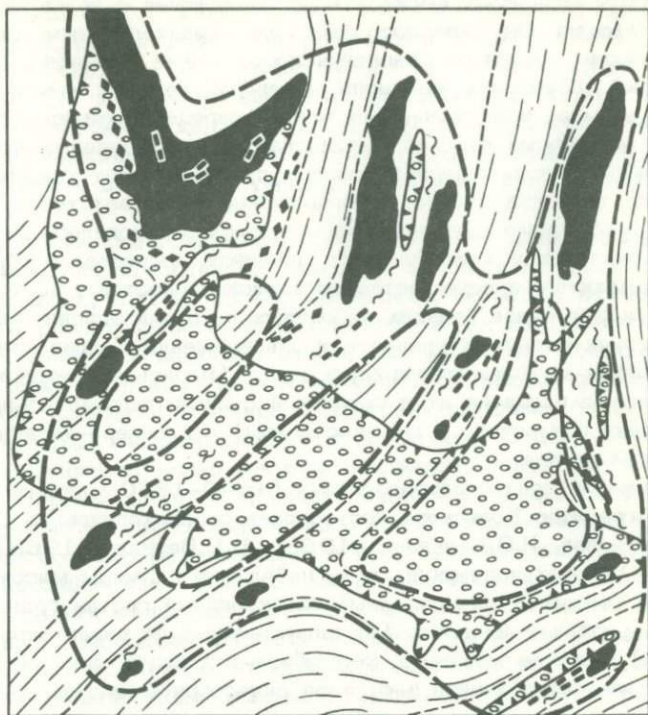
ные редкометальными акцессорными минералами разновидности гранитов находятся в северо-западной части ареала. Их положение связывается А.Ф.Летниковым с влиянием активизированных глубинных разломов — проводников флюидов.

ФОРМАЦИИ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ, РАПАКИВИОБРАЗНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ, РИОЛИТ—ГРАНИТ—ЩЕЛОЧНОГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Формации связаны в основном с древними платформами, хотя и не только с ними. Примерами формаций пегматоидных гранитов могут служить ниже-среднепротерозойский ничатский комплекс в юго-западной части Алданского шита и среднепротерозойская формация лейкократовых гранитов и аляскитов Кольского полуострова. Позднее, чем они, образованы комплексы щелочных гранитов тех же областей.

Ниже-среднепротерозойские (1800–2035 млн.лет, вероятно карельские) калиевые пегматоидные граниты распространены в протяженном широтном южном краевом поясе Алданского шита и далее на запад до Мамского пегматитоносного района. В Кодаро-Удоканском районе граниты изучены (Белоножко, 1973), по-видимому, на всю ширину этого пояса, ввиду чего представляется возможным оконтурить местный ареал их распространения и отдельные интрузивные цепи (фиг. 5). Лейкократовые граниты ничатского типа варьируют от мелко- до крупнозернистых и гигантокристаллических пегматоидных, характеризуются преобладанием в их составе (30–50%) калиевого полевого шпата (обильные фенокристы микроклина темносерой окраски), содержат биотит, акцессорные апатит, циркон, сфен, монацит, циркон, турмалин, гранат, ортит, колумбит, берилл, повышенное количество примесных ниобия, циркония, редких земель. Тела этих гранитов окружены густым ореолом жиловидных апофиз и жил пегматоидных гранитов и пегматитов, суммарный объем которых местами соизмерим с объемом самих массивов. В пегматитах и в сопутствующих полях кварцевых жил еще сильнее проявлена та же геохимическая специфика, что и в гранитах.

Как и в предыдущих примерах, граниты располагаются в поднятии (сводовая часть Дербегеляхского антиклинория архея), окружая со всех сторон центральный опущенный блок. С последним совпадает Удоканский протоплатформенный прогиб, выполненный нижепротерозойскими терригенными отложениями орогенного типа. Этот очень глубокий, грабенообразный прогиб находится на пересечении двух систем нарушений, параллельных границам Алданского шита, и сопровождается узкими рифтообразными бороздами (Лейтес, Федоровский, 1972). Предполагается, что заполнение его 13-кило-



Фиг. 5. Схема размещения ниже-среднепротерозойских пегматоидных гранитов в структуре Кодаро-Удоканского мегаблока; (по данным Л.Б. Белоножко, 1973)

1 - ниже-среднепротерозойские лейкократовые пегматоидные граниты ничатского комплекса; 2 - пегматитовые (а) и гидротермалитовые (б) жильные поля, связанные с пегматоидными гранитами; 3 - зоны развития щелочных метасоматитов; 4 - зоны развития гранитизации; 5 - нижепротерозойский наложенный орогенный прогиб; 6 - структура архейского кристаллического основания; 7 - границы интрузивных цепей

метровой толщей осадков происходило синхронно с активизацией разломов и с гранитизацией пород вдоль узких ветвящихся зон, следующих структурным направлениям архейского кристаллического фундамента. Массивы ничатских гранитов и их жильные поля находятся целиком внутри зон предшествовавшей гранитизации.

П-образные очертания грабена, наблюдаемое смещение всех крупных интрузивов к его незамкнутому концу и другие детали

структуры позволяют высказать предположение о происходившем здесь отодвигании северного блока по меридиональным сдвиговым образующим. Очаги расплавления пород могли, вероятно, возникать у нижней (возможно, наклонной к северу) границы этого блока и не на всем ее протяжении, но лишь в определенном интервале глубин. Характерный перегиб меридиональных интрузивных цепей к юго-западу вдоль северной границы прогиба может указывать на участие широтных сдвиговых напряжений и соответственно на сжатие и деформацию глубиннокорневых флюидопроводящих зон.

За внедрением пегматоидных гранитов последовало образование метасоматитов, преимущественно калиевого состава, по тем же зонам и еще более поздних небольших интрузий эгиринов-микроклин-альбитовых щелочных гранитов и одновременно с ними кристаллизовавшихся карбонатитоподобных пород (Леонтьев, Белоножко, 1973). Наибольшее развитие их и связанной с ними редкометальной минерализации приурочено к юго-восточному и к северо-западному участкам ареала.

Формация среднепротерозойских (1640–1860 млн. лет) пегматоидных гранитов Кольского полуострова охарактеризована в работах И.Д. Батиевой, И.В. Белькова (1968), В.Р. Ветрина (1968) и др. В этих работах подчеркиваются: небольшие размеры массивов, эруптивные контакты, однообразный эвтектоидный состав гранитов, их структурная изменчивость (от аплитовидных до гигантокристаллических), наличие монацита, колумбита-танталита, флюорита, топаза, висмутина, молибденита в составе аксессуарной группы, высокое содержание примесных висмута, ниобия, иттрия, значительное развитие слюдоносных и редкометальных пегматитов, редкометальных гранитов и грейзенов в экзоконтактных зонах массивов. Отличительной чертой гранитов является преобладание плагиоклаза над микроклином и низкое калий-натриевое отношение. Из числа контролирующих граниты структурных элементов указаны крупные поскладчатые меридиональные разломы и их оперение, межформационные раздели на границе архейских и нижнепротерозойских толщ.

Более существенной особенностью структурного положения пегматоидных гранитов представляется их четкая приуроченность к при разломным зонам глыбовых структур, опоясывающим Беломорский антиклинорий, и внутри этих зон – к границам нижнеархейских глыб или гнейсовых куполов размерами 30–110 км в поперечнике (Гилярова, 1972). Кроме того, учитывая круговое расположение известных массивов пегматоидных гранитов вокруг Кейвского синклинория и вокруг западнокейвского ареала щелочных гранитов, можно всю восточную часть Кольского полуострова на субплатформенном этапе представить как целостный мегаблок концентрического строения, в котором развитие магматизма происходило взаимосвязанно и в основном центростремительно в радиусе до 100–120 км.

Среднепротерозойские порфириновые граниты и рапакивиобразные граниты северной окраины Кольского полуострова имеют сходство с пегматоидными гранитами. Выявленное в последнее время поли-

ритмовое строение возрастного ряда пород (Левковский, 1970) усиливает аналогию с гранит-аляскистыми комплексами складчатых областей. Среднепротерозойские рапакиви-граниты южной оконечности Балтийского щита представлены одиночными крупными массивами, что затрудняет анализ их ареальной структуры. Отметим лишь существенно калиевый состав, редкометалльную геохимическую специализацию рапакиви и сложность их возрастного ряда, насчитывающего до 5 стереотипных по составу фаз (Свириденко, 1967).

Примером щелочногранитовой формации может служить пермтриасовый керегетас-эспинский комплекс в Чингизе-Тарбагатае (Леонтьев и др., 1972). Его формирование, вероятно, начиналось с излияний риолитового состава. Возрастной ряд интрузивных пород характеризуется наличием однотипных (возможно асинхронных) ритмов: дайки щелочных гранит-порфиров прорываются дайками и небольшими залежами щелочных микрогранитов, далее следуют щелочные граниты, жильные граниты и пегматиты. Отдельные дайковые пояса занимают резко секущее положение, поперечное к главным структурным элементам, однако очертания ареала конформны с очертаниями каледонскогерцинского мегантиклинория и имеют кольцообразную форму, размерами в несколько сот километров. Ниобий-цирконий-редкоземельная минерализация связана с апикальными выступами щелочных гранитов и с экзоконтактовыми метасоматитами, в наибольшей близости к Калба-Чингизскому краевому шовному разлому. Керегетас-эспинский комплекс является завершающим в ряду гранитоидных формаций Центрального Казахстана, его размещение еще более локально и избирательно, чем рассмотренного выше акчатауского гранит-аляскитового комплекса.

Кроме названных выше факторов структурного контроля, необходимо указать еще один, не встречавшийся нам ранее. Поперечные дайковые пояса щелочных гранитов вытянуты к северо-востоку. В смежных регионах Калбы, Северо-Западного Алтая и в Восточном Саяне секущие серии дайк и интрузивы самых молодых щелочных гранитов расположены на линии этих поясов и могут быть увязаны с дешифрируемыми на аэрофотоснимках и магнитометрических картах разрывами в единую Саяно-Тарбагатайско-Южнотяньшанскую зону трансструктурных (трансформных) скрытых разломов северо-восточного простирания.

Структурные элементы подобного направления систематически проявлены в нижнепалеозойской структуре Западного Саяна, Горного Алтая и Горной Шории, в герцинской структуре Томь-Колыванской складчатой зоны, в палеозойско-мезозойской активизированной структуре Южного Тянь-Шаня, в раннемезозойских краевых разрывах Западно-Сибирской плиты. По-видимому, основываясь на формационном сходстве пород и их структурной связи, можно высказать гипотезу о формировании керегетас-эспинского комплекса, майорско-орешинско-шибеликской группы щелочногранитовых интрузивов Алтая и сейбинского комплекса редкометалльных щелочных

гранитов Восточного Саяна примерно в один и тот же период, предшествовавший рифтообразованию и общему опусканию Западно-Сибирской плиты в среднем триасе. Если гипотеза верна, то это еще один тип ареалов, по своим размерам превышающий все остальные.

Определенными чертами сходства с керегетас-эспинским комплексом обладает западнокейвский комплекс щелочных гранитов протерозойского возраста на Кольском полуострове (Батиева, Бельков, 1968; Федоров, 1970). Он является наиболее молодым в этом районе и представлен следующим возрастным рядом пород:

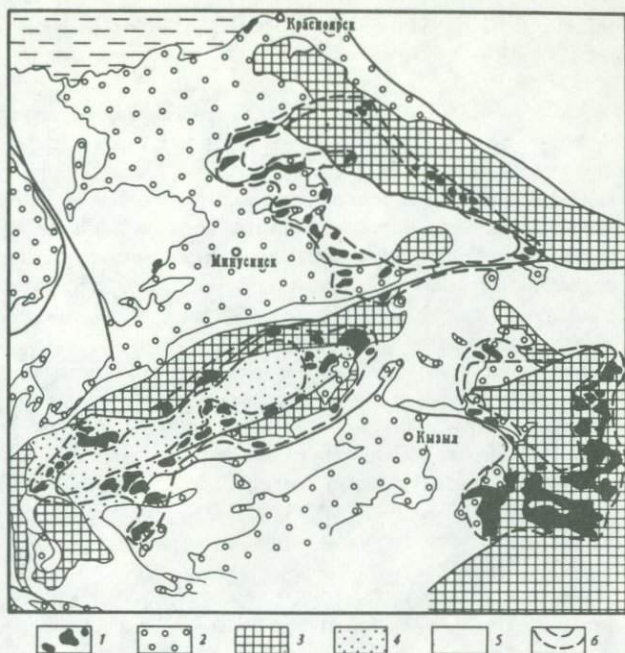
- а) ранние микрограниты,
- б) поздние щелочные микрограниты,
- в) щелочные граниты главной фазы,
- г) жильные граниты и пегматиты.

Ареал перечисленных пород имеет овальную, близкую к концентрической конфигурацию, размерами около 250 км по длинной оси, и расположен вокруг и внутри Западно-Кейвского трогообразного протоплатформенного прогиба на архейском основании (Федоров, 1970).

Характерным представителем сложных полиритмовых комплексов в складчатых областях является среднепалеозойский огнитский комплекс Восточного Саяна (Захаров и др., 1971). В нем насчитывается до 4 ритмов, состоящих из чередования сиенитов, граносиенитов, аляскитов, гранофилов, щелочных и кислых дайковых пород. Огнитский комплекс и одновозрастные с ним сютхольский, бреньский и другие комплексы субвулканических гранитоидов группируются в зонах краевых выступов докембрия Восточно-Саянского, Западно-Саянского и Восточно-Тувинского мегаблоков, образуя кольцевые ареалы размерами до 400 км (фиг. 6). Металлогеническая специализация — обычная для щелочных гранитов, но слабее проявленная.

К полиритмовым комплексам эвтектоидных гранитов на архейских щитах относится, кроме упоминавшихся выше рапаквивгранитов, нигерийский риолит-гранит-щелочногранитовый комплекс мезозойского (174 ± 20 млн. лет) возраста (Jacobson a.o., 1958; Turner, 1963; Тугаринов, Коваленко, 1973). Этот комплекс находится в пределах Нигерийско-Сахарского пояса активизации, протяженностью свыше 1000 км, который заложен в верхнем протерозое, захватывающем краевую часть щита Гвинея-Ахаггар, маркированного в палеозое валами и синеклизами и в мезозое — рифтами.

Формированию гранитов предшествовали излияния риолитов и внедрение кольцевых даек порфиров с диаметром колец 10–15, реже до 50 км. Число генераций гранитов в одном кольцевом массиве достигает 30, причем начало формирования одних массивов совпадало с окончанием других. Порядок внедрения биотитовых, роговообманковых и рибекитовых гранитов не был постоянным, но рибекит-альбитовые граниты обычно сдвинуты к концу ряда.



Фиг. 6. Схема размещения девонских калиевых гранитоидов в структуре Тувино-Саянского региона (по данным Ю.А. Нуварьевой и др., 1971)

1 - девонские субвулканические калиевые граниты, граносиениты, сиениты огнитского, сютдольского, бреньского и других комплексов; 2 - девонские наложенные орогенные структуры; 3 - выступы байкалид, в том числе зоны краевых поднятий мегаблоков; 4 - внутренний относительно опущенный блок Западно-Саянского мегаблока; 5 - каледониды; 6 - границы интрузивных цепей

Более поздние генерации гранитов внедрялись нередко ближе к центру.

Вся серия пород имеет существенно калиевый состав. Строение ареала в целом S-образное или спиралеобразное, с протяженностью около 500 км. Главная дугообразная цепь кольцевых массивов параллельна восточному краю щита, а северная цепь разворачивается перпендикулярно этому краю. Развитие магмаконтролирующей структуры, судя по имеющимся данным, происходило центробежно по направлению от массивов Зуку, Нджели и Тонголо к югу, юго-востоку и, возможно, к северу. Наибольшая концентрация аксессуарного колумбита приурочена к промежуточным по времени внедрения биотитовым гранитам в центральной раздутой части ареала.

ГРАНИТОГЕНЕРИРУЮЩИЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Как видно из изложенного выше, формации эвтектоидных гранитов ассоциируют с устойчивыми участками щитов, с архейскими глыбами, отделенными от цоколя платформы узкими зонами карелид, рифид или зонами древних и молодых рифтов, со срединными массивами и с геоантиклинальными поднятиями в составе складчатых систем. Эти столь различные структурные подразделения объединяет то, что все они могут быть охарактеризованы как устойчивые, относительно жесткие, долгоживущие мегаблоки с наиболее часто встречающимися размерами 250–600 км в системе окружающих их мобильных зон с более изменчивым режимом. Об относительной жесткости их можно судить, во-первых, исходя из наследуемого от одного тектоно-магматического цикла к другому структурного плана блоковых и брахиформных дислокаций, обусловленных наличием крупных кристаллических глыб в основании, и из устойчивого положения пограничных шовных структур. Во-вторых, те фазы в развитии мегаблоков, с которыми совпадает формирование комплексов эвтектоидных гранитов, уравниваются между собой принадлежностью к постгеосинклинальному и "дочехольному" (т.е. до формирования платформенного чехла) этапу развития соответствующего региона.

В палеозойских складчатых областях, позднее превращенных в молодые платформы, этот этап определяется как орогенный (по Н.П.Хераскову, М.В.Муратову, К.В.Боголепову), или орогенный и субплатформенный (по Ю.А.Зайцеву), как промежуточный (по Н.А.Крылову, В.И.Дитмару, А.И.Летавину), тергальный (по С.А.Захарову), а в древних платформенных областях как протоплатформенный (по Е.В.Павловскому), орогенный и квазиплатформенный. Для него характерны сводовый и блоковый характер тектоники, горообразование, наземный вулканизм, сохраняющийся различный характер реагирования более или менее компетентных мегаблоков на сжатие и растяжение. С последним, вероятно, и можно связать локальную приуроченность эвтектоидных гранитов к унаследованно жестким, и в том числе к накопившим в себе наибольшее количество продуктов гранитизации мегаблокам.

Рассмотренные гранитовые комплексы локализованы в коре с двухъярусным строением (кристаллический фундамент и осадочно-метаморфический ярус); корни гранитов, по-видимому, всегда находятся в кристаллических породах, независимо от возраста последних; характерная особенность зон локализации эвтектоидных гранитов – относительно резкие перепады высот кристаллического фундамента.

Просуммируем наши наблюдения относительно морфологических особенностей мегаблоков и располагающихся в них интрузивных цепей. Структура мегаблоков на этапе формирования эвтектоидных гранитов концентрична – краевая зона горст-антиклинальных поднятий окружает внутренний относительно опущенный блок. Иногда

имеется еще и кристаллическое ядро, или несколько более мелких ядер, или глыб в раздутой части краевой зоны. В системе разломов, ограничивающих мегаблок и элементы его внутреннего строения, участвуют разломы не только сквозные (трансформные), но и присущие одному ему осевые, концентрические и радиальные.

Краевые зоны поднятий объединяют различные по генезису образования: выступы кристаллического фундамента и гнейсовые купола, антиклинальные зоны нижнего, собственно геосинклинального структурного яруса, наложенные, срезающие брахискладчатую структуру шовные горст-антиклинали, грабенообразные вулканогенные впадины и зоны огнейсования и мигматизации с цепями батолитов.

Внутренние, относительно опущенные зоны (блоки), также состоят из разнородных элементов, содержат крупные массивы ранних гранитоидов в соизмеримых с краевыми поднятиями или чаще в заметно меньших количествах и представляют собой либо обращенные, либо частично унаследованные наложенные впадины изометричных и линейных очертаний. Отложения близкого к эвтектоидным гранитам возраста представлены угленосной и вулканогенной молассой, специфическими протоплатформенными фациями. Иногда мощность их составляет несколько километров. Внедрениям гранитов предшествует наземный вулканизм с продуктами не только кислого, но и смешанного состава, с распространением вулканических центров вдоль контуров внутренних опущенных зон и вдоль осевых разломов.

В некоторых случаях внутренним опущенным зонам мегаблоков соответствуют выступы базальтового слоя. Широкие, с небольшими амплитудами погружения, внутренние зоны дополняются резко выраженными осевыми разломами и узкими приразломными грабенами; напротив, глубоко погруженные грабенообразные внутренние зоны мегаблоков осевыми разломами обычно не сопровождаются. Третья характерная позиция определяется доминирующим положением осевой зоны разломов, которая является средоточием вулканических и интрузивных центров без сколько-нибудь выраженных признаков наличия широкой внутренней опущенной зоны.

Эвтектоидные граниты формировались главным образом в зонах краевых поднятий, а также по краям кристаллических ядер, гнейсовых куполов, т.е. блоков фундамента более низкого порядка.

Устанавливаются следующие переходные формы конкретных ареалов: кольцевые и подковообразные; замкнутые, с фигурой параллелограмма; полукольцевые улиткообразные; асимметричные S-образные, или вихреобразные, с полукольцевым изгибом одной из интрузивных цепей; S-образные с боковыми отростками, а также комбинации из нескольких колец и полуколец. Особняком стоят проблематически намеченные сквозные (трансформные) ареалы с поперечными редкими цепями даек и малых интрузивов. Во всех известных случаях по геофизическим данным глубина нижних кромок массивов эвтектоидных гранитов от 3 до 11 км, ввиду чего

следует говорить о плоской трехмерной фигуре каждого интрузивного кольца и каждой цепи. Специфическая кольцевая, или контурная форма ареалов эвтектоидных гранитов является результатом их ассоциированности с воздымающимися гранитизированными на предыдущих этапах участками краевых поднятий и с периферическими участками глубоких грабенообразных опусканий.

Указанные особенности строения мегаблоков и закономерный кольцевой характер расположения поздних эвтектоидных гранитов позволяют расценивать эти мегаблоки как дискретные целостные гранитогенерирующие структуры. Обширные горизонтальные размеры мегаблоков (до 700 км и возможно более) при мощности земной коры 45–55 км позволяют сравнить их с плитами. Однако общая для них тенденция к воздыманию, наличие кольцевых поднятий, внутренних и периферических проседаний, осевых и радиальных разломов и грабенов, выраженность мегаблоков в древней и в современной морфоструктуре сводового типа – все это рисует их как центры периодически возобновлявшегося сводообразования и заставляет искать их фокальные центры значительно ниже границ литосферы. Спирале- и S-образная формы интрузивных цепей, напоминающие вихреобразные тектонические структуры, описанные Ли Сы-гуаном (1952), по-видимому, могут свидетельствовать о вращательном движении мегаблоков или о воздействии пары сил на воздымающиеся своды.

Действительно, связанные со сводами ареалы вулканизма в областях внегеосинклиальной активизации – Рейнский (450×400 км Closs, 1939), Карру (1100×500 км, Vail, 1967). Байкальский (1500×500 км, Лучицкий, Бондаренко, 1970) и некоторые другие – сравнимы по форме и по величине с ареалами эвтектоидных гранитов. Общеизвестно, что центры извержений расположены сравнительно узкими цепями вдоль границ сводов (палеосводов), пересеченных по длинной оси рифтами. Анализируя форму вулканических полей в рифтовых поясах, И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко (1970) получили в опытах типичные S-образную и Y-образную структуры рифта, овальную фигуру сопряженного с ним свода и поперечные к границам свода трещины, основываясь на модели расширяющегося астенолита, подвергающегося деформации сдвига и одновременно вращения. Этот важный результат целиком применим к рассмотренным примерам и, по-видимому, позволит найти общий путь динамической интерпретации гранитовых ареалов простой кольцевой формы (Хангай, Восточное Забайкалье, Юго-Западный Алтай), типа параллелограмма (Саян, Тува), чешуеобразной (Северное Прибалхашье), S-образной и спирально изгибающейся формы (Северная Нигерия, Кольский полуостров, Монгольский Алтай, Северный Казахстан) и связать их с определенными этапами формирования сводов. В соответствии с этим допустимо расценивать осевые зоны разломов и грабенов внутри мегаблоков как гомологи рифтов или недоразвившиеся рифты.

Наряду с отмеченным сходством имеются и отличия. Обращает внимание то, что размеры кольцевых вулканических ареалов с осевыми рифтами меняются в более широких пределах; состав вулкаников не только кислый, но и смешанный, и чисто базальтоидный, и ультраосновный — щелочный; периодическое возобновление вулканической деятельности в каком-либо ареале отмечается нередко, в то время как эвтектоидные граниты отчетливо проявлены преимущественно в связи с одним и наиболее поздним циклом магматизма.

По аналогии с кольцевыми вулканическими ареалами, оконтуривающими мегаблоки чрезвычайно глубокого (до верхней мантии) заложения, кольцевые ареалы эвтектоидных гранитов также, вероятно, глубиннокорневые. Неизменяемость главных петрогеохимических характеристик эвтектоидных гранитов с глубиной, и расположение некоторых из интрузивных массивов непосредственно над гранулитобазитовым слоем трудно совместить с гипотезой их происхождения из анатектических магм. Этому мнению, возможно, противоречат данные о неглубоком (до 11 км) современном расположении нижних кромок интрузивных конических-кольцевых массивов. Однако, рассмотренный пример ничатского комплекса пегматоидных лейкократовых гранитов, до некоторой степени разрешает это противоречие, иллюстрируя отношения между сетью глубинных (по-видимому, флюидопроводящих) зон гранитизации и щелочного (калиевого) метасоматоза и относительно менее глубинным широким кольцевым ареалом распространения (зарождения?) крупных интрузивных массивов.

Выше были указаны примеры четкой разновозрастности и структурного несогласия между гранитоидными батолитами пестрого состава и эвтектоидными гранитами: некогда глубинные мигматитовые зоны с безрудными автохтонными гранитоидами прорваны интрузиями эвтектоидных гранитов, которые поступали с большей глубины, будучи обогащены так называемыми ювенильными металлами, фтором и иногда даже углекислотой. Кроме того, на примере Алтая и Калба-Нарыма нами было продемонстрировано центробежное расширение области активного магматизма в течение одного цикла, начиная от ранних гранитоидов батолитового типа и кончая поздними лейкократовыми гранитами (Леонтьев, 1969), что можно было бы связать с увеличением горизонтальных и вертикальных размеров активизированного блока земной коры и с понижением питающего слоя.

* * *

Приведенные материалы убеждают в необходимости рассматривать комплексы эвтектоидных гранитов как особые генетические подразделения магматических пород. Структурные особенности этих комплексов (конкретных формаций) указывают на их более тесную связь с глубинной тектоникой, нежели с поверхностной структурой осадочно-метаморфической оболочки. Маркируемые гранитами оваль-

ные сводовые поднятия вместе с компенсирующими их центральными, осевыми и концентрическими проседаниями в совокупности рисуют образ простейшей энергостокковой системы (термин Г.Л.Поспелова).

Анализ отмеченных случаев полного или неполного (по латерали) совпадения рудных поясов с ареалами рудоносных гранитовых комплексов может послужить средством исследования вертикальной зональности флюидопроводящих зон и колонн.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабирова М.А. Особенности металлогении Северного Казахстана. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1967, 5.
- Андреев А.П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. - "Советская геология", № 6, 1966.
- Баженова Г.Н., Леонтьев А.Н., Недумов И.Б. К расчету среднего химического состава дифференцированных редкометалльных гранитов. - "Геол. и металлогенические исследования", в. 4, ИМГРЭ, 1972.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В сб. "Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова", Л., "Наука", 1968.
- Белоножко Л.Б. Граниты докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность (хребты Кодар и Удокан). - В сб.: Металлогенические и геологические исследования, в. 4, ИМГРЭ, 1973.
- Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. "Наука", 1967.
- Боголепов К.В. О понятиях "орогенная структура" и "орогенез". - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971.
- Ветрин В.Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского п-ва. Л., "Наука", 1968.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талишко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. "Наука", 1964.
- Гаврилова С.П. и др. Интрузивные редкометалльные граниты. - В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. "Недра", 1972.
- Гилярова М.А. О механизме образования сопряженных разновозрастных структур докембрия Карело-Кольского региона. - "Вопросы магматизма и метаморфизма", т. 4. Изд-во ЛГУ, 1972.
- Захаров А.А. и др. Опыт прогнозной оценки рудоносности субшелочных и щелочных гранитоидов Бирюсинской структурной зоны Восточного Саяна. - В кн.: Основы науч. прогноза м-ний руд. и нерудн. полезн. ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. "Наука", 1972.
- Карта магматических формаций СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Коваленко В.И. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. "Наука", 1971.
- Левковский Р.З. Геология и петрология протерозойских гранитоидных комплексов северо-западной части Кольского полуострова. Автореф., Киев, Ин-т геохим. и физ.минералов, 1970.

- Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. "Недра", 1969.
- Леонтьев А.Н. Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. "Недра", 1972.
- Леонтьев А.Н. Пространственная фигура конкретной интрузивной формации и особенности геологического положения рудоносных и безрудных интрузивов. - В кн.: Осн.пробл.металлогении Тихоокеан.рудн.пояса. Владивосток, 1971.
- Леонтьев А.Н. и др. О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. - В сб.: "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". "Недра", 1972.
- Леонтьев А.Н., Белоножка Л.Б. Сингенез гранитов и силикатнокарбонатных пород в дифференцированном интрузиве докембрийских щелочных гранитов. - В сб. "Геологические и металлогенические исследования", в. 4, ИМГРЭ, 1973.
- Леонтьев А.Н., Попов В.С. Возрастные ряды позднепалеозойских гранитов Казахстана и проблема их корреляции. - В сб. "Геологические и металлогенические исследования", в. 4, ИМГРЭ, 1973.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника запада Алданского шита (Олекмо-Витимская горная страна). - Геотектоника, № 2, 1972.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. Изд-во иностранной литературы, 1952.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Некоторые общие черты тектоники и вулканизма Байкальского свода и его аналогов. Сб. "Тектоника Сибири", т. IV. М., "Наука", 1970.
- Марин Ю.Б. Каледонские гранитоиды Северо-Западного Казахстана. Автореферат, ЛГИ, 1968.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. - В кн.: Закономерности размещения полезн.ископ., т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Милановский Е.Е. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. МГК, XXIV сессия. Доклады сов.геологов. "Тектоника", "Наука", 1972.
- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Нуварьева Ю.А. и др. Герцинские вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации. - В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской скл.обл. Новосибирск, СНИИГТИМС, 1971.
- Свириденко Л.П. Петрология гранитов ралакиви Салминского массива. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1967.
- Стилмен К. Структура и развитие Северного кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси, Южная Родезия. - В кн.: Механизм интрузий магмы. "Мир", 1972.
- Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. "Наука", 1973.
- Фаворская М.А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. "Недра", 1969.
- Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. Автореф., канд.дисс. МГУ, 1972.
- Хренов П.М., Бухаров А.А. Краевые вулканоплутонические пояса Северо-Азиатского кратона. - "Советская геология", № 4, 1972.

- Closs H. Hebung-Spaltung Vulkanismus. - Geol.Rundschau, 30, N 4A, 1939.
- Jacobson R.R.E. a.o. Ring-complexes in the Young Granite Province of Northern Nigeria. - Mem.Geol.Soc. of London, N 1, 1958.
- Turner D.C. Ring-structures in the Sara-Fier Younger Granite complex, Northern Nigeria. - The Quarterly. - J. of the Geol.Soc. of London, v. 119, N 475, 1963.
- Vail J.K. The Southern Extension of the East Africa Rift System and related igneous activity. - Geol.Rundschau, 57, N 601, 1967.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ СИСТЕМЫ КУПОЛ—НАДКУПОЛЬНАЯ ЗОНА НЕКОТОРЫХ МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Исследованиями установлено, что кварцевожильно-грейзеновые месторождения (W—Mo, W—Sn и др.) генетически и пространственно связаны с интрузивами лейкокатовых-аляскитовых гранитов повышенной кремнекислотности и несколько повышенной щелочности. Как правило, в них понижено содержание кальция, магния, марганца. Нормальные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, массивы которых часто образуют с аляскитами общие сложные плутоны, безрудны и обычно в каждом данном узле принадлежат к более древним образованиям, чем лейкокатовые-аляскитовые граниты (Бескин, Марин, 1972).

В Казахстане редкометаллоносным является пермский, акчатауский комплекс аляскиотов (Шерба, 1960). Генетическая связь грейзеновых месторождений с последними подтверждается: а) расположением грейзеновых месторождений только в эндо- и экзоконтактах аляскиотовых массивов (часто скрытых, но уверенно фиксируемых локальными гравиминимумами); б) повышенным содержанием вольфрама, молибдена, редких элементов, фтора в аляскитах (и в породообразующих минералах аляскиотов), в то время как нерудогенные нормальные биотитовые граниты (калдырминский комплекс) содержат эти элементы не более, чем в кларковых количествах; в) закономерным повышением содержания редких элементов от глубинных частей к кровле аляскиотовых массивов вплоть до образования рудных концентраций в апикали; г) выявленным "геохимическим соответствием": W—Mo—месторождения с касситеритом в рудных зонах ассоциируют с аляскитами, обогащенными оловом и наоборот; д) расчетами привноса — выноса компонентов при метасоматическом изменении аляскиотов и образовании рудных концентраций в контрастных породах экзоконтакта; е) присутствием внутрирудных даек мелкозернистых аляскиотов — аплитов, свидетельствующих о сближенности процессов завершения интрузивообразования и формирования вольфрам-молибден-редкометалльных месторождений (Коптев-Дворников и др., 1960; Шерба, 1960; 1968 и др.).

Мировой опыт разведки и отработки грейзеновых месторождений свидетельствует, что все они локализуются не вообще в эндо-экзо-

контактах рудоматеринских интрузивов, а только в апикали их куполо- и гребнеобразных выступов (Шерба, 1960, 1968; Рундквист и др., 1971). Существование таких выступов, воздымающихся на несколько сотен метров над поверхностью массивов, подтверждается непосредственными наблюдениями отпрепарированной верхней скульптуры гранит-аляскитовых интрузивов (Ларин, 1967).

Образование выступов над поверхностью массивов акчатауского комплекса вызвано, по-видимому, ослаблением участков в кровле до и в момент внедрения аляскитовых интрузий. Возможны два крайних случая геологической ситуации, обуславливающей появление ослабленных участков:

а) допермские вулканические аппараты, субвулканические некки, штоки;

б) зоны трещиноватости, участки линейных дайковых поясов, гребни древних интрузивов и др.

В первом случае апофизы материнских аляскитовых массивов представлены более или менее изометричными крутыми куполами и штоками, во втором — протяженными гребнями разной крутости.

В данной работе, развивающей предыдущие исследования (Ларин, 1966, 1967), рассматривается вертикальная зональность грейзеновых месторождений первого типа — "типа Байназара" (по Г.Н. Шербе).

Месторождение Тологай¹. Описывается по К.А. Мухле и В.Д. Гуковой (1958) с учетом наших данных по полевым наблюдениям 1970 и 1972 гг. Месторождение приурочено к штоку субвулканических кварцевых порфиров, прорывающему алевролиты и песчаники верхнего силура и кислые эффузивы предположительно среднего-верхнего карбона.

Эти породы, а местами и алевролиты и песчаники превращены во вторичные кварциты (кварц 50-70%, серицит 30-50%), образующие сопку 1,6 × 1 км с относительным превышением 200 м. Вторичные кварциты пересечены большим количеством кварцевых жил и прожилков, образующих молибденово-рудный штокверк, обогащенный пиритом, местами халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами. Встречаются также полевошпато-кварцевые и барито-кварцевые прожилки.

К.А. Мухлей и В.Д. Гукова насчитывают 7 генераций жил и прожилков. Содержания молибдена в рудах увеличиваются от периферии массива вторичных кварцитов к центру и от поверхности — вглубь (до двукратного обогащения на глубине 120-150 м).

¹ Месторождение Тологай рассматривается в качестве верхней зоны грейзеновых месторождений Г.И. Бедровым, Б.С. Зейликом, Е.В. Альперовичем, М.М. Повилайтис и нами. Г.Н. Шерба считает его молибденовым подтипом медно-молибденового ("медно-порфирового") типа.

К северу от подножья вторично-кварцитового массива обнажены несколько штоков и даек гранит-порфиров, прорывающих песчаники силура (площадь наибольшего выхода 1 кв.км). Это розовые и серые полнокристаллически-порфировые породы с микрогранитной основной массой. Вкрапленников 10-40%. В эндоконтакте гранит-порфира наблюдаются ритмично-полосчатые текстуры, подробно изучавшиеся М.М.Повилайтис (1972): извилистые кварцевые "прожилки" (агрегаты кварцевых кристаллов, головки которых направлены во внешнюю сторону изгибов), мощностью 2-10 мм в массе гранит-порфира, прихотливо изгибающиеся, но нигде не пересекающиеся.

Все исследователи утверждают более молодой возраст гранит-порфиров по сравнению с кварцевыми порфирами и лавами г.Тологай. Но окварцевание, а также хлоритизация, альбитизация, пелитизация, в небольшой степени захватывают и гранит-порфиры. В них есть зоны брекчирования, выполненные сцементированными кварцем и гематитом обломками с пленками малахита и азурита, а также кварцевые прожилки с молибденитом.

Месторождение Селтей. Описывается по Г.Н.Шербе и др. (1964) с учетом наших данных по полевым наблюдениям в 1972 г. Месторождение приурочено к штоку микрогранит-порфиров, прорывающему песчано-сланцевые толщи верхнего силура. Есть дайкообразные апофизы. Породы розовые, массивные, тонкозернистые с вкрапленниками кварца и полевого шпата, составляющими 5-10% объема. Основная масса микропегматитовая и микрогранитовая. Согласно детальным исследованиям Повилайтис (1961), в краевых частях штока порода скрытокристаллическая, без вкрапленников. Несколько далее от контактов появляются обильные ритмично-полосчатые текстуры, аналогичные таковым на Тологае. Эти текстуры в большом количестве встречаются и на вершине сопки Селтей (относительное превышение 60 м), маркируя аликаль массива гранит-порфиров. Во внутренних частях массива ритмично-зональных текстур нет.

Гранит-порфиры и экзоконтактные ороговикованные алевролиты в той или иной степени калишпатизированы прожилками и по массе, и серицитизированы, чаще прожилками. Наблюдается и хлоритизация. Кроме того, в верхней части сопки Селтей гранит-порфиры окварцованы, местами до облика вторичных кварцитов (с гематитом).

Все перечисленные образования пересечены кварцевыми жилами и прожилками, образующими вольфрам-молибденовый штокверк. Зафиксировано не менее 5 генераций прожилков. В штокверке много пирита, встречаются флюорит, халькопирит и другие медные минералы. Штокверк занимает весь блок гранит-порфиров, распространяясь и в пределы алевролитов.

Месторождение Байназар. Описывается по Г.Н. Шербе (1960). Месторождение приурочено к неправильному ("паукообразному") штоку серых гранит-порфиров, рвущих ороговикованные алевролиты и песчаники верхнего силура и кислые эффузивы нижнего

карбона. Гранит-порфиры прорваны розовыми аляскитовыми гранитами — мелкозернистыми слабопорфировидными, складывающимися периферию скрытого на глубине 300–350 м гранитного купола и дающие апофизы вверх. Глубже мелкозернистые аляскиты сменяются среднезернистыми аляскитами, которые "по своему составу и характеру совершенно идентичны среднезернистым гранитам П массива Акчатау"¹ (Шерба, 1960, стр.99). Дайки розовых аплитовидных гранитов пересекают все разновидности гранит-порфиров и гранитов.

