

ПЕТРОХИМИЯ

АСПЕКТЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НОВОСИБИРСК-1982

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ПЕТРОХИМИЯ

АСПЕКТЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1982

Аспекты петрологии и металлогении: Сб. науч. тр./ АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики; Редкол.: чл.-кор. АН СССР Г.В.Поляков (гл.ред.) и др. - Новосибирск, 1982. - 153 с. (Петрохимия).

Сборник посвящен изложению методов практического использования петрохимической информации при решении петрологических задач разного уровня общности - от формационного анализа метаморфических и магматических комплексов и петрогенетических реконструкций до описания петрохимических свидетельств многофазности интрузий.

Особое внимание обращено на методы петрохимического прогнозирования полезных ископаемых: асбестоносности, металлоносности в магматических, осадочных и метаморфических комплексах пород.

Все это позволяет рекомендовать вышеназванный сборник научных трудов к широкому внедрению в практику геологосъемочных, поисковых, прогнозно-металлогенических и тематических работ. Весьма полезно ознакомление с ним для студентов геологических факультетов, аспирантов и научных работников других областей естествознания, использующих в своих исследованиях петрохимию и математические методы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В.Б.Василенко (зам.гл.редактора), В.В.Велинский,
Э.П.Изох, Л.Г.Кузнецова, В.А.Кутолин, чл.-кор.
АН СССР Г.В.Поляков (главный редактор), чл.-кор.
АН СССР Н.В.Соболев, Ю.Г.Шербаков

Рецензенты:

д.г.-м.н. В.В.Ревердатто (ИГиГ СО АН СССР),
к.г.-м.н. В.В.Зуенко (Новосибирский ун-т)

© Институт геологии и
геофизики СО АН
СССР, 1982 г.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ДАННЫХ
ПЕТРОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Под петрологическим истолкованием магматических пород будем понимать выяснение любых факторов их генезиса. Сюда входят: влияние структуры, химического и минерального состава исходных магмообразующих пород; влияние химического и фазового состава силикатной части магмы и флюидных добавок; влияние химического и фазового состава боковых пород; термобарическая обстановка выплавления, подъема и кристаллизации магм; влияние физических свойств магмы (плотность, вязкость и др.); структурная и динамическая обстановка перемещения магм; влияние формы и размеров кристаллизующихся тел и пр. Как видно, это факторы петрогенеза (образования магматических пород) и магмогенеза. Есть смысл поэтому подразделять петрологическое истолкование на собственно петрогенетическое и магмогенетическое.

Факторы магмо- и петрогенеза запечатлеваются в химическом составе пород лишь в той мере, в какой вызывают фракционирование вещества. Вся совокупность процессов фракционирования в цикле магмо- и петрогенеза будем называть магматическим фракционированием, подразделяя его на фракционирование при выплавлении магм и собственно фракционирование магм (фракционирование в магмах). Термин "фракционирование" относится только к процессам. В этой статье мы избегаем более популярного термина "дифференциация", под которым нередко смешиваются и процессы, и дифференцированность составов пород, т.е. дифференциация оказывается синонимом разнообразия составов пород.

Исходные петрохимические данные характеризуют химический состав пород, вернее их проб. Магматическая порода представляет собой кристаллический или стекловато-кристаллический агрегат. Нижняя и верхняя границы агрегатов породного уровня, как известно, не имеют однозначного определения. Они зависят не только от характера фазового агрегата, но и от меняющихся целей исследования.

Представим, что полиминеральный агрегат опробуется точечным способом на микрозонде. Гистограмма распределения составов по точечным пробам будет обычно неодномодальной и характеризо-

вать прежде всего состав отдельных минералов. Минимальный объем породной пробы, очевидно, должен быть таким, чтобы резкая неоднородность состава, зависящая от полиминеральности агрегата, исчезла. По имеющимся в литературе расчетам, такому требованию в достаточной мере удовлетворяют штупные пробы полиминеральных пород с числом зерен $n \cdot 10^4$, а для мономинеральных — меньше. Таким образом, требование к нижнему пределу представительности породных проб легко выполнимо.

Химическая проба пород существенно теряет петрологический смысл, если оказывается смесью породных участков (тел), разделенных резкими границами. Проба в этом случае не характеризует ни одного обособленного участка. Чтобы петрохимические пробы можно было использовать при выявлении дискретности магматических ассоциаций на породном уровне, проба не должна пересекать границу дискретно обособленного тела.