Большая часть гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов штока, а также аляскитов скрытого купола грейзенизирована, при этом наиболее крутые (и вверх ушедшие) апофизы превращены в сплошные топазо-кварцевые грейзены. Грейзенизация охватила и вмещающие породы, в большей мере кислые эффузивы. Ее контур — 350 × 250 м. По периферии грейзенизированных пород проявлена площадная серицитизация, в большей степени по песчано-сланцевым породам, в меньшей — по эффузивам. Общий контур измененных пород — 550 × 400 м. После грейзенизации-серицитизации, согласно Г.Н.Шербе и Н.П.Сенчило (Шерба, 1960), формировались полевошпатово-кварцевые и кварцевые рудные прожилки 17 генераций и внутрирудные дайки аплитов, а затем все это было прорвано дайками граносиенит-порфиров, монзонит-порфиров, сиенодиорит-порфиритов, диабазовых порфиритов — наиболее юного байназарского комплекса (далее следуют незначительные проявления кварцевых, флюоритовых, карбонатных и гипсовых прожилков).

Грейзены и рудные прожилки совместно слагают рудный шток-верк. Грейзены — нередко жило- и штокообразные тела, размещение и форма которых контролируется сколами и формами залегания исходных пород ("грейзеновый шток"). На глубине топазовые грейзены переходят в слюдяно-кварцевые, а затем постепенно сменяются гранитами. В топазо-мусковит-кварцевом грейзене обычен вольфрамит, в топазо-кварцевом — касситерит, в мусковито-кварцевом — молибденит. Полевошпатово-кварцевые прожилки четырех генераций немногочисленны; содержат, в основном, молибденит, в меньшей мере — вольфрамит, шеелит, пирит. Кварцевые и кварц-мусковитовые (метасоматические) прожилки также немногочисленны. Молибденит содержат пирит, флюорит, реже шеелит и касситерит. Кварцевые жилы и прожилки 14–15 генераций слагают главную массу рудных тел месторождения. В более ранних преобладает молибденит, в более поздних — вольфрамит. Встречаются: пирит, халькопирит, висмутин, касситерит. Далее следуют: кварцево-топазовые прожилки с пиритом, молибденитовые прожилки, кварцевые безрудные и кварцево-сульфидные прожилки: пирит, флюорит, пирротин, хлорит, халькопирит, реже сфалерит, галенит.

¹ В наших терминах — аляскиты 2 и 3 дополнительных фаз акчатауского комплекса (Бескин, Марин, 1972; Бескин и др., 1973).

Главными по значению рудными минералами месторождения являются вольфрамит и молибденит. Вольфрам преобладает над молибденом в верхних частях штокверка, молибден над вольфрамом — в нижних.

Месторождение Караоба. Описывается по Г.Н.Шербе (1960) и по материалам наблюдений одного из авторов в 1966–1968 гг. Месторождение приурочено к “штоку” аляскитовых гранитов, прорывающих вулканогенные образования нижнего—среднего девона.

По данным гравиметрии (В.П.Клименко) “шок” является выступом, воздымающимся на 500 – 700 м от гранитного массива, не вскрытого эрозией. Выступ сложен тремя разновидностями аляскитовых гранитов, образовавшимися последовательно, которые залегают, в общем, снизу вверх: 1 – средне-крупнокристаллическими; 2 – среднекристаллическими; 3 – мелкозернистыми порфиридовидными. Контакты между указанными разновидностями резкие, но без каких-либо следов экзо-эндоконтактных изменений. Местами линия контакта теряется и переход одной разновидности в другую происходит на расстоянии нескольких сантиметров – нескольких десятков сантиметров. Наблюдаются также маломощные дайки аплитов.

Для гранитного выступа, вмещающего месторождение, характерна интенсивная постмагматическая переработка пород. На горизонтах 120 и 180 м все разновидности гранитов микроклинизированы. На уровне современной поверхности те же граниты альбитизированы. В зонах эндоконтакта появляются крупные и мелкие зерна кварца, которые нередко как бы нанизаны на кварцевые прожилки. По мнению Г.Н.Шербы (1960) глубина эрозионного вскрытия гранитов достигает 200–300 м. По-видимому, в верхней части выступа, которая уничтожена эрозией, высокотемпературное окварцевание, приводящее в ряде случаев к образованию мощных тел кварцевых и слюдисто-кварцевых грейзенов, было проявлено значительно шире.

В центре гранитного выступа, где расположен Центральный участок месторождения Караоба, установлена следующая стадийность формирования: 1 – грейзеновые тела; 2–4 – полевошпато-кварцевые, касситерито- и топазо-кварцевые, молибденито-кварцевые жилы; 5 – внутрирудные дайки аплитов; 6–9 – вольфрамито-кварцевые, сульфидно-кварцевые, безрудные гребенчатые, флюорито-кварцевые жилы; 10–12 – кальцитовые, альбитовые, цеолитовые прожилки. Наиболее широко развиты грейзеновые тела, вольфрамито-кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы.

Собственно грейзеновые образования слюдисто-кварцевого и кварцевого состава чаще всего встречаются в южной части Центрального участка, где образуют полого залегающие линзообразные, часто неправильные тела, размером от нескольких до сотен квадратных метров. Переходы к гранитам постепенные. С глубиной происходит резкое сокращение количества и размеров грейзенов этого типа. Рудная минерализация представлена вкрапленностью касситерита, вольфрамита, молибденита, пирита.

Вольфрамито-кварцевые жилы представляют основной интерес и на данном эрозионном срезе имеют наибольшее распространение. Приурочены к протяженным северо-восточным трещинам скола, реже связаны с сопряженными трещинами северо-западного направления, падение крутое. Размеры жил варьируют: по мощности — от долей метра до 1–1,5 м, по простиранию — от десятков до нескольких сотен метров. Жильные минералы: преобладает крупнокристаллический кварц, часто деформированный, в меньших объемах наблюдаются: калишпат, мусковит, топаз, альбит, пирит. Минерализация комплексная; вольфрамит (преобладает), висмутовые минералы, молибденит, касситерит и др. В зальбандах кварцевых жил граниты превращены в грейзены (слюдяно-кварцевые, топазо-кварцевые, а иногда чисто слюдяные), содержащие вольфрамит и касситерит.

Кварцево-жильное оруденение прослежено скважинами до 500 м. Характер его с глубиной не меняется, но содержания постепенно разубоживаются. Наиболее богатая минерализация наблюдалась в самых верхних горизонтах месторождения и была отработана старателями, по словам которых вольфрамит слагал до 50–80% объема жил.

В южной части гранитного выступа преобладают мелкие вольфрамит-кварцевые жилы, которые так тесно сближены, что минерализованной оказывается вся масса гранитов. Оруденение данного типа охватывает примерно 1/3 общей площади выходов аляскитовых гранитов и прослеживается на значительную глубину.

Россыпи со значительными запасами ценных компонентов свидетельствуют о том, что существенная часть коренного месторождения уничтожена эрозией. По-видимому, в этой размытой части большим распространением пользовались собственно грейзены, так как в россыпях часто преобладает касситерит.

Прежде чем обобщить результаты рассмотрения четырех месторождений, необходимо обсудить место кварцевых порфиров и гранит-порфиров в процессе формирования (скрытых) массивов рудогенных аляскитовых. Все исследователи Тологая и Байназара согласны, что кварцевые порфиры штоков и пластовых тел "доинтрузивные", старшие гранит-порфиры. Последние на Тологае и Селтее рассматриваются большинством геологов как апофизы скрытого на глубине гранит-аляскитового массива (Щерба, 1960, 1964; Мухля, Гукова, 1958; и др., см. результаты химических анализов в таблице). В то же время, на Байназаре собственно граниты рвут гранит-порфиры (Щерба, 1960). Наши наблюдения на аляскитовых массивах Казахстана ни разу не зафиксировали того, чтобы мощные апофизы аляскитовых, даже мелкозернистых, относящихся к жильным фазам, закалывались бы целиком до облика гранит-порфиров. Закалка иногда бывает, но мощность ее зоны ограничивается сантиметрами. То же наблюдается и на Байназаре по скважинам. Учитывая сказанное и имея в виду сложно-фазовый характер аляскитовых интрузий, мы склонны придерживаться точки зрения о "доинтрузивном" характере

гранит-порфиры, рассматривая их как непосредственных предшественников интрузий акчатауского комплекса, внедряющихся в ослабленные узлы, чаще в бывшие вулканические аппараты (Тологай, Байназар). Принципиальная возможность именно такого характера "предразвития" интрузивного комплекса вообще выявлена для формации щелочных гранитов (Леонтьев и др., 1972). Подобная возможность намечается и для формации аляскитов, т.е. акчатауского комплекса, так как по уточненным данным в состав дайкового жаксы-тагалинского комплекса, несомненно доакчатауского, входят, в основном, гранит - порфиры, фельзиты, кварц-полевошпатовые порфиры, имеющие химический состав аляскитов. Все иные, более основные дайковые породы, ранее включавшиеся в жаксы-тагалинский комплекс, как правило, послееакчатауские (Степанов, Халханов, 1972; Саложников, 1972).

Таким образом, намечается вертикальная зональность кварцево-жильно-грейзеновых месторождений, приуроченных к "центральному штоку". Рассматривая их (Тологай, Селтей и Байназар), мы видели, что везде оруденение приурочено, в основном к кварцевым штокам, пронизывающим крутозалегающие метасоматически измененные штоки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов, а также переходит и во вмещающие, также измененные породы, песчано-сланцевые и эффузивные. При этом верхние горизонты Селтея (появление вторичных кварцитов над калишпатизированными породами, замыкание ритмично-полосчатых текстур в гранит-порфирах) напоминает подошвенные горизонты Тологая.

Месторождение Байназар при сравнении с Селтеем обнаруживает признаки большей глубинности при сохранении морфолого-геологической однотипности: появляются апофизы мелкозернистых жильных аляскитов, прорывающих гранит-порфиры; обнаружен скрытый купол аляскитового массива; преобладающим типом объемного метасоматоза выступают серицитизация и грейзенизация (последняя на Селтее отмечалась только на глубоких горизонтах), появляется жильное оруденение.

Верхние горизонты Караобы, в общем, соответствуют нижним горизонтам (достигнутым бурением) Байназара: развиты аляскиты ведущих и жильных фаз акчатауского комплекса, метасоматические изменения представлены грейзенизацией, а также "подгрейзеновыми" альбитизацией и микроклинизацией, оруденение приурочено к грейzenам и к рассекающим их кварцево-рудным жилам и штокам.

Вертикальная рудная зональность по данным рассмотренных месторождений, представляется несколько более сложной, чем это считается (Шерба, 1960; 1968 и др.). Сверху вниз (Тологай → Селтей → Байназар → Караоба) намечается: $Mo \rightarrow (W)$, $Mo \rightarrow Mo \rightarrow W \rightarrow Mo$ (длинные стрелки обозначают возможные безрудные интервалы).

Средний химический состав гранитов акчатауского комплекса

Окислы	Предакчатауские дайки и штоки			Акчатауский
	Гранит-порфиры			Крупно-зернистые аляскиты
	Тологай (4)	Селтей (2)	Байназар (3)	Бектаута (20)
SiO ₂	73,72	75,00	74,90	74,92
TiO ₂	0,22	0,12	0,15	0,27
Al ₂ O ₃	13,05	12,69	12,49	12,96
Fe ₂ O ₃	1,31	1,68	1,04	0,84
FeO	1,28	0,48	0,91	0,57
MnO	0,02	0,04	0,06	0,06
MgO	0,95	0,52	0,51	0,43
CaO	0,55	1,21	1,23	0,91
Na ₂ O	4,19	3,27	4,74	3,65
K ₂ O	3,54	4,18	2,43	4,63
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,07	0,09
H ₂ O	0,25	0,47	0,19	0,40
п.п.п.	0,82	0,26	0,43	0,42
Сумма	100,07	100,00	99,15	100,15

Материал	К.А. Мухли, В.Д. Гуковой, Г.Н. Щербы В.Д. Гуковой, А.Д. Дол- и др. А.В. Алек- женкова сеенко, З.С. Евсе- евой	В.Н. Ларина, В.С. Попова, Г.Д. Аэрова.
----------	--	--

Литератур- ный источ-	Мухля, Гу- кова, 1958	Щерба и др., 1964, Повилайтис, 1972	Щерба и др., 1964	Настоящая работа
--------------------------	--------------------------	--	----------------------	---------------------

и предшествующих гранит-порфиров (в скобках количество анализов)

комплекс аляскитовых гранитов

Среднезернистые аляскиты			Мелкозернистые аляскиты	
Акчатау (10)	Караоба (3)	Джанет (2)	Акчатау (8)	Караоба (1)
75,96	75,87	74,59	75,66	76,68
0,11	0,11	0,12	0,05	0,07
12,09	13,33	13,69	13,02	12,22
1,00	0,44	0,90	0,97	0,97
0,50	1,18	0,43		0,85
0,02	0,04	0,02	0,02	0,01
0,36	0,19	0,24	0,12	0,22
0,89	0,91	0,96	0,68	0,81
3,47	3,17	4,06	4,00	3,08
4,55	3,86	4,50	4,36	3,82
0,18	0,02	0,36	-	0,03
0,35	0,13	0,04	0,50	0,20
0,69	0,59	0,42	0,50	0,38
100,17	99,84	100,33	99,88	99,34

Г.Н. Щербы,
С.Н. Митрофанской,
А.И. Захарченко и др.

Г.Н. Щербы,
и др.

Г.Н. Щербы
и др.

С.Н. Митрофанской,
Г.Н. Щербы

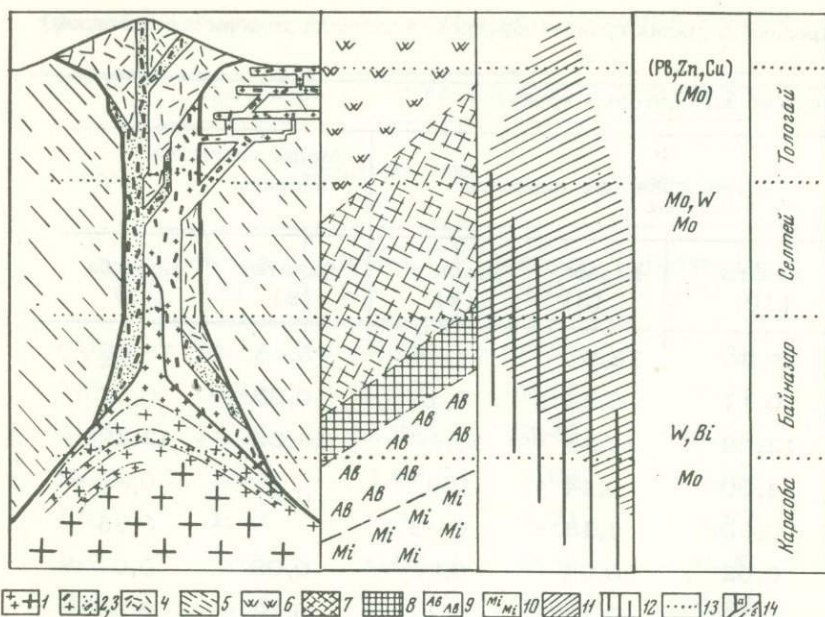
М.А. Романовой

Щерба и др., 1964;
Бескин и др., 1973

Щерба и др., 1964

Щерба и др., 1964

Митрофанская 1970; Щерба и др., 1964
Щерба и др., 1964



Принципиальная схема вертикального строения системы интрузивный купол - надинтрузивная зона грейзеновых месторождений типа "центральный шток"

1 - аляскиты материнского массива (мелко-, средне- и крупно-среднезернистые); 2,3 - поздние и ранние гранит-порфиры, часто с ритмичнозональными текстурами; 4 - субвулканические и вулканические кварцевые порфиры; 5 - алюмосиликатные, вмещающие породы кислого и умеренно кислого состава; 6 - окварцевание и серицитизация; 7 - калишпатизация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация; 8 - грейзенизация; 9 - альбитизация; 10 - микроклинизация; 11 - штокверки, минерализованные зоны; 12 - кварцевые жилы, жильные грейзены; 13 - эрозионные уровни месторождений; 14 - контакты резкие интрузивные и резкие между фазами акчатауского комплекса

Обобщающая принципиальная схема вертикальной рудно-метасоматической и магматической зональности грейзеновых месторождений типа Байназара представлена на рисунке.

При возобновлении ревизионных и разведочных работ на Тологае и Селтее следует иметь в виду возможность обнаружения на их глубоких горизонтах W - Mo-жильной минерализации собственно байназарского и караобинского типов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидов формаций малых и средних глубин. - Записки Всес.Минералог.об-ва, т. 101, вып. 2, 1972.
- Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б., Рубо Г.Л. О геологической позиции и вертикальной зональности грейзенов Акчатау и Восточного Кунрада (Центральный Казахстан). - Геол.рудных месторожд., № 5, 1973.
- Коптев-Дворников В.С., Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. - В сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", ГГТИ, 1960.
- Ларин В.Н. Вертикальная метасоматическая зональность в позднегерцинских вулcano-плутонических образованиях Северного Прибалхашья. - Докл. АН СССР, т. 171, № 6, 1966.
- Ларин В.Н. О возможности прогнозирования слепых редкометальных месторождений в Северном Прибалхашье. - Геол.рудных месторожд., № 4, 1967.
- Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометальных щелочных гранитов Чингиза-Тарбагатая в связи с обоснованием их магматического генезиса. - В кн. Редкомет. граниты и пробл. магматической дифференциации. "Недра", 1972.
- Митрофанская С.Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометаллоносных гранитов массива Акчатау. Автореф. канд.дисс. ИГН АН Каз.ССР, Алма-Ата, 1970.
- Мухля К.А., Гукова В.Д. Молибденоносные вторичные кварциты Тулагая. - Изв. АН Каз.ССР, серия геол., вып. 3 (33), 1958.
- Повилайтис М.М. О ритмичной зональности некоторых гранитоидных тел. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1961.
- Повилайтис М.М. О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении. - В кн. Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации". "Недра", 1972.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. "Недра", 1971.
- Сапожников В.Г. Геохимические особенности даек гранит-порфиров кольцевых структур южной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). - Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1972.
- Степанов В.В., Халхалов Ю.А. О возрастном положении интрузий граносиенитов Успенской зоны. - Изв. АН Каз.ССР, серия геол., вып. 6, 1972.
- Шерба Г.Н. Грейзеновые месторождения. - В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.-Л., "Недра", 1968.
- Шерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН Каз.ССР, Алма-Ата, 1960.
- Шерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты. Изд-во АН Каз.ССР, Алма-Ата, 1964.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И НИКЕЛЕНОСНОСТИ МАССИВА ЛИПОВ КУСТ (Воронежский выступ докембрия)

На территории Воронежской и Ростовской областей в составе докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы выявлено несколько своеобразных базит-гипербазитовых интрузий: Ширяевская, Скрипниковская, Липов Куст и др.

Их своеобразие заключается в четко выраженной расслоенности, обусловленной хорошо заметным чередованием слоев и многослоев основного и ультраосновного состава. По мере повышения изученности отдельных интрузий, расслоенность в них выявляется все более полно. В разрезах более крупных массивов, размеры которых могут достигать 40-50 кв. км, выделяется 3-4 мощных (несколько сот метров) серии норитового, гипербазитового и сложного состава.

Для рассматриваемых массивов характерно отсутствие фазности и внутрикамерная дифференциация с возникновением четкой расслоенности крупного и более мелкого порядков. По комплексу признаков эти образования принадлежат к формации расслоенных гипербазит-норит-габбровых интрузий, намечают новый ареал ее распространения на Восточно-Европейской платформе и при этом имеют, пожалуй, более четко выраженные черты данного формационного типа, чем давно известные на платформе расслоенные плутоны Кольского полуострова и Северной Карелии.

Из числа открытых за последние 6-8 лет интрузий наиболее изученным является расположенный на севере Ростовской области массив Липов Куст, который по характеру строения и по степени разбуренности может считаться типовым для этой новой провинции расслоенных основных-ультраосновных интрузий СССР. Материалы, освещающие общий характер строения плутона и главные его петрологические особенности, публиковались по мере развития буровых работ (Гребеников и др., 1969; Войткевич и др., 1969; Лихачев и др., 1973). В настоящее время появилась возможность обосновать предварительные схемы с развернутым изложением всего имеющегося основного геолого-петрографического материала. Главное внимание в статье уделено характеристике особенностей геологического строения плутона, составу слагающих его пород и связанному с массивом рудопроявлению. При этом не только существенно дополняются, но и пересматриваются некоторые существенные моменты предварительной схемы строения массива. Петрологические вопросы, специально не рассматриваются, и соответствующие представления авторов пока остаются в рамках их предыдущих работ (Лихачев и др., 1973).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО КАРТИРОВАНИЯ МАССИВА ЛИПОВ КУСТ

Массив Липов Куст расположен на юго-восточном склоне Воронежского выступа докембрийского фундамента платформы и вскрыт буровыми скважинами под платформенным чехлом в интервалах глубин 300–350 м.

В плане массив имеет форму эллипсоидально-овального тела, вытянутого в меридиональном направлении, площадью порядка 50 км².

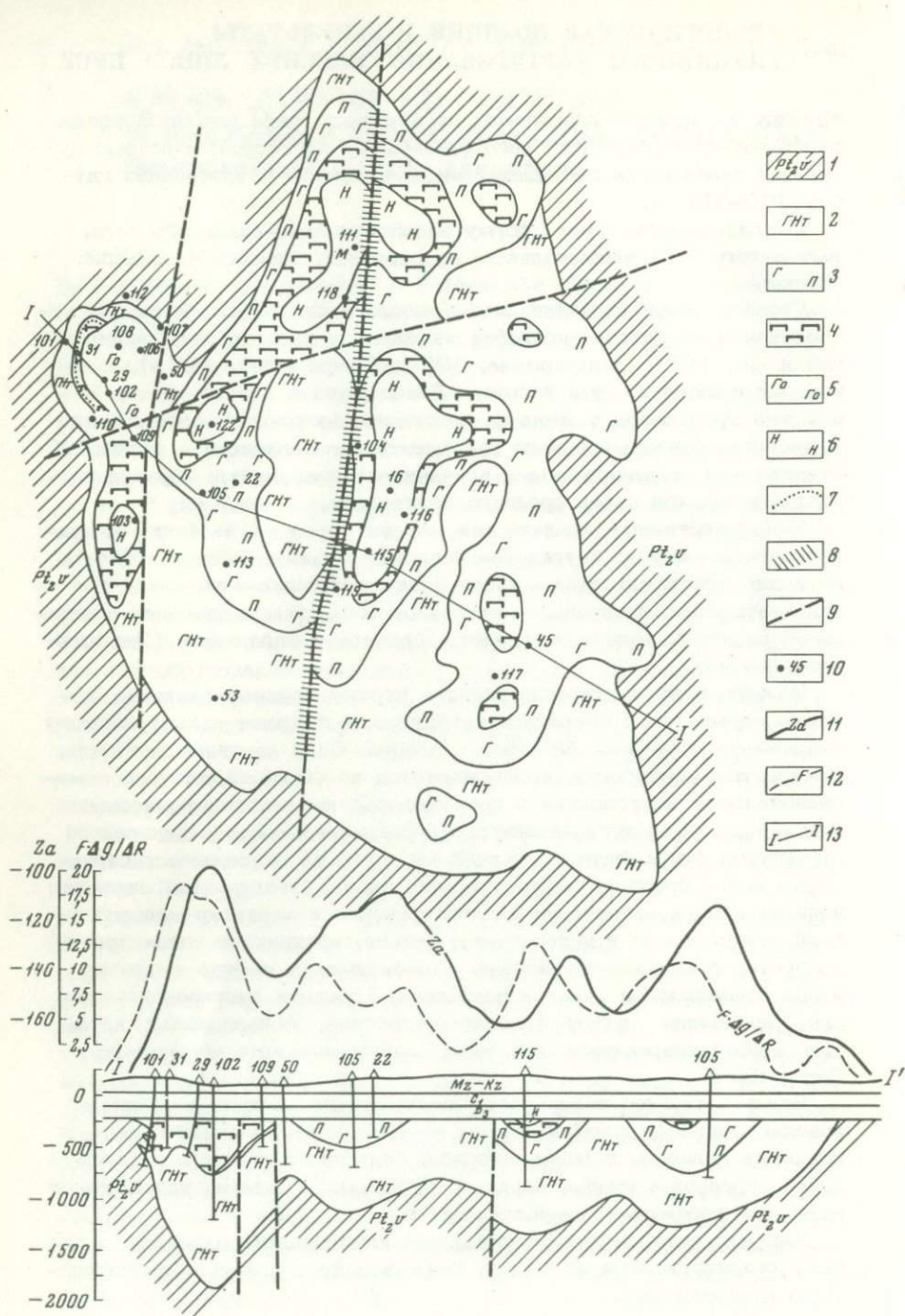
Геологическое строение докембрийского фундамента в районе исследований достаточно подробно изложено в ряде работ (Гребенников и др., 1970; Зеленщикова, 1970; Симон и др., 1972), в которых установлено, что интрузия Липов Куст в тектоническом отношении приурочена к южному окончанию Восточно-Воронежской структурно-фациальной зоны фундамента, выполненной в различной степени метаморфизованными песчаниково-сланцевыми образованиями воронцовской серии среднего протерозоя.

Непосредственно вмещающими массив породами являются кварц-серицит-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы. Вблизи контакта интрузии прослеживается мощная зона ороговикования, инъецированная кварц-полевошпатовым материалом и характеризующаяся появлением заметных количеств эпидота, граната и андалузита (Зеленщикова, 1970).

Важную роль в строении региона играют крупные разломы, которые совместно с оперяющими трещинами придают докембрийскому фундаменту отчетливо блоковое строение. Один из таких разломов, Песковатско-Хоперский, прослеживается на сотни километров в меридиональном направлении и проходит в 2 км восточнее массива Липов Куст. Для него характерна несогласованность с внутренней структурой фундамента и секущий характер по отношению к структурам более древнего тектонического плана. Этот разлом оказывал первостепенное влияние на распространение и характер магматической деятельности в исследуемом районе, начиная от конца среднего протерозоя и кончая девоном. По-видимому, именно с ним на этапе стабилизации древней платформы (средний протерозой), связано внедрение магмы основного состава, формирующей крупные дифференцированные плутоны, одним из которых является Липов Куст.

Ввиду того, что поверхность интрузивного массива перекрыта довольно мощным платформенным чехлом, который представлен осадками палеозоя и мезо-кайнозоя, большое значение в расшифровке строения массива, наряду с буровыми работами, приобретает наземные геофизические исследования.

Как известно, дифференцированным интрузивным массивам отвечают гравитационные аномалии, совпадающие с локальными магнитными максимумами.



Анализ гравимагнитных карт и геофизического профиля на Липовом Кусте (фиг. 1) показывает, что участкам аномальных значений Z_a и $\Delta g/\Delta R$ соответствуют выходы на поверхность докембрийского эрозионного среза пород "главной зоны" массива, а межзональные участки - выходам пород "нижней зоны". Кроме того, по данным бурения установлено, что максимальные значения Z_a и $\Delta g/\Delta R$ в западной части массива отражают увеличение мощностей пород гипербазитовой серии в западной (Пионерской) мульде.

В пределах массива намечаются три разлома: западный и центральный меридионального простирания и один - субширотного.

Западный разлом на картах локальных аномалий силы тяжести в пересчете в функцию Саксова-Нигарда ($R_5 = 0,361$ км; $R_7 = 0,583$ км; $R_9 = 0,806$ км) фиксируется по резкому изменению простирания изолиний с северо-западного на северное. Это разлом типа сброса с амплитудой порядка 300-400 м, который отчленяет Пионерскую мульду от центральной части интрузии. Его существование подтверждается также рядом геологических данных. Так, западная мульда имеет весьма крутое восточное крыло с необычным для всего массива падением магматических "слоев" под углом $70-80^\circ$ на запад.

Кроме того, в скв. 106 такситовые габбро-нориты вскрыты на глубине 1100 м, а в скв. 50, расположенной в 500 м восточнее, те же породы залегают на глубине 306 м.

Центральный разлом, который как бы разделяет плутон Липов Куст на две части, четко картируется в геофизических полях по градиенту силы тяжести и изменению направления изолиний от коль-

Фиг. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта интрузивного массива Липов Куст (север Ростовской обл.)

1 - кварц-серицит-хлоритовые филлитовидные сланцы воронцовской серии среднего протерозоя. Интрузия Липов Куст. Нижняя зона: 2 - серия такситовых габбро-норитов. Главная зона: 3 - ритмически-расслоенная серия (лейко-мезо и меланократовые габбро и габбро-нориты, габбро-пироксениты, плагиопироксениты, пироксениты); 4 - гипербазитовая серия (меланократовые оливиновые габбро, оливиновые пироксиниты, перидотиты, оливиниты, дуниты). Верхняя зона: 5 - серия оливиновых габбро; 6 - норитовая серия (нориты и габбро-нориты); 7 - ликвационно-вкрапленные медно-никелевые руды Пионерского рудопроявления; 8 - зона развития предполагаемых жильных руд; 9 - линии тектонических нарушений; 10 - пробуренные скважины; 11 - кривая вертикальной составляющей магнитного поля; 12 - кривая локального поля силы тяжести в пересчете в функцию Саксова-Нигарда ($R_5 = 0,361$ км; $R_7 = 0,583$ км); 13 - линия геологического разреза

цевого, характерного для всего массива, на меридиональное. К прямым геологическим доказательствам существования и длительного развития этого разлома можно отнести ряд фактов, в том числе: наличие вблизи разлома рудных жил одинаковой мощности (скв. 115, 104, 111); повсеместное развитие явлений наложенной локальной серпентинизации; максимальные значения мощностей девонских базальтов, в скважинах, расположенных в непосредственной близости к линии разлома.

Субширотный разлом трассируется на магнитных картах по линейно-вытянутым зонам относительно пониженного магнитного поля.

Установленные разломы, очевидно, разновозрастные. Так, центральный разлом, несомненно, проявил себя в постмагматическую стадию, о чем свидетельствуют проявленные процессы автометаморфизма и перетолжения руд. Для западного разлома не установлены прямые признаки его временного проявления. Однако общий наклон массива к западу и расположение разлома близ зоны наибольшей мощности пород гипербазитовой серии позволяют предположить, что разлом унаследовал местоположение и направление подводящего канала и, следовательно, являлся доинтрузивным, неоднократно оживлявшимся впоследствии нарушением.

ЧАСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ И ЛОКАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАССИВА

Геологическая карта и профиль (фиг. 1), разрезы отдельных скважин (фиг. 2) и имеющиеся в распоряжении авторов геофизические материалы показывают, что массив Липов Куст делится на две неравные части, заметно отличающиеся по своему строению и расчлененные долгоживущим Западным разломом. Западная часть, или так называемая Пионерская мульда, противостоит всему остальному массиву, который, примерно, в 10 раз превосходит ее по размерам.

Западная часть вскрыта скважинами 101, 29, 106, 102, 109, 103 и др. Разрезы этих скважин, за исключением расположенной в зоне эндоконтакта скв. 101, сходны между собой как в главных, так и во многих второстепенных чертах (фиг. 2, а). Скважины, расположенные в северной части Пионерской мульды, в верхних частях сложены мезократовыми и лейкократовыми габбро, постоянно содержащими оливин. Породы содержат 60–70% плагиоклаза (75% в лейкократовых разностях), 20–30% пироксена, 5–6% оливина и 3–5% роговой обманки. По постоянному присутствию оливина эти породы выделены в серию оливиновых габбро¹. Максимальная мощность серии достигает 300 м (скв. 106, 108).

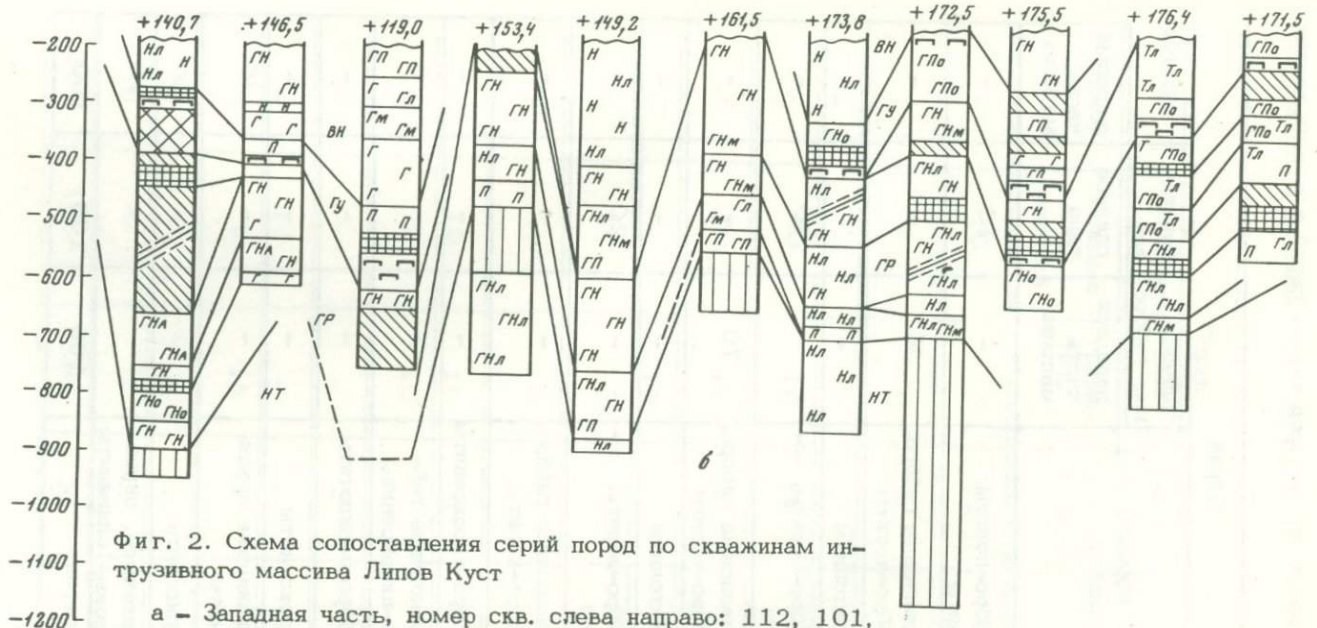
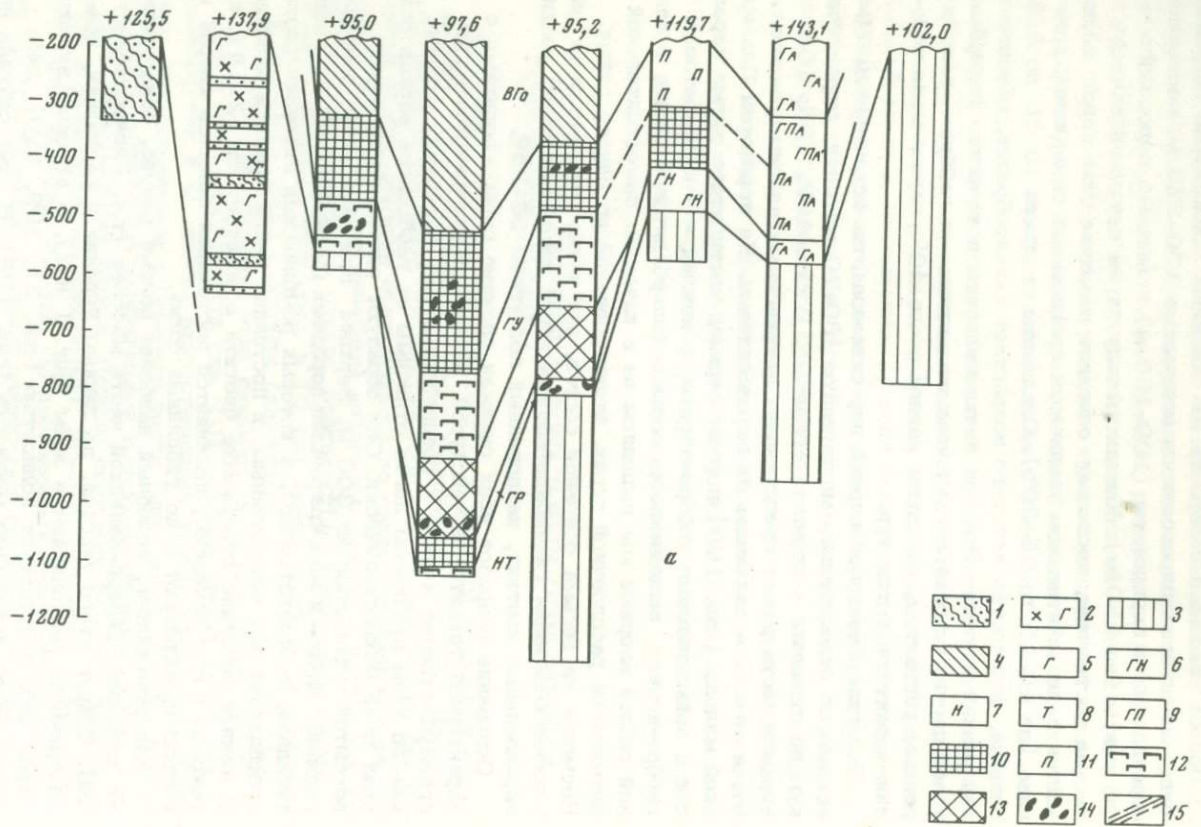
¹ Краткая характеристика основных петрографических типов пород и их распространенности в пределах массива дана в табл. 1 и 2, а также в статье В.А. Лихачева и др. (1973).

Под оливиновыми габбро те же скважины закономерно вскрывают пачку оливиновых пироксенитов мощностью 100–250 м, постепенно переходящих в перидотиты (100–150 м) и затем в пироксеновые оливиниты (до 150 м). Контакт между двумя верхними пачками весьма постепенен, поскольку основное различие этих пород заключается в незначительном увеличении процентного содержания оливина (от 10–15 до 25–30%). Оливиниты содержат от 60 до 80% оливина, количество которого возрастает скачкообразно, обуславливая резкий контакт. Эти три пачки выделены в качестве гипербазитовой серии, которая отграничена от оливиновых габбро четким и ровным контактом, имеющим наклон около 40°, параллельно падению директивных текстур.

Под гипербазитовой серией все скважины, за исключением 29-й, вскрывают относительно маломощную (30–70 м) пачку пород, близкую по строению к двучленному ритму. В скв. 102, 106, 108 верхняя часть ритма представлена оливиновыми плагиопироксенитами, а нижняя – оливиновыми пироксенитами. На периферии Пионерской мульды (скв. 109) породы верхней части этого ритма переходят в лейкократовые габбро–нориты, а нижней – в мезократовые габбро–нориты, выделяясь из состава гипербазитовой серии; в данной работе впервые мы выделяем ее в качестве самостоятельной ритмически расслоенной серии, редуцированной до одного ритма. Несмотря на весьма основной состав, она четко отличается от оливинитов основания гипербазитовой серии, с которыми имеет резкий параллельный контакт, наклоненный под углом 30–35°.

Основание разрезов всех скважин сложено габбро–норитами с характерной такситовой текстурой, неравномернозернистыми, но преимущественно мелко- и среднезернистыми породами, которые уже по этим признакам легко отличимы от габброидов верхов разреза даже макроскопически. Они образуют одноименную серию, вскрытой мощностью до 300 м. Верхняя половина этого разреза сложена лейко- и мезократовыми породами (от 85 до 60–70% плагиоклаза, соответственно), в которых ромбический пироксен резко преобладает над моноклинным, и постоянна 2–3% примесь биотита. В нижней половине содержание биотита возрастает до 12–14%, пироксены почти исчезают, появляется постоянная примесь кварца и породы приобретают явно гибридный облик.

Как отмечалось, подобный наиболее полный разрез, обнаруживают скважины северо–западной части массива (т.е. Пионерской мульды). Вокруг этого участка, по данным бурения и геофизики, концентрически располагаются зоны (фиг. 1 и 2), в которых верхняя серия либо отсутствует полностью (скв. 31, 109, 110), либо имеет очень небольшую мощность (скв. 103). В этих случаях непосредственно на поверхность докембрийского эрозионного среза выходят ниже расположенные серии: от гипербазитовой до серии такситовых габбро–норитов, а разрезы соответствующих скважин закономерно сокращены.



Фиг. 2. Схема сопоставления серий пород по скважинам интрузивного массива Липов Куст

а - Западная часть, номер скв. слева направо: 112, 101, 29, 106, 102, 109, 103, 50; б - Северо-западная, центральная, юго-восточная части, номер скв. слева направо: 111, 118, 122, 105, 113, 119, 115, 104, 116, 45, 117

1 - ороговикованные сланцы, роговики, 2 - габбро кварцсодержащие, 3 - габбро-нориты и нориты такситовые, 4 - габбро оливиновые, 5 - габбро, 6 - габбро-нориты, 7 - нориты, 8 - троктолиты, 9 - габбро-пироксениты, 10 - пироксениты оливиновые, 11 - пироксениты, плагио-пироксениты, 12 - перидотиты, 13 - оливиниты, дуниты, 14 - вкрапленные медно-никелевые руды, 15 - жильные сульфидные руды л - лейкократовые, м - меланократовые, о - оливиносодержащие породы

ВГ₀ - верхняя зона, серия оливиновых габбро, ВН - верхняя зона, норитовая серия; ГУ - главная зона, гипербазитовая серия; ГР - главная зона, ритмически-расслоенная серия; НТ - нижняя зона, серия такситовых габбро

Таблица 1

Соотношение главных типов пород внутри серий в разных частях

Главные типы пород в разрезах серий			Серии		
			оливино- вые габбро	норито- вая	гиперба
			западная часть массива	главное тело	западная часть массива
Основные	Лейко- крато- вые	Габбро-нориты, нориты	-	10	-
		Оливиновые габбро, габбро-нориты	30	-	-
		Троктолиты	-	-	-
		Габбро-нориты, но- риты	-	70	-
	Мезо- крато- вые	Оливиновые габбро, габбро-нориты	70	-	-
		Трактолиты	-	-	-
	Мелано- крато- вые	Габбро-нориты, но- риты	-	20	-
		Оливиновые габбро, габбро-нориты	-	-	-
		Габбро-пироксениты	-	-	-
	Переходные	Оливиновые габ- бро-пироксениты	-	-	5
Ультраос- новные (включая плагноклаз- содержащие)	Габбро-перидотиты	-	-	-	
	Пироксениты	-	-	-	
	Оливиновые пирок- сениты	-	-	35	
	Перидотиты	-	-	40	
	Оливиниты, пирок- сеновые оливиниты	-	-	20	
Всего по серии			100	100	100

интрузивного массива Липов Куст (в %)

Серии				В среднем по плутону
зитовая	ритмическираскло- енная		такси- товая	
главное тело	западная часть массива	главное тело	массив в целом	
-	10	5	15	9,0
-	-	5	-	1,5
-	-	-	-	0,5
-	40	10	70	39,5
5	10	10	-	7,5
-	-	15	-	1,5
-	10	5	10	8,3
10	-	5	-	1,2
-	10	10	5	6,2
20	5	10	-	4,8
5	-	-	-	0,2
10	10	-	-	4,7
30	5	15	-	8,4
10	-	5	-	4,4
10	-	-	-	2,3
100	100	100	100	100

Таблица 2

Краткая характеристика основных петрографических типов

Главные типы пород			Минералогический	
			оливин	моно- клинный пироксен
Основные	Лейко- крато- вые	Габбро-нориты, нориты	0-2	0-8
		Оливиновые габбро, габбро-нориты	2-10	6-12
		Троктолиты	10-20	0-5
	Мезо- крато- вые	Габбро-нориты, нориты	0-3	5-15
		Оливиновые габбро, габбро-нориты	3-20	12-20
		Троктолиты	20-30	10-20
	Мелано- кратовые			
		Габбро-нориты, нориты	0-4	10-25
		Оливиновые габбро, габбро-нориты	4-30	25-45
Переходные		Габбро-пироксениты	0-5	20-40
		Оливиновые габбро-пироксениты	5-25	20-40
		Габбро-перидотиты	25-60	15-30
Ультраосновные (включая плагиоклаз-содержащие)		Пироксениты	0-5	20-50
		Оливиновые пироксениты	5-30	30-60
		Оливиниты, пироксеновые оливиниты	70-90	5-15

пород интрузивного массива Липов Куст

состав в объемн. %				Структура
ромби- ческий пироксен	роговая обманка, бурая	флого- пит биотит	плагио- клаз	
8-16		0-4	70-90	Габбро-офитовая, иногда офитовая и гипидиоморфнозернистая
0-6		0-4		
	0-5			
15-25	0-15	0-5	40-70	Габбро-офитовая, габбро-долеритовая, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой порфирированной и гломеробластовой
4-12	0-15	0-5		
	0-10			
25-40	5-25	0-5	20-40	То же, с преобладанием габбро-долеритовой над габбро-офитовой
10-25	5-25	0-5		
30-50	5-30	0-5	10-20	Гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, порфирированной и гломеробластовой
10-30	5-30	0-20		
5-10	5-15	0-5		
15-45	5-25	0-5	0-10	Полиидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой
5-20	5-25	0-20		
0-5		0-5		

Мощность гипербазитовой серии заметно сокращается от севера Западной части (скв. 102, 106) к ее периферийным зонам. Мощности ритмичной серии как-будто бы выдержана, но, судя по скв. 29, можно предположить, что к западному краю массива серия выклинивается.

При переходе от центра к периферии западной части массива (скв. 109, 103) породы гипербазитовой серии обогащаются плагиоклазом (до 10%) и ромбическим пироксеном.

Концентрическое расположение зон с менее полным разрезом и сокращенными мощностями серий вокруг изометричного участка скв. 102, 106, 108, смещенному к северному краю западной части массива, позволяет интерпретировать структуру этой части как ассиметричную мульду, к краевым частям которой происходит общее сокращение разреза, срезание верхних серий и некоторые фациальные изменения.

Главная часть массива, несмотря на подавляюще большие размеры, довольно однородна и может быть рассмотрена как единое целое, хотя при более детальном рассмотрении обнаруживаются некоторые различия в строении ее северо-западного, центрального и юго-восточного участков. Опорные скважины 111, 115, 122 в меньшей степени обнаруживают в самых верхних частях своих разрезов мезо-редко лейкократовые нориты, которые ниже переходят в габбро-нориты. Там, где на поверхность эрозионного среза не выходят непосредственно гипербазиты, описываемые породы развиты повсеместно и достигают мощностей 100-150 м. Они выделены в качестве норитовой серии, занимающей самое высокое положение в разрезе. Она отличается полным отсутствием оливина и бурой роговой обманки, резким преобладанием ромбического пироксена над моноклинным, слабой дифференциацией пород.

Контакт с нижележащей гипербазитовой серией во всех случаях резкий, параллелен директивным текстурам с колебанием углов падения от 25 до 45°.

В упоминавшихся скважинах с полным разрезом непосредственно под норитами, а в других - непосредственно сверху, идет мощная толща плагиоклазсодержащих гипербазитов. Она представлена серией оливиновых разностей от меланократовых оливиновых габбро до оливинитов, причем наиболее распространенными являются оливиновые плагиопироксениты и габбро-пироксениты. Эти породы располагаются обычно закономерно, т.е. с преобладанием более богатых оливином пород в основании серии, но местами (скв. 104) образуется более сложное переслаивание.

Весь этот комплекс пород выделяется в гипербазитовую серию, отличительной чертой которой является постоянное присутствие оливина (от 5-10 до 90%), низкое содержание плагиоклаза (7-18%, редко до 25%), устойчивое преобладание моноклинного пироксена над ромбическим. Ясный и отчетливый контакт с подстилающими породами во всех случаях проводится по появлению под гипербазитами лейкократовых габбро-норитов.

Такого рода габбро-нориты входят в состав ритмически расслоенных магматических пачек, имеющих двух- или трехчленное строение, с лейко-мезократовыми (от 65-80% до 40-45% плагиоклаза) породами вверху ритма и меланократовыми габбро-пироксенитами (5-17% плагиоклаза), в основании. Между членами ритмов обычны постепенные переходы на протяжении 0,5-1,5 м. Между ритмически построенными пачками, имеющими мощность 30-120 м, нередко вклиниваются 100-200-метровые однородные пачки. Они сложены лейко- и мезократовыми норитами и габбро-норитами, иногда с более меланократовыми шширами и оливиновыми габбро и габбро-норитами. Все эти породы достигают суммарной мощности 300 м и более и образуют крайне характерную серию, названную ритмически расслоенной. Для пород серии характерно примерно равное содержание моноклинового и ромбического пироксенов и постоянное присутствие бурой роговой обманки, иногда до 30-35%.

Непосредственно ниже, в тех скважинах, которые полностью пересекли ритмическую серию, идут такситовые габбро-нориты, чаще лейкократовые с содержанием плагиоклаза до 75-80%, суммы пироксенов до 15-25%, примесью биотита, кварца, ильменита. Эти породы выделяются в серию такситовых габбро-норитов, вскрытых скважиной 104 на протяжении 450 м, из которых только в последние 120-150 м появляются явные признаки гибридности.

Таким образом, основные отличительные черты строения главной части массива состоят в следующем:

а) наиболее выражена в разрезе по мощности и характеру строения ритмически расслоенная серия;

б) гипербазитовая серия, в целом, является более полевошпатовой и менее оливиновой, чем в западной части массива;

в) породы самой верхней норит-габбро-норитовой серии совершенно не содержат оливина;

г) отдельные слои, ритмы, пачки, залегают полого 10-25°, редко до 30-40°;

д) несмотря на большую площадь главной части массива, отдельные члены разреза (серии, многие пачки) устойчивы на всей этой территории.

СТРУКТУРА И СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ МАССИВА

Первоначально (Лихачев, 1970) представления о морфологии и внутреннем строении интрузивного массива базировались на ограниченном фактическом материале. Предполагалась воронкообразная форма тела с четкими признаками расслоения. Считалось, что западная часть (район рудопроявления Пионерского) интрузии представляет собой выведенный на поверхность докембрия тектонический блок донной зоны, а вся центральная часть интрузии залегает выше, над ней. Исходя из этих соображений, намечалось 6-членное строение разреза с выделением сверху вниз следующих серий: норитовая,

верхняя оливиновая, ритмически-расслоенная роговообманковая, нижняя оливиновая, гипербазитовая и такситовая (Лихачев и др., 1973).

Анализ новых геофизических материалов и данные последних буровых работ заставляют дать иную интерпретацию внутреннего строения. Из прилагаемого разреза (фиг. 1) видно, что интрузив слабо наклонен в западном направлении, имеет лополитообразную форму с крутыми боковыми стенками и неровным дном. Видимая мощность его предположительно колеблется от 1000 до 1500 м. Вероятно, что первоначальная мощность была значительно больше, но в результате глубокого эрозионного среза, по-видимому, мы имеем дело лишь с нижней половиной расслоенного плутона.

После того, как было окончательно выяснено, что серия такситовых габбро-норитов подстилает расслоенные породы Главной зоны во всех изученных частях массива, а в отдельных участках даже выходит на поверхность докембрия, удалось увязать сводные разрезы частей массива (фиг. 3) и по иному представить схему его внутреннего строения.

Главными принципами расчленения разреза интрузивного массива являлись: наличие устойчивых сочетаний петрографических типов пород и характер их контактных взаимоотношений.

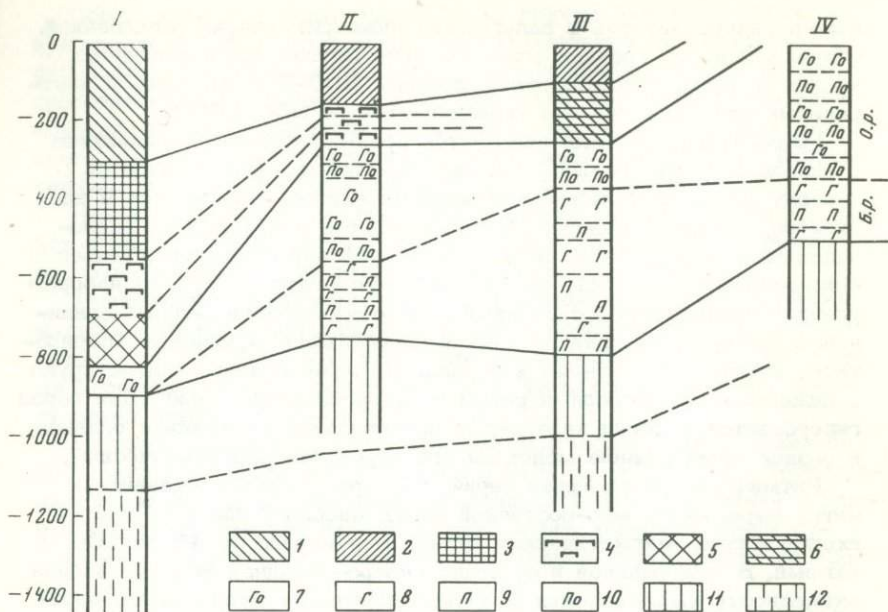
Пользуясь изложенными принципами, разрезы скважин, отдельных частей и всего плутона в целом были расчленены на три крупные зоны (Верхняя, Главная и Нижняя). Каждая из них включает ряд серий и более дробные подразделения (горизонты, ритмы).

Зоны и серии пород устойчиво прослеживаются в горизонтальном направлении по всему массиву или, по крайней мере, в пределах отдельных его частей, в то время, как отдельные горизонты или ритмы выделяются не повсеместно, часто выклиниваются или меняют свой петрографический состав по простиранию. Такое подразделение хорошо согласуется с результатами петрохимических и кристаллооптических исследований.

По геофизическим данным и результатам буровых работ выделено четыре самостоятельные части массива: западная, северо-западная, центральная и юго-восточная, каждая из которых представляет собой мультобразное углубление с изометричными или вытянутыми очертаниями в плане (фиг. 1). В пределах каждой такой мульды отмечаются падение контактов пород к ее центральной части, а так же закономерные изменения петрографического состава пород по направлению от периферических частей мульды к центру, в сторону увеличения их основности. В этом же направлении растут мощности отдельных горизонтов и серий пород.

Ниже приводится краткая характеристика разреза интрузива по выделенным зонам и сериям сверху вниз.

Верхняя зона представлена в западной части серией оливиновых габбро, а в северо-западной и центральной частях — норитовой серией. В юго-восточной части плутона Верхняя зона не вскрыта буровыми скважинами и, по-видимому, вообще отсутствует вследст-



Фиг. 3. Схема корреляции сводных разрезов отдельных частей интрузивного массива Липов Куст

I – Верхняя зона. Серия оливковых габбро (норитов): 1 – габбро оливковые, 2 – нориты; II – Главная зона. Гипербазитовая серия: 3 – пироксениты оливковые, 4 – перидотиты, 5 – оливиниты, 6 – пироксениты, перидотиты и оливиниты нерасчлненные. Ритмически расслоенная серия: 7 – габбро оливиносодержащие, 8 – габбро и габбро-нориты, 9 – пироксениты и габбро-пироксениты, 10 – пироксениты оливиносодержащие; III – Нижняя зона. Такситовая серия: 11 – габбро-нориты такситовые, 12 – гибридные породы

Разрезы слева направо соответствуют: I – Западной, II – Северо-Западной, III – Центральной, IV – Юго-Восточной частям массива

ОР – оливковые ритмы, БР – безоливиновые ритмы

вне более глубокого эрозионного среза. Для пород Верхней зоны характерно слабое проявление процессов дифференциации от лейкократовых до мезократовых (изредка до меланократовых) габброидов. Контакт с нижележащими породами гипербазитовой серии резкий по всей площади массива. Максимальная вскрытая мощность верхней зоны составляет 300 м.

Главная зона имеет наиболее важное значение в разрезе интрузии, так как она состоит из хорошо дифференцированных серий

пород: гипербазитовой и залегающей ниже ритмически-расслоенной. Общая мощность Главной зоны довольно постоянная в различных частях массива и составляет в среднем 600-700 м. Лишь в центральных частях мульд она увеличивается до 800-900 м.

Гипербазитовая серия пользуется преимущественным развитием в западной части массива, где она состоит из трех горизонтов (сверху вниз): оливиновых плагиопироксенитов, перидотитов и оливинитов, имеющих между собой постепенные переходы. В северо-западной и центральной частях гипербазитовая серия значительно сокращается в мощности до 100 м и представлена тем же набором ультраосновных пород с редкими прослоями меланократовых оливиновых габбро. Как правило, породы наибольшей основности (перидотиты, дуниты) приурочены к основанию серии и четко контактируют с нижележащими породами ритмически-расслоенной серии. Для пород гипербазитовой серии характерны значительное содержание оливина и резкое преобладание моноклинового пироксена над ромбическим.

Ритмически-расслоенная серия, наоборот, наиболее развита и четко выражена в юго-восточной части массива, где в ее состав входит восемь магматических ритмов мощностью от 40 до 100 м каждый. В центральной и особенно северо-западной частях массива ритмичность выражена менее четко. Отдельные ритмы здесь чередуются с мощными пачками слабо дифференцированных габброидов довольно однообразного состава, которые по внешнему облику и составу схожи с нижележащими такситовыми габбро-норитами. И, наконец, в западной части плутона ритмически расслоенная серия весьма ограничена и представлена, как правило, одним ритмом, расположенным между гипербазитами и такситовыми габбро-норитами. В целом для этой серии пород характерным является преобладание ромбического пироксена над моноклиновым, наличие значительных содержаний бурой роговой обманки, уменьшение содержания оливина с востока на запад и сверху вниз по разрезу. Так же сверху вниз уменьшается и степень меланократности средневзвешенного состава ритмов. Последняя особенность не согласуется с общетеоретической закономерностью строения известных расслоенных интрузий и требует специального рассмотрения.

Контакт с нижележащими такситовыми габбро-норитами проводится по основанию последнего ритма. В большинстве случаев эта граница довольно четкая, но иногда носит несколько условный характер.

Нижняя зона представлена серией такситовых габбро-норитов с характерными текстурными признаками, отличающимися незаконным чередованием средне- и мелкозернистых разностей. Петрографически - это габбро-нориты от лейко- до мезократовых. Причем, мелкозернистые разности отличаются несколько большей степенью меланократности, чем среднезернистые. В центральной части массива среди такситовых габбро-норитов изредка встречаются маломощные прослои габбро-пироксенитов и плагиопироксенитов.

Общая мощность зоны 400–500 м, причем нижняя половина представлена гибридными породами, отвечающими по составу от габбродиоритов до гранодиоритов с многочисленными ксенолитами ороговикованных сланцев. Эти же гибридные породы развиты вдоль бокового контакта интрузии (скв. 101). Такая значительная мощность краевых пород такситового облика является одной из отличительных особенностей описываемого расслоенного плутона.

Никеленосность. В результате проведения буровых поисковых работ в пределах интрузивного массива Липов Куст было выявлено два рудопроявления сульфидных медно–никелевых руд.

Пионерское рудопоявление, расположенное в пределах западной мульды плутона, приурочено к породам гипербазитовой серии (Лихачев и др., 1972). Тип руд – ликвационно–вкрапленный, участками переходящий в сидеронитовый (фиг. 4,а). Рудопоявление представлено двумя горизонтами (фиг. 1 и 2).

Верхний горизонт подвешенных руд расположен, среди оливинных пироксенитов, имеет мощность 20–60 м, устойчив по простиранию, морфологически залегает параллельно контакту Верхней и Главной зон на расстоянии 50–60 м ниже этого контакта. Руды существенно пирротиновые, бедные. Содержание никеля в них не превышает 0,2%.

Нижний горизонт донных руд приурочен к перидотитам и оливинитам в основании гипербазитовой серии. Мощность его изменяется от 25 м (скв. № 29) до 100 м (скв. № 102). Количество сульфидов на различных участках колеблется от 8–10% до 15–20%. В соответствии с этим руды отнесены к рассеянному, реже нормально–вкрапленному типу, а в некоторых интервалах они переходят к густо вкрапленным разностям. Отдельные сульфидные выделения обычно изолированы друг от друга, достигают 0,5–0,7 см, имеют угловатую, ветвистую форму, иногда соединяются, образуя сложную сетку, которая включает оливин и пироксен, образуя типичные сидеронитовые структуры выполнения интерстиций. Такой тип минеральных сростаний характерен для сингенетических руд и свидетельствует о том, что сульфиды являются самым последним продуктом кристаллизации рудоносной магмы.

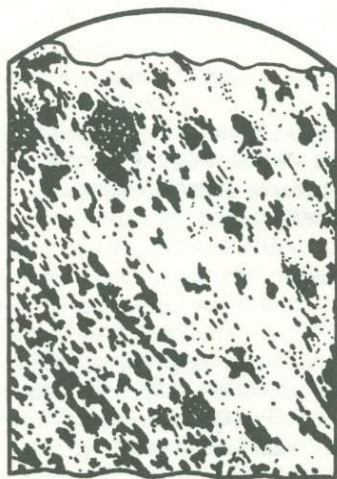
Наряду с межзерновыми выделениями часто встречаются каплевидные мелкие (0,1–0,5 мм) включения сульфидов в пироксенах и оливине. Эти захваченные внутри зерен силикатов капли сульфидной жидкости указывают на наличие процесса ликвации в жидком состоянии, предшествовавшем кристаллизации силикатов.

Минералогический состав руд довольно постоянный и характеризуется преобладанием пирротина (65–70%). Количество пентландита колеблется в пределах 18–30% и халькопирита – 3–12%. Кроме основной медно–никелевой триады, в незначительных количествах присутствуют хромшпинелиды, кубанит, макиновит, магнетит.

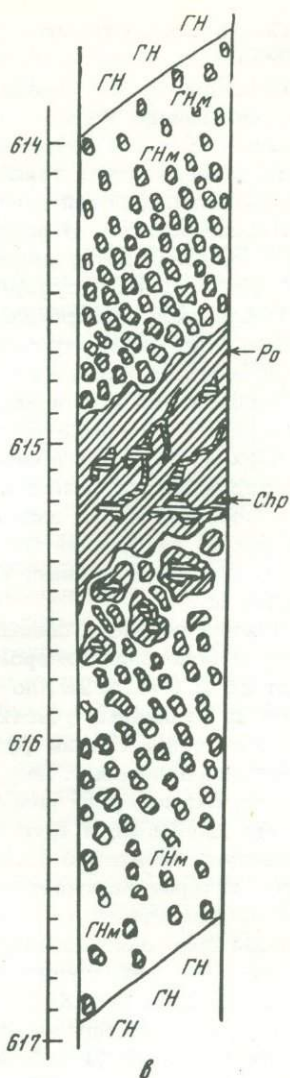
Содержание полезных компонентов изменяется в пределах: никель – 0,2–0,35%, медь – 0,1–0,25%, кобальт – 0,01–0,046%. В отдельных интервалах густовкрапленных руд, приуроченных к ни-



а



б



в

Фиг. 4. Типы сульфидных медно-никелевых руд интрузивного массива Липов Куст

а - ликвационно-вкрапленные руды Пионерского рудопроявления;
 б - жильные густо вкрапленные, участками сидеритовые руды
 Центрального рудопроявления (С-111, гл. 731 м); в - строение
 рудной жилы с центральным блоком сплошных руд (С-115, гл.
 614-617 м)

зам донной залежи и имеющих мощность до 3-4 м, содержания никеля составляют 0,25-0,85%, меди - 0,30-0,54% и кобальта - 0,03-0,04%.

Второе рудопоявление - центральное - представлено жильным типом сплошных и густо вкрапленных сидеронитовых руд. Отмечается их четкая приуроченность к центральному субмеридиональному разлому. Руды такого типа были вскрыты в трех скважинах (104, 111 и 115), расположенных в непосредственной близости от указанного разлома. Мощности рудных жил колеблются от 0,1 до 3,0 м. Все выявленные жилы прослеживаются среди пород ритмически расслоенной серии, однако строгой петрографической или стратиморфной приуроченности не наблюдается. Это подтверждает их связь с внутренней тектоникой плутона.

Зона сплошных сульфидных руд (центральная часть жилы скв. 115, фиг. 4, в) представлена аллотриоморфнозернистым агрегатом пирротина (размером зерен 2-3 мм) гексагональной модификации (97-98%) с редкими мелкими включениями пентландита (2-3%) в виде идиоморфных удлиненно-призматических зерен размером 0,05-0,1 мм и более мелких пламенивидных востков. Халькопирит встречается в виде редких мелких включений в пирротине, а чаще в виде секущих прожилков и петельчатых структур замещения. На отдельных участках количество халькопирита составляет 15-20%. Содержание в рудах никеля 0,4-0,6%, меди - 0,2-1,1% и кобальта - 0,02-0,07%.

К периферии рудной жилы сплошные руды постепенно переходят в сидеронитовые (фиг. 4, б). Силикатные минералы здесь подвержены гидротермальной переработке с замещением их тремолитом и хлоритом. Контакты рудных жил с вмещающими породами четкие. Со стороны эндоконтакта количество сульфидов составляет 25-30%, а экзоконтакта - до 5%.

Состав руд, а так же наличие типичных структур распада (пламенивидные востки пентландита) позволяет уверенно говорить о магматическом происхождении жильных руд, формирование которых, вероятно, соответствовало заключительному периоду становления интрузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Войткевич Г.В., Лихачев В.А., Лебедько Г.И., Ефанова В.А. Петрохимические особенности дифференциации интрузий основного ультраосновного состава на ЮВ склоне Воронежского кристаллического массива. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1969.
- Гребенщиков Г.А., Ефанова В.А., Лихачев В.А., Чижов И.М. Структурно-петрологические особенности интрузии Липов Куст и ее никеленосность. - В сб.: Геологическое строение и минеральная база Волго-Донского региона. Изд. РГУ, Ростов-на-Дону, 1969.
- Гребенников Г.А., Лихачев В.А., Ефанова В.А., Зеленщиков Г.В., Зеленщикова К.Х., Чижов И.М. Новые данные о геологическом стро-

- ении и перспективах никеленосности ЮВ склона Воронежского кристаллического массива. - В сб.: Новые данные о геологии и полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Изд. РГУ, Ростов-на-Дону, 1970.
- Зеленщикова К.Х. Литология и метаморфизм песчаниково-сланцевой толщи нижнего протерозоя юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Изд. РГУ, Ростов-на-Дону, 1970.
- Лихачев В.А. Петрохимические и геохимические особенности дифференциации интрузивного массива Липов Куст в связи с вопросом его никеленосности. - В сб.: Новые данные о геологии и полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Изд. РГУ, Ростов-на-Дону, 1970.
- Лихачев В.А., Зеленщиков Г.В., Ефанова В.А., Зеленщикова К.Х., Соколов В.А., Гребенников Г.А., Чижов И.М. Геологическое строение и перспективы рудоносности докембрия северной части Ростовской области. - В сб.: Геологическое строение Ростовской и сопредельных областей". Изд. РГУ, Ростов-на-Дону, 1972.
- Лихачев В.А., Симон А.К., Ефанова В.А. Дифференцированные докембрийские базитовые интрузии юго-востока Русской платформы. - В сб.: Актуальные проблемы современной петрографии. "Наука", 1973.
- Симон А.К., Зеленщиков Г.В., Лебедько Г.И., Лихачев В.А. Основные черты строения и формационное расчленение докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты. - В сб.: Геология, формационный анализ, петрология и металоогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Абрамсон М.Р., Иняхин М.В. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане. - "Советская геология", № 10, 1966.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", 1970.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА И РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ОТ СТРУКТУРНО- ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Накопленные к настоящему времени материалы по региональной петрологии и металлогении сибирских траппов свидетельствуют, по мнению многих исследователей, о связях сульфидных медно-никелевых руд, магнетита, исландского шпата и других проявлений эндогенной минерализации со специфическими типами траппов (магнезиальными, железистыми, субщелочными), приуроченных к определенным крупным структурным элементам Сибирской платформы (зоны региональных разломов, крылья синеклиз и антеклиз).

Однако факторы, контролирующие пространственное размещение разновидностей интрузивных траппов и конкретных проявлений рудной и нерудной минерализации в пределах трапповых субпровинций и крупных тектонических структур, изучены еще недостаточно и продолжают привлекать внимание петрологов и геологов-рудников.

В целях дальнейшей разработки проблем металлогенической специфики траппов и зависимости процессов петрогенезиса и рудообразования от условий среды внедрения и формирования интрузий проанализировано распределение траппов различного состава, а также проявлений сульфидной, магнетитовой и кальцитовой минерализации в разрезе и структурах юго-западного борта Тунгусской синеклизы (бассейн р. Учамы — левый приток р. Нижней Тунгуски).

В районе развиты отложения нижнего силура (известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты), среднего и верхнего девона (песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки), нижнего карбона (песчаники и алевролиты), верхней перми (песчаники, алевролиты, глинистые и углистые сланцы, каменные угли) и нижнего триаса (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, базальты).

Основные черты тектоники региона определяются пологим падением всех отложений на северо-восток, к центру синеклизы и развитием на фоне этого погружения валобразных поднятий и разделяющих их прогибов, ориентированных в целом параллельно борту синеклизы (Малич, 1963; Хоменко, 1969). Поднятия имеют протяженность до нескольких десятков километров, при ширине до 15–20 км. В сводовых частях поднятий выходят палеозойские отложе-

ния, которые на крыльях валов и в прилегающих прогибах сменяются вулканогенными свитами триаса. Крупные поднятия и прогибы осложнены пликативными структурами более высоких порядков и разрывными нарушениями.

Все развитые в бассейне р. Учами отложения прорваны согласными и секущими интрузиями траппов. Согласные интрузии (силлы), как правило, приурочены к контактам отложений разного возраста, а в пределах разновозрастных толщ, к границам литологически различных горизонтов. Мощностъ согласных интрузий достигает 140–150 м, а протяженностъ – до 30 км и более. Секущие интрузии (дайки), в подавляющем большинстве, связаны с тектоническими разрывами. Мощностъ даек достигает иногда нескольких сотен метров, но обычно редко выходит за пределы первых десятков метров. Дайки имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание и нередко могут быть прослежены на несколько километров. Углы падения секущих интрузий колеблются от 35–40° до 90° с преобладанием углов падения в интервале 60–80°.

Интрузии траппов имеют либо гомогенное строение, либо они в различной степени дифференцированы. Классификация траппов по их петрографическому составу (Дмитриев, 1973) сводит все многообразие долеритов бассейна р. Учами к следующим основным видам:

А. Нормальные траппы

1. Меланократовые траппы
 - а. Троктолитовые долериты
2. Мезократовые траппы
 - а. Оливиновые долериты
 - б. Оливиновые долериты с ромбическим пироксеном
 - в. Оливиновые кварцсодержащие долериты
 - г. Толейтовые¹ оливиновые долериты
3. Лейкократовые траппы
 - а. Долериты
 - б. Пегматоидные долериты
 - в. Пироксен-полевошпатовые пегматиты
 - г. Толейтовые долериты

Б. Субкислые траппы

1. Мезократовые траппы
 - а. Гранофировые оливиновые долериты
2. Лейкократовые траппы
 - а. Гранофировые долериты
 - б. Долеритовые гранофиры
 - в. Толейтовые гранофировые долериты

¹ Термин указывает на присутствие в породе стекловатого мезостазиса.

В. Na- Субщелочные траппы

1. Лейкократовые траппы

а. Анальцимсодержащие долериты.

Анализ условий нахождения перечисленных петрографических видов долеритов показывает, что основные представители этой ассоциации встречаются как в виде самостоятельных тел, так и совместно, в составе дифференцированных интрузий. Последнее обстоятельство свидетельствует о возникновении всего спектра интрузивных траппов района в результате эволюции единой, для данного участка Тунгусской синеклизы, родоначальной базальтовой магмы.

О главных направлениях эволюции траппового расплава в пределах магматических очагов можно судить по некоторым специфическим особенностям состава долеритов, позволяющим подразделить все породы однородных и дифференцированных интрузий региона на три типа.

К первому типу относятся все представители нормальных и субкислых траппов, за исключением толеитовых разностей. Эти породы образовались в результате дифференциации и возможно гибридизма трапповой магмы обычного, доминирующего типа.

Второй тип объединяет толеитовые в том числе палагонитовые траппы, содержащие в существенном количестве стекловатый, нередко гидратизированный (палагонит) мезостазис. Эти породы образовались из фаций трапповой магмы, обогащенной водой (гидрофильный тип).

Среди долеритов третьего типа представлены породы, содержащие анальцим и образовавшиеся из расплавов, обогащенных натрием и летучими (Na- субщелочной тип магмы).

Характер исходных расплавов, зафиксированный в особенностях минералогического и химического составов образовавшихся из них пород положен в основу генетической систематики траппов, которые в бассейне р. Учамы подразделены на траппы доминирующего типа гидрофильного типа и субщелочного типа.

Генетическая самостоятельность доминирующих, гидрофильных и субщелочных траппов подтверждается имеющимися данными о возрастном и пространственном положении сложенных ими интрузий.

Видимо, можно говорить о несколько более древнем возрасте по крайней мере части траппов гидрофильного типа по сравнению с обычными, доминирующими траппами. На это косвенно указывают такие факты, как преобладание обломков и интрузий толеитовых траппов в туфах нижних горизонтов корвунчанской свиты нижнего триаса и смене их вверх по разрезу обломками и интрузиями обычных оливиновых долеритов. Имеющиеся определения абсолютного возраста (табл. 1) не позволяют уверенно различать траппы различных типов, однако наибольшие значения возраста были получены для толеитовых разностей траппов.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста траппов р. Учамы¹

Порода	Содержание			Возраст, млн. лет
	калия	радиоген- ного аргон- на, нг/г	$\frac{40}{40}$ Ar, рад. Ar, общ. %	
Долеритовый гранофир	2,79±0,03	48,9±1,2	66; 68	242±20
Оливиновый гранофир- овый долерит	0,58±0,05	10,3±0,6	27; 34	244±20
Толейтовый оливино- вый долерит	0,39±0,03	7,0±0,6	34; 41	246±22
Палагонитовый оливи- новый долерит	0,46±0,04	8,5±0,7	30; 30	254±22

Примечание. Определения выполнены по валовым пробам пород. Расчет возраста производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г. а именно: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $K^{40} = 0,000122$ К.

Как видно из приведенных данных, интрузивные траппы бассейна р. Учамы в целом относятся к верхнепалеозойско-нижнемезозойской трапповой формации Сибирской платформы.

Разновозрастность доминирующих и гидрофильных траппов, вероятно, обуславливает и определенные различия в ориентировке даек обычных и толейтовых долеритов. Секущие интрузии обычных траппов имеют преимущественно падение на северо-восток 30–70° и на запад 270°. Для толейтовых долеритов более характерно падение на северо-запад и север 330–360°. Интрузии траппов субщелочного типа в районе немногочисленны, и их возрастные и пространственные соотношения с обычными и гидрофильными траппами недостаточно ясны.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ТРАППОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ

Различия между проявлениями траппового магматизма в пределах тектонических поднятий и прогибов выявляются уже при анализе пространственного размещения интрузивных тел различной морфологии и структуры. Так, если sillы траппов тяготеют к областям прогибов, то секущие интрузии траппов более многочисленны на сводах поднятий. Дифференцированные интрузии траппов, представ-

¹ Определения выполнены в ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц.

ленные в основном согласными телами, развиты преимущественно в отрицательных структурах региона, где так же наблюдается наибольшее разнообразие в составе слагающих их пород. Только в составе дифференцированных интрузий тектонических мульд были отмечены такие породы, как троктолитовые долериты, долериты, пегматитовые долериты, пироксен-полевошпатовые пегматиты, толеитовые долериты, толеитовые гранофировые долериты. Более богатый видовой состав интрузивных траппов в пределах тектонических мульд отмечен и на других участках юго-западного борта Тунгусской синеклизы (Драгунов, Леднева, 1960). С другой стороны, самостоятельные интрузии субщелочных траппов были встречены только на своде валлообразного поднятия — позиция, характерная и для одного из районов восточного борта Тунгусской синеклизы (Дмитриев, 1963).

Для выяснения зависимости состава траппов от тектонических условий их внедрения были сопоставлены количественно-минеральные и химические составы однотипных видов долеритов из интрузий как областей поднятий, так и прогибов (табл. 2 и 3). В таблицах породы каждого генетического типа расположены в порядке обычной последовательности дифференциатов, возникающих при эволюции соответствующих родоначальных магм. Характеристика количественно-минеральных составов пород дана лишь по главным и наиболее важным второстепенным минералам.

Сопоставление данных по содержанию и составам остальных второстепенных минералов, а так же вторичных и аксессуарных минералов не выявило существенных различий между породами положительных и отрицательных тектонических структур. Химические анализы выполнены для тех же образцов долеритов, которые были использованы для количественно-минеральных подсчетов и определений.

Сравнительный анализ материалов по минеральному составу и химизму траппов, развитых в положительных и отрицательных структурах региона, показывает определенные различия между ними, несмотря на относительно небольшое количество использованных данных. Из таблиц видно, что долериты тектонических прогибов в своем большинстве являются менее основными породами, чем долериты поднятий.