Петрохимический состав породной пробы можно использовать для петрогенетических суждений о данном участке породы, отчасти о магматическом теле, к которому проба принадлежит и о классе пород, в который она входит. О телах со значительными вариациями состава и о более сложных естественно обособленных частях магматических ассоциаций более адекватную информацию дают выборки анализов и их статистические параметры — дисперсия и другие характеристики рассеяния, параметры формы распределения, среднее, корреляционные и регрессионные показатели и др.

Ценность отдельно взятого анализа для расшифровки магмо- и петрогенеза относительно невелика. Гораздо более информативным анализ становится в петрохимической выборке из систематически изученной магматической ассоциации; здесь можно учесть место проанализированной пробы в хронологическом ряду образований, относительное положение ее в геометрическом пространстве, занятом ассоциацией, место анализа в общем разнообразии составов пород ассоциации (экстремальный состав пробы либо принадлежность к обычным составам) и т. д.

Следует подчеркнуть, что химический анализ породы и петрохимическая картина изучаемой совокупности, в каких бы показателях и в какой бы проекции они ни были даны, сами по себе никогда не позволяют утверждать что-либо о конкретных петрологических факторах. Можно говорить лишь, что петрохимия магматических пород отражает результат магматического фракционирования в целом

Для конкретного петрологического заключения абсолютно необходимо привлечь дополнительные данные и обоснованные модельные предположения о тех или иных факторах и механизмах магмо- и петрогенеза. Поэтому петрохимик должен быть осведомлен в петрографии, минералогии и геологии исследуемой ассоциации или аналогичных ей, знаком с данными экспериментальной и физико-химической петрологии.

Для магматических пород, являющихся продуктами фракционирования в системах жидкость-кристаллы, особо важно привлекать данные о возможном минерально-фазовом составе магм и магмообразующих пород.

Известно на многих примерах, что одни и те же петрохимические особенности пород могут быть вызваны разными генетическими причинами. Параметры, допускающие относительно надежную интерпретацию, нередко называют индикаторными. Ввиду большой сложности системы факторов магмо- и петрогенеза любой петрохимический "индикатор" следует рассматривать лишь как вероятностный.

В относительно несложных ситуациях удастся количественно "прокалибровать" петрохимические показатели по наблюдаемым физическим параметрам процесса петрогенеза и затем использовать петрохимическую функцию для суждений об условиях образования аналогичных пород. Пример - использование уравнения многомерной регрессии породообразующих окислов для оценки температур начала кристаллизации оливина и плагиоклаза в базальтах при 1 атм в воздушной среде (Кутюлин, 1966). Примечательно, что даже в этом относительно простом случае оценка температуры имеет вероятностный характер. В более сложных ситуациях возможны, как правило, лишь качественные, знаковые или порядковые оценки факторов магмогенеза по петрохимии.

Исходные анализы (содержания окислов в % по массе) далеко не всегда удобны для использования петрохимической информации в петрологических целях. Несмотря на встречающееся недовольство пересчетами, нужно признать, что преобразования петрохимических данных во многих случаях необходимы. Так, чтобы использовать и проверить стехиометрию той или иной химической реакции при выплавлении и кристаллизации магм, удобно иметь атомные (молекулярные) доли компонентов. Проверку предположений о составе котектик и избыточных минералов иногда удобнее вести, имея пересчеты на нормативный минеральный состав породы. Петрохимические функции,

вычисленные с учетом атомных весов, валентностей и других физико-химических постоянных, могут быть информационно богаче для целей петрологического истолкования, чем исходный анализ.

Графики, на которых каждая проба пород или каждое среднее по классу пород показаны в проекции с двумя-тремя координатными осями, отвечающими петрохимическим показателям (вариационные графики), наглядно показывают регрессионную зависимость между петрохимическими признаками (рис.1). Эти зависимости, называемые также трендами, прежде всего интересны как сравнительный показатель для разных ассоциаций либо классов изверженных пород. Так, некоторые петрологи называют толеитовыми сериями те, которые на треугольной диаграмме АФМ (сумма щелочей - суммарное железо - магний; см. рис.1) дают тренд вдоль стороны железо-магний, а известково-щелочными сериями - те, которые имеют тренд перпендикулярный к ней.