О пониженной основности траппов прогибов свидетельствует их сравнительная обогатенность моноклинными пироксенами и титаномагнетитом — минералами, содержание которых обычно выше в более поздних дифференциатах трапповой магмы. Плагиоклаз, более характерный для ранних стадий дифференциации трапповых расплавов, содержится в долеритах прогибов в меньшем количестве и обычно представлен менее кальциевыми разновидностями. Среди данных по химизму траппов поднятий и прогибов показателями пониженной основности последних являются более высокие значения коэффициента

$$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 \text{ и суммы щелочей.}$$

Таблица 2

Количественно-минеральный состав интрузивных траппов в прогибах и поднятиях юго-западного борта Тунгусской синеклизы (бассейн р. Учами)

Породообразующие компоненты	Доминирующий тип									
	нормальные траппы									
	меланократовые траппы	мезократовые траппы						лейкократовые траппы		
		троктолитовые долериты	оливиновые долериты		оливиновые долериты с ромбическим пироксеном		оливиновые кварцсодержащие долериты		долериты	пегматонидные долериты
	прогиб	подняtie	прогиб	подняtie	прогиб	подняtie	прогиб	прогиб	прогиб	прогиб
Плагиоклаз	52,8 An ₇₀	58,1 An ₇₁	51,5 An ₆₃	59,9 An ₆₆	53,3 An ₇₆	58,0 An ₇₄	52,1 An ₆₈	46,0 An ₆₃	51,4 An ₅₂	45,9 An ₃₂
Моноклинный пироксен	25,2 авгит, пикзонит-авгит	28,4 авгит Ti-авгит	30,4 авгит Ti-авгит	27,9 Fe-авгит	30,9 Fe-авгит	25,1 авгит	33,1 авгит	49,3 авгит	32,4 авгит Ti-авгит	32,5 Fe-авгит
Оливин	17,0 Fa ₃₀	10,2 Fa ₂₈	11,7 Fa ₃₇	5,2 Fa ₄₄	6,5 Fa ₃₅	7,3 Fa ₅₀	5,1 Fa ₃₆	-	-	-
Титаномагнетит	3,5	1,7	3,7	3,1	2,5	2,2	3,5	2,3	6,6	2,1
Ромбический пироксен	-	-	-	0,3	1,8	-	-	-	-	-
Кварц	-	+	+	+	-	1,2	2,2	-	+	+
Прочие	1,5	1,6	2,7	3,6	5,0	6,2	4,0	2,4	9,6	16,5
Количество подсчетов и определений	2	3	4	2	2	2	1	2	2	1

Таблица 2 (окончание)

Породообразующие компоненты	Доминирующий тип					Гидрофильный тип				Субшелочной тип
	субкислые трапы					нормальные трапы			Субкислые трапы	Na-субшелочные трапы
	мезократовые трапы		лейкократовые трапы			мезократовые трапы		лейкократовые трапы	лейкократовые трапы	
	гранофировые оливиновые долериты		гранофировые долериты	долеритовые гранофиры		толеитовые оливиновые долериты		толеитовые долериты	толеитовые долеритовые гранофиры	анальцимсодержащие долериты
	поднятие	прогиб	поднятие	прогиб	поднятие	поднятие	прогиб	прогиб	прогиб	поднятие
Плагиоклаз	56,3 An ₇₁	50,2 An ₅₉	42,5 An ₄₅	31,8 An ₃₉	28,9 An ₅₀	52,3 An ₆₉	50,9 An ₆₉	37,9 An ₄₃	31,5 An ₄₆	52,8 An ₇₅
Моноклинный пироксен	30,0 авгит	34,2 авгит	25,0 Fe-авгит	11,5 Fe-авгит	13,8 Fe-авгит	26,1 авгит Fe-авгит	27,5 авгит	36,2 Fe-авгит	23,2 авгит	41,6 эгирииндиопсид
Оливин	6,2 Fa ₃₅	3,7 Fa ₄₃	-	-	-	8,7 Fa ₄₃	6,1 Fa ₃₅	-	-	-
Титаномагнетит	2,4	5,2	8,6	4,9	5,6	3,4	2,7	2,3	5,9	3,5
Гранофир	2,8	3,1	8,2	23,0	51,4	-	-	-	30,8	-
Стекловатый мезостазиc	-	-	-	-	-	9,5	12,8	22,0	8,6	анальцим 1,5
Прочие	2,3	3,6	15,7	23,8	0,3	-	-	1,6	-	0,6
Количество подсчетов и определений	1	2	1	1	2	6	9	2	1	1

Таблица 3

Химический состав интрузивных траптов в прогибах и поднятиях юго-западного борта Тунгусской синеклизы (бассейн р. Учачи) (анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР)

Породообразующие компоненты (содержание в вес. %)	Доминирующий					
	нормальные					
	меланократовые трапты	мезократовые трапты				
		троктолитовые долериты	оливиновые долериты		оливиновые долериты с ромбическим пироксеном	
прогиб	поднятие	прогиб	поднятие	прогиб	поднятие	
SiO ₂	44,70	47,48	47,62	48,76	48,38	48,60
TiO ₂	1,59	1,45	1,57	1,26	1,81	1,95
Al ₂ O ₃	8,84	14,95	14,65	15,27	14,25	13,60
Fe ₂ O ₃	2,39	2,29	3,07	2,22	2,21	4,00
FeO	15,12	10,80	10,21	9,26	10,89	10,06
MnO	0,22	0,23	0,24	0,20	0,14	0,17
MgO	15,93	7,89	7,51	7,23	7,53	6,14
CaO	8,16	10,86	10,85	12,16	11,52	11,08
Na ₂ O	1,58	2,44	2,44	2,48	2,39	2,73
K ₂ O	0,47	0,37	0,42	0,65	0,50	0,78
H ₂ O ⁻	0,20	0,36	0,24	0,18	0,16	0,13
H ₂ O ⁺	0,75	0,73	0,70	0,74	0,42	1,04
Cl	Следы	0,06	0,06	0,12	0,07	0,11
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,16	-	0,13	0,08
S	0,05	0,05	0,05	-	0,02	0,03
CO ₂	-	0,36	0,24	-	-	-
Сумма	100,12	100,47-S = =0=0,02= =100,45	100,03-S = =0=0,02= =100,01	100,50	100,42	100,50
$\frac{100(FeO+Fe_2O_3+MnO)}{FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO}$	52,6	62,8	63,5	61,8	63,7	70,0
Количество анализов	1	1	2	1	1	2

западного борта Тунгусской синеклизы (бассейн р. Учачи) (анализы А.И. Гусевой)

тип								
трапты				субкислые трапты				
кварц-до-	лейкократовые трапты			мезократовые трапты		лейкократовые трапты		
	доле-риты	пегма-тоид-ные доле-риты	пирок-сен-по-лево-шато-вые пегма-титы	гранофировые оливиновые долериты		гранофировые долериты		доле-ритовые грано-фиры
прогиб	прогиб			подня-тие	прогиб	подня-тие	прогиб	подня-тие
50,10	50,14	50,10	65,54	48,44	51,54	52,80	48,46	63,87
1,65	1,59	2,00	0,90	1,70	3,09	2,00	2,54	0,96
13,54	11,82	13,71	13,68	14,87	8,43	11,82	12,10	12,37
3,75	1,69	3,51	0,96	3,24	9,30	5,78	4,10	3,78
8,70	4,63	10,58	3,82	8,92	10,95	11,26	12,99	5,89
0,17	0,06	0,22	0,04	0,25	0,17	0,30	0,19	0,11
5,20	7,28	4,94	1,63	6,22	2,44	2,45	5,31	0,23
11,50	17,06	10,64	4,76	11,86	7,48	6,03	9,88	4,74
3,13	3,26	3,09	6,81	2,52	2,96	3,31	2,87	4,06
0,60	0,37	0,66	1,10	0,57	1,80	1,74	0,82	3,35
Не обн.	0,36	0,18	0,16	0,76	0,36	0,33	0,20	0,23
1,63	2,00	0,72	0,69	0,77	0,89	1,65	0,34	0,58
0,06	0,08	-	0,10	0,04	0,46	0,36	0,13	0,01
0,23	0,12	-	0,18	-	0,44	0,65	0,20	-
0,06	0,02	-	-	-	0,10	0,01	0,02	0,01
-	-	-	-	-	-	-	-	-
100,29	100,48	100,35	100,37	100,12	100,41	100,41	100,25	100,19
77,0	46,8	74,8	74,8	66,6	89,3	89,2	76,5	
	1	1	2	2	1	1	1	2

Таблица 3 (окончание)

Породообразующие компоненты (содержание в вес. %)	Гидрофильный тип				Субщелочной тип
	нормальные траппы		субкислые траппы		Na-субщелочные траппы
	мезократовые траппы		лейкократовые траппы		лейкократовые траппы
	толеитовые оливиновые долериты		толеитовые долериты	толеитовые долеритовые гранофиры	анальцитсодержащие долериты
	поднятые	прогиб	прогиб	прогиб	поднятые
SiO ₂	49,68	49,09	49,82	50,82	49,38
TiO ₂	1,05	1,76	2,30	3,14	1,30
Al ₂ O ₃	17,07	14,73	11,18	12,07	16,02
Fe ₂ O ₃	3,26	4,45	5,84	6,61	0,67
FeO	6,50	8,84	10,84	9,11	7,38
MnO	0,09	0,22	0,21	0,33	0,12
MgO	5,74	5,66	5,44	3,14	5,78
CaO	12,61	10,28	10,52	7,64	14,48
Na ₂ O	2,36	2,59	2,95	3,03	2,91
K ₂ O	0,55	0,59	0,75	1,30	0,37
H ₂ O ⁻	0,50	0,90	0,32	1,83	0,31
H ₂ O ⁺	1,13	1,02	-	0,99	1,67
Cl	-	0,05	-	0,04	-
P ₂ O ₅	-	0,03	0,23	-	-
S	0,02	0,03	-	0,05	-
CO ₂	-	-	-	-	-
Сумма	100,55	100,24	100,42	100,06-S=	100,39
				=0=0,02=	
				=100,04	
$\frac{100(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}}$	63,2	70,7	75,7	83,7	58,5
Количество анализов	1	4	1	1	1

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ТРАППОВ ОТ ЛИТОЛОГИИ ВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопрос о зависимости состава интрузивных траппов от литологии вмещающих пород уже обсуждался на материалах изучения траппового магматизма района Чадобецкого поднятия, в бассейне р. Ангары (Дмитриев, 1966). Выявленная в этом регионе преимущественная приуроченность долеритов, содержащих кварц и гранофир, к песчано-алевролитовым отложениям палеозоя установлена и для аналогичных траппов бассейна р. Учами.

Здесь подавляющее большинство выходов оливиновых кварцсодержащих долеритов и значительная часть гранофировых оливиновых долеритов и гранофировых долеритов связано с интрузиями, прорываемыми кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники верхней перми. Долериты с гранофиром содержатся также в составе дифференцированных интрузий, залегающих по контакту пермских терригенных отложений и туфогенных пород нижнего триаса.

Причинная связь между спецификой состава траппов с кварцем и гранофиром и приуроченностью соответствующих интрузий к псаммитовым отложениям, доказывается не только их пространственной сопряженностью, но и прямыми признаками ассимиляции песчаников.

В эндоконтактных зонах трапповых даек, прорывающих кварц-полевошпатовые арениты перми, иногда наблюдаются ксенолиты этих пород, окруженные зонами гранофировых долеритов и доларитов. Гранофировые долериты слагают также и самостоятельные широко-видные участки в тонкозернистых долеритах краевых частей интрузий.

Присутствие обособлений крупнозернистых субкислых разновидностей траппов в слабонакристаллизованных долеритах зальбандов интрузивных тел трудно объяснить чем либо иным, кроме поглощения трапповой магмой ксенолитов песчаников, захваченных при внедрении. Реальность таких процессов уже отмечалась в литературе (Глухов, Котков, 1971; Wager, Deeg, 1939 и др.).

Долериты и кварцсодержащие долериты слагают иногда зальбанды даек в песчаниках и при видимом отсутствии ксенолитов данных пород. При этом можно наблюдать смену долеритов и кварцсодержащих долеритов безкварцевыми оливиновыми долеритами по мере удаления от контакта с осадочными породами. Возможно, что отсутствие оливина в траппах приконтактной зоны, обусловлено его реакционным замещением пироксеном при поступлении в базальтовую магму ксеногенного кремнезема.

Усвоение кварц-полевошпатового материала осадочных пород, вероятно, не только обогащает основной расплав кремнеземом и щелочами, но и стимулирует его дифференциацию в сторону образования субкислых разновидностей траппов. Влиянием такого рода, по-видимому, можно объяснить различную степень дифференцированности крупной (мощностью до 300 м) кольцевой дайки, которая пересекает р. Учами ниже впадения р. Ойро.

На верхнем по течению пересечении дайка интрузирует базальтовые туфы нижнего триаса и будучи сложена только оливиновыми долеритами и оливиновыми долеритами с ромбическим пироксеном, является практически недифференцированной. На нижнем по реке пересечении дайка контактирует с кварцевыми песчаниками и алевритами верхней перми, содержит ксенолиты этих пород и от контактов к средней части последовательно сложена оливиновыми долеритами, оливиновыми долеритами с ромбическим пироксеном, гранофировыми оливиновыми долеритами и гранофировыми долеритами. На контактах с ксенолитами осадочных пород траппы представлены безоливиновыми разностями.

Влияние других типов вмещающих пород (туфов, известняков) на состав прорывающих их траппов выражено менее отчетливо. Захват материала нижнетриасовых базальтовых туфов, близких по своему химизму к нормальным недифференцированным траппам, практически не отражается на составе инъецирующих их долеритов. Изменения траппов на контактах с карбонатными породами нижнего палеозоя носят обычно локальный характер и выражены появлением в долеритах эндоконтактных зон новообразований диопсида, граната андрадит-гроссулярового ряда, эпидота, пренита и кальцита, что свидетельствует о привносе в траппы кальция.

Зависимость состава интрузивных траппов от литологии вмещающих пород наиболее отчетливо проявляется в долеритах дифференцированных тел и интрузий дифференциатов пониженной основности, образовавшихся из обогащенных летучими компонентами расплавов. Отсюда можно заключить, что именно эти расплавы обладают повышенной способностью к ассимиляции вмещающих пород.

СВЯЗЬ С ТРАППАМИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Вопрос о характере связей между траппами и известными в области их развития месторождениями полезных ископаемых (Старицкий, Турганова, 1971) имеет первостепенное практическое значение, ибо от его решения зависит ориентация геолого-поисковых работ на огромной территории. В результате проведенных научных исследований, а также поисково-разведочных и эксплуатационных работ на месторождениях сульфидных медно-никелевых руд, магнетита, исландского шпата и других полезных ископаемых были сформулированы основные положения о типах связи эндогенной минерализации с проявлениями траппового магматизма, тектоническими структурами и литологией вмещающих отложений. Этим вопросам посвящена обширная литература (Минерагеня Сибирской платформы, 1970).

Несмотря на большие успехи, достигнутые в разработке проблемы о закономерностях размещения месторождений в областях развития траппового магматизма, некоторые важные ее аспекты про-

должна оставаться предметом дискуссии. В качестве примера можно привести вопрос о связи определенных рудопроявлений со специфическими типами траптов. В то время как одни исследователи (Гоньшакова, 1961; Кавардин, 1971; Полунина, Леднева, 1965 и др.) указывают на наличие такой связи, другие (Павлов, 1971; Семенов, 1971) ее отрицают.

Для преодоления существующих разногласий очевидно следует собирать и обобщать дополнительные факты, источником которых, в частности, могут быть менее крупные и слабее изученные месторождения, в том числе проявления сульфидной, магнетитовой и кальцитовой минерализации в бассейне р. Учами.

Рудопроявления сульфидов. В регионе известно несколько проявлений сульфидной медно-никелевой минерализации, из которых наиболее интересны и лучше изучены сульфидоносные интрузии, выходящие в долине р. Учами, у впадения ее притоков рек Ойро и Вакунайки (Дренов, Краковский, Шахотько, 1970; Шахотько, 1970). Изучение этих интрузий показывает, что они обладают рядом общих особенностей состава, строения и геологического положения.

Ойринская и Вакунайская интрузии приурочены к периферическим зонам тектонических прогибов, где они прорывают вулканогенно-обломочные отложения нижнего триаса. При прослеживании интрузивных тел наблюдается возрастание угла их падения от $15-20^\circ$ до $45-55^\circ$.

Сульфидоносные интрузии отчетливо дифференцированы. Дифференциаты, слагающие Ойринскую интрузию, представлены троктолитовыми долеритами, оливиновыми долеритами, оливиновыми долеритами с ромбическим пироксеном, долеритами и анальцимсодержащими долеритами (метасоматическими). В составе Вакунайской интрузии отмечены: оливиновые долериты, оливиновые долериты с ромбическим пироксеном, пегматоидные долериты, гранофировые оливиновые долериты, гранофировые долериты, толеитовые долериты, пироксен-полевошпатовые пегматиты.

Сульфиды (пирротин, халькопирит и др.) в Ойринской интрузии содержатся в троктолитовых долеритах в виде обособлений и жил до 1,5-2 см, а также в форме рассеянной вкрапленности в тонкозернистых, гидротермально измененных долеритах эндоконтактов. В Вакунайской интрузии вкрапленники сульфидов наблюдались в зоне пегматоидных долеритов.

Спектральные анализы пород Ойринской и Вакунайской интрузий за пределами участков с сульфидной минерализацией не показали аномальных содержаний никеля, меди, кобальта и других рудных элементов. Не были также отмечены какие-либо существенные особенности минералогии и химизма этих пород, отличающие их от аналогичных пород несульфидоносных интрузий. При петрографическом изучении пород Ойринской и Вакунайской интрузий обращает на себя внимание обогащенность долеритов поздними водосодержащими минералами, в особенности амфиболом (до 6,5%) и биотитом (до 1,5%). Среди аксессуарных минералов также встречены минералы,

содержащие летучие компоненты – эпидот, флюорит, топаз. Постоянно и в повышенном количестве в породах содержатся ильменит и сфен. На кристаллизацию из расплавов, обогащенных флюидами указывают и некоторые особенности главных породообразующих минералов, в частности постоянное присутствие простых двойников моноклинного пироксена (Дмитров, 1967) и наличие выделений оливина с многочисленными включениями в виде пузырьков.

На участках сульфидоносных интрузий, как правило, наблюдаются следы повышенной гидротермальной активности, выраженной обычно цеолитизацией и анальцимизацией траппов в зоне эндоконтакта и вдоль трещин отдельности. Здесь же имеются небольшие проявления сульфидной и магнетитовой минерализации. Сульфидная вкрапленность наблюдается также в оливиновых долеритах вокруг ксенолитов скарнированных палеозойских пород.

Рудопроявления магнетита. Магнетитовые рудопроявления в бассейне р. Учами, как и сульфидные, пространственно связаны с дифференцированными интрузиями траппов. Кристаллы магнетита размером до 1 см нередко наблюдаются на стенках минерализованных трещин отдельности и в приконтактных зонах сульфидоносных интрузий. Мелкие выделения магнетита отмечались также в миндалинах долеритов эндоконтактных зон дифференцированных даек, с которыми ассоциирует кальцитовая минерализация. В то же время крупные скопления магнетитовых руд обычно имеют самостоятельный характер.

В бассейне р. Бирамбы (правый приток р. Учами) на участке локальной депрессии в своде валлообразного поднятия жилы до 0,5 м и рассеянная вкрапленность магнетита содержатся в пироксен-полевошпатовых роговиках, кальцит-гранатовых, кальцит-хлоритовых, эпидот-кальцитовых и других породах, образовавшихся при гидротермальной переработке известковистых песчаников и известняков среднего девона. Рудное тело приурочено к чашеобразному прогибу всячего бока дайки, внедрившейся по тектоническому контакту (азимут падения северо-восток 25° , угол падения 75°) между девонскими отложениями и туфами нижнего триаса. Вкрапленность магнетита прослеживается в карбонатных породах девона на протяжении 25 м от контакта с дайкой траппов.

Дайка имеет мощность около 300 м и отчетливо дифференцирована. В средней части (мощностью 90–100 м) дайка сложена гранофировыми оливиновыми долеритами, которые ближе к зальбандам сменяются оливиновыми кварцсодержащими долеритами и далее оливиновыми долеритами. Породы дайки обогащены амфиболом и биотитом (до 2%) и вдоль трещин отдельности преобразованы в субшелочные (анальцимсодержащие) разности. В составе долеритов интрузии наблюдаются sdвойникованные индивиды моноклинного пироксена и кристаллы оливина с включениями-пузырьками. Все это говорит о повышенном содержании летучих в исходном расплаве интрузии и интенсивной постмагматической гидротермальной деятельности.

При сравнении состава пород Бирамбинской интрузии и интрузии в 5 км ниже устья р. Вэтэтэ (с признаками магнетитовой минерализации) с однотипными породами безрудных интрузий выявляется в целом несколько более низкое содержание титаномагнетита в интрузиях с ассоциированной магнетитовой минерализацией.

Кальцитовая минерализация. В бассейне р. Учами проявления кальцитовой минерализации в основном располагаются в пределах тектонических прогибов, выполненных туфами нижнего триаса. Наиболее интенсивные проявления кальцитовой минерализации были отмечены в экзоконтактной зоне дифференцированной дайки, мощностью 40–60 м, сложенной серией пород от оливиновых долеритов до долеритов и пегматоидных долеритов. Породы эндоконтактов дайки анальцимизированы и содержат в миндалинах выделения магнетита. Гнезда кальцита размером до 30–40 см располагаются в апотуфовых роговиках и осветленных туфах экзоконтакта. Ромбоэдри кальцита достигают 10–12 см. Наиболее прозрачные участки приурочены к головным частям кристаллов. Более мелкие проявления кальцитовой минерализации связаны с агломератовыми туфами, выполняющими каналы выброса и туфами обычного типа. Полупрозрачные и прозрачные кристаллы кальцита размером до 5 см содержатся в туфах в виде гнезд и жил мощностью до 15 см.

Проявления кальцитовой минерализации, имеющиеся в областях тектонических поднятий представлены жилами и гнездами (до 5 × 4 см) полупрозрачного кальцита в эндоконтактных зонах даек оливиновых, в том числе пегматоидных, долеритов и во вмещающих их карбонатных отложениях девона. Наряду с кальцитом в зоне экзоконтакта отмечаются новообразования эпидота, сфена, магнетита.

Анализ сведений о характере и распределении эндогенной минерализации на участке юго-западного борта Тунгусской синеклизы, в пределах бассейна р. Учами, позволяет суммировать их так.

1. В подавляющем большинстве проявления рудной и нерудной минерализации пространственно связаны с дифференцированными интрузиями траппов. Породы дифференцированных интрузий с ассоциированной минерализацией петрографически и петрохимически существенно не отличаются от аналогичных пород интрузий, с которыми не связаны проявления рудной и нерудной минерализации.

2. Характер постмагматического гидротермального изменения долеритов дифференцированных интрузий с сопутствующей минерализацией и вмещающих их пород (цеолитизация, анальцимизация и т.п.) в целом однотипен для участков с сульфидной, магнетитовой и кальцитовой минерализацией.

3. Гидротермальные рудопоявления сульфидов нередко сопровождаются магнетитовой минерализацией, а кальцитовой минерализации иногда сопутствует подчиненная магнетитовая минерализация.

4. Рудопоявления сульфидов приурочены, преимущественно к пологозалегающим в целом интрузиям траппов. Магнетитовая и кальцитовая минерализация связана главным образом с крутопадающими интрузиями.

5. Самые интенсивные проявления сульфидной минерализации пространственно связаны с дифференцированными интрузиями в краевых зонах прогибов, магнетита – с дифференцированными интрузиями в сводах поднятий, кальцита – с дифференцированными интрузиями в центральных частях прогибов.

6. Наиболее значительная сульфидная минерализация приурочена к интрузии с ксенолитами карбонатных пород. Наиболее значительная магнетитовая минерализация располагается в экзоконтакте интрузии, прорывающей карбонатные отложения девона. Наиболее значительные проявления кальцитовой минерализации связаны с экзо-контактной зоной интрузии, прорывающей туфы.

Пространственная связь большинства изученных проявлений сульфидной, магнетитовой и кальцитовой минерализации с однотипными, в целом дифференцированными интрузиями, сходный характер постмагматического изменения пород в пределах минерализованных зон, сонахождение сульфидов, магнетита и кальцита – все это указывает на отсутствие принципиальных различий между источниками рудного вещества и минералообразующих растворов для всех этих типов полезных ископаемых.

Главным фактором, обусловившим возникновение скоплений практически интересных минералов в бассейне р. Учами, была, вероятно, не обогащенность траппов какими-то рудными или петрогенными элементами, а повышенное содержание летучих в магматических очагах и связанных с ними интрузиях.

Обилие в трапповых расплавах флюидов способствовало их очаговой и внутрикамерной дифференциации, в том числе обособлению и отделению рудных элементов. При кристаллизации богатых летучими расплавов происходило активное отщепление термальных растворов, осуществлявших извлечение, перенос и отложение составляющих компонентов рудных и нерудных минералов. С деятельностью такого рода гидротермальных растворов связано образование большинства проявлений минерализации в бассейне р. Учами за исключением вкрапленных сульфидных руд внутренних частей Ойринской и Вакунайской интрузий, которые, по-видимому, имеют ликвационный характер.

Что же обуславливает ассоциацию эндогенной минерализации с одними дифференцированными интрузиями и отсутствие этой минерализации в сочетании с другими дифференцированными телами траппов в условиях, когда явная металлогеническая или петрохимическая специфика рудоносных траппов установлена не была.

Проявления рудной и нерудной минерализации, по-видимому, возникают при сочетании целого ряда благоприятных условий, к числу которых принадлежит максимальная степень дифференциации магмы в очаге и камере интрузии, обеспечивающая наиболее полное отделение как рудных компонентов, так и минералообразующих растворов. Наблюдения показывают, что действительно, сульфидоносные интрузии дифференцированы отчетливее, чем безрудные тела. Например, только в составе сульфидоносных интрузий были отмечены троктолитовые долериты.

Важную роль в формировании рудопроявлений играет также степень взаимодействия трапповых расплавов с вмещающими породами. В этой связи следует обратить внимание на присутствие в Ойринской сульфидоносной интрузии ксенолитов карбонатных палеозойских пород, вокруг которых развита сульфидная вкрапленность. Можно предположить, что отдельные компоненты захваченных пород, например, сера, поступая в трапповый расплав, способствовали отделению и накоплению в форме сульфидов таких элементов, как медь, никель, кобальт и др. (Годлевский, 1968). Образованию рудных залежей сульфидов способствовал пластовый характер и пологое залегание материнских интрузий.

Взаимодействие богатых летучими расплавов с вмещающими породами было, естественно, наиболее активным в тектонически нарушенных зонах, в месте сочленения положительных и отрицательных тектонических структур (крылья прогибов), где и располагаются Ойринская и Вакунайская дифференцированные интрузии.

Влияние литологии вмещающей среды, вероятно, определило и место локализации магнетитового оруднения. Связь магнетитовых руд с трапповыми интрузиями, прорывающими карбонатные породы, как это имеет место на р. Бирамбе, которая отмечалась ранее (Семенов, 1960), по-видимому, не является случайной. По данным экспериментальных работ (Овчинников, 1961) из базальтовых расплавов, контактирующих с известняками, происходит вынос железа, которое фиксируется в карбонатной среде. Поступление железа в известняки девона из траппов Бирамбинской интрузии подтверждается пониженным содержанием титаномагнетита в долеритах этого типа.

Наиболее интенсивные проявления кальцитовой минерализации в бассейне р. Учами связаны с экзоконтактовыми зонами дифференцированных интрузий, прорывающих базальтовые туфы, в тектоническом прогибе района устья р. Вэтэтэ.

Исследования условий формирования месторождений исландского шпата (Дмитриев, 1963; Андрущенко, 1970 и др.) показали, в частности, что кальций и некоторые другие элементы, входящие в состав минералов кальцитоносных зон, извлекались гидротермальными растворами из вмещающих пород. В этой связи понятно, что трещиноватые, легко проницаемые туфы, являлись особенно благоприятной средой для процессов гидротермальной переработки и минералообразования, в том числе формирования жил и гнезд кальшита и исландского шпата.

Степень дифференциации трапповой магмы, условия ее взаимодействия с породами осадочного чехла платформы, состав вмещающих отложений, интенсивность постмагматической гидротермальной деятельности — были главными факторами, определившими возникновение того или иного типа рудопроявлений.

Однако при интерпретации пространственных связей между траппами и эндогенной минерализацией следует иметь в виду, что при глубинном источнике рудообразующих растворов (магматический

очаг, прикорневая часть интрузии) характер наблюдаемых на дневной поверхности минеральных комплексов зависит от удаленности источника минералообразующих растворов. Например, кальцит выделяется из гидротермальных растворов позднее магнетита и следовательно, в пределах общей зоны минерализации, проявления кальциевой минерализации будут занимать в стратиграфическом разрезе более высокое положение, чем магнетитовое оруденение.

Возможно этим частично объясняется преимущественная приуроченность проявлений кальцитовой минерализации к нижнетриасовым свитам, завершающим разрез чехла в бассейне р. Учами.

В заключение следует подчеркнуть, что все изложенным выше выводы и обобщения базируются в основном на материалах геолого-петрологического изучения траппов и полезных ископаемых юго-западного борта Тунгусской синеклизы, в пределах бассейна р. Учами и не претендуют на универсальность.

Вместе с тем сопоставление полученных результатов с данными по другим районам Сибирской платформы будет способствовать созданию полной и детальной картины развития базитового магматизма в пределах этого крупнейшего структурного элемента земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко Н.И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. "Недра", 1971.
- Глухов Ю.С., Котков В.Н. Тектономагматическая активизация и трапповые интрузии центральной части Тунгусской синеклизы. Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Тезисы докладов второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. Тезисы докладов к Конференции по петрологии траппов и связанному с ними оруденению. Л., 1968.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961.
- Дмитриев Ю.И. Траппы и исландский шпат реки Чоны. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 88, 1963.
- Дмитриев Ю.И. Особенности петрогенезиса траппов при различных условиях внедрения. - Изв. АН СССР, серия геол., №5, 1966.
- Дмитриев Ю.И. О некоторых закономерностях кристаллизации траппов различной основности. - Изв. АН СССР, серия геол., №8, 1967.
- Дмитриев Ю.И. Принципы расчленения интрузивных траппов Сибирской платформы. - В сб.: Актуальные проблемы современной петрографии. "Наука", 1974.
- Драгунов В.И., Ледневá В.П. Стратиграфия, тектоника и магматизм долины р. Чуи. Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 31, 1960.
- Дренов Н.В., Краковский Ю.С., Шахотько Л.И. Сульфидоносные дифференцированные интрузии центральной и юго-западной частей Тунгусской синеклизы. В сб.: Геология и полезные ископаемые Западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970.

- Кавардин Г.И. Закономерности размещения и формирования медно-никелевого оруденения Сибирской трапповой формации. Траппы Сибирской платформы. Тезисы докладов второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
- Малич Н.С. Тектоника бассейна рек Бахты и Учамы. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Минералогия Сибирской платформы. Под ред. Н.М. Татаринова и Ю.Г. Старицкого. "Недра", 1970.
- Овчинников Л.Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. Изд-во АН СССР, т. 1, 1961.
- Павлов Л.Г. Закономерности пространственного размещения эндогенной минерализации и прогнозная оценка северо-запада Сибирской платформы. Траппы Сибирской платформы и их металлогения. - Тезисы докладов второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
- Полунина Л.А., Леднева В.П. Петрология и рудоносность траппов южной части Сибирской платформы. - Тезисы докладов к Конференции по петрологии траппов и связанному с ними оруденению, Л., 1968.
- Семенов Л.С. Некоторые закономерности постмагматических рудопроявлений междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 31, 1960.
- Семенов Л.С. К вопросу об условиях образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы. Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
- Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Металлогения траппов Сибирской платформы. Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Тезисы докладов второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
- Хоменко А.В. Основные черты тектонического развития центральной части Тунгусской синеклизы. В кн.: Труды Сибирского н.-и. ин-та геол.-геоф. и минерального сырья, вып. 89, 1969.
- Шахотько Х.И. Петрология многократных даек и сопряженных с тритифицированных интрузий бассейна Нижней Тунгуски. - Изв. АН СССР, серия геол., №10, 1970.
- Wager L., Deer W. The petrology of Skaergaard intrusion. - Medd. Greenland, 105, N 4, 1939.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА В ГИПЕРБАЗИТАХ УРАЛА

Относительно принципов выделения формаций ультрабазитов Урала существует несколько точек зрения (Малахов, 1966; Булькин, Золотов, 1968). Независимо от этого, с учетом генетической природы, среди ультраосновных пород большинство исследователей выделяют на Урале дунит-гарцбургитовую и дунит-пироксенитовую формации со стандартной (0,07-0,09) железистостью оливиновых пород, а также перидотитовую формацию с повышенной железистостью (0,15-0,17) ультрабазитов (Штейнберг, Соболев, 1964; Малахов, 1966). Первые две формации наиболее распространены и генетически связаны с ультраосновной магмой, последняя имеет базальтоидное происхождение (Штейнберг, Малахов, Фоминых, 1964).

Ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации пользуются наиболее широким распространением в эвгеосинклинальной зоне Урала и слагаются главным образом гарцбургитами. Дуниты и дунитовые серпентиниты обычно имеют подчиненное развитие, хотя отмечается ряд массивов, особенно среди хромитоносных, существенно сложенных дунитами.

Ультраосновные породы дунит-пироксенитовой формации встречаются главным образом в пределах Платиноносного пояса и представлены дунитами, верлитами клинопироксенитами и горнблендитами. Отмечается ряд массивов, слагающихся породами этой формации и за пределами Платиноносного пояса - Уктусский, Сахаровский, восточная часть Хабаровинского.

Перидотитовая формация пород повышенной железистости, представленная небольшими по размерам ультраосновными массивами Сарановского и Вишерского поясов на западном склоне Урала, в отличие от первых двух формаций целиком распространена в миогеосинклинальной зоне. Породы этой формации представлены почти исключительно гарцбургитовыми серпентинитами и редко - клинопироксенитами. Дуниты для этой формации мало характерны и отмечаются лишь в Сарановском массиве.

Ультрабазиты Урала типичны по металлогенической специализации. В них локализуются месторождения и рудопроявления железа, хрома, силикатного и сульфидного никеля и элементов группы платины.

Чрезвычайно характерны распространение и состав типоморфных акцессорных и рудослагающих минералов ультраосновных пород -

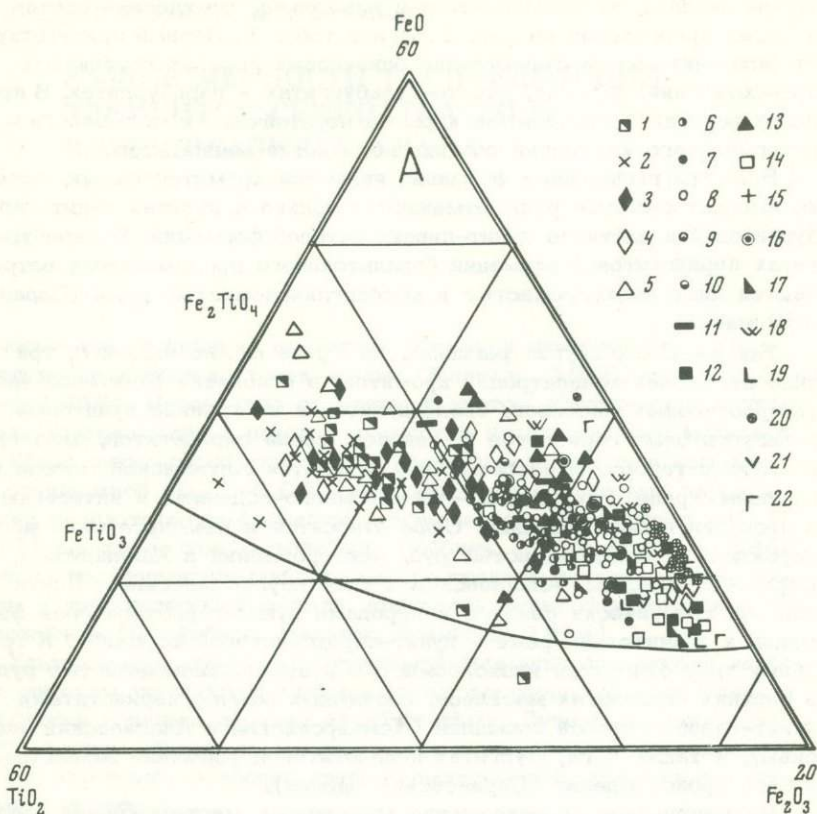
хромшпинелида, титаномагнетита и ильменита, химический состав которых представлен на фиг. 1, 2 и в табл. 1. Первый присутствует исключительно в существенно оливиновых породах глубинного происхождения: дунитах, дунито-гарцбургитах и гарцбургитах. В пределах верхней части земной коры он неустойчив и в зонах гидротермального изменения обычно замещается магнетитом.

Все три выделенные формации являются хромитоносными, однако высокохромистые руды отмечаются только в дунитах дунит-гарцбургитовой и частично дунит-пироксенитовой формаций. В гарцбургитах перидотитовой формации базальтоидного происхождения встречаются лишь низкохромистые и высокоглиноземистые руды (Сарановский массив).

Так же как в других регионах, на Урале можно выделить три типа первичных концентраций хромитов: в основании дунитовой части ультраосновных массивов, среди дунитов и на границе дунитовых и гарцбургитовых горизонтов и, наконец, среди перидотитов, близ границы их с габбро. К первому типу относится Ключевской массив на Среднем Урале. Второй тип – самый многочисленный и интересный в промышленном отношении. Сюда относятся и Кемпирсайские месторождения высокохромистых руд, месторождения в Халиловском, Верхне-Тагильском, Алапаевском и ряде других массивов. Почти все они генетически связаны с породами дунит-гарцбургитовой формации и значительно реже – дунит-пироксенитовой формации. К третьему типу относятся низкохромистые и высокоглиноземистые руды в верхних горизонтах массивов, сложенных обычно перидотитами дунит-гарцбургитовой формации (Кемпирсайский и Алапаевский массивы), а также в гарцбургитах перидотитовой формации базальтоидного происхождения (Сарановский массив).

Магматическое происхождение хромитовых месторождений среди ультраосновных массивов Урала не вызывает сомнений (Соколов, 1948; Павлов и др., 1968). В дунитах ряда массивов отмечаются редкая вкрапленность и небольшие прожилки сплошных и густовкрапленных рудообразующих хромшпинелидов. Это указывает на потенциальную хромитоносность массива, поскольку они образуются чаще всего в ореоле диффузионного и околожильного рудного метасоматоза, вблизи рудных концентраций и тектонических нарушений.

Данные 320 анализов аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из дунитов и перидотитов 24 массивов трех главных ультраосновных формаций Урала позволяют наметить ряд их особенностей (табл. 1). Среди рудообразующих хромшпинелидов в породах дунит-гарцбургитовой формации выделяются две основные разновидности: высокохромистые, содержащие более 10,5 атомов хрома в элементарной ячейке, и низкохромистые, характеризующиеся более низким содержанием хрома и имеющие чаще всего сегрегационное происхождение. Магнхромитовые и алюмохромитовые высокохромистые руды гистеромагматического происхождения залегают в дунитах Кеймпирсайского, Аккаргинского и ряда других массивов.

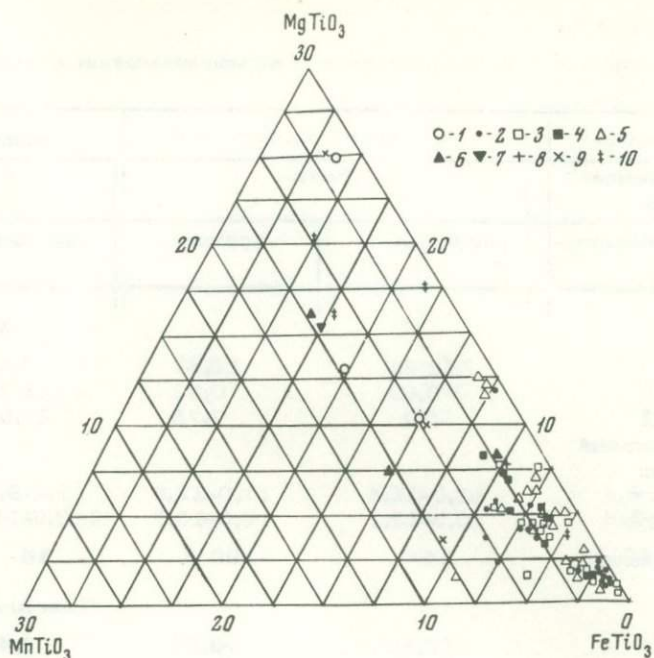


Фиг. 1. Диаграмма состояния $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ с нанесенными на ней составами акцессорных и рудообразующих магнетитов и титаномагнетитов железорудных месторождений Урала

Титаномагнетитовые месторождения в верхнепротерозойской габбро-диабазовой формации Западного склона Урала: 1 - Копанское; 2 - Маткальское; 3 - Медведевское; 4 - Кусинское; титаномагнетитовое месторождение в нижнекарбоновой габбро-диабазовой формации Магнитогорского прогиба: 5 - Малый Куйбас

Титаномагнетитовые месторождения в габброидах и перкнитах силуро-девонской дунит-пироксенитовой формации восточного склона Урала (платиноносный пояс): 6 - Волковское; 7 - Качканарское; 8 - Гусевогорское; 9 - Вересовское; 10 - Кытлымская группа (Серебрянское, Казанское, Конжаковское, Косьвинское, Васильевское, Вознесенское, Лобвинское, Боровское, Кормовишенское); 11 - Синегорское; 12 - Баронское; 13 - Висимское; 14 - Первоуральское

Титаномагнетитовое месторождение в перкнитах нижнепалеозойской формации восточного склона Урала: 15 - Маюровское



Фиг. 2. Диаграмма состояния $\text{FeTiO}_3 - \text{MgTiO}_3 - \text{MnTiO}_3$ с нанесенными на ней составами ильменитов титаномагнетитовых месторождений Урала

Месторождения: 1 - Малый Куйбас, 2 - Маткальское, 3 - Копанское, 4 - Медведевское, 5 - Кусинское, 6 - Волковское, 7 - Кытлымская группа; 8 - Висимское, 9 - Первоуральское, 10 - Гусевгорское

Титаномагнетитовое месторождение в перкнитах ордовикского (?) возраста западного склона Урала: 16 - Суроямское

Скарновомагнетитовые месторождения восточного склона Урала, Зауралья и Казахстана: 17 - Ключевское, 18 - Евстунинское, 19 - Качарское, 20 - Гороблагодатское, 21 - Лебяжинское; 22 - прочие: Осокино-Александровское, Высокогорское, Валуевское, Соколовское, Сарбайское

Таблица 1

Содержание и характер распределения атомов главных элементов

Формация	Дунит-гарн		
	Дуниты		Гарн
Вмещающая порода			
Тип хромшпинелидов	акцессорный	рудный	акцессорный
			Хром
\bar{X}	11,68	11,87	7,43
σ	0,69	0,92	1,78
V, %	5,9	7,75	23,9
Доверительный интервал:			
$\bar{X} \pm \sigma$	11,0-12,4	11,0-12,8	5,7-9,2
$\bar{X} \pm 2\sigma$	10,3-13,1	10,0-13,7	3,9-11,0
Число анализов	24	199	14
			Окисное
\bar{X}	0,82	0,87	0,46
σ	0,68	0,47	0,20
V, %	82,6	53,7	43,0
Доверительный интервал:			
$\bar{X} \pm \sigma$	0,1-1,5	0,4-1,3	0,3-0,7
$\bar{X} \pm 2\sigma$	0,2-1	0-1,8	0,1-0,9
Число анализов	31	224	13
			Закисное
\bar{X}	3,68	2,90	3,26
σ	0,61	0,67	0,56
V, %	16,7	23,3	17,0
Доверительный интервал:			
$\bar{X} \pm \sigma$	3,1-4,3	2,2-3,6	2,7-3,8
$\bar{X} \pm 2\sigma$	2,5-4,9	1,6-4,2	2,1-4,4
Число анализов	31	227	13

Примечание. Здесь и далее - \bar{X} - среднее арифметическое содержание; σ - отклонение от среднего; E - эксцесс; A - асимметрия; V% - коэффициент вариации.

в ячейке хромшпинелидов из пород различных формационных типов

бургитовая	Дунит-клинопироксенитовая		Базальтоидная
бургиты	Дуниты		Гарибургиты
	рудный	акцессорный	рудный
			Хром
	8,07	9,96	10,73
	1,05	-	0,70
	13,0	-	6,5
	7,0-9,1	-	10,0-11,4
	6,0-10,2	-	9,3-12,1
	56	5	39
			железо
	0,67	3,34	2,25
	0,40	-	0,72
	59,4	-	32,8
	0,3-1,1	-	1,5-3,0
	0-1,5	-	0,8-3,7
	47	5	39
			железо
	2,72	4,64	3,72
	0,50	-	0,80
	18,2	-	21,4
	2,2-3,2	-	2,9-4,5
	1,7-3,7	-	2,1-5,3
	47	5	40

Таблица 2

Содержание и характер распределения закисного железа в гипербазитах Урала (в пересчете на безводный состав)

Формация и породы	Количество анализов	Основные параметры распределения					A/ σ_A	E/ σ_E
		\bar{X}	σ	A	E	V%		
Дунит-гарцбургитовая								
Дуниты	163	8,58	1,80	0,89	1,52	21,0	4,64	3,96
Дунито-гарцбургиты	193	8,15	1,24	0,63	2,14	15,2	3,64	6,18
Гарцбургиты	335	8,28	1,46	0,45	0,78	17,6	3,36	2,91
Лерцолиты	24	9,17	1,46	0,19	-1,00	15,9	0,37	1,00
Верлиты	13	8,53	1,89	0,14	-1,11	22,2	0,20	0,81
Экстатиты	28	8,68	1,89	0,19	-0,99	21,8	0,40	1,06
Вебстериты	20	7,60	2,62	0,64	1,42	34,5	1,16	1,30
Клинопироксениты	34	7,18	2,80	1,06	1,44	39,0	2,53	1,72
Дунит-клинопироксенитовая								
Дуниты	266	8,20	1,18	0,88	-0,11	14,4	5,87	0,37
Оливиновый пироксенит	61	6,17	1,08	0,57	1,37	17,5	1,81	2,17
Магнетитовый пироксенит	28	17,50	3,12	-	-	17,8	-	-
Перидотиты повышенной железистости								
Дунито-гарцбургиты и гарцбургиты	18	13,25	1,95	1,29	1,08	14,7	2,25	1,94

Низкохромитовые руды хромпикотитового и алюмохромитового состава приурочены, как правило, к массивам с незначительным развитием дунитов и располагаются в гарцбургитах или в дунит-гарцбургитовых комплексах. Акцессорные хромшпинелиды из крупных тел дунитов, как было впервые показано Н.В. Павловым (1949), в отличие от

хромшпинелидов из гарибургитов и из небольших тел дунитов являются также высокохромистыми, что может служить критерием при перспективной оценке качества руд. Однако для аксессуарных хромшпинелидов характерно более высокое содержание закисного и широкие колебания содержания окисного железа (от десятых долей до 2 атомов Fe_2O_3 в элементарной ячейке).

Рудообразующие и аксессуарные хромшпинелиды из дунитов дунит-клинопироксеновой формации являются обычно высокохромистыми, однако отличаются от аналогичных пород дунит-гарибургитовой формации значительно более высоким содержанием окисного железа, в среднем составляющим 3-4 атома в элементарной ячейке, а также характеризуются более высокими количествами закисного железа. По классификации Н.В. Павлова (1968) они относятся к ферриалюмохромитам, субферрихромитам и субалюмоферрихромитам.

Хромшпинелиды из руд, залегающих в перидотитах базальтоидного происхождения (Сарановский массив), по соотношениям трехвалентных окислов аналогичны рудообразующим хромшпинелидам сегрегационного типа в гарибургитах дунит-гарибургитовой формации, отличаясь лишь несколько повышенным количеством трехвалентного железа. Однако для них характерно значительно более высокое содержание закисного железа в среднем, как и в дунитах дунит-клинопироксеновой формации, составляющее 3 атома на ячейку.

Выделение магнетита и ильменита, напротив, характерно для пород, формирующихся в основном в пределах верхней зоны земной коры, и происходит чаще всего при типичных метасоматических процессах (Штейнберг, Фоминых, 1968; Фоминых, 1969). Как было ранее показано одним из авторов (Малахов, 1971), выделение магнетита происходит при падении парциального давления водяного пара по сравнению с общим давлением, что отмечается для зоны относительного градиента давлений, которая расположена выше литостатической зоны (Иванов, 1969), а также в пределах тектонических нарушений. Поэтому присутствие магнетита и титаномагнетита почти исключительно в клинопироксенохтах, верлитах и оливинитах представляет закономерное явление. Первичный магнетит с некоторой долей проблематичности можно выделить лишь в перидотитах Сарановского массива, принадлежащего к базальтоидному типу, что определяется их формированием на более высоких горизонтах, по сравнению с типично мантийными гипербазитами дунит-гарибургитовой формации.

Распределение элементов семейства железа в ультраосновных породах Урала характеризуется большой информативностью, что указывает на многоэтапность формирования рудных концентраций в этих комплексах.

Железо принадлежит к основным породообразующим элементам гипербазитов. Его распределение в магматических породах представляет особый интерес, поскольку количество железа обычно увеличивается в более поздних дифференциатах (Нокколдс, Митчелл, 1952). Среднее содержание всего железа в пересчете на закись в различ-

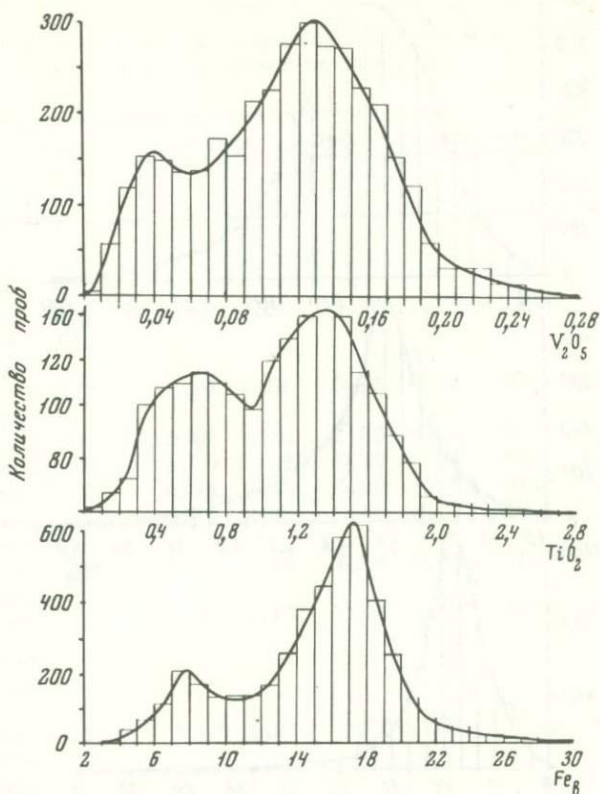
ных разновидностях уральских гипербазитов приводится в табл. 2. В главных типах пород первых двух формаций оно остается весьма стабильным и возрастает только в магнетитовых клинопироксенитах дунит-клинопироксенитовой формации, имеющих немагматическую природу, и в перидотитах базальтоидного происхождения. Такого рода данные свидетельствуют об отсутствии у альпинотипных гипербазитов признаков магматической дифференциации, столь характерных для основных пород и базальтоидных гипербазитов, формирующихся в магматических камерах в верхней части земной коры (Бушвельд, Стиллиутер, Монча и ряд других).

Одной из главных особенностей титаномагнетитовых месторождений и рудопоявлений Качканарского типа, связанных в основном с формированием магнетитовых пироксенитов, является неравномерное, но закономерное распределение железа в рудных полях, что обусловлено главным образом закономерным распределением и составом титаномагнетита. Состав титаномагнетита в породах ряда клинопироксенит-верлит-горнблендит отличается значительными изменениями и занимает промежуточное положение между высокотитанистыми (магматогенными) титаномагнетитами и магнетитами скарных месторождений, в ряде случаев приближаясь к последним (титаномагнетиты горнблендитов Ревдинского массива, Первоуральское месторождение) (фиг. 2).

Неравномерное распределение титаномагнетита приводит к выделению в рудных полях участков оруденелых пород, которые постепенно сменяются безрудными, что наглядно видно на ферромагнитных картах (Фоминых, Самойлов и др., 1967). Особенно отчетливо эта неоднородность наблюдается при наличии в составе массивов различных типов пород. В частности, Качканарский массив в основном сложен двумя типами пород: оливиновыми пироксенитами, обычно безрудными и магнетитовыми пироксенитами, представляющими основную ценность месторождения. Поэтому распределение содержания железа в породах Качканарского массива характеризуется бимодальным распределением с модой 8% для оливиновых пироксенитов и 17% для магнетитовых пироксенитов (фиг. 3). При наличии одного типа пород содержание железа имеет одномодальный характер распределения, как это иллюстрируется на примере горнблендитов Ревдинского массива (Первоуральское месторождение) (фиг. 4). Более сложное полимодальное распределение железа устанавливается для пород Кытлымского массива. Наряду с этим отмечается также изменение содержания железа в породообразующих минералах.

Так, содержание валового железа постепенно возрастает в клинопироксенах от 3% (оливиновые пироксениты) до 5,2% (магнетитовые пироксениты); при этом отмечается возрастание степени окисления железа в клинопироксенах последней группы.

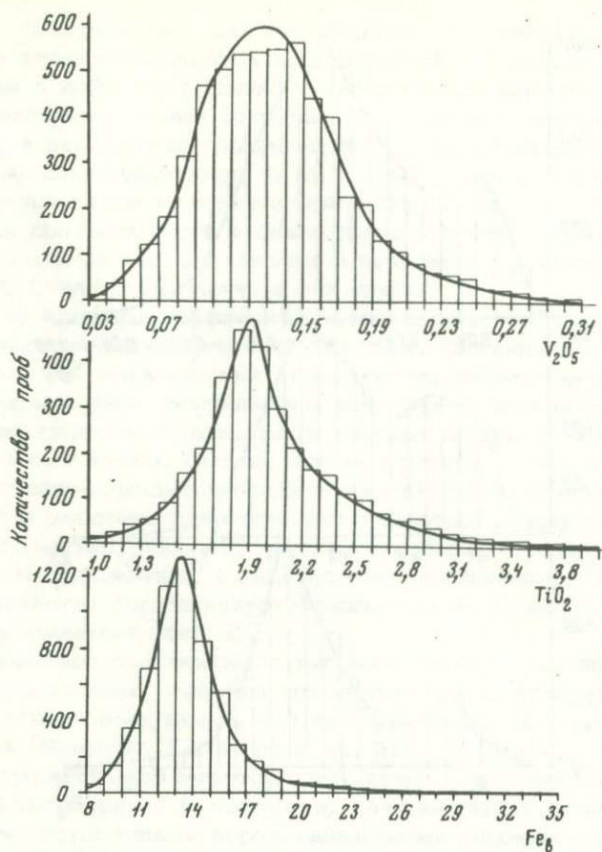
В роговых обманках также возрастает содержание железа от 9,3% в мелкозернистых безрудных горнблендитах до 11,3% в крупнозернистых рудных, при этом рудоносными являются только крупнозернистые разности.



Фиг. 3. Гистограммы распределения содержаний в вес. % (4434 пробы) железа, титана (1742 пробы) и ванадия (3540 проб); в клинопироксенитах Гусевогорского и Качканарского месторождений

Титан — нехарактерный элемент для альпинотипных дунитов и гарцбургитов, а также для дунитов Платиноносного пояса Урала. Среднее его содержание в этих породах составляет около 0,01%. Значительное увеличение его отмечается лишь в перидотитах повышенной железистости базальтоидного происхождения (Сарановский массив) — в среднем 0,21% TiO_2 .

Поскольку минералами-носителями титана в гипербазитах являются моноклинный пироксен, амфибол, магнетит и ильменит, наблюдается закономерное увеличение количества титана в оливинитах, верлитах, клинопироксенитах и горнблендитах, особенно в магнетит-содержащих их разновидностях, при этом отмечается значительное различие и полимодальное распределение этого элемента. Данные по распределению содержаний титана в пироксенитах Качканарского массива позволяют выделить две основных генеральных совокупно-



Фиг. 4. Гистограммы распределения содержаний вес. % железа (6016 проб), титана (3293 пробы) и ванадия (5838 проб) в горнблендитах Первоуральского месторождения

сти распределения титана с средним — 0,6%, что соответствует оливиновым клинопироксенитам и 1,4 — рудным магнетитовым клинопироксенитам (фиг. 3). Клинопироксены первой группы пород содержат 0,1–0,3% двуокиси титана, а во второй они характеризуются повышенным его содержанием, составляющим 0,5–0,8%. Максимальными содержаниями титана обладают роговообманковые породы — горнблендиты, наиболее поздние породы, возникающие при замещении клинопироксенитов (фиг. 4).

Особенно интересны данные по содержанию титана в титаномагнетитах, которые позволили Д.С. Штейнбергу, В.Г. Фоминых (1968) предложить классификацию титаномагнетитовых месторождений. В последние годы среди титаномагнетитовых пород и руд платиноносного пояса нам удалось выделить три основных разновидности титаномагнетита дискретных по содержанию двуокиси титана. Первая раз-

Таблица 3

Содержание и характер распределения трехоксида хрома в гипербазитах Урала (в пересчете на безводный состав)

Формация и породы	Количество анализов	Основные параметры распределения					A/A _σ	E/E _σ
		X	δ	A	E	V%		
Дунит-гарцбургитовая								
Дуниты	292	0,41	0,21	1,37	7,07	52,2	9,72	25,07
Дунито-гарцбургиты	179	0,39	0,16	0,71	0,72	42,1	3,88	1,98
Гарцбургиты	443	0,40	0,20	1,69	6,14	50,71	4,57	26,46
Лерцолиты	38	0,39	0,18	0,78	1,99	45,1	1,97	2,51
Верлиты	11	0,34	0,23	0,28	1,76	68,2	0,38	1,20
Энстатиты	21	0,34	0,19	0,86	0,52	57,1	1,61	0,49
Вебстериты	16	0,23	0,16	0,04	-0,89	70,9	0,07	0,73
Клинопироксениты	25	0,31	0,17	0,01	-0,91	56,4	0,03	0,93
Дунит-клинопироксенитовая								
Дуниты	255	0,57	0,25	0,75	1,39	44,0	4,90	4,54
Оливиновые клинопироксениты	82	0,36	0,29	0,53	-0,92	80,0	1,96	1,70
Магнетитовые клинопироксениты	11	0,06	0,04	0,41	1,94	66,7	0,56	1,31
Перидотиты повышенной железистости								
Дунито-гарцбургиты и гарцбургиты	22	0,64	0,28	0,39	-0,22	43,3	0,75	0,21

новидность содержит - 1,1 двуокиси титана (слабооруденелые горн-блендиты Первоуральского месторождения). По содержанию титана они соответствуют титаномагнетитам Евстюнинского типа нескарновых метасоматитов. В титаномагнетитах этого типа отмечаются единичные тонкие пластинчатые вроски ильменита.

Таблица 4

Параметры распределения трехоксида хрома в породах ультраосновных

Степень рудоносности	Формация	Массивы	Породы	Количество анализов	
Нехроми- тоносные	Дунит-гарц- бургитовая	Баженовский	Гарцбургиты	182	
		Ишкининский	То же	41	
		Бурыктальский	"	42	
		Киембаевский	"	254	
		Шевченковский	"	43	
		Джетыгаринский	"	30	
		Киембаевский	Дуниты	114	
		Джетыгаринский	То же	14	
		Дунит-пиро- ксенитовая	Уктусский	"	38
			Кытлымский	"	66
Хроми- тоносные	Дунит-гарц- бургитовая	Рай-Из	Гарцбургиты	59	
		Войкаро-Сынь- инский	То же	19	
		Алапаевский	"	57	
		Восточно-Та- гильский	"	57	
		Муслюмовский	"	27	
		Успенский	"	32	
		Хабарнинский	"	53	
		Верхне-Тагильский	"	56	
		Кемпирсайский	"	96	
		Аккаргинский	"	33	
		Рай-Из	Дуниты	28	
		Войкаро-Сынь- инский	То же	12	
		Гологорский	"	27	
		Ключевой	"	335	
		Кемпирсайский	"	75	
		"	Рудные обособ- ления в дунитах	42	
		Аккаргинский	Дуниты	22	
		Дунит-пиро- ксенитовая	Нижне-Тагильский	То же	309
		Перидотито- вая с повы- шенной желе- зистостью	Сарановский	Гарцбургиты	17

массивов Урала

Основные параметры				Соответствие закону рас- пределения	Доверительный интервал при 5% уровне зна- чимости
\bar{X}	δ^2	A	V		
0,38	0,016	0,50	34	Нормальный	0,36-0,40
0,32	0,007	0,10	27		То же
0,37	0,014	0,04	33	"	0,34-0,40
0,41	0,025	0,57	39	"	0,39-0,43
0,40	0,029	0,22	42	"	0,35-0,46
0,40	0,005	1,07	18	"	0,37-0,43
0,40	0,037	0,91	48	"	0,37-0,43
0,40	0,005	0,31	18	"	0,35-0,45
0,37	0,030	0,35	47	"	0,32-0,42
0,37	0,023	1,08	41	"	0,33-0,41
0,47	0,036	0,63	40	"	0,42-0,52
0,41	0,003	0,18	14	"	0,39-0,43
0,45	0,017	0,12	29	"	0,42-0,48
0,48	0,038	0,97	41	Отличается от нормального	
0,49	0,266	1,35	105	Нормальное	0,30-0,69
0,53	0,113	1,33	63	То же	0,41-0,64
0,43	0,027	0,77	39	Отличается от нормального	
0,45	0,026	0,66	36	То же	
0,36	0,014	1,30	34	"	
0,48	0,077	1,51	58	"	
0,50	0,148	1,82	77	"	
0,58	0,076	2,04	48	Нормальное	0,43-0,73
0,46	0,081	1,54	62	Отличается от нормального	
0,92	0,062	1,20	27	Логнормальное	
0,43	0,041	0,83	47	Нормальное	0,38-0,48
48,23	87,1	0,62	19	То же	45,43-51,03
0,77	0,330	1,87	75	Отличается от нормального	
0,51	0,079	0,92	55	То же	
0,82	0,26	2,13	62	"	

Вторая разновидность характеризуется средним содержанием двуокиси титана 2–2,2% и встречается в средне- и крупнозернистых рудных горнблендитах и оливиновых пироксенитах Ревдинского, Качканарского, Кытлымского и других массивов. Третья разновидность титаномагнетита содержит 3,5–4,5% двуокиси титана и устанавливается в магнетитовых пироксенитах, верлитах, оливинитах и сплошных рудах Платиноносного пояса. Последние две разновидности титаномагнетита содержат пластинчатые вроски ильменита и представляют собой типичные титаномагнетиты Качканарского типа.

Во всех типах пород и руд Платиноносного пояса отмечаются зерна первичнообособленного ильменита, состав которого также варьирует для различных генетических типов титаномагнетитовых месторождений, но в отличие от состава титаномагнетита эти изменения невелики (см. фиг. 3).

Содержание двуокиси титана, как правило, во всех типах пород платиноносного пояса хорошо коррелируется с содержанием железа – коэффициент корреляции $(r_{Ti-Fe})=0,7-0,8$.

Ванадий, как и титан, нехарактерный элемент для альпинотипных дунитов и гарибургитов, а так же для дунитов Платиноносного пояса. Среднее его содержание в них составляет 0,01–0,02%.

Поскольку основным носителем ванадия является магнетит и в меньшей степени фемические минералы (клинопироксен и амфибол), то распределение ванадия связано с титаномагнетитом и его геохимическое поведение во многом определяется железом и титаном ($r_{V-Ti}=0,7$; $r_{V-Ti}=0,65$). Как и последние элементы, ванадий дает одно- и полимодальную кривые распределения в различных типах пород пояса (фиг. 3, 4).

Хром несомненно принадлежит к числу характерных элементов семейства железа для гипербазитов Урала. Среднее его содержание и параметры распределения в главных типах пород различных формационных типов могут быть проиллюстрированы табл. 3.

Колебания содержаний хрома весьма незначительны (табл. 3), а в главных оливинсодержащих типах гипербазитов количество его практически одинаково. Баланс распределения хрома показывает, что весь хром в виде хромшпинелидов сконцентрирован лишь в дунитах. В гарибургитах примерно одна треть всего хрома находится в силикатной форме – в энстатитах, а в пироксенитах силикатный хром вообще преобладает (Малахов, 1967).

Характер поведения хрома при метаморфизме гипербазитов и, в частности, при массовой серпентинизации показал, что он относится к числу наиболее инертных элементов (Романович, 1961; Малахов, 1968).

Несмотря на стабильность содержаний хрома в дунитах и перидотитах, состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в породах различных формационных типов подвержен значительным колебаниям, что объясняется в основном меньшей термодинамической устойчивостью их по сравнению с оливином и пироксенами. К тому же, как было отмечено Т. Тайером (Thayer, 1970), состав

хромшпинелидов, представляющий собой пятикомпонентную систему, более информативен по сравнению с главными породообразующими силикатными минералами.

* * *

Систематизация обширного химико-аналитического материала по содержанию хрома в главных разновидностях ультраосновных пород Урала позволила установить (на основе около 2200 анализов), что различные параметры распределения хрома в рудоносных и безрудных массивах (табл. 2), включая среднее содержание \bar{X} , дисперсию δ величину асимметрии A и коэффициент вариации V , определяются в основном различным соотношением акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов (Малахов, 1968). Применение предложенной методики оценки степени хромитонности ультраосновных массивов позволяет быстро давать предварительную перспективную оценку целого ряда массивов. В частности, установлена перспективность на хромитовые руды массивов Рай-Из, Войкаро-Сыныинского, Муслюмовского, Аккаргинского и Успенского. В этих массивах вследствие переменных количеств рудообразующих хромшпинелидов среднее содержание хрома в дунитах заметно выше, чем в гарцбургитах, выше дисперсия, величина асимметрии, а также коэффициент вариации, который в наиболее рудоносных массивах больше 70% (табл. 4).

ЛИТЕРАТУРА

- Булькин Л.Д., Золоев К.К. Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения. — В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., 1968.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский Платиноносный массив. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 13. "Недра", 1967.
- Иванов О.К. Ультраосновные пегматиты и связанные с ними образования в гипербазитах Сарановского комплекса. — Ежегодник 1970 ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971.
- Иванов С.Н. Особенности образований рудных месторождений, связанных с гидротермами. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды II Уральского петрографич. совещ., т. I. Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1969.
- Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. — Труды ИГ УФАН, вып. 79. Изд. УФАН СССР. Свердловск, 1966.
- Малахов И.А. О содержании и форме нахождения хрома в ультрабазитах Урала. — Материалы к I Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967.
- Малахов И.А. О геохимических критериях выделения хромитонных ультраосновных массивов на Урале. — В кн.: МГК XXIII сессии. Доклады советских геол. Изд-во АН СССР, 1968.

- Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. - Труды ИГТ УФАН, вып. 83. Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1970.
- Малахов И.А. Термодинамические условия серпентинизации ультраосновных пород. - Докл. АН СССР, 200, №1, 1971.
- Нокколдс С.Р., Митчелл Р.Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. - В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. ИЛ, 1971.
- Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных массивов. - Труды ИГН АН СССР, вып. 163, серия рудн. месторожд., №13, 1949.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. "Наука", 1968.
- Романович И.Ф. Роль содержания устойчивых компонентов при расчете изменения объема и баланса веществ при метасоматозе. - Изв. высш. учебн. завед. - Геология и разведка, №7, 1961.
- Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. - Труды ИГН АН СССР, вып. 97, серия рудн. месторожд., №12, 1948.
- Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами из трубки "Мир" (Якутия). - Зап. Всес. Мин. об-ва, г.С., вып. 5, 1971.
- Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. - Труды Ин-та геологии и геохимии УФАН СССР, 1967.
- Фоминых В.Г. Минералогия и геохимия клинопироксенитов платиноносного пояса Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды II Уральского петрографич. совещ., т. II Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О составе титаномагнетитов Урала. - Докл. АН СССР, 147, №6, 1962.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. - Зап. Всес. Мин. об-ва, №5, 1964.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О генезисе титаномагнетитов. - МГК XXIII сессии. Доклады советских геол. - В сб.: "Эндогенные рудные месторождения".
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Формационное деление магматических образований на Урале. Магматические формации. - Тр. III Всес. петрограф. совещания. "Наука", 1964.
- Roos C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and of olivin-rich inclusions in basaltic rocks. - Amer.Min., 39, N 9-10, 1964.
- Thayer T.P. Chromite segregations as petrogenetic indicators. - Geol.Soc.South Africa, Spec.publ. N 1, 1970.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ-ЩЕЛОЧНО- БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МИНЕРАГЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

ВВЕДЕНИЕ

Материалы последнего десятилетия свидетельствуют о признании исследователями генетической связи ультраосновных-щелочных (с карбонатитами) и кимберлитовых формаций, развитых в пределах устойчивых областей земной коры (плиты, шиты). Кроме того, появляется все больше материалов о сонахождении и генетической связи щелочных (бесполовошатовых) базальтоидов, относимых ранее Ю.А. Кузнецовым (1964) к самостоятельной щелочно-базальтоидной формации, с ультраосновными-щелочными (с карбонатитами) интрузиями. Таким образом, намечается генетическая серия пород, тесно связанная между собой во времени и пространстве и ранее относимая к трем самостоятельным формациям. Это позволяет нам указанные выше три формации объединить в одну - щелочно-ультраосновную-щелочно-базальтоидную, объединяемую генетическим родством и проявляющуюся во времени и пространстве одновременно. Сходные, как увидим ниже, геологоструктурные, петрогеохимические и минерагенические особенности этих формаций подтверждают справедливость такого объединения, что представляет интерес с экономической точки зрения, так как открывает новые пути поисков полезных ископаемых. Так, обнаружение одной из указанных выше ассоциаций пород может (и должно) повлечь за собой поиски других генетически родственных ей ассоциаций и связанных с ними полезных ископаемых.

По существу выделяемые ранее три самостоятельные формации являются тремя фациями одной щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной формации: эффузивной-щелочно-базальтоидной, интрузивной-ультраосновной-щелочной (с карбонатитами) и эксплозивной-кимберлитовой. Учитывая, что в том или ином регионе может присутствовать от одной до трех указанных фаций (формаций), в целях более четкого расчленения их во времени, пространстве и по минерагении целесообразно назвать их субформациями (субкомплексами), входящими в состав единой щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной формации. Таким образом, предлагается выделять в последней три субформации: щелочно-базальтоидную, ультраосновную-щелочную (с карбонатитами) и кимберлитовую (даек и трубок взрыва).

При этом следует иметь в виду, что в отдельных регионах щелочно-ультраосновные-щелочно-базальтоидные формации (субформации) могли проявляться неодновременно и неоднократно (как например субформации кимберлитов). В этих случаях для каждого региона мы будем иметь дело с конкретной формацией (субформацией), объединяющей закономерные ассоциации изверженных горных пород, генетически (парагенетически) между собой связанных, близких по времени образования и рожденных из одного очага (Афанасьев, 1961).

Необходимость объединения указанных субформаций в одну формацию (в один формационный тип) диктуется и тем, что до сих пор дискутируется вопрос (Гоньшакова, 1973^{1,2}) о генетической связи субформации щелочных (бесполевошпатовых) базальтоидов с серией пород (полевошпатовых) базальтов (трахибазальтов).

Нередко обе ассоциации пород наблюдаются в одном районе (Маймеча-Котуйская провинция на северо-западе Сибирской платформы, Приазовская часть Украинского щита), что позволяет исследователям объединять их иногда в одну - щелочно-оливин-базальтовую формацию, наиболее характерную, как известно, для зон ранней консолидации (Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Кавказ). Ю.А. Кузнецов в своей монографии (1964, стр. 294) подчеркивает самостоятельность существования щелочно-базальтоидной и щелочно-оливин-базальтовой формаций. Это еще раз обращает наше внимание на необходимость особого подхода к выявлению и расчленению таких формаций, учитывая генетическую связь одной из них (щелочно-базальтоидной) с субформациями ультраосновных-щелочных интрузий и кимберлитов (Шейнманн и др., 1961; Соболев, 1962; Егоров и др., 1968; Гоньшакова и др., 1967, 1968², 1973^{1,2} и др.).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИЙ (СУБФОРМАЦИЙ)

По данным многочисленных исследователей (Ю.М. Шейнманн, А.А. Кухаренко, Л.С. Егоров, Н.А. Волотовская, В.И. Гоньшакова, Б.М. Владимир и др.) щелочно-ультраосновные-щелочно-базальтоидные формации (или их субформации) приурочены к четырем типам областей: а) окраинным частям древних платформ (Маймеча-Котуйская провинция, Карело-Кольская провинция, Алданский щит, северо-восток Сибирской платформы, Гвинейско-Либерийский щит на западе Африканской платформы); б) областям Великих разломов (зонам активизации), секущих как древние платформы, так и области завершенной складчатости (Африканская система рифтовых зон); в) зонам пограничных разломов, отделяющих платформу от древней складчатой области (Восточный Саян); г) внутриплатформенным прогибам-авлакогенам (прогиб Большого Донбасса).

Наблюдаются редкие случаи появления отдельных субформаций (щелочно-базальтоидной) в пределах зон ранней консолидации (Приморье), но для последних, как правило, характерно развитие щелочно-оливин-базальтовых (трахибазальтовых) формаций.

Особенностью локализации щелочно-ультраосновных-щелочнобазальтоидных формаций является связь их с зонами активизации, чаще всего представленных глубинными (сквозьструктурными) разломами большой протяженности или глубинными разломами на стыках разных структурных областей. Связь рассматриваемых формаций с глубинными, долгоживущими зонами, неоднократно подвергающимися тектонической активизации, обусловила, как увидим ниже, их своеобразную минерагению и метасоматоз.

Пермотриасовая формация Маймеча-Котуйской провинции (тип "а") приурочена к пересечению широтного (параллельно северному краю платформы) и меридионального Центрального Таймырского разломов. На примере Маймеча-Котуйской провинции особенно видна структурно-тектоническая обособленность (Егоров и др., 1961) развитых здесь двух формаций - трапповой (толейит-базальтовой) и щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной (представленной всеми тремя субформациями), подчеркивающая различие в их локализации, условиях формирования и составе породивших их магматических очагов. Генетическая связь развитых здесь субформаций признается большинством исследователей (Л.С. Егоров, Е.Л. Буткова, Н.П. Сурина, С.П. Прохорова и др.).

Выявленные за последнее время на северо-востоке Сибирской платформы (Никишев, Ковальский, Маршинцев, 1972) отдельные субформации альнеитов (мелилитовых, монтицелитовых, пироксеновых), тесно связанные во времени и пространстве с кимберлитами и карбонатитами, лишней раз подтверждают тесную генетическую их связь.

Рассматриваемые породы локализуются в пределах обособленных полей, характеризующихся с юга на север увеличением глубины денудационного среза.

Для некоторых субформаций кимберлитов (на примере Якутской провинции), в частности, алмазоносных их разновидностей, наблюдается пространственная обособленность от других субформаций (щелочно-базальтоидной, ультраосновной-щелочной), но это, как будет показано для Гвинейско-Либерийского щита (запад Африканской платформы), не всегда является правилом. Указанную обособленность алмазоносных кимберлитов от других субформаций, некоторые исследователи (Милашев, 1972) объясняют условиями их формирования, в частности, зависимостью между химическим составом расплава, фациальными условиями образования кимберлитов и содержанием алмазов в этих породах. Этот исследователь общей геотектонической закономерностью проявления кимберлитового вулканизма считает приуроченность его к крупным структурам (антеклизам, щитам), характеризующимся длительным, медленным и устойчивым воздыманием. С антеклизами (щитами) связаны кимберлиты южной

и западной Африки, Индии и других районов, где они локализируются в пределах зон глубинных разломов.

В пределах Карело-Кольской провинции широко развита палеозойская (590–340 млн. лет) субформация ультраосновных-щелочных (с карбонатитами) интрузий. Подчиненное развитие имеет субформация щелочно-ультраосновных, родственных кимберлитам, пород.

Магматические образования приурочены к местам пересечения субмеридиональных с субширотными зонами глубинных разломов, возникших на границе архейских блоков и областей протерозойской складчатости (Кухаренко, 1958, 1971; Курылева, Носиков, 1959; Вологовская, 1960; Воробьева и др., 1972).

В юго-западной части Гвинеиско-Либерийского щита (Владимиров, 1971) пермотриасовая трапповая формация наиболее широко проявилась в синеклизах Таудени* и Западно-Гвинеиской, проникая лишь частично в сопредельную область Гвинеиско-Либерийского щита. Наоборот, меловые субформации кимберлитов и ультраосновных-щелочных интрузий (перидотиты, слюдяные перидотиты, порландиты и др.) локализируются совместно в пределах щита близ зоны Главного Гвинеиского разлома (Фенарийский купол).

Развитая на Гвинеиско-Либерийском щите щелочно-оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация является, согласно Б.М. Владимирову, следствием океанизации коры. Для кратонов эта магматическая фаза рассматривается им как наложенное явление в связи с развитием пограничных структур и не свойственна кратонам, так как не связана с развитием этих стабильных структур.

Выделяемые исследователями зоны Великих Африканских разломов (тип "б"), являющиеся областями локализации разнообразной серии пород (щелочных базальтоидов, щелочных оливиновых базальтов, трахибазальтов, фонолитов, трахитов и пр.), с точки зрения формационного анализа последних, как нам представляется, до сих пор слабо изучены.