Важной характеристикой регрессионной зависимости признаков является коэффициент линейной корреляции между ними. Знак коэффициента корреляции зависит от углового соотношения между регрессионной полосой и осями признаков. На рис.1 на нижней графике видно, что угловые соотношения и знаки корреляции для двух регрессионных полос (роев, трендов) противоположны. Приведем новые данные о петрохимических трендах для силикатных групп вулканитов (оставив пока в стороне вопрос о выделении самих этих групп). На рис.2 отражены значимые коэффициенты корреляции между средними для породных групп, вычисленных для большого числа региональных вулканических ассоциаций по данным книги (Белюсов и др., 1982). Видно, что во всех породных группах устойчив тренд $a - F$ (между суммарной щелочностью и коэффициентом железистости). Отрицательная корреляция $SiO_2 - MgO$ по средним характерна только для базальтоидной и кислой групп; в трахитоидах и мелалапкритоидах корреляция этой пары окислов незначима, в субмелалапкритоидах положительна. SiO_2 и K_2O положительно коррелируют по средним в базальтоидной и кислой группах, но отрицательно в остальных. Общая меланократовость $b(b')$ и общая щелочность (a) отрицательно скоррелированы лишь в базальтоидах и риолитоидах, незначимо в остальных. Как видно, петрохимические тренды по средним в ряду вулканитов, как правило, не сквозные, а ограничены рамками отдельных породных групп.

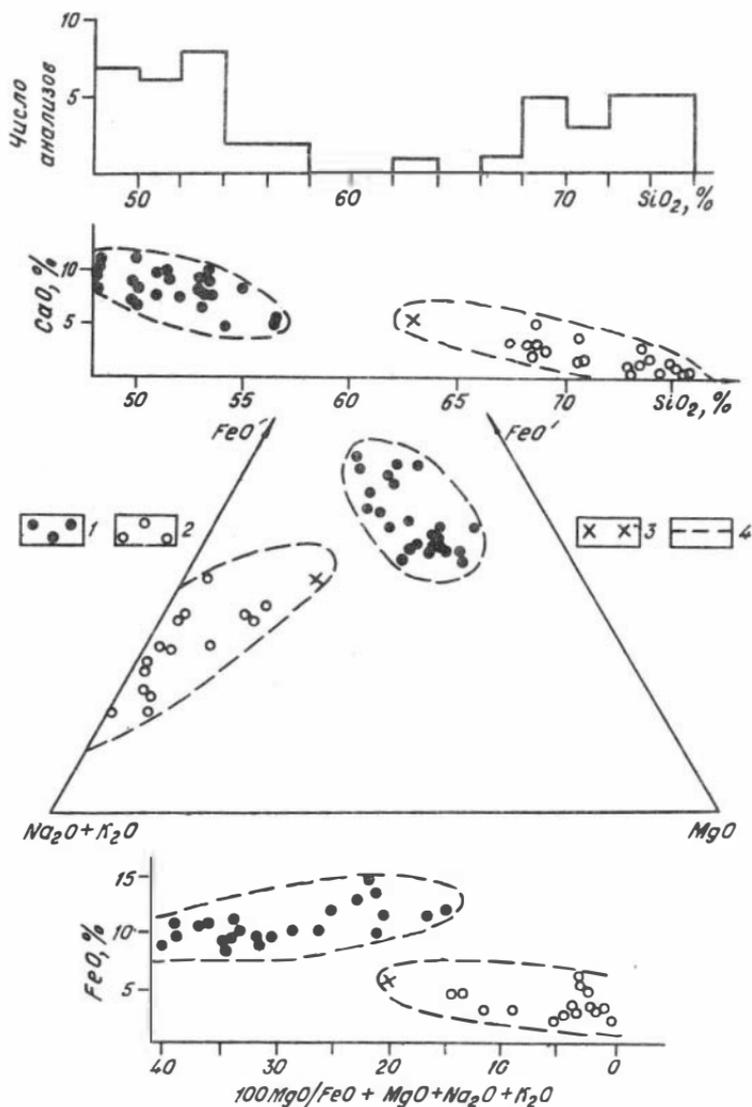


Рис.1. Пример одно-, двух- и трехмерных распределений составов пород вулканического комплекса по петрохимическим показателям, с разрывами и резко различной ориентировкой регрессионных полос разных породных групп, из работы (Gates, Moench, 1981)
 1 - базальтоидная группа (базальты, андезиты-базальты); 2 - кислая группа (риолиты, дациты, кислые тефроиды); 3 - дайковый "андезит"; 4 - условные контуры кластеров (роев)