Не исключено, что причина этого – неоднократная повторяемость и наложенность тектоно-магматических процессов в связи с неоднократной активизацией этих зон. Как известно, магматические ассоциации Африканских рифтов принято относить к трахибазальтовой (щелочно-оливин-базальтовой) формации. В связи с этим вызывает интерес следующее явление: Восточная рифтовая зона включает преимущественно серию натриевых щелочных пород (щелочные пикриты, меллититы, анкаратриты, нефелиниты, фонолиты, карбонатиты), а Западная – серию преимущественно калиевых щелочных пород (угандиты, катунгиты, мафуриты, меллититы, лейцититы, трахибазальты, трахиты, карбонатиты). Химический состав щелочных эффузивных пород рифтовых зон варьирует в очень широких пределах (Герасимовский, Поляков, 1972). Калиевый или натриевый характер пород Восточной и Западной рифтовых зон связан, по мнению указанных исследователей, с неоднородностью верхней мантии в этих районах. Дальнейшее сравнительное изучение щелочных базальтои-

дов рифтовых зон со щелочно-базальтоидными субформациями древних платформ, позволит, возможно, внести ясность в этот вопрос.

Зона сочленения внутриплатформенного прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом (тип "Г") по особенностям магматизма сходна с Маймеча-Котуйской провинцией, но здесь магматические образования представлены менее разнообразной серией пород, хотя и не исключено, что это следствие слабой изученности данной территории. Так же как и в пределах других областей древних платформ, рассматриваемый тип магматизма здесь контролируется глубинным разломом большой протяженности с максимумом проявления в улах пересечения главного субширотного с субмеридиональными разломами меньшего масштаба.

Особенно широко щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидный магматизм проявлен на северо-востоке Украинского щита - в Приазовской его части, в зоне сочленения с Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном с резко выраженной разломной (боковой) тектоникой (Гоньшакова, 1972). На северо-западе щита (в северо-восточной части Припятского прогиба) наиболее полно представлена субформация щелочных (нефелиновых, лейцитовых и др.) базальтоидов (Гоньшакова, Корзун, 1968). По возрасту обе формации (Приазовская и Припятская) относятся к палеозойскому времени ($390 \pm 20 - 326 \pm 12$ млн. лет).

Приазовская щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная формация представлена всеми тремя субформациями: щелочно-базальтоидной, ультраосновной - щелочной (с карбонатитами?) и субформацией кимберлитовых пород, соответствующих, на данном уровне наших знаний, по условиям образования (глубина формирования и пр.) породам эклогитовой фации (Гоньшакова и др., 1973₄). Отличительной особенностью рассматриваемой Приазовской магматической формации, сравнительно с Маймеча-Котуйской, является как бы обратный направленный процесс в появлении отдельных субформаций.

В Приазовье этот процесс имел гомодромный характер (щелочно-ультраосновные и ультраосновные породы - щелочные базальтоиды - щелочные породы), а в Маймеча-Котуйской - антидромный (щелочные базальтоиды - ультрабазиты - щелочные породы).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАГЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

Рассмотренные выше, разнообразные по времени и месту образования, щелочно-ультраосновные-щелочно-базальтоидные формации древних платформ, в частности, наиболее хорошо выдерживающие свой состав ультраосновные-щелочные интрузии с карбонатитами, обнаруживают большое сходство в петрологии, петрогеохимии, метасоматических процессах и минерагении. Им свойственна недосыщенность кремнеземом, обогащенность титаном, щелочами, а так же своеобразие метасоматических процессов (карбонатизация, серпентиниза-

ция и пр.). В процессе формирования рассматриваемых формаций (субформаций) отмечается тесный парагенезис таких элементов, как Ca, Ti, Fe, Nb, TR, Zr, а так же обогащенность пород летучими компонентами (F, P, H₂O, CO₂). Эта особенность объясняет широкое развитие метасоматических процессов, приводящих часто на конечных этапах формирования формаций (субформаций), к образованию карбонатитов с редкометалльным оруденением (Nb, TR сериевого ряда). Наиболее высокие содержания редких элементов, в частности Nb и TR, в сотни раз превышающие содержания в ультрабазитах и в десятки раз в базальтах и даже сиенитах (Dawson, 1967), характерны для кимберлитов и карбонатитов.

Как установлено на примере Приазовской щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной формации, особую роль в процессах петрогенезиса и металлогении последней играют элементы группы железа (Cr, Ni, Co, Mn), редкие элементы (Nb, Zr, La), а также некоторые халькофильные и петрогенные элементы (Cu, Ga, Li, Ba). Две последние группы элементов, в отличие от элементов группы железа, проявляют тенденцию к накоплению в процессе становления формаций.

Ведущими элементами рассматриваемых формаций являются Cr, Ni, Ti, Sr, Ba, P содержание которых на 2-5 и более порядков выше по сравнению с породами траптовых формаций. Рассматриваемые формации отличает от последних также состав редкоземельных элементов и присутствие в повышенных количествах Zr, Nb. Сходное поведение Ba и Li с поведением редких элементов объясняется геохимической связью тех и других с главнейшими петрогенными элементами, видовой состав которых меняется в процессе становления формаций. При резком дефиците в породах Si, Al и O избыточными являются Ca, Mg, Fe и Ti, что и обуславливает широкое распространение в них титаномагнетита и перовскита (Кухаренко, 1971). Высокой концентрацией Ca, Mg, Fe, Ti, в рассматриваемых формациях (за исключением субформации кимберлитов). А.А. Кухаренко объясняет и обогащенность их Ba, Sr, TR, Zr, Nb, Ta, геохимически связанных с ними и входящих в решетки порообразующих силикатов, титанатов, окислов, что приводит в ряде провинций к рудопроявлениям и месторождениям редких и рассеянных элементов (Кольская, Маймеча-Котуйская и другие провинции). Главными элементами, определяющими особенности минерогении этих формаций, являются железо, титан, ниобий, тантал, редкие земли, фосфор, барий, стронций, а также алюминий и магний, фиксирующиеся в виде флогопита. Исследователи выделяют два генетических типа месторождений полезных ископаемых, связанных с субформацией ультраосновных-щелочных интрузий: магматический и постмагматический. Первый связан с ультрабазитами начальных фаз формирования субформаций, а второй - преимущественно с заключительными, т.е. с образованием карбонатитов и различных метасоматитов.

Образование в некоторых провинциях фенитов, ортоклазитов (Приазовье), связанных с конечными щелочными дифференциатами (мальнитам, нефелиновыми сиенитами), сопровождается привнесом берил-

лия. Так, например, наличие бериллиевых фенитов отмечается для района Сил-Лейк в Канаде (Топунова, 1969), в пределах которого развиты щелочные сиениты и связанные с ними фениты, содержащие бериллий, ниобий, торий, редкие земли и др. Наблюдается генетическая связь щелочных пород, в одних случаях с гранитными, в других — с щелочно-ультраосновными и щелочно-основными магмами (О.А. Воробьева и др., 1972). Это позволяет считать, что для бериллиеносных фенитов, возникающих в связи со щелочными породами (щелочными эманациями), первоисточником может служить как гранитоидная, так и щелочно-основная и щелочно-ультраосновная магмы. В Приазовье имеет место, по-видимому, последний случай. Наряду с этим, не исключается (а предполагается), что при подобного рода процессах определенную роль могли играть и вмещающие породы, за счет "переработки" которых щелочными метасоматизирующими растворами шло накопление того или иного компонента (бериллия, фтора и др.). Развитие щелочных пород и связанных с ними бериллийсодержащих фенитов, ортоклазитов и пр., располагающихся на юго-востоке Русской платформы (Приазовье) в пределах активизированной зоны, так же находится в соответствии с данными (Топунова, 1970) для бериллиевых проявлений и месторождений зон активизации Северной Америки (вдоль юго-западного и центрального края Канадского щита, по его границе с Северо-Американской платформой и вдоль восточного края Центральных Кордильер).

Для зон активизации, в пределах которых развит рассматриваемый тип формаций (зона сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита), характерно также проявление флюоритового оруденения. Главнейшими факторами, определившими региональную повышенную фтороносность пород Восточного Приазовья, служат глубинность разломов и их многократная подновляемость, а также развитие специфического щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного и щелочного магматизма (Зарицкий, Стрёмовский, 1966). В пределах этой структуры, по данным этих исследователей, выделяется два этапа флюоритообразования. Один из них парагенетически связан с завершающими стадиями становления палеозойской щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной формации, а второй с позднегерцинским этапом развития структуры, который привел в основном к перераспределению содержащегося в полеозойской магматической формации фтора и образованию флюоритового месторождения (Покрово-Киреевская структура). Предполагается, что из последней фтор был выщелочен гидротермами, связанными с позднегерцинским трахиандезитовым магматизмом.

Связь флюоритовых рудопроявлений и месторождений с областями активизации, с зонами долгоживущих тектонических нарушений рассматривается в работах А.Д. Щеглова (1969), причем в ряде случаев, как и в указанном выше районе, отмечается парагенетическая связь месторождений флюорита с основными щелочными комплексами (Западное Забайкалье). Отчетливая связь флюоритовых

месторождений с процессами тектоно-магматической активизации и длительно развивающимися разломами установлена для ультраосновных-щелочных пород рифтовой зоны Юго-Восточной Африки. При этом высказывается предположение (Щеглов, 1969), что месторождения флюоритоносных карбонатитов всегда древнее низкотемпературных гидротермальных месторождений флюорита. Так, например, в Восточной Африке, Бразилии жильные флюоритовые месторождения формируются позднее ультраосновных-щелочных интрузий. Эта же особенность, по всей вероятности, характерна и для флюоритового месторождения Восточного Приазовья.

Таким образом, состав, содержание и поведение вышеуказанных элементов в процессе формирования щелочно-ультраосновных-щелочно-базальтоидных формаций (субформаций), особенности связанной с ними минерации, могут служить надежным критерием (в совокупности с петрологическими данными) для решения ряда петрогенетических вопросов, в частности, вопроса о принадлежности пород к тому или иному формационному типу.

* * *

Специфические минерогенетические и метасоматические особенности щелочно-ультраосновных-щелочно-базальтоидных формаций, состав пород, соответствующий на начальных этапах проявления магматизма высокотемпературным силикатным расплавам (оливиниты, перидотиты, меймечиты и пр.), приуроченность их к глубинным разломам устойчивых областей земной коры свидетельствуют об особом глубинном источнике расплавов для этих формаций. Генерация соответствующих магматических очагов, давших эти формации, происходила на больших глубинах, чем глубины зарождения платобазальтовых (толейитовых) и трахибазальтовых (щелочно-оливин-базальтовых) магм, в зонах более высоких температур и давлений. О различии исходных магм, для щелочно-ультраосновных-щелочно-базальтоидных и щелочно-оливин-базальтовых формаций свидетельствуют многочисленные данные. Так, например, в работе Л.С. Бородина и др. (1970, стр. 26) указывается, что "в любых дифференциатах из провинций щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, концентрация циркония гораздо выше, чем в аналогичных по щелочности производных менее глубинных серий Кузнецкого Алатау и трапповых провинций". Таким образом, формационное положение пород отражает глубинность первичного магмообразования.

О глубинности первоисточника, в частности для кимберлитовых субформаций, свидетельствует присутствие в них "тяжелого" углерода, который А.П. Виноградов (1967) считает глубинным, а так же наличие в некоторых алмазах включений коэсита, свидетельствующего о высоких давлениях в период образования этих алмазов. Последние данные М.А. Гневушева по изучению алмазов говорят о разнообразии условий образования природных алмазов. Они могут

образоваться и при других, менее барофильных условиях, соответствующих различным фазам кристаллизации этого минерала в магматическом очаге, даже в пределах земной коры при продвижении в нее очагов кимберлитовой магмы.

Состав исходных расплавов для рассматриваемого типа формаций по теоретическим и экспериментальным данным (Йодер, 1954; Осборн, 1964; Геншафт и др., 1967; Ланда, 1967 и др.) может отвечать щелочно-ультраосновным-базанитовым магмам типа меймечита или промежуточным между ним и нефелиновым базальтом.

Геохимической особенностью рассматриваемых формаций является повышенная роль в них таких элементов, как Nb, Zr, TR, а также летучих компонентов — P, F, CO₂, H₂O и др. Эта специфика находится в связи с общим геолого-структурным положением формаций и с исходным составом породивших их магм. При этом в одних участках земного шара могли возникать полные серии пород формаций, представленные всеми тремя субформациями — щелочнобазальтоидной, ультраосновной-щелочной (с карбонатитами), кимберлитовой, а в других — только двумя и даже одной. Выпадение некоторых серий пород (субформаций) может быть объяснено особенностями тектонического строения отдельных участков платформы (Франкесон, Прокопчук, 1968)¹ длительностью существования разломов (зон проницаемости), а также условиями формирования формаций и субформаций (быстрое или медленное продвижение магматических расплавов в верхние структурные этажи земной коры, отражающиеся на скорости дифференциации вещества, наличие или отсутствие промежуточных очагов, возможные процессы ассимиляции и др.).

Возникновение крайних дифференциатов рассматриваемых формаций — субформаций щелочных пород (фонолиты, малиниты, сиениты) следует связывать, по-видимому, только с внутрикоровыми участками Земли.

Геолого-структурное, петрогеохимическое и минерагеническое сходство щелочно-ультраосновных-щелочно-базальтоидных формаций, развитых на древних платформах, указывает на сходство условий их образования, на существование закономерностей в их формировании. Эти особенности позволяют допускать близкие глубины зарождения магматических очагов, давших эти породы, в различных участках древних платформ.

¹ Имеется в виду тесная связь только алмазоносных кимберлитовых субфаций с центральными участками платформ (для Якутской провинции), характеризующимися особым строением докембрийского основания платформы.

- Афанасьев Г.Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.
- Бородин Л.С., Нечаева И.А., Танзеев А.А., Осокин Е.Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометалльного оруденения. — Изв. АН СССР, серия геолог., № 3, 1970.
- Виноградов А.П., Кропотова О.И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1967.
- Владимир Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. "Наука", 1971.
- Волотовская Н.А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Воробьева О.А., Яшина Р.М., Свешникова Е.В., Кононова В.А., Андреева Е.Д. Условия формирования щелочных пород. — МГК, XXXIV сес. Доклады советских геол., "Минералогия". "Наука", 1972.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли. — Физика земли, № 9, 1967.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. Щелочные породы рифтовых зон Восточной Африки. — МГК, XXIV сессия. Доклады советских геол. "Минералогия", "Наука", 1972.
- Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О., Бойчук М.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1967.
- Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного-щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии. (На примере Русской и Сибирской платформ). — Доклады советских геол. на МГК, XXIII сессия. "Кора и верхняя мантия земли". "Наука", 1968₁.
- Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Юрченко В.Ф., Стремовский А.М. Петрохимические особенности щелочно-ультраосновного-щелочно-базальтоидного комплекса зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. — Изв. АН СССР, серия геолог., № 9, 1968₂.
- Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. "Наука", 1968₃.
- Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица И.С., Левенштейн М.Л., Стрекозов Н.Ф., Тетерюк П.И., Хитров В.Г. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье. — Изв. АН СССР, геол., 2, 1974.
- Гоньшакова В.И. К вопросу о соотношении ультраосновной-щелочной, щелочнобазальтоидной и щелочно-оливин-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры. — Петрол. и металлоген. базитов. "Наука", 1974₁.
- Гоньшакова В.И. (отв. редактор.) Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы (коллектив авторов). "Недра", 1973₂.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. "Наука", 1967.
- Егоров Л.С., Рудяченко В.М., Сурина Н.П. О структурно-геологическом положении ультраосновных-щелочных пород в Маймеча-Котуйской провинции. — Докл. АН СССР, т. 182, № 1, 1968.

- Зарицкий А.И., Стремовский А.М. Особенности геологического строения и образования Покрово-Киреевского месторождения плавикового шпата. - Тезисы докладов IV конф. молодых геологов Украины, 1966.
- Йодер Х.С. Система $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования, ИЛ, 1954.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Курылева Н.А., Носиков В.В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове. - Разведка и охрана недр, № 3, 1959.
- Кухаренко А.А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 87, в. 3, 1958.
- Кухаренко А.А. Металлогенетические особенности щелочных формаций Восточной части Балтийского щита. Л., "Недра", 1971.
- Ланда Э.А. О генезисе ультрабазитов в щелочно-ультраосновных массивах. Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, ч. 96, в. 4. Л., "Наука", 1967.
- Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л. "Недра", 1972.
- Никишов К.Н., Ковальский В.В., Маршинцев В.К. Щелочно-ультраосновные породы (альеиты, кимберлитовые и карбонатитовые) на северо-востоке Сибирской платформы. - МГК, XXIV сессия. Доклады советских геологов, проблема 14. "Минералогия". "Наука", 1972.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов. - В кн.: "Химия земной коры", т. II "Наука", 1964.
- Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. - Геология и геофизика, № 7, 1962.
- Топунова Г.А. Месторождение бериллиеносных фенитов Сил-Лейк (Канада). - В сб.: Редкие элементы. Сырье и экономика, вып. 3. Изд. ИМГРЭ, 1969.
- Топунова Г.А. Бериллий в субвулканических гидротермальных месторождениях одной из зон активизации Северной Америки. - В сб.: Редкие элементы. Сырье и экономика, вып. 5. Изд. ИМГРЭ, 1970.
- Францессон Е.В., Прокопчук Б.И. Кимберлиты - тектоно-магматическая фация щелочно-ультраосновной формации платформ. - В сб.: "Вулканизм и тектогенез". МГК, XXIII сессия. Докл. советских геол. "Наука", 1968.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - Геол. рудн. месторожд., вып. 12-13, 1961.
- Щеглов А.Д. Флюоритовые месторождения - индикаторы процессов тектоно-магматической активизации. - Докл. АН СССР, 188, №2, 1969.
- Dawson J.B. Geochemistry and origin of kimberlite. Of prints from ultramafic and related rocks. Ed. by P.S.Wyllie. Publ. by John Wiley Sons, Inc., 1967.

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И РУДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

В рудогенных процессах существенную роль играют интрузивные щелочные породы, представленные: 1) фельдшпатоидными сиенитами, среди которых в земной коре наиболее распространены нефелиновые сиениты, а разновидности с псевдолейцитом, содалитом и другими фельдшпатоидами приобретают локально существенное значение; 2) фельдшпатоидными породами без полевого шпата, среди них центральное место принадлежит нефелиновым породам из серии уртит-ийолит-мельтейгит; 3) щелочными габброидами с фельдшпатоидами (иногда ортоклазом) и темноцветными минералами повышенной щелочности; 4) сиенитами и гранитами со щелочными пироксенами и амфиболами.

Щелочные интрузивные породы входят в состав довольно определенных природных ассоциаций, связанных в своем происхождении с четырьмя типами исходных магм: собственно нефелин-сиенитовой, ультраосновной, габброидной (базальтовой) и гранитной. Независимо от того, в какой природной ассоциации появляются щелочные породы, неизменными их спутниками будут ниобий, цирконий, редкие земли. Весьма постоянно ведут себя отдельные элементы из семейства железа (Fe, Ti и др.), некоторые литофильные элементы (Li, Rb, Cs и др.) и летучие компоненты (P, F, Cl, CO₂). В совокупности они определяют основные черты минерализации щелочного магматизма. Однако в исключительных случаях эти элементы входят в состав первично-магматических минералов, дающих месторождения. Редкометалльное и редкоземельное оруденение чаще связано с послемагматическими процессами.

Многолетние исследования щелочных массивов СССР позволили выявить разнообразные природные ассоциации щелочных пород. Из них наиболее важными для рудогенных процессов являются описанные ниже. Ассоциации со щелочными породами относятся обычно к многофазным образованиям. Они включают преимущественно магматические породы и сопровождающие их продукты послемагматических метасоматических преобразований. Последние распространены как в интрузивных телах, так и во вмещающих толщах. Особенности развития щелочного магматизма и характер рудогенных процессов тесно связаны с происхождением самих ассоциаций. Поэтому необходимо рассмотреть их в отношении состава, условий формирования и минерализации.

ГЛАВНЕЙШИЕ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ИХ РУДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МАГМАТИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

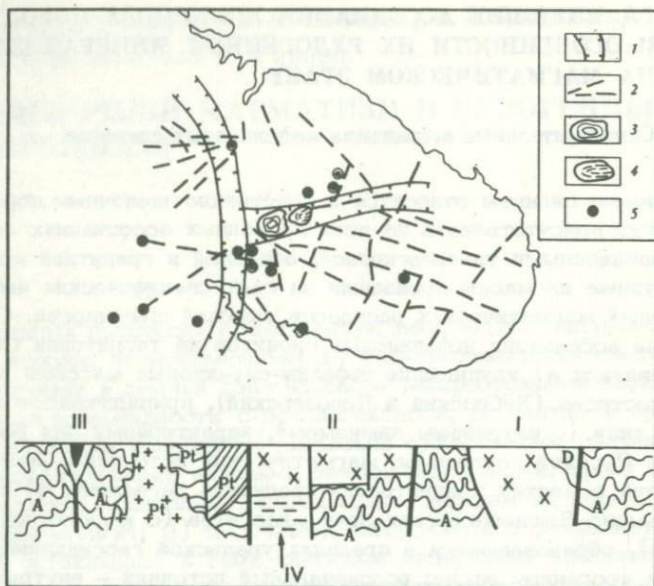
Самостоятельные ассоциации нефелиновых сиенитов

Нефелиновые сиениты относятся к собственно щелочным породам. Они могут присутствовать во всех природных ассоциациях совместно с производными ультраосновной, основной и гранитной магм. Самые крупные их массы произошли за счет специфических нефелин-сиенитовых магматических расплавов высокой щелочности. Самостоятельные ассоциации нефелиновых сиенитов на территории СССР представляют: а) крупнейшие нефелин-сиенитовые массивы Кольского полуострова (Хибинский и Ловозерский), принадлежащие к агпайтовому типу (с натриевым химизмом), характерному для Балтийского щита Русской платформы; магматический источник — мантийный, возникший в местах концентрации продуктов дегазации; б) протяженная Ильмено-Вишневогорская зона миаскитов (с калинатриевым химизмом), образовавшаяся в пределах уральской геосинклинали, на главном орогенном этапе; родоначальный источник — внутрикорового происхождения за счет палингенеза с интенсивной метасоматической переработкой вещества сiala.

Агпайтовая ассоциация нефелиновых сиенитов включает различные разновидности лувзитов, фойзитов, хибинитов, пойкилитовых и других нефелиновых сиенитов. Им сопутствуют уртиты, ийолиты, ювиты и малиньиты. Данная ассоциация, имеющая большое значение для магматических процессов оруденения крупного масштаба, классически представлена Ловозерским первично расслоенным нефелин-сиенитовым массивом и Хибинским зонально-концентрическим интрузивом, занимающими в совокупности около 2000 кв. км. По размерам им нет равных, а по особенностям минерализации с ними имеет много общего массив Илимауссак в Гренландии. Кольские массивы формировались в пределах длительно живущей грабенообразной структуры, являющейся северным окончанием протяженной системы сквозьструктурных разломов типа линеамента (Волотовская, 1967; Кухаренко, 1967). В такой тектонической обстановке поступил из значительных глубин исключительно большой объем нефелин-сиенитового магматического расплава, обогащенного щелочами, летучими составными частями (P, Cl, F, S, H₂O) и такими элементами как ниобий, цирконий, редкие земли, титан.

Есть основание признать, что нефелин-сиенитовая магма возникла в мантийном источнике, где она обособилась сложным путем. Возможность подобного допущения исходит из следующих положений.

1. В восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров), где расположены Хибинский и Ловозерский массивы, длительное время господствовал платформенный режим (поздний протерозой —



Фиг. 1. Схема размещения щелочных интрузивов на тектонической основе Кольского полуострова (с разрезом)

1 - зоны глубинных разломов до поверхности Мохо; 2 - глубинные разломы (зоны) в докембрийском фундаменте; 3 - Хибинский массив; 4 - Ловозерский массив; 5 - массивы ультраосновных и щелочных пород

I - Ловозеро, II - Хибиньы, III - массив ультраосновных и щелочных пород, IV - "гранулит-базитовый" слой (геофизические данные)

палеозой). Спокойная тектоническая обстановка в регионе с мало-мощной земной корой (Панасенко, 1963) благоприятствовала обособлению в подкорковых областях магматических расплавов, обогащенных щелочами и летучими компонентами.

2. Существенное значение имели глубинные разломы, многие из которых пересекали докембрийский кристаллический фундамент щита, а некоторые доходили до "гранулит-базитового" слоя (фиг. 1). Поверхность Мохо под Хибинской структурой локально поднята и находится на глубине 20-25 км. В этих условиях возможно поступление самостоятельной нефелин-сиенитовой магмы из мантийного очага.

3. Химизм нефелин-сиенитовой магмы был особым (агпайтовым) и очень выдержанным, подтверждением чему служат средние химические составы нефелин-сиенитовой магмы, сформировавшей крупнейшие Ловозерский и Хибинский интрузивы герцинского времени.

Средние химические составы этих массивов (табл. 1, ан. 1, 2), отражая преобладание луювритов в первом из них (меньше Al_2O_3 , больше $Fe_2O_3 + FeO$) и лейкократовых нефелиновых сиенитов во втором (выше содержание Al_2O_3 , и снижается суммарное количество железа), сохраняют общие черты химизма исходной магмы (табл. 1, ан. 3). Характерны: высокое содержание щелочей, причем натрий значительно преобладает над калием, повышенное количество летучей составной части, наличие титана, ниобия, ширкония, редких земель.

Таблица 1

Особенности химизма самостоятельных ассоциаций нефелиновых сиенитов

Компоненты	Агпайтовая ассоциация нефелиновых сиенитов			Фонолиты Восточной Африки, Восточный рифт		Миаскитовая ассоциация Уральского типа	
	Хибины	Ловозеро	Средний состав магмы	богатые нефелином	бедные нефелином	Вишневогорский интрузив (средние пробы из центральной и северной части)	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53,65	52,92	53,41	51,19	54,52	55,44	54,54
TiO_2	1,03	1,15	1,07	1,02	0,64	0,96	0,66
ZrO_2	0,07	0,681	0,27	Не пред.	Не пред.	0,098	0,16
$(Nb, Ta)_2O_5$	0,03	0,107	0,056	То же	То же	0,008	0,03
TR_2O_3	0,06	0,13	0,08	"	"	0,004	0,003
Al_2O_3	21,52	17,60	20,21	19,85	19,77	20,41	20,86
Ga_2O_3	0,0038	0,0066	0,0047	Не пред.	Не пред.	Не пред.	Не опр.
Fe_2O_3	2,79	6,05	3,88	3,99	2,80	1,38	1,05
FeO	1,74	1,49	1,66	2,65	3,00	2,58	1,98
MnO	0,20	0,34	0,25	0,20	0,23	0,09	0,10
MgO	0,70	1,12	0,84	1,06	1,00	0,84	0,70
CaO	1,78	1,83	1,80	4,07	2,66	1,63	2,19
SrO	0,10	0,10	0,10	Не пред.	Не пред.	0,092	0,094
BaO	0,18	0,067	0,14	То же	То же	0,48	0,21
Na_2O	9,44	9,61	9,49	9,17	7,54	8,53	8,53
K_2O	6,15	4,97	5,75	4,76	5,17	5,11	6,20
Li_2O	0,0046	0,018	0,009	Не пред.	Не пред.	0,0004	0,0008
Rb_2O	0,022	0,005	0,016	То же	То же	0,005	0,0051

Таблица 1 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,20	0,25	0,24	0,20	0,11
V ₂ O ₅	0,013	0,022	0,016	Не пред.	Не пред.		
H ₂ O [±]	0,90	1,23	1,01	1,79	2,45	2,43	1,29
Cl	0,05	0,16	0,09	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет
F	0,12	0,16	0,13	То же	То же	"	"
CO ₂	0,06	0,05	0,06	"	"	0,78	1,32
S		0,05	0,02	"	"	0,09	0,08
SO ₃	0,13	0,20	0,15	"	"		

Примечания. 1. Содержания элементов в щелочных эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки (г/т): Li - 19; Sr - 1445; Ba - 1750; TR - 390; Ti - 0,61; Zr - 766; Nb - 187; Th - 25; Y - 4; Sc - 4; V - 42; Cr - 18; Co - 105; Ni - 11; F - 1500 (Герасимовский, Поляков, 1972). 2. По материалам А.В. Галахова - (1), О.А. Воробьевой - (2, 3), В.И. Герасимовского и А.И. Полякова (1972) - (4, 5), О.А. Воробьевой - (6, 7).

Интересно сопоставление нефелин-сиенитовой магмы по химизму с феолитами (эффузивными аналогами нефелиновых сиенитов), тем более, что существует представление Дж. Райта (Wright, 1971) о возможности выплавления феолитового расплава из мантии. В кровле кольских нефелин-сиенитовых интрузивов залегали щелочные эффузивы, среди которых были и феолиты (Ловозерская свита), но они почти полностью уничтожены эрозией. Одной из интереснейших областей развития щелочного магматизма и феолитов является восточная рифтовая зона Восточной Африки. Химический состав африканских феолитов, особенно богатых нефелином (табл. 1, ан. 4-5), имеет общее с кольскими агпайтовыми нефелин-сиенитовыми интрузивами по содержанию главных породообразующих элементов, по преобладанию Na₂O над K₂O и Fe₂O₃ над FeO, по составу редких элементов. В феолитах Восточной Африки больше кальция, но это относится к химическим особенностям данного региона, где находятся вулканы с карбонатитовыми лавами (Олдойнио-Ленгаи, Керимаси).

Проблема поступления большого объема нефелин-сиенитовой (феолитовой) магмы из самостоятельного мантийного очага имеет важное значение и для рудогенных процессов. Агпайтовая нефелин-сиенитовая ассоциация пород признана как представительный пример магматических месторождений ряда элементов, связанных со щелочным магматизмом. Находившиеся в большом объеме нефелин-сиенитового расплава летучая составная часть, редкие и рассеянные эле-

менты участвуют непосредственно в магматическом минералообразовании, при процессе кристаллизационной дифференциации. Некоторые из них дают значительные скопления, образуя магматические месторождения (эвдиалитовые луювриты, акцессорная вкрапленность лопарита в слоях первично-расслоенной ритмичной серии луювритов-фойяитов-уртитов, сфеновые руды и др.).

К магматическому типу месторождений принадлежат и пользующиеся мировой известностью Хибинские месторождения нефелино-апатитовых руд. В среднем химическом составе Хибинского интрузива содержание P_2O_5 лишь 0,21%. Уникальные месторождения апатитовых руд могли образоваться в особых условиях магматической дифференциации. Нефелин-апатитовые руды и предшествующие им богатые нефелином уртиты и ийолиты завершали формирование хибинских кольцевых интрузий и образовали самые поздние неполнокольцевые (дугообразные) тела. Подобная сопряженность в структуре и пространстве, как и тесный парагенезис апатита с нефелином, позволяют допускать, что участие фосфора в минералообразовании протекало при дефиците кремниевой кислоты. Обособление в ходе магматической дифференциации и кристаллизация уртитов и ийолитов, уже обедненных SiO_2 и обогащенных Al_2O_3 подтверждает такое предположение.

В Хибинах уртиты и ийолиты, сопутствующие апатитовым рудам, имеют значительный масштаб развития. Они являются несомненными магматическими месторождениями глиноземного (алюминиевого) сырья.

Собственно миаскитовая ассоциация (уральский тип) образовалась в иных геолого-тектонических условиях, чем предыдущая (агпайтовая). Она относится к синорогенным образованиям, синхронным с гранитами главной фазы герцинского тектогенеза. Источниками щелочных и гранитных расплавов служили внутрикоровые очаги палингенной магмы, возникшие при локальном плавлении земной коры, вызванном процессами прогрессивного метаморфизма и высокотемпературного метасоматоза в пределах сиаля (Воробьева, 1963; Роненсон, 1966).

Описываемая ассоциация представлена биотитовыми нефелиновыми сиенитами, вошедшими в геологическую литературу под оригинальным названием - миаскиты. Подчиненное положение в ассоциации занимают щелочные и субщелочные сиениты, развитые преимущественно в эндоконтактах. При формировании весьма протяженной (до 150 км) миаскитовой зоны (Вишневогорский и Ильменский интрузивы) поступил такой большой объем нефелин-сиенитовой магмы, который возможен только при существовании самостоятельного очага.

Миаскитовые магматические расплавы по химизму (табл. 1, ан. 6-7) отличаются от нефелин-сиенитовых расплавов агпайтовой ассоциации (табл. 1, ан. 1-3: они более кремнекислые, среди щелочей возрастает роль калия, FeO почти всегда больше Fe_2O_3 , увеличивается количество кальция, обеднен состав летучих компонентов,

среди которых преобладает CO_2 . В миаскитах меньше Ti, Zr, Nb, TR. Эти элементы принимают слабое участие в минералообразовании собственно магматического этапа, хотя среди акцессорных минералов миаскитов, альбитизированных в различной степени, есть циркон и пироксид. Оба минерала, особенно циркон, присутствуют и в нефелин-микроклиновых пегматитах, однако их накопление происходит при автотермической альбитизации и высокотемпературном карбонатном метасоматозе. Эти процессы относятся к рудогенным и характеризуются повышенными концентрациями ниобия и циркона (см. стр. 185).

Ассоциация бесполовошпатовых нефелиновых пород (ряд уртит—ийолит—мельтейгит) с ультраосновными породами

Данная ассоциация наиболее характерна для платформ. В числе контролирующих структур (Шейнманн, 1960; Шейнманн и др., 1961) признаны:

- 1) окраинные области древних платформ;
- 2) разломы по шву между платформой и областью завершенной складчатости;
- 3) сквозьструктурные разломы типа Великих Африканских. На территории Советского Союза к первым двум структурам приурочены определенные серии пород.

1. Серия ультраосновных (оливиниты, пироксениты) и щелочных пород (преимущественно мельтейгиты и ийолиты), сопровождаемая карбонатами, известна на северной окраине Русской платформы (Кольский полуостров), на северо-западной (Маймеча-Котуйский регион) и юго-восточной (Алдан) окраинах Сибирской платформы. До десяти, а иногда и более массивов, приурочены, как правило, к пересечениям систем разломов. Среди ультраосновных пород преобладают оливиниты, иногда присутствуют пироксениты, дуниты и перидотиты.

Породы мельтейгит-уртитового ряда образуют кольцевые или неполнокольцевые интрузивы, площадь которых может достигать 15 кв. км (Ковдор), либо штокообразные тела, площадью от 0,8 (Озерная Варака) до 46 кв. км (Одихинча).

Бесполовошпатовые нефелиновые породы представлены, главным образом, мельтейгитами и ийолитами преимущественно магматического происхождения. Лейкократовые разности — уртиты могут появляться при процессах перекристаллизации и метасоматических преобразований. Малиньиты, нефелиновые и канкринитовые сиениты встречаются обычно в виде жил и даек. Формирование интрузий сопровождается интенсивными метасоматическими процессами, которые приводят к появлению существенно флогопитовых, мелилитовых, апатито-магнетитовых пород и карбонатитов. Характерно развитие ранних стадий метасоматических процессов и связанных с ними месторождений флогопита, апатита, магнетита.

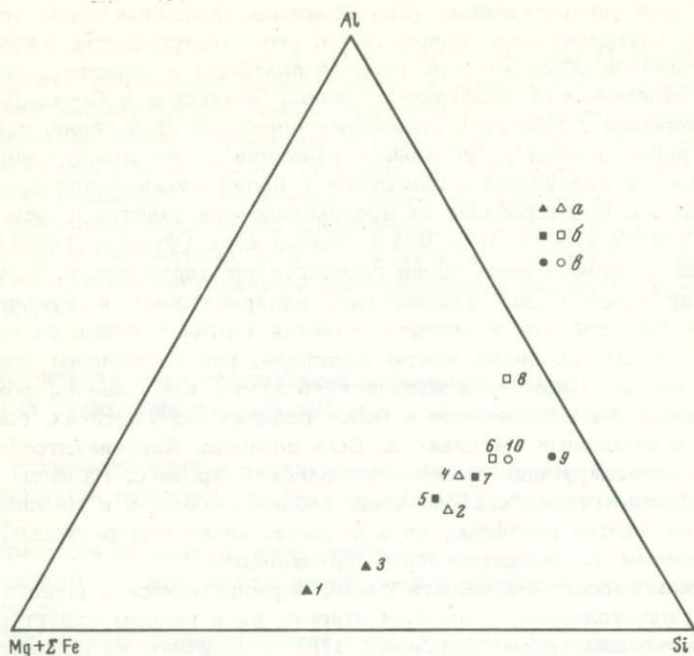
2. Серия ультраосновных (пироксениты), щелочных пород (нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты, мельтейгиты, ийолиты) и карбонатитов образуется на границе платформ и области завершённой складчатости (Восточная Сибирь, Зиминская и Сетте-Дабанская провинции). Массивы, сложенные породами этой серии, приурочены к пересечениям региональных разломов в шве между Сибирской платформой и складчатыми областями с более мелкими поперечными нарушениями. Формирование их произошло при участии и дизъюнктивных и пликативных движений в земной коре (Фролов, 1968).

Среди ультраосновных пород главенствуют пироксениты. В щелочном ряду преобладают нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты. Мельтейгиты и ийолиты, в общих чертах похожие на аналогичные породы окраинных частей платформ, распространены относительно широко. Породы магматического этапа, как правило, сохранились лишь в виде реликтов в более поздних карбонатитах, слагающих в отдельных массивах до 60% площади. Карбонатитообразование — доминирующий послемагматический процесс. Развита не только ранние стадии карбонатитов, наблюдающиеся и в массивах крайних частей платформ, но и поздние, низкотемпературные, со свойственным им редкоземельным оруденением.

Рассмотренные особенности серий, формирующихся в разных структурных условиях, позволили отнести их к разным структурно-петрологическим типам (Кононова, 1968). Причины их различия весьма сложны и многообразны. Несомненно, что геолого-структурная обстановка, глубина заложения разломов, степень тектонической активности влияют на химизм исходных магм. Интересны расчеты средних химических составов серий, в частности, для Маймеча-Котуйской, где широко развиты эффузивы (пикритовый порфирит-оливиновый меллитит-нефелиновый меллитит-оливиновый меланефелинит-меланефелинит), получен состав, близкий нефелиновому пикриту (фиг. 2, т. 1 по Егорову, 1970).

Аналогичный расчёт для Кольско-Карельской провинции (Орлова, 1963) показал, что здесь средний химический состав идентифицируется с меллититовыми базальтами. Судя по расчётам, выполненным В.А. Кононовой и И.А. Гартман для Восточно-Саянской провинции, ее средний химический состав приближался к альноитам, т.е. породам весьма богатым карбонатными составляющими. По-видимому, изначальное обогащение карбонатным веществом исходного расплава определило широкое развитие карбонатитов в массивах Восточного Саяна и Сетте-Дабана.

Ассоциация ультраосновных и щелочных пород характеризуется повышенными концентрациями титана, железа, ниобия, церия, циркония, стронция и других редких и рассеянных элементов. О количественных содержаниях можно судить по средним данным для этой ассоциации, широко распространенной на Кольском полуострове (Кухаренко и др., 1971): TiO_2 — 3,22%, ZrO_2 — 0,047%, $(Y, TR)_2O_3$ — 0,183%, $(Nb, Ta)_2O_5$ — 0,045%, $Fe_2O_3 + FeO$ — 15,25%, SrO —



Фиг. 2. Соотношение петрогенных элементов $Al : Mg + Fe : Si$ в магмах природных щелочных ассоциаций и сопровождающих их пород мельтейгит-уртитовой серии

а - ассоциация ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемая карбонатами; б - ассоциация основных и щелочных пород; в - ассоциация агпайтовых нефелиновых сиенитов - ийолитов, уртитов (черный знак - средний состав ассоциаций; белый знак - средний состав мельтейгит-уртитовой серии)

0,153%. Промышленные концентрации ряда элементов обнаружены в некоторых массивах ультраосновных и щелочных пород на разных этапах формирования. На магматическом этапе в оливинитах, пироксенитах, иногда якупирангитах, возникают титаномагнетитовые и перовскито-титаномагнетитовые руды, которые содержат примеси редких земель, ниобия, тантала. Месторождения собственно редких и редкоземельных элементов образуются только на послемагматическом этапе (см. стр. 195). Мельтейгиты-ийолиты Маймеча-Котуйской провинции (фиг. 2, т. 2) и Кольско-Карельской провинции (фиг. 2, т. 4) обогащены Al_2O_3 по сравнению со средним составом ассоциаций (фиг. 2, тт. 1, 3).

Ассоциация щелочных (щелочное габбро, уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты) и габброидных пород, хотя и может формироваться в условиях платформенного режима, однако свойственна преимущественно областям завершенной складчатости, где щелочно-габброидный (щелочно-базальтовый) магматизм проявлялся многократно, что приводило к возникновению щелочных массивов почти всех возрастных групп. Главными тектоническими условиями для образования щелочных пород глубинного происхождения в пределах областей завершенной складчатости являлись ранняя стабилизация отдельных блоков складчатых структур, а также наличие длительно живущих межструктурных разломных структур, достигавших глубинных очагов родоначальной магмы, связанной с зонами выплавления базальтов повышенной щелочности.

Для пород этой ассоциации наблюдается обычный ряд дифференциатов от более ранних основных (ультраосновных) к более поздним субщелочным и собственно щелочным. Тесная сопряженность контрастных пород является следствием их образования из общего глубинного очага повышенной щелочности, что фиксируется, начиная с самых ранних дифференциатов. В титанавгитовом габбро и пироксенитах этой ассоциации щелочей значительно больше, чем, например, в тех же породах уральского дунит-пироксенит-габброидного пояса (Андреева, 1968).

В пределах ассоциации можно выделить естественные ряды, в которых иногда некоторые члены выпадают. Эти ряды, отражающие постоянное сонахождение щелочных пород то с габбро, то с перидотитами и пироксенитами, представлены: 1) габбро (базальт, диорит) - эссексит (тералит, тешенит) - ийолит (уртит) - нефелиновый сиенит (щелочной сиенит, монзонит); 2) перидотит (пироксенит) - олигоклазовое и ортоклазовое габбро-нефелиновый сиенит (щелочной пегматит, акерит, пуласкит); 3) пироксенит (перидотит, дунит) - шонкинит - нефелиновый сиенит (монзонит, пуласкит, сиенит). Первая серия пород наиболее характерна для данной ассоциации. Несклько необычно наличие ультраосновных пород в естественных рядах, но они являются нередко неотъемлемой частью ассоциации.

Щелочные габброиды почти всегда - постоянный член естественных рядов. По характеру силикатных минералов (щелочные полевые шпаты, фельдшпатоиды, плагиоклаз) и их соотношению они подразделяются на фельдшпатоидные (тералиты, эссекситы, тешениты, шонкиниты и др.) и бесфельдшпатоидные (олигоклазовое, ортоклазовое габбро и др.). В пределах обеих подгрупп по химизму обособляются натриевая, калиевая и калиево-натриевая ветви.

Нефелиновые породы ийолит-уртитового ряда относительно редкие образования и присутствуют в составе сложных многофазных интрузивов. В большинстве случаев они подчинены по площади развития или более ранним интрузивным образованиям (габброиды), или более поздним нефелиновым сиенитам.

Нефелиновые сиениты (фойяиты, малиниты и др.) завершают формирование интрузивов, принадлежащих ассоциации, хотя не всегда являются обязательным членом. Они известны как небольшие жильные выделения, слагают и значительные части интрузивных тел, возникают и обособленные массивы. Щелочные сиениты входят в состав большинства естественных рядов пород данной ассоциации, но могут и отсутствовать. Процессы рудной минерализации нельзя рассматривать в отрыве от сингенетических естественных рядов. Они специфичны для ассоциации в целом, характеризующейся повышенной концентрацией железа, титана, летучих компонентов (H_2O , P_2O_5 , CO_2 , а в некоторых случаях Cl и F), относительно высоким содержанием глинозема, кальция и щелочей. Такие типичные для щелочных пород редкие элементы как Nb, Zr, а также TR, присутствуют в незначительных количествах. Они находятся в рассеянном состоянии; на магматическом и послемагматическом этапах не происходит их накопления.

При дифференциации исходных магматических расплавов происходило перераспределение отдельных элементов: 1) возникали концентрации Fe и Ti с образованием титаномагнетитовых рудопроявлений и месторождений, связанных: а) с серией пород, включающих олигоклазовое габбро (Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов) (Полканов и др., 1967); б) непосредственно с ортоклазовым рудным габбро (Ельтеозерский массив, Карелия); в) с магматическими породами ряда щелочной пироксенит - шонкинит - щелочной сиенит (массив Ирису, Тянь-Шань) (Абдурахманов, 1965); 2) происходило избирательное накопление глинозема с образованием: а) уртитов (месторождение Кия-Шалтырь), сравните состав уртитов фиг. 2, т. 8 со средним составом массива (фиг. 2, т. 6), лейкотералитов (Горячегорское месторождение, Кузнецкий Алатау), б) лейкократовых нефелиновых сиенитов и ювитов (Баянкольское и Тоскульское месторождения, Тува) (Яншина, Кононова, 1960).

Известны рудопроявления флюорита, связанные с интрузивной фашей шонкинитов, монзонитов в Донбассе и шонкинитами Бричмуллы в Узбекистане.

Определенный интерес в отношении рудогенеза представляют контактово-реакционные процессы нефелинизации и особенно графитизации. При наиболее активном развитии нефелинизации на контакте уртитов и габбро возникают нефелиновые породы типа лейкотералита. Однако магматические уртиты и лейкотералиты из рассматриваемой ассоциации щелочных и габброидных пород пока остаются более ценным источником глиноземного сырья. Процессу графитизации обязано своим происхождением единственное в своем роде Ботогольское месторождение (Лобзова, 1972). Здесь графитизация приурочена к зонам контакта щелочных пород с графитизированными ксенолитами карбонатных и карбонатно-сланцевых отложений. Продуктами этого процесса являются графитизированные скарны, графитизированные нефелиновые сиениты и залежи графита.

Ассоциация щелочных гранитов, аляскитов и сиенитов

Ассоциация щелочных алюмокремнекислых пород распространена как на платформах, так и в разновозрастных складчатых областях. Ее формирование тесно сопряжено с развитием в земной коре наложенных (активизационных) тектоно-магматических структур: шовных вулканоплутонических поясов и приразломных послескладчатых гранитоидных полей. Геологический возраст данной ассоциации пород варьирует от протерозоя до мезозоя и даже кайнозоя. Наиболее интенсивно щелочно-гранитный магматизм проявился в протерозойскую, позднепалеозойскую и раннемезозойскую эпохи тектономагматической активизации. Массивы щелочных гранитов и сопутствующих щелочных алюмокремнекислых пород обычно образуют протяженные цепочки и целые пояса (Саяно-Тувинский, Забайкальский, Восточномонгольский). Форма массивов разнообразна. Широко известны многофазные структуры центрального типа (Северная Нигерия, Центральный Казахстан), относительно простые, но значительные по площади межформационные интрузивные тела (Кольский п-ов), а также мелкие гипабиссальные или субвулканические тела трещинного типа (Северный Казахстан, Северная Монголия, Восточный Саян, Восточная Тува).

Состав, строение, в значительной мере и петрогенезис рассматриваемой ассоциации пород, изменяются в зависимости от типа контролирующей тектоно-магматической структуры. Для наложенных вулканогенных поясов и обрамляющих их сводовых поднятий устанавливается четкая сопряженность интрузий щелочных гранитов и сиенитов со сходными по составу и близко одновременными вулканидами. В совокупности они образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию: липарит-трахиллипарит-коендит-сиенитпорфир-гранитпорфир-щелочной гранит (Гордиенко, 1968; Хренов, Комаров, 1968; Павлов, Яшина, 1972, 1973; Аксаментова, 1972). Происхождение такой ассоциации большинство исследователей связывают с внутрикоревыми палингенно-магматическими процессами, протекавшими под воздействием мощного теплового потока продуктов дегазации мантии, обогащенных щелочами (K, Na, Li, Rb, Cs) и летучими компонентами, особенно фтором. Выплавление щелочногранитных и сиенитовых расплавов могло происходить на различных глубинных уровнях земной коры как в пределах гранитного (Коваленко, Кузьмин, 1968; Аксаментова, 1972), так и базальтового (Батиева, Бельков, 1972) ее слоев. Подтверждением этому служит наличие в пределах вулканогенных поясов (Селенгинский) гипабиссальных интрузий габбро-сиенит-гранитного и моншодиоритового состава, близких по времени образования с диорит- и гранит-порфирами (Булганский район), а также с интрузиями щелочных гранитов и сиенитов (Нумургинский район).

Гетерогенная природа щелочно-гранитных и щелочно-сиенитовых расплавов обуславливает большое разнообразие интрузивных серий.

Остановимся только на двух сериях, которые существенно отличаются по составу и геохимической специфике. С ними связаны определенные типы рудоносных редкометалльных щелочных гранитов.

Интрузивная серия: пироксеновый (Эг-Ди) сиенит → амфиболовый (Арф-Риб и Эг-Риб) щелочной гранит → щелочной аплит или гранофир (Павлов, Яшина, 1972,

1973) характеризуется высокой щелочностью $\left(\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3} > 1 \right)$,

насыщена или пересыщена кремнекислотой, обеднена кальцием и магнием (менее 1%), но заметно обогащена глиноземом и железом при умеренном содержании фтора. Типоморфные элементы-примеси ранних сиенитов принадлежат, с одной стороны, Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr, Ba, Sr, Nb, Ce, Zn, характерным для дифференциатов базальтовых магм, с другой — Ga, Sn, Mo, Pb и Ag, обычным для коровых гранитов. Содержание ряда редких элементов (Zr, Nb и TR) возрастает в более поздних (остаточных) порциях расплава повышенной щелочности и кремнекислотности, отвечающих по составу арфведсонит-рибекитовым щелочным гранитам. Накопление редкометалльных минералов происходит в купольных структурах щелочных гранитов, где их эндо- и экзоконтактные зоны подвергаются позднемагматической (автометасоматической) альбитизации и эгиринизации. С этими процессами связаны рудопроявления и промышленные месторождения комплексных редкометалльных руд циркония, ниобия, бериллия и редких земель ($Сс > 4$).

Интрузивная серия: калишпатовый лейкогранит → микроклин или амазонит-альбитовый гранит → альбит-лепидолитовый гранит (Коваленко, Кузьмин, 1969) отличается от предыдущей повышенной кремнекислотностью, высоким содержанием фтора и редких щелочей. Она резко обеднена кальцием, магнием, железом, титаном. Типоморфная ассоциация элементов-примесей представлена Li, Rb, Cs, Tl, Sn, Mo, W, Zn и Pb, которые характерны для коровых гранитных магм. Эволюция состава этой лейкократовой серии идет в направлении снижения кремнекислотности и возрастания щелочности остаточного расплава за счет Na, Li, Rb. В поздних дифференциатах нарастает концентрация фтора и редких элементов. Амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые щелочные граниты и особенно их позднемагматические пегматоидные образования представляют естественную редкометалльную, а нередко и флюоритовую руду.

Главным рудогенным процессом, связанным с формированием рассмотренных серий, является кристаллизационная или кристаллизационно-эманационная дифференциация палингенных сиенитовых (нижнекоровых) или лейкогранитных (верхнекоровых) расплавов, протекающая при активном участии щелочей и фтора. Данные химические компоненты способствовали длительному удержанию в расплаве акцессорных редких элементов и их накоплению в остаточных дифференциатах, как правило, пересыщенных щелочами и фтором.

РУДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

При описании главнейших ассоциаций щелочных пород рассматривалась возможность образования на магматическом этапе их формирования значительных концентраций титана (сфеновые и титаномагнетитовые руды), алюминия (нефелиновые руды), фосфора (апатитовые руды), ниобия и циркония (редкометальные месторождения). Однако наибольший удельный вес, как рудогенный процесс, имеет постмагматический метасоматоз, накладывающийся на интрузивные щелочные породы и на их окружение и приводящий к накоплению полезных компонентов, особенно редких металлов. Следует выделить, как ведущий процесс, широко распространенную, неоднородную альбитизацию — натриевый щелочной метасоматоз, приводящий к концентрации многих редких элементов.

Важный рудогенный процесс и многостадийная карбонатизация и предшествующие ей метасоматические преобразования с широким диапазоном температур и химических реакций. Они обуславливают образование месторождений магнетита, слюды, апатита, редких металлов (Nb, Ta), редких земель, радиоактивных элементов, стронция, флюорита, меди и др. Особый тип постмагматических рудогенных процессов развивается при формировании редкометальных апогранитов и щелочных метасоматитов в пределах приразломных, после складчатых гранитных полей.

Альбитизация

Альбитизация щелочных массивов и окружающих толщ распространена почти во всех природных щелочных ассоциациях, за исключением ассоциации мельтейгитов—ийолитов—уртитов с ультраосновными породами и карбонатитами. Наиболее активно альбитизация протекает тогда, когда она приурочена к определенным структурным элементам. В их числе отметим: 1) апикальные части массивов и куполовидные выступы, а также апофизы массивов; в развитии альбитизации здесь в виде благоприятного фактора выступает экранирующая роль кровли; 2) приконтактные боковые зоны массива и экзоконтактных ореолов, вдоль которых часто развиваются зоны трещиноватости, параллельные поверхности контактов; 3) ослабленные зоны, развивающиеся вдоль послеинтрузивных разломов, обычно секущих все магматические породы, независимо от их состава, а также породы окружения массива. Масштабы развития процессов натриевого метасоматоза зависят от интенсивности катаклаза, дробления, брекчирования пород и, следовательно, от степени их проницаемости находятся.

Геологические данные по разным щелочным массивам подтверждают многократность проявления процессов альбитизации во времени.

Так, в Хибинском массиве выделяются: зоны альбитизации и эгирипизации, приуроченные к мощным тектоническим зонам смятия (эвеслогчоррская зона и др.), более поздняя альбитизация, проявленная вблизи контактов и, наконец, мелкие зоны трещиноватости, выполненные эгирин-альбитовыми метасоматитами. В других случаях (Заангарский массив) на площадную альбитизацию накладываются оторванные во времени зоны альбититов и альбит-арфведсонитовых пород, связанные с системой разломов, секущих массив и вмещающие толщи.

Общей чертой альбитизации, характерной для всех ассоциаций щелочных пород, является частичное и вплоть до полного замещение альбитом (и щелочными темноцветными минералами) первичных минералов с образованием на конечной стадии анхимономинеральных альбититов, а также альбит-эгириновых, альбит-рибекитовых, альбит-биотитовых пород. Однако в пределах конкретных ассоциаций щелочных пород альбитизация имеет свои особенности. Так, в интрузивах ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов имеет место парагенезис альбита и эгирина; присутствуют астрофиллит, циркон, рамзаит, ильменит и другие минералы (Кухаренко и др., 1972). Для интрузивов собственно миаскитовой ассоциации характерным будет парагенезис альбита (+ микроклин) с биотитом; присутствуют циркон, пироксид, магнетит и др. (Роненсон, 1966). В Заангарском массиве, интрузивные породы которого отличаются высокой щелочностью, парагенезис минералов, замещающих нефелиновые сиениты, включает: альбит, арфведсонит, эгирин, астрофиллит, лепидомелан, иногда нефелин, акцессорные, эвдиалит, пироксид, торит, флюорит и другие; в зонах альбитизации известняков развиваются альбит+арфведсонит+флогопит, акцессорные - циркон, сфен, флюорит и другие (Свешникова, 1965).

В массивах щелочных пород, связанных с габброидами, при альбитизации одновременно с альбитом развиваются эгирин-авгит и железистый гастингсит, иногда также биотит и акцессорный циркон (Андреева, 1968). В ассоциации щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов при альбитизации образуются альбит и эгирин (или гастингсит+лепидомелан), им сопутствуют кварц, циркон, рутил, флюорит, галенит, гематит и др. (Беус, 1968; Апельцин, 1961).

По сравнению с химизмом магматических щелочных пород альбитизация характеризуется увеличением кремнезема и соответствующим уменьшением глинозема и щелочей. Большую роль в этом процессе играют летучие компоненты с ведущим фтором.

Генетические связи альбитизирующих растворов с материнскими щелочными магмами не вызывают возражений. Как правило, геохимические черты интрузивных щелочных пород сохраняются и для продуктов процесса альбитизации. По мнению А.А. Беуса (1968), подобно альбитовым апогидратам, являющимся дериватами наиболее поздних дифференциатов гранитоидных комплексов, альбиты щелочных пород представляют собой закономерные продукты эволюции щелочной магмы, связанные со становлением наиболее поздних ее отщеплений.

В этом отношении показательна альбитизация в уральской ассоциации миаскитов, где она необычно сочетается с карбонатным метасоматозом. Оба процесса начинаются непосредственно в миаскитах с мелких скоплений альбита и новообразований кальцита, сопровождаемых биотитом и акцессорным цирконом, реже и пироксолом. Позднее внутри миаскитовой интрузии, вдоль тектонических нарушений, согласных с ее общей структурой, образуются альбитовые, альбит-биотит-кальцитовые и биотит-кальцитовые жиллоподобные выделения, в которых увеличивается количество циркона и пироксолом. Наибольшей интенсивности альбитизация и карбонатизация достигает в зоне контакта, где породы сильно милонитизированы и раздроблены. Здесь образовались альбититы и своеобразные породы, сложенные на 70-90% кальцитом и 10-30% биотитом, несущие максимальные концентрации ниобия; содержание циркония падает.

Карбонатизация в основном следовала за альбитизацией, но сохраняется общая линия развития этих процессов, сближенных во времени с синорогенной интрузией миаскитов, с которой они находятся и в генетической связи. Главный цветной минерал миаскитов - биотит сопровождает карбонатизацию и альбитизацию на всех стадиях развития щелочного и карбонатного метасоматоза. Характерно ведет себя и кальцит. Пироксолом и циркон тоже сквозные минералы. Есть основание допускать, что альбитизация и карбонатизация вызваны высокотемпературными остаточными (эндогенными) растворами, непосредственно связанными с эволюцией большего объема миаскитового расплава.

В альбититовых месторождениях, сопровождающих щелочные массивы, могут концентрироваться практически все редкие элементы, но наиболее значительные скопления образуют Nb, Ta, Zr, TR и некоторые другие. Ведущим фактором концентрации редких элементов в этом процессе являются кислотно-щелочной режим формирования различных типов месторождений. Главное место среди них принадлежит месторождениям ниобиевых, редкоземельных (цериевых групп) и цирконовых руд. Заслуживают внимания рудопроявления молибдена, подобные таковым в альбититах Хибинского массива.

Карбонатизация и предшествующий послемагматический метасоматоз

Метасоматические процессы, сопровождающие формирование массивов ультраосновных и щелочных пород ведут к образованию различного комплекса полезных ископаемых (флогопит, апатит, железные руды, редкие металлы). Расшифровка истории метасоматических процессов крайне сложна, что приводит к противоречивым суждениям о их последовательности и природе даже при исследовании одного и того же массива. Не всегда можно оценить влияние интрузивных пород, в том числе пород щелочного ряда, на возникновение и развитие определенных метасоматических процессов и образование ме-

сторождений. На примере более двухсот карбонатитовых массивов мира прослеживается единообразная в главнейших чертах последовательность формирования всего пестрого многообразия пород, слагающих эти сложные массивы (Шейнманн и др., 1961; Гинзбург и др., 1968).

В обобщающих работах по Кольско-Карельской, Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской провинциям на территории Советского Союза (Кухаренко и др., 1965; Терновой и др., 1969; Пожарицкая и др., 1972) приведен уникальный материал по закономерностям формирования месторождений, связанных с массивами ультраосновных и щелочных пород. Особенно детально разработана схема развития карбонатитового процесса. В.А. Кононовой (1968) выполнена расшифровка последовательности метасоматических преобразований в массивах ультраосновных и щелочных пород на примере Ковдорского массива (Кольский полуостров). В его пределах разнообразны метасоматические процессы, свойственные массивам данного типа, развиты наиболее полно. Детальное геолого-петрографическое исследование, определение методом $K - Ar$ возраста метасоматических пород, анализ привноса и выноса вещества при метасоматических процессах, оценка их кислотности - основности позволили судить об эволюции состава метасоматических растворов и природе метасоматических преобразований, начиная от более ранних.

1. Нефелинизация мельтейгитов и гипербазитов с образованием лейкократовых ийолитов и уртитов; процесс характеризуется привносом глинозема и щелочей и выносом магния, железа, кремнекислоты.

2. Ослюденение оливинитов с образованием слюдисто-пироксеновых пород и слюдитов сопровождалось привносом окиси калия, глинозема и железа. При последующей перекристаллизации флогопит-диопсидовых пород образовались уникальные флогопитовые месторождения.

3. Возникновение меллититовых, монтичеллитовых, гранат- и канкринитосодержащих пород вызвано главным образом привносом окиси кальция.

4. Апатитовые, апатито-форстеритовые, апатито-форстерито-магнетитовые породы, которые нередко развиваются по ийолитам, образовались при привносе значительных количеств фосфора, а также кальция, магния, железа. В ходе этого процесса сформировались месторождения апатита и железных руд.

5. Возникновение карбонатитов и связанных с ними месторождений ниобия, тантала, редких земель произошло в результате поступления углекислых растворов, а также привноса кальция. При последующем возрастании роли магния и железа происходит смена кальцитовых карбонатитов доломитовыми и анкеритовыми. Допускается некоторый привнос редких и редкоземельных элементов, хотя их главная масса, сконцентрированная в месторождениях, заимствована из аксессуарных и породообразующих минералов ультраосновных и щелочных пород.

Суммируя полученные данные, можно наметить некоторую общую тенденцию в изменении состава поступающих растворов. При этом не меньшее значение, чем известное изменение активности катионов (калия, натрия, кальция, магния, железа), играло и изменение анионной части растворов, сопровождавшейся сменой более слабых кислот более сильными (алюмокремнекислая—фосфорнокислая—углекислая). Оценка кислотно-основных свойств метасоматических пород с использованием условных потенциалов ионизации (В.А. Жариков, 1967) показала, что при нефелинизации и ослюдении кислотность растворов практически не изменялась, а последующие процессы происходили при непрерывном нарастании кислотности.

Распространенная последовательность метасоматических процессов весьма типична для большинства массивов ультраосновных и щелочных пород, хотя далеко не всегда представлена полностью. Обратим внимание на одну общую закономерность — различную интенсивность докарбонатитовых метасоматических процессов и самой карбонатизации в выделенных ранее двух сериях пород рассматриваемой ассоциации. Для серий пород, развитых по окраинам платформ, характерно активное проявление докарбонатитовых метасоматических процессов и, как следствие этого, образование месторождений флогопита, железных руд, апатита. Крупные месторождения редких элементов связаны с сериями ультраосновных и щелочных пород, развитых в зонах сочленения платформ с областью завершенной складчатости, поскольку именно в их пределах наиболее интенсивно проявились процессы карбонатитообразования.

Щелочной алюмокремнекислый и фторокислый метасоматоз с образованием редкометалльных альбититов, метасиенитов и апогранитов

Данный процесс проявляется в пределах длительного формировавшихся приразломных гранитоидных полей (Восточно-Саянское, Восточно-Тувинское, Северо-Казахстанское, Северо-Монгольское и др.), образованных разновозрастными интрузивными комплексами: габбро, диоритами, тоналитами и плагиогранитами (Pz_1), гранодиоритами, нормальными гранитами и граносиенитами (Pz_2), субщелочными сиенитами и даже миаскитами (Pz_{2-3}).

Метасоматоз накладывался на все перечисленные выше породы и был связан в пространстве с постинтрузивными тектоническими узлами. К ним нередко тяготеют самые поздние (Pz_3) дайки щелочных гранитов и сиенитов. Они значительно оторваны во времени (до 100 млн. лет) от орогенного гранитообразования (Яшина, Борисевич, 1966; Кудрин, Кудрина, Шурига, 1965) и фиксируют начало развития более позднего щелочно-гранитного магматизма, связанного с позднепалеозойской тектоно-магматической активизацией глубинных разломных зон.

Щелочногранитный магматизм, по-видимому, и явился потенциальным источником высокотемпературных растворов, обогащенных щелочными и кислотными подвижными компонентами, активная миграция которых обусловила перенос и перераспределение целого ряда редких элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Ga, Rb) и особенно цериевых и иттриевых редких земель).

Развитие метасоматического процесса происходило при закономерном изменении состава раствора в сторону возрастания химического потенциала кислотных компонентов и понижения активности сильных щелочей. Особую роль в этом процессе играл фтор, способствовавший образованию комплексных соединений и обусловивший кристаллохимическую дифференциацию редкометалльных элементов.

Метасоматоз протекал длительно, с последовательной сменой высоко- и среднетемпературных стадий: калишпатизации, альбитизации, ослюденения и окварцевания. Он завершался образованием поздних кварц-альбитовых, кварц-сульфидных, карбонат-флюоритовых и карбонат-криолитовых прожилков (Апельцин, Кудрин, 1972).

Состав преобразуемых пород существенно влиял на ход метасоматического процесса. В случае их повышенной основности (габбро, известняки) на ранней стадии интенсивно проявлялись биотитизация и флюоритизация с образованием рудной бериллиевой минерализации. Основная среда способствовала повышению щелочности растворов, поэтому на стадии натриевого метасоматоза габброиды подвергаются мариполизации с образованием высокощелочного минерального парагенезиса: нефелин + альбит + эгирин.

В случае наложения метасоматического процесса на нефелиновые сyenиты наиболее мощно развивается альбитизация, а ослюденение и окварцевание проявлены слабее. При изменении гранитов после их альбитизации происходят интенсивное ослюденение, грейзенизация и окварцевание.

Главное рудогенетическое значение имеют стадии щелочного натриевого (альбитизация, эгиринизация) и литиевого (ослюденение) метасоматоза. С первой из них связано образование микроклин-альбитовых и существенно альбитовых пород (апогранитов, метасyenитов, альбититов), содержащих эгирины и рибекит. На стадии альбитизации происходит выделение целой гаммы редкометалльных минералов (ширкон, малакон, фергюсонит, приорит, пироклор, торит, гадолинит и др.), образующих в совокупности рудные концентрации.

При ослюденении возникает серия литийсодержащих слюд: литиевый биотит, протолитгонит, криофиллит, цинвальдит и лепидолит, а так же резко возрастает содержание в них Rb и Cs. Последующее повышение кислотности раствора ведет к грейзенизации и окварцеванию, при которых наблюдается колумбитизация пироклора, образование танталлосодержащего колумбита, малакона, касситерита и даже вольфрамита. С кислотной стадией процесса связано накопление Li, Y, Sn, W, Mo, Pb и Sn.

В целом щелочной рудогенный метасоматический процесс, развивающийся в период тектономагматической активизации глубинных

разломных зон и проявления щелочногранитного магматизма, ведет к образованию особого генетического типа редкометальных месторождений (Гинзбург, 1972). Они отличаются комплексным орудением представленным микроклин-альбитовыми или существенно альбитовыми метасоматитами, отвечающими по составу высокощелочным гранитам, грейzenам, сиенитам, альбититам и реже мариполитам.

Таким образом, форма, масштабы и природа проявления послемагматических рудогенных процессов во многом зависят от типа коагматических ассоциаций щелочных пород. Для геохимической характеристики щелочных пород можно привлечь большее число элементов, но специфические черты их рудогенной минерализации определяют Nb(Ta), Zr(Hf), TR и редкие щелочи (Li, Rb, Cs), преимущественное накопление которых обычно связано с послемагматическими процессами. Смена главных стадий развития послемагматической деятельности сопровождаются перераспределением ряда элементов и локальной концентрацией некоторых из них.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласком Алатау. "Наука", 1965.
- Аксаментова Н.В. Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранитно-диабазового комплекса Северо-Западного Предчиргизья (Центральный Казахстан) - Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1972.
- Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. "Наука", 1968.
- Апельцин Ф.Р. Поисковые критерии редкометальных альбититовых месторождений. - В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. Геология месторождений редких элементов, вып. 14. Госгеолтехиздат, 1961.
- Апельцин Ф.Р., Кудрин В.С. Группа пневматогидротермальных месторождений. - В кн.: "Геология постмагматических ториево-редкометальных месторождений". Атомиздат, 1972.
- Батиева И.Я., Бельков И.В. К проблеме генезиса щелочных гранитов Кольского п-ва. - В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., "Наука", 1972.
- Беус А.А. Альбититовые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.
- Волотовская Н.А. Новые данные о закономерностях размещения герцинских щелочных пород в восточной части Балтийского щита. - Докл. АН СССР, т. 173, № 3, 1967.
- Воробьева О.А. Проблема щелочного магматизма. - В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. Щелочные породы рифтовых зон Восточной Африки. - МГК, XXIV сессия. Доклады советских геол. Проблема 14. "Минералогия". "Наука", 1972.
- Гинзбург А.И. Проблемы редкометальных гранитов. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. "Недра", 1972.

- Гинзбург А.И. Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. - В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.
- Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части В. Саяна. Улан-Уде, Бурятск, книжн. изд-во, 1969.
- Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса. - В сб.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., Изд. НИИГА, 1970.
- Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. - Геол. рудных месторожд., № 5, 1967.
- Клушин И.Г. Оценка глубины распространения интрузий центрального типа по геофизическим аномалиям. - В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Кононова В.А., Борисевич И.В., Ломейко Е.И. Слюды как минералы-индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1968.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И. О зональности массивов литий-фтористых редкометалльных гранитов и ее магматической интерпретации. - В кн.: "Ежегодник 1968 г.". Сибирск. ин-т геохим. Иркутск, 1969.
- Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитами. - В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 25. "Недра", 1965.
- Кухаренко А.А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. - Записки Всес. мин. об-ва. Вторая серия, ч. 96, вып. 5, 1967.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев М.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., "Недра", 1971.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нерезов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова И.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. "Недра", 1965.
- Лобзова Р.В. Новые данные о геологическом строении и петрографическом составе Ботогольского щелочного массива. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1972.
- Орлова М.П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 96, Минералогический сб. № 3. Л. Изд. ВСЕГЕИ, 1963.
- Павлов В.А., Яшина Р.М. Новые данные о пермской вулканоплутонической ассоциации пород Северо-Западной Монголии. - В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., 1972.
- Панасенко Г.Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове. - В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1963.
- Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. "Наука", 1972.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. "Наука", 1967.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруднения. - В сб.: Геология редких элементов. "Недра", 1966.
- Свешникова Е.В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангаря (Енисейский край). - В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. "Наука", 1965.

- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., "Недра", 1969.
- Фролов А.А. Геологическое строение и апатитоносность массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна. - В сб.: Апатиты. "Наука", 1968.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии. - В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. 1968.
- Цирульников М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита, - В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Шейнманн Ю.М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. - В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геол. месторожд. редких элементов, вып. 12-13, 1961.
- Яшина Р.М., Павлов В.А., Аракелянц М.К. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северо-Западной Монголии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1973.
- Яшина Р.М., Борисевич И.В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов, по данным 1964 г. (XIII сессия). "Наука", 1966.
- Яшина Р.М., Кононова В.А. Новые месторождения глиноземсодержащего сырья в Тувинской автономной области. - Бюлл. НТИ, № 4 (28). Госгеолтехиздат, 1960.
- Wright J.B. The phonolite-trachite srectrym. - Lithos, v. 4, N 1, 1971.

ЗАВИСИМОСТЬ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И СОДЕРЖАНИЯ В НИХ ТИТАНА И ЦИРКОНИЯ

Фельдшпатоидные породы формации нефелиновых сиенитов уже давно разделяют на калиевую и натровую группы. Кроме того, сами нефелиновые сиениты в отечественной литературе вслед за А.Е. Ферсманом (Fersman, 1929) и В.И. Герасимовским (1956, 1963) обычно разделяют на агпаитовые и миаскитовые по соотношению атомов $K+Na/Al$ (или, что то же, молекул K_2O+Na_2O/Al_2O_3). М.В. Кузьменко и Е.М. Еськова (1968) подчеркнули различные виды обособления титана, циркония и ряда редких элементов в этих двух группах, отметив, что в агпаитовых нефелиновых сиенитах возрастает роль титано- и цирконосиликатов. Ранее этот вопрос подробно разобрал В.И. Герасимовский (1956). Преимущественным минералом-концентратором циркония в миаскитовых сиенитах является циркон, более устойчивый в условиях гипергенеза, чем натровые цирконосиликаты агпаитовых пород, поэтому он может накапливаться в россыпях. Титан в миаскитовых породах концентрируется преимущественно в ильмените, частично - в сфене, в агпаитовых породах - как в титанатах, так и в титаносиликатах и силикатах.

С.Р. Ноккольдс (Nockaldis, 1954), классифицируя химические составы изверженных пород, среди нефелиновых сиенитов по характеру полевого шпата выделяет типы: ювит, фойа, литчфилд и мариупольский, а также малиньиты и фонолиты. Кроме того, в нефелиновых сиенитах, независимо от характера полевого шпата, по преобладающим метасиликатам, С.Р. Ноккольдс различает 8 групп; малиньиты, по тому же признаку, разделены на три группы. Четыре типа нефелиновых сиенитов С.Р. Ноккольдса, перечисленные выше, имеют соответственно следующие показатели

$\frac{K+Na}{Al} - 0,929, 0,974,$
 $0,959$ и $1,010; \frac{K}{K+Na} - 0,503, 0,274, 0,021$ и $0,011.$ Разделение

оказывается отчетливым и по принятым здесь показателям, хотя и не очень резким, например, для типов ювит и фойа. Содержание двуокиси титана в этих группах оказывается близким; малиньиты имеют гораздо более высокое среднее содержание двуокиси титана. Данные о содержании двуокиси циркония не приводятся.

В таблицах С.Р. Ноккольдса выделены также нефелиновые мопониты и нефелиновые лагиты, эссекситы, гленмуриты, тералиты и тешениты, вместе с соответствующими лавами, и средние составы

ультращелочных пород — уртит, ийолит и т.д., включая также турьит и оливиновый меллилитит. Во всех этих типах, кроме уррита, отмечается значительно более высокое содержание двуокиси титана, чем в нефелиновых сиенитах. Группу псевдолейцитовых и кальситовых пород С.Р. Ноккольдс не выделяет. Сведения о содержании двуокиси циркония отсутствуют.

О.А. Воробьева (1971) на основании 49 новых полных химических анализов (на 25 компонентов) характерных образцов, собранных разными геологами, и изучения нефелиновых сиенитов из 30 щелочных массивов СССР, пришла к заключению, что коэффициент апаитности неоспоримый показатель щелочности нефелиновых сиенитов. Существенно важной величиной, по О.А. Воробьевой, является также отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, взятых в весовых %. С учетом этих показателей О.А. Воробьева приняла такие группы нефелиновых сиенитов: а) существенно натриевые, б) существенно калиевые, в) калиево-натровые и г) нефелиновые сиениты, ассоциированные с ультраосновными породами. Группа "а", в свою очередь, делится на лувэритовые, хибинитовые и фойяитовые нефелиновые сиениты; группа "в" — на фойяитовые и миаскитовые нефелиновые сиениты. Кальситовые сиениты О.А. Воробьева не упоминает; канкринитовые и содалитовые сиениты причисляются к нефелиновым сиенитам. Содержание TiO_2 значительно (в 2 раза против среднего) возрастает в лувэритовых нефелиновых сиенитах; то же относится и к ZrO_2 (в $7\frac{1}{2}$ раза выше среднего).

Не разбирая здесь всю систематику фельдшпатоидных пород, принятую О.А. Воробьевой, нужно отметить, что такое разделение в нашем случае оказывается недостаточно отчетливым.

Отношение $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ составит: для "а" — 0,246; 0,287, и 0,331; для "б" — 0,691; для "в" — 0,348 и 0,320; для "г" — 0,240. Коэффициент апаитности $(\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$ соответственно равен: для "а" — 1,330; 1,054 и 1,005; для "б" — 0,683; для "в" — 0,908 и 0,933; для "г" — 1,068. Разница значений показателей внутри групп оказывается слишком небольшой, так как рассматриваются средние составы а не пограничные разновидности. Поэтому представляется целесообразным иначе подойти к рассматриваемому вопросу, как это и сделано в табл. 1. Для различных массивов фельдшпатоидных пород брали средние значения химического состава, или составы средних, или наиболее распространенных пород. Кроме того, в табл. 1 помещены некоторые характерные фельдшпатоидные или габброидные породы, входящие в те же массивы, что и нефелиновые сиениты.

За показатели характеристики химического состава пород приняты величины отношений Al/Si ; $(\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$, $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ и $2\text{Ca}/\text{Al}$, сопоставленные с числом атомов титана и циркония в одном грамме породы. При выборе отношений учтена практика исследователей щелочных пород, как названных выше, так и других (Царовский, 1964; Металлогентические особенности, 1971; Тугаринов и др., 1960).