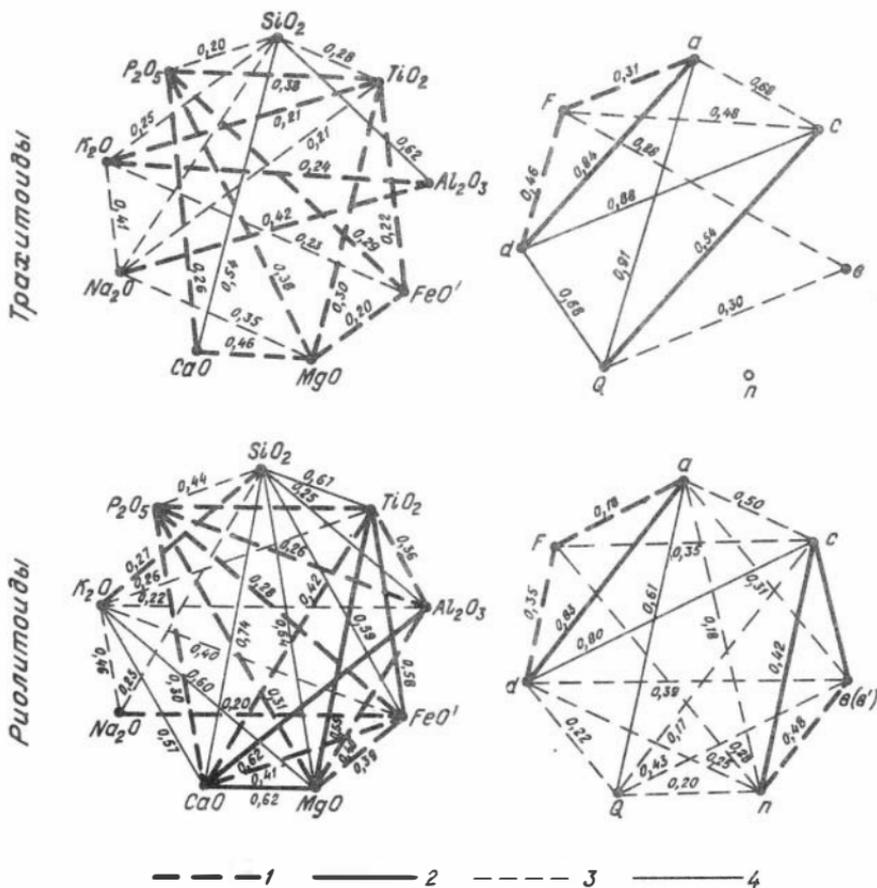


Рис. 2. Линейные корреляции между средними содержаниями окислов и вычисленными по ним пересчетными характеристиками для породных групп

FeO' – условное суммарное содержание закиси железа; а, b, c, n, Q – числовые характеристики по А.Н.Заварицкому; b' – исправленный показатель общей меланократовости, по Д.С.Штейнбергу; а – коэффициент агпайтовости; F – коэффициент железистости. Цифры у линий – коэффициенты парной корреляции

1, 2 – значимая положительная корреляция (на 95%-ном уровне надежности); 3, 4 – значимая отрицательная корреляция; 1, 3 – со значениями модуля коэффициента линейной корреляции $r \leq 0,5$; 2, 4 – со значениями $r > 0,5$

На рис.3 показаны значимо преобладавшие корреляции внутри породных групп, рассчитанные по пробам внутри региональных вулканических ассоциаций (Белусов и др., 1982). Здесь тоже заметно различие корреляций одной и той же пары признаков в разных породных группах, вплоть до несовпадения знака. Так, в паре $MgO-CaO$ сильно преобладает отрицательная корреляция в пикритоидах и положительная в остальных породных группах. Корреляция Al_2O_3-MgO становится положительной в кислой группе вместо преимущественно отрицательной в фемических. Связь Na_2O-K_2O преимущественно отрицательна