Таблица 1

Характеристика химического состава представителей формации нефелиновых сиенитов (типичных разновидностей или массивов в целом)

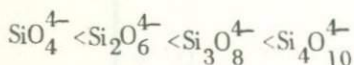
№ пп	Порода, массивы	$\frac{Al}{Si}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{2Ca}{Al}$	Ti, 10 ⁻⁵ г.а/г.	Zr, 10 ⁻⁵ г.а/г.	Источник
1	Псевдолейцит Сынныр, обр. 5928	0,494	0,987	0,975	0,008	8	-	Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива, 1969, табл. 16
2	Итсиндрит массивный Сынныр, обр. 5102	0,395	0,981	0,698	0,241	6	-	Там же, табл. 10
3	Псевдолейцитовый нефелиновый сиенит Сынныр, обр. 3	0,464	0,891	0,821	0,064	1	-	Тихоненкова, 1971, табл. 5
4	Сыннырский массив Средний химический состав	0,438	0,904	0,736	0,142	5	-	Геологическое строение... Сыннырского массива, 1969, табл. 25
5	Существенно калиевые нефелиновые сиениты СССР, средний химический состав (по О.А. Воробьевой)	0,439	0,863	0,691	0,174	5	0,19	Там же, табл. 1, № 4
6	Мелкозернистый псевдолейцитовый порфир Ишим, обр. 47	0,461	0,827	0,705	0,435	8	-	Лебедев-Зиновьев, 1969, табл. 12
7	Пироксеновые нефелиновые сиениты Ишим, обр. 69-71, средняя проба	0,506	0,808	0,666	0,074	3	-	Там же, табл. 23
8	Эпидейцитовый порфир, Ишим	0,452	0,774	0,575	0,286	5	-	Заварицкий, 1958
9	Эпи-и псевдолейцитовый порфир Алданский вулканогенно-интрузивный комплекс, средний состав	0,404	0,924	0,673	0,207	10	-	Билибина и др., 1957, табл. 14
10	Нефелиновый сиенит Алданский вулканогенно-интрузивный комплекс, средний состав	0,372	1,017	0,361	0,144	3	-	Там же
11	Миаскиты Вишневые горы, средняя проба	0,455	0,847	0,411	0,102	6	0,57	Еськова и др., 1964
12	Биотитовые сиениты Вишневые горы, средняя проба	0,386	0,835	0,383	0,212	8	0,049	Там же
13	Нефелиновый сиенит Харлинский массив, обр. 616	0,422	0,905	0,326	0,367	4	-	Яшина, 1962, табл. 5
14	Миаскит Кольский полуостров, р. Сахарик, обр. 74 (типичный)	0,475	0,975	0,237	0,115	1	4,95	Батиева, Бельков, 1958
15	Порфиroidный сиенит. Центральная часть массива, Бурпала, проба 28-г	0,317	1,196	0,452	0,385	14	-	Андреев и др., 1969, табл. 18

Таблица 1 (продолжение)

№ пп	Порода, массивы	$\frac{Al}{Si}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{2Ca}{Al}$	Ti, 10 ⁻⁵ г.а/г.	Zr, 10 ⁻⁵ г.а/г.	Источник
16	Фойяит тарамитовый трахитовидный Str. 254 Приазовский щелочной массив, балка Вали Тарама	0,437	1,025	0,306	0,151	7	0,08	Коллекция Морозевича, по Айнберг, 1933
17	Мариуполит нормальный, Str. 238 Приазовский щелочной массив	0,415	1,076	0,171	0,098	17	0,41	Там же
18	Проба "Хибины - генеральная" (примерно средний состав массива)	0,471	1,089	0,304	0,154	14	0,97	Кухаренко и др., 1968 табл. 2
19	Химический состав верхней части Ловозерского щелочного массива	0,389	1,264	0,253	0,139	31	12,00	Буссен, Сахаров, 1972, табл. 62
20	Пуласкит, Илимауссак, Гренландия, обр. 33247	0,305	1,329	0,304	0,343	3	2,43	Hamilton, 1964
21	Луаврит арфведсонитовый Илимауссак, Гренландия, обр. 6/№, анализ 11	0,340	1,460	0,128	0,080	4	5,27	Ussing, 1912
22	Науяит Илимауссак, Гренландия, обр. 6/№, анализ 7	0,628	1,471	0,048	0,044	3	1,62	Ussing, 1912
23	Ургит с плагиоклазом Кузнецкий Алатау (габбродный массив), обр. 6/№	0,849	0,810	0,170	0,313	5	-	Андреева, 1962, табл. 5
24	Нефелинизированные оливковые габбро Кузнецкий Алатау, обр. 6/№	0,570	0,825	0,151	0,513	15	-	Андреева, 1962, табл. 5
25	Ийолит Ковдорский массив, обр. 6/№	0,412	1,266	0,228	1,389	22	0,16	Терновой и др., 1969, табл. 2, анализ 1
26	Мельтейгит Ковдорский массив	0,131	1,325	0,170	7,933	37	0,24	Там же, табл. 4, анализ 4
27	Турьяит, Ковдорский массив	0,262	0,546	0,036	6,303	20	-	Терновой и др., 1969, табл. 14, анализ 5
28	Нефелиновый сиенит, Елетьозерский массив, центр. поле, проба E-14	0,418	0,919	0,395	0,193	7	Сл.	Сб. Металлогенические особенности... 1971, табл. 3, анализ 24
29	Ортоклазовый габброплагиоклазит Елетьозерский массив, проба E-12	0,633	0,282	0,175	0,850	13	0,07	Там же, табл. 3, анализ 20
30	Эссексит лейкократовый Елетьозерский массив, проба E-19	0,495	0,227	0,174	1,468	49	0,13	Там же, табл. 3, анализ 17

Данные о содержании циркония имелись не во всех случаях. Не являясь исчерпывающей, табл. 1 содержит достаточно сведений, чтобы выявить общие тенденции.

Прежде всего все фельдшпатоидные породы, в которых калий превалирует над натрием (№№1-9) имеют отношение $(K+Na)/Al$ меньшее, чем 1,000. Однако калий представляет более сильное основание, чем натрий (Шербина, 1972, стр. 116); в чистом кальсильте отношение $(K+Na)/Al$ может быть значительно меньше 1 (Геологическое строение... Сыннырского массива, 1969). Поэтому для некоторых псевдолейцитовых пород числовая величина этого показателя будет иметь иное геологическое значение, чем для фельдшпатоидных пород, богатых натрием. Далее, одинаковый коэффициент агпаитности будет иметь по своим нормативным формулам, нефелин, жадеит, анальшим, альбит; в то же время кислотность изополикремниевых кислот возрастает в ряду



(Шербина, там же, стр. 116). Отсюда происходит в основном и та условность показателя, названного "коэффициент агпаитности", которую следует учитывать.

Химические составы фельдшпатоидных пород и массивов показаны в табл. 1 за №№10-23, в которых натрий преобладает над калием. Они оказываются принадлежащими то к агпаитовой, то к миаскитовой группе. Не усматривается прямой связи между количеством атомов титана с "калиевостью" и агпаитностью пород.

Возрастание количества титана в породах намечается с увеличением количества кальция. Однако и эта связь не оказывается прямой, а гораздо более сложной. Псевдолейцитит Сынныра (табл. 1 № 1), почти без кальция, содержит титана столько же, сколько и мелкозернистый псевдолейцитовый порфир Ишима (табл. 1, №6) или биотитовый сиенит Вишневых гор (табл. 1, № 12), с высоким отношением $2Ca/Al$. То же следует сказать и об агпаитовых породах Приазовья (табл. 1, №№16-17) и Кольского полуострова (там же, №№18-19). Поэтому попытка обнаружить здесь прямые численные связи представляются необоснованными. Аналогичную картину представляет и распределение циркония, хотя в 14 случаях из 30, включенных в табл. 1, исследователи щелочных пород не сообщают сведений о содержании окиси циркония. В тех случаях, когда эти сведения приводятся, миаскитовые породы содержат как больше, так и меньше циркония, чем агпаитовые; при этом нефелиновый сиенит может оказаться с меньшим содержанием циркония, чем габброид (№№ 28-30 табл. 1). Очевидно, что здесь могут иметь место локальные связи как во времени, так и в пространстве. Более детальное рассмотрение этой возможности удобно провести на данных, относящихся к Ловозерскому щелочному массиву, геологическое

строение которого, минералогия и химические составы пород изучены довольно подробно (Буссен и Сахаров, 1967; Семенов, 1972; Герасимовский и др., 1966; Буссен и Сахаров, 1972).

Изменения во времени учитываемых показателей характеристика химического состава для эруптивных фаз Ловозерского щелочного массива показаны в табл. 2. Здесь уже видна, хотя и не слишком отчетливая, связь между отношением $(K+Na)/Al$ и валовым содержанием циркония в комплекс-плутонах, что ранее отмечал и В.И. Герасимовский (1963). Необходимо отметить, что большая часть циркония, обнаруженного в метаморфизованных щелочных породах, вероятно, является привнесенной после их образования (пойкилобласты эвдиалита - Буссен и Сахаров, 1972). Гораздо в меньшей мере, по данным табл. 2, можно предполагать связь между этими же показателями и концентрацией титана в данных комплекс-плутонах. Однако, и заключение об отсутствии такой связи явилось бы, как будет видно ниже, слишком поспешным.

Нормальный разрез комплекс-плутона III-ей эруптивной фазы Ловозерского щелочного массива пробурен сейчас на мощность более 2000 м. Доля отдельных пород, входящих в состав этого плутона, а также их химический состав и состав верхней части массива опубликованы ранее (Буссен и Сахаров, 1972).

Новые данные о составе VI и VII единиц ритма, полученные после подсчета химического состава верхней части массива, существенно не меняют общую картину. Эти сведения учтены при построении фиг. 1, на котором вместе с нормальным разрезом по мощности данного комплекс-плутона, показана (кроме уже известных показателей), так же расчетная величина удельного веса по пачкам и количество грамм-атомов алюминия в 1 куб. см.

График показывает прямую сопряженность отношения Al/Si и общего количества алюминия в 1 куб. см щелочных пород. Кроме того, отмечается почти повсеместно обратная (по знаку!) зависимость между изменением коэффициента аргитности и тем же количеством алюминия в 1 куб. см породы. Наконец, по мере продвижения вниз по разрезу роль калия в сумме ионов щелочных металлов все более уменьшается. Но разрез комплекс-плутона III эруптивной фазы не исчерпывается делением его на крупные пачки; он сложен многими элементами ритмичности, средней частью которых является слой массивного уртита (или ювита), верхом - фойяиты, низом - трахитоидные породы - луавриты.

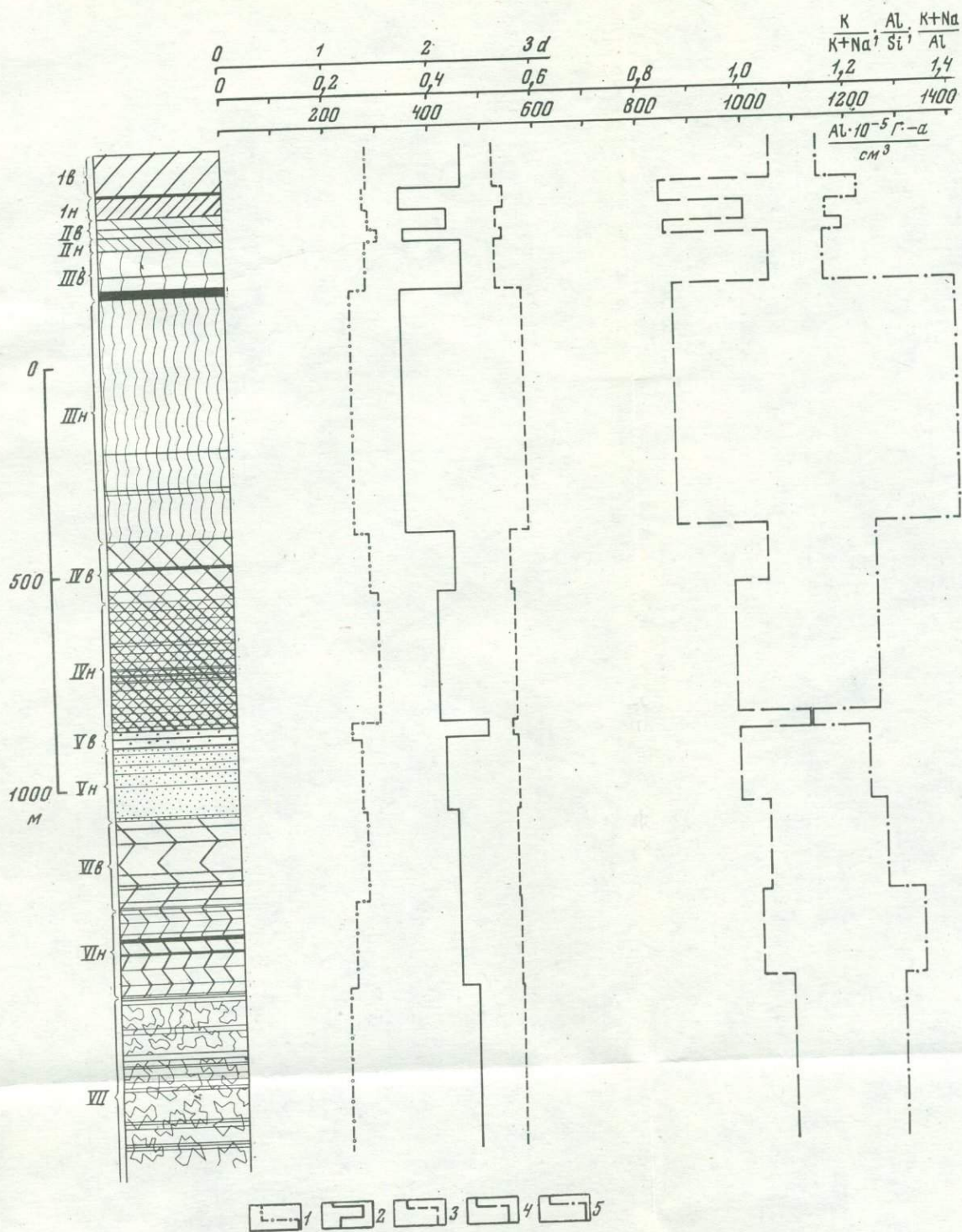
Ритмичность распределения атомов алюминия, железа и титана рассмотрена в другой работе автора; здесь достаточно указать, что высокое содержание титана, притом - в виде титанатов, приурочено к переходной зоне внутри элементов ритмичности, между массивными (сверху) и трахитоидными (снизу) породами. Эта зона всегда является и зоной резкой смены показателей характеристики химического состава слоев отдельных пород (фиг. 2). Но обогащение титаном, показанное для горизонтов II-1 и III-2, не является обязательным. Чаще повышение количества титана в породах оказывается

Таблица 2

Характеристика химического состава комплекс-плутонов Ловозерского щелочного массива

Фазы эруп- тивной де- ятельности	Породы комплекс- плутонов	$\frac{Al}{Si}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{2Ca}{Al}$	Ti 10^{-5} г.-а/см ³	Zr, 10^{-5} г.-а/см ³
I	Метаморфизованные щелочные породы	0,421	1,001	0,332	0,156	51	5
II	Пойкилитовые и пор- фиroidные нефели- новые и нефелино- содалитовые сиениты	0,464	1,138	0,224	0,181	34	5
III	Луавриты-фойяиты- уртиты	0,397	1,257	0,255	0,128	29	9
IV	Эвдиалитовые луав- риты, эвдиалитовые фойя- иты, порфиroidные ювиты, ийолиты	0,338	1,333	0,246	0,204	42	29
V	Ловозеритовые и мурманитовые луавриты	0,270	1,474	0,253	0,218	75	40
	Верхняя часть мас- сива до глубины 1500 м.	0,389	1,264	0,253	0,139	31	12

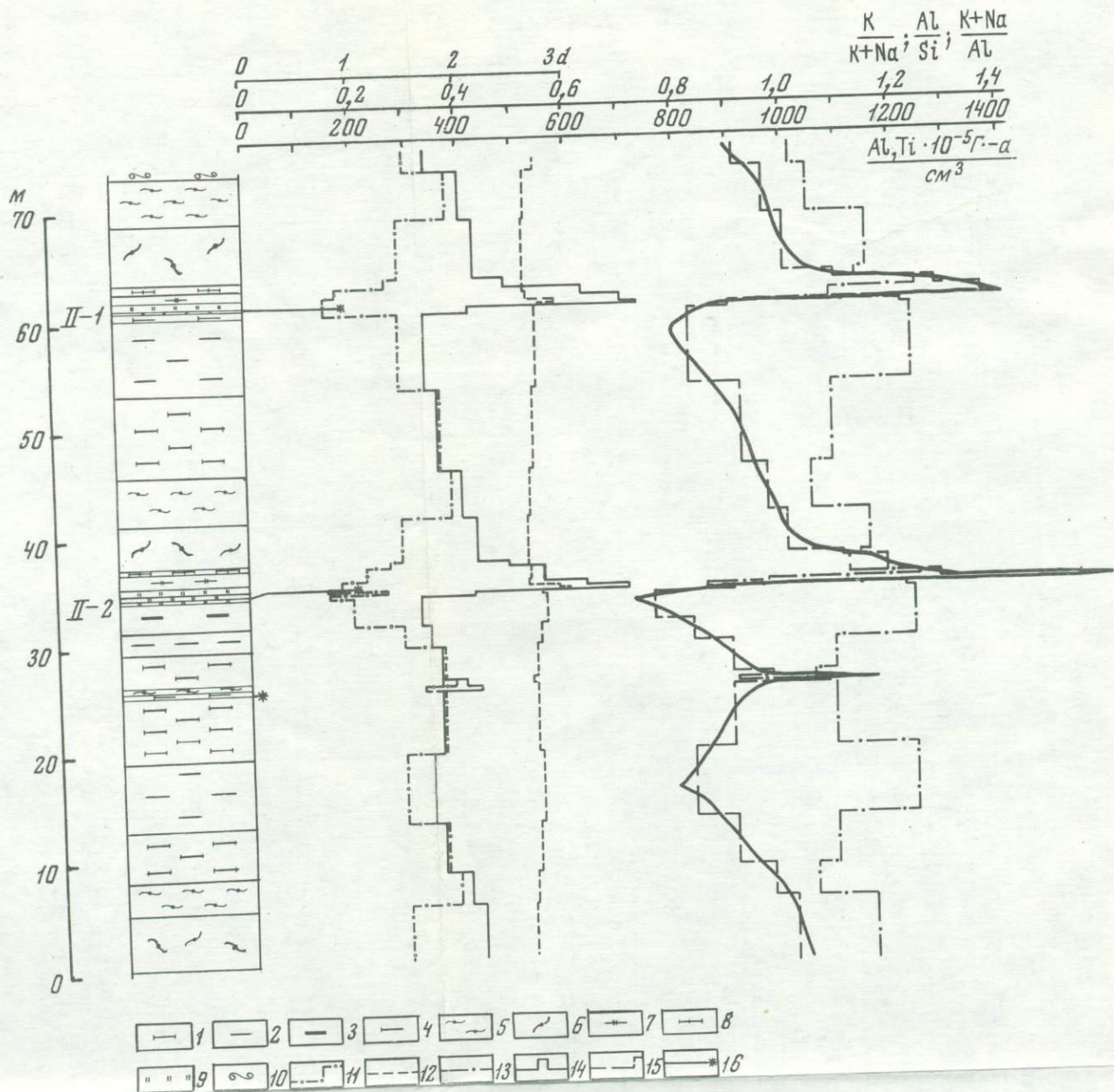
Примечание. Щелочные лампрофиры (VI -эруптивная фаза) в таблицу не включены.



Фиг. 1. Средние показатели характеристики химического состава по разрезу комплекс-плутона III эруптивной фазы Ловозерского щелочного массива

Номера единиц ритма - римские цифры слева от колонки; "в", "н" - верхняя и нижняя пачки каждой единицы. Мощные горизонты уртитов (I - 1, III - 2 и т.д.) залиты черным. Показана лишь часть уртитовых слоев

1 - K/(K + Na); 2 - Al/Si; 3 - удельный вес; 4 - число грамм-атомов алюминия ($n \cdot 10^{-5}$) в куб. см; 5 - (K + Na)/Al. Элементы взяты в атомных единицах



Фиг. 2. Ловозерский щелочной массив. Слои щелочных пород и показатели характеристики их химического состава в верхней части части II, единицы ритма комплекс-плутона III эруптивной фазы

Данные усредненного состава отнесены к колонкам скважины 42 - 43 р. Куфтуай, р. Тавайок

II-1, II-2 - горизонты

1 - лейкократовый луаврит; 2 - луаврит; 3 - меланократовый луаврит, богатый нефелином; 4 - фойяит трахитоидный; 5 - фойяит массивный; 6 - фойяит-ювит; 7 - ювит; 8 - фойяит-ювит; 9 - уртит; 10 - пегматит; 11 - $\frac{K}{K+Na}$; 12 - удельный вес; 13 - $\frac{(K+Na)}{Al}$; 14 - число грамм-атомов алюминия ($n \cdot 10^{-5}$) в куб. см, результирующая кривая; 15 - то же, средние данные по породам; 16 - места накопления титана, Звездочка отвечает числу грамм-атомов титана ($n \cdot 10^{-5}$) в куб. см. Для горизонта II-2 линия близ звездочки отодвинута вверх

столь малым и распространяется на такую незначительную мощность, что оно не может быть зафиксировано на диаграммах. Количество титана, равно как и других характерных элементов нефелитовых сиенитов, в том числе — циркония и т.д., накопившееся близ зоны быстрого перехода пород, не зависит ни от мощности выше (или ниже) лежащих слоев, ни от содержания в них главных породообразующих минералов. Наиболее мощные или наиболее однородные уртитовые горизонты отнюдь не связаны со сколь-нибудь значительным накоплением титанатов, титаносиликатов или цирконосиликатов. Вместе с тем, наиболее высокое содержание титано- и цирконосиликатов внутри каждого элемента ритмичности приурочено именно к границам (верхней и нижней) слоя уррита. т.е. к массивному ювиту — сверху и луаврит-ювиту (или трахитоидному фоййиту) — снизу.

Часто резкая смена состава слоев сопровождается обогащением пород содалитом (гакманитом), что хорошо наблюдается в ультрафиолетовом свете. Среди цирконосиликатов переходной зоны появляется кельдышит; иногда по нижней ее границе располагается пегматоид состава луаврит-ювита или ювита (Буссен и Сахаров, 1967), в горизонте II — 1 местами полностью заменяющий слой уррита. Общая схема расположения слоев в элементе ритмичности оказывается нарушенной, отнюдь не являясь неизбежной. Вместе с тем, в элементе ритмичности комплекс-плутона IV эруптивной фазы слой эвдиалитовых луавритов, трахитоидных и более меланократовых пород, располагаются вообще сверху, а слой эвдиалитовых порфиroidных ювитов — снизу. (Еще ниже по разрезу ювиты переходят в фоййиты). Титанатами здесь обогащены ювиты, эвдиалитом — луавриты. Расположение соответствующих слоев пород оказывается обратным тому, что показано на фиг. 2. Причины этого, как и причины возникновения слоев интрузивных пород, пока неизвестны.

* * *

Оценка особенностей нефелиновых сиенитов по отдельным регионам и этапам эруптивной деятельности, в том числе — вычисление показателей характеристики их химического состава, представляется целесообразной. Хотя численной зависимости величины этих показателей и накопления характерных и редких элементов не усматривается, они непосредственно связаны с минеральным составом нефелиновых сиенитов. Валовое же содержание отдельных химических элементов в интрузивах является величиной, заданной изначально (т.е. до интрузии).

Локальные закономерности играют большую роль при установлении мест концентрации отдельных элементов в тех или иных массивах. Такие места обычно приурочены к зонам резкого изменения свойств геологических тел, сложенных различными породами, однако, обратное положение не является верным.

Значительную помощь в отыскании мест концентрации отдельных элементов среди массивов нефелиновых сиенитов оказывает изучение проявлений их первичной расслоенности. Большой частью интрузивы (если не все!), химические составы которых отражены в табл. 1, первично расслоены.

Ритмичность в распределении главных компонентов химического состава щелочных комплекс-плутонов хотя и сопутствует, но не является непременным условием, определяющим накопление характерных металлов (или металлоидов). Решающую роль в распределении отдельных элементов, как тяжелых, так и легких (например, магния, фтора, фосфора), играют "частые парагенезисы" — индивидуальные свойства элементов ритмичности и слагающих их слоев (например, обогащение слоев амфиболом или апатитом).

ЛИТЕРАТУРА

- Айнберг Л.Ф. Приазовский щелочной массив. — Труды геолого-развед. объединения НКТП СССР, вып. 196. Л.-М., Госгеолгиздат, 1933.
- Андреев Г.В., Шаракиков А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов западного Забайкалья. "Наука", 1969.
- Андреева Е.Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. — Труды ИГЕМ, вып. 76, 1962.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахариокский щелочной массив. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2, 1958.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.М., Титов В.К., Щукин С.И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского шита (мезозой). Л., "Недра", 1967.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., "Наука", 1967.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., "Наука", 1972.
- Воробьева О.А. О химизме нефелин-сиенитовой магмы. — В сб.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. "Наука", 1971.
- Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л., "Наука", 1969.
- Герасимовский В.И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, № 5, 1956.
- Герасимовский В.И. Геохимические особенности нефелиновых сиенитов. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. Труды геохим. конф. памяти акад. Вернадского, Изд-во АН СССР, 1963.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. "Наука", 1966.
- Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. "Наука", 1964.
- Заварицкий А.Н. Щелочные горные породы Ишима. Изобр. труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кононова В.А. О роли магматических и метасоматических процессов при формировании мельтейгит-уртитовых серий. — В сб.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. "Наука", 1971.

- Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. "Наука", 1968.
- Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н., Галахов А.В., Козырева Л.В., Гельман Е.М., Борнеман-Старынкевич И.Д., Столярова И.Н., Скрижинская В.И., Рыжова Р.И., Мелентьев Б.Н. Кларки Хибинского щелочного массива. - Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, ч. 97, вып. 2, 1968.
- Лебедев-Зиновьев А.А. Ишимский массив щелочных пород. - Труды ВИМС, вып. 15, новая серия. "Недра", 1969.
- Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. - Труды Ленингр. об-ва естествоиспытателей. т. 22. вып. 2. Л., "Недра", 1971.
- Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. "Наука", 1972.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., "Недра", 1969.
- Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород на примере Сынырского щелочного массива в Бурятской АССР. "Наука", 1971.
- Тугаринов А.И., Павленко А.С., Александров И.В. Геохимические черты щелочнометасоматических явлений, МГК, XXI сессия. Доклады советских геол. Проблема 1. Госгеолтехиздат, 1960.
- Царовский И.Д. Критерии различия явлений метасоматоза и магматизма в щелочных породах (по результатам математич. обработки петрохимич. данных). - В сб.: Происхождение щелочных пород, Труды III Всесоюз. петрографич. совещ. "Наука", 1964.
- Щербина В.В. Основы геохимии. "Недра", 1972.
- Яшина Р.М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. - Труды Инст. ИГЕМ, вып. 76, 1962.
- Ferguson G. Geology of the Ilmaussag intrusion, South Greenland. - Medd. om Grönland, 172, N 4, 1964.
- Fersman A.E. Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung erlernt an vier Mineralvorkommen: Chibina-Tundren, Smaragdgruben, Urangrube Tujja-Mujun, Wüse Karakumy. Т. I. - Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftsleme. Halle, 18, 1929.
- Hamilton E.I. The geochemistry of the Ilmaussag intrusion. Medd. om Grönland, 162, N 10, 1964.
- Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. - Bull. of the geological society of America, 65, N 4, 1954.
- Ussing N.V. Geology of the country around Julianehaab. - Greenland. Medd. om Grönland, 38, 1912.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Г.Д. Афанасьев. Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации (На примере Северокавказской горной системы)	5
А.И. Гинзбург, З.Г. Караева. Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом	25
Л.Н. Овчинников, А.А. Ганзеев, Н.Ф. Челищев. Распределение металлов в кислых эффузивах как один из критериев связи рудообразования с магматизмом	44
М.Г. Руб, Н.В. Тронева. Акцессорные минералы как индикаторы рудоносности гранитоидов	62
А.Н. Леонтьев. Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометалльных месторождений	80
С.М. Бескин, В.Н. Ларин, Б.С. Зейлик. Вертикальное строение системы купол-надкупольная зона некоторых молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана	103
В.А. Лихачев, А.К. Симон, Г.В. Зеленщиков, Г.А. Терентенко. Новые данные по геологии и никеленосности массива Липов Куст (Воронежский выступ докембрия).	114
Ю.И. Дмитриев, А.И. Гусева. Зависимость состава и рудоносности интрузивных траппов от структурно-литологической обстановки проявления магматизма	135
В.Г. Фоминых, И.А. Малахов. Закономерности распределения элементов семейства железа в гипербазитах Урала	154
В.И. Гоньшакова. Щелочно-ультраосновные - щелочно-базальтоидные формации и минерагения древних платформ	171
<u>О.А. Воробьева</u> Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. Щелочной магматизм и рудогенные процессы	182
А.С. Сахаров. Зависимость показателей химической характеристики нефелиновых сиенитов и содержания в них титана и циркония	204

УДК 553.061.2/553.2(471.6)

О связях магматизма и эндогенного оруденения на примере соотношений конкретных рудопроявлений и конкретных формаций Северокавказской горной системы. Афанасьев Г.Д. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

В статье, представляющей изложение доклада на заседании Ученого совета ИГЕМ АН СССР, рассмотрены общие принципы подхода к магматогенным породам и ассоциирующим с ними полезным ископаемым на основе разрабатываемого автором нового направления геологической петрологии. Проблема связи магматизма и оруденения рассматривается в аспекте современных концепций ведущих специалистов в области геологии рудных месторождений. На основе результатов экспериментальных исследований рассматривается вопрос об активной роли магм в земной коре с позиции переноса тепловой энергии и активных компонентов (вода и др. летучие), вступающих наряду с магмой-силикатным расплавом во взаимодействие с субстратом более верхних частей коры. Приводятся примеры, свидетельствующие о генетических связях между магматизмом и эндогенным оруденением, на материалах Северного Кавказа.

Илл. 1. Библ. 32 назв.

УДК 553.078/553.493:551.2

Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом. Гинзбург А.И., Караева З.Г. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

Наиболее крупные месторождения редких металлов связаны с гранитами (метасоматически измененными субщелочного и щелочноземельного ряда) и ультраосновными щелочными породами. Для всех редкометалльных месторождений характерна связь с конечными дифференциатами магматических комплексов, обогащенных щелочами и летучими компонентами. По расположению относительно материнских интрузий выделяются внутриинтрузивные, околотинтрузивные (экзоконтактные) и надинтрузивные месторождения. К внутриинтрузивным (магматическим, позднемагматическим, аутометасоматическим, постмагматическим) принадлежат промышленные месторождения тантала и ниобия. Околотинтрузивные и надинтрузивные (за исключением пегматитов) объединяют, главным образом, промышленные месторождения бериллия и редких земель.

Табл. 1. Илл. 3, библ. 22 назв.

УДК 553.21/24

Распределение металлов в кислых эффузивах как один из критериев связи рудообразования с магматизмом. Овчинников Л.Н., Ганзеев А.А., Челищев Н.Ф. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

Изучалось распределение рудных элементов, летучих, щелочных металлов, а также титана и марганца в парных пробах кислых эффузивов, состоящих из стекловатых и раскристаллизованных фаций. Как правило, распределение оценивалось по нескольким независимым статистическим критериям. В стекловатых разностях накапливаются Rb, Cs, Mo, Zn, W, Ga, B; в кристаллических: Cr, Ni, V, Cu, Sn. Нет определенной фашиальной приуроченности у Pb, Ti, Mn, F. Анализ свойств проанализированных элементов проведен с помощью графика величин ионных потенциалов. Указывается на возможность различного поведения металлов в расплавах в зависимости от глубины их застывания. С помощью предложенных коэффициентов распределения и отделения установлены элементы более или менее способные концентрироваться в рудных месторож-

дениях связанных с кислым магматизмом. Подчеркивается роль алюмосиликатных вулканических стекол как природных сорбентов, обуславливающих ионообменную подвижность в тех рядах катионов. Это определяет геохимия ряда катионов, прежде всего цезия и рубидия в наложенных процессах и, в частности, обогащение некоторых кислых стекол цезием.

Табл. 2, илл. 6, библи. 17 назв.

УДК 553.677,552.11

Акцессорные минералы как индикаторы рудоносности. Руб М.Г., Тронева Н.В. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

В статье излагаются результаты изучения на электронно-зондовом микроанализаторе М-46 фирмы "Сатеса" акцессорных апатитов, рутилов и сфенов вольфрамоносных, оловоносных и редкометалльных гранитоидов. Показано, что апатит является характерным акцессорным минералом вольфрамоносных гранитоидов и ведущим минералом сопровождающих их шеелитовых месторождений. В акцессорном апатите вольфрамоносных гранитов обнаружены микровключения шеелита и вольфрамита. В акцессорных рутилах редкометалльных гранитов установлены микровключения фергусонита. Олово в акцессорных сфенах и рутилах оловоносных гранитов присутствует в виде изоморфной примеси, замещая титан, и в виде микровключений оловосодержащих минералов. Изложенные материалы свидетельствуют о том, что акцессорные минералы гранитоидов являются индикаторами их рудоносности.

Табл. 3, илл. 10, библи. 9 назв.

УДК 553.078/553.521:553.493

Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометалльных месторождений. Леонтьев А.Н. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

Специфической особенностью формаций лейкократовых гранитов, аляски-тов, риолит-гранит-щелочногранитовых и сиенит-граносиенит-аляски-товых формаций является более или менее замкнутая кольцевая и иногда спиралеобразная форма интрузивных цепей и связь их с зонами краевых поднятий геоантиклинальных мегаблоков срединных массивов, а также с приразломными глыбовыми зонами древних щитов и с отдельными гнейсовыми куполами. Большое сходство рифтоподобных и сводовых структур, полученных экспериментально И.В. Лучицким и П.М. Бондаренко (1971) на модели расширяющегося астенолита, подвергавшегося деформации сдвига и одновременно вращения, с элементами строения формаций эвтектоидных гранитов указывает на вероятную связь этих гранитов с палеосводами, возникавшими при активизации жестких блоков и плит как в платформенных, так и в складчатых областях.

Илл. 6, библи. 41 назв.

УДК 553.061.12(574)

Вертикальное строение системы купол - надкупольная зона некоторых молибден-вольфрамовых месторождений Казахстана. Бескин С.М., Ларин В.Н., Зейлик Б.С. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

Грейзеновые месторождения локализируются в эндо- и экзоконтактовых куполо- и гребнеобразных выступах рудоматеринских интрузий, которые в Казахстане приурочены к пермскому акчатаусскому комплексу аляски-товых гранитов. В работе на примере месторождений Байназар, Тологай, Селтей,

Караоба рассматривается вертикальная зональность кварцево-жильно-грейзеновых месторождений, приуроченных к центральным штокам, связанным с допермскими субвулканическими аппаратами. Устанавливается связь оруденения в основном с кварцевыми штокверками, пропитывающими эти "центральные штоки" кварцевых порфиров, гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов и, отчасти, с вмещающими породами.

Табл. 1, илл. 1, библ. 16 назв.

УДК 552.321.5:552.111 (470.32)

Новые данные по геологии и никеленосности массива Липов Куст (Воронежский выступ докембрия). Лихачев В.А., Симон А.К., Зеленщиков Г.В., Терентенко Г.А. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

Интрузив имеет лополитообразную форму и слабо наклонен к западу. Мощности сохранившейся части разреза до 1500 м. Сверху вниз в разрезе выделяется серия норитов и оливиновых габбро, серия гипербазитов, ритмически - расслоенная серия и серия такситовых габбро норитов. Сульфидное медно-никелевое рудопоявление ликвационно-вкрапленного типа встречено в виде двух горизонтов в породах гипербазитовой серии. Жильное оруденение приурочено к долгоживущему разлому, проходящему в центральной части массива, представлено телами сплошных и сидеролитовых руд 0,1-3,0 м мощности, которые, по-видимому, формировались в заключительный этап становления интрузии.

Табл. 2, илл. 4, библ. 10 назв.

УДК 553.53/553.078.2/4:551.2

Зависимость состава и рудоносности интрузивных траппов от структурно-литологической обстановки проявления магматизма. Дмитриев Ю.И., Гусева А.И. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

На примере дифференцированных интрузий траппов юго-западного борта Тунгусской синеклизы показано отсутствие принципиальных различий (петрографических и петрохимических) между безрудными и рудоносными интрузиями, а также между источниками рудного вещества и минералообразующих растворов для сульфидной, магнетитовой и кальцитовой минерализаций. Главными факторами возникновения минерализации является повышенное содержание летучих в магматических очагах, взаимодействие богатых летучими расплавов с вмещающими породами, степень дифференциации трапповой магмы и др.

Табл. 3, библ. 22 назв.

УДК 550.4:546.7:552.322 (470.5)

Закономерности распределения элементов семейства железа в гипербазитах Урала. Фоминых В.Г., Малахов И.А. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974.

На Урале выделяются три формации гипербазитов, имеющие различную генетическую природу и формирующиеся в различных структурных этапах верхней мантии и земной коры и в различное время.

Большой информативностью для суждений о генезисе гипербазитов обладают типоморфные минералы-хромшпинелид в дунитах и гарибургитах, титаномagnetит и ильменит в клинопироксенитах и верлитах.

Анализ обширных химико-аналитических данных по железу, титану, ванадию и хрому, из которых значительная часть является оригинальной, поз-

волил наметить ряд общих закономерностей их распределения. На ряде уральских массивов с промышленным оруденением показана закономерная прямая связь концентраций титана и ванадия с железом и обратная — для хрома и железа.

Приводятся данные по закономерностям распределения хрома в главных разновидностях гипербазитов из 24 массивов Урала, которые можно использовать при оценке их перспективной рудоносности на хромиты.

Табл. 4, илл. 5, библи. 23 назв.

УДК 552.11.31; 553.062/067.22

Щелочно-ультраосновные — щелочно-базальтоидные формации и минерогения древних платформ. Гоньшакова В.И. Сб. "Магматизм и рудообразование" "Наука", 1974

Рассматривается положение щелочно-ультраосновных щелочно-базальтоидных формаций в структурах земной коры и в ряду магматических образований древних платформ. Показана связь рассматриваемых формаций с зонами глубинных разломов. Делается вывод о принадлежности щелочно-ультраосновных щелочно-базальтоидных пород к самостоятельной магме, не связанной непосредственно с трахибазальтовой и трапповой магмами.

Библи. 38 назв.

УДК 552.33:553.2

Щелочной магматизм и рудогенные процессы. Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974

С формированием ассоциаций щелочных пород, принадлежащих разным исходным магмам, связан целый ряд рудогенных процессов, приводящих к образованию рудных и нерудных месторождений. Они включают процессы магматического этапа, когда возникают редкометельные, апатитовые, глиноземные и другие месторождения, а также послемагматические рудогенные процессы, такие как ослождение, альбитизация и карбонатизация, с которыми связаны определенные типы месторождений редких металлов, слюды, железа и других полезных ископаемых.

Табл. 1, илл. 2, библи. 40 назв.

УДК 552.33:553.2

Зависимость показателей химической характеристики нефелиновых сиенитов и содержания в них титана и циркония. Сахаров А.С. Сб. "Магматизм и рудообразование". "Наука", 1974

Характерные и редкие элементы непосредственно связаны с минеральным составом нефелиновых сиенитов и их химическими показателями, хотя численная зависимость пока не установлена. В определении мест концентрации отдельных элементов большую помощь оказывает изучение локальных закономерностей, в частности, первичной расчлененности, проявленной во многих интрузиях нефелиновых сиенитов. Важную роль в распределении отдельных элементов играют индивидуальные свойства элементов ритмичности и слагающих их слоев (например, обогащение слоев амфиболом или апатитом).

Табл. 2, илл. 2, библи. 32 назв.

1 р. 10 к.

1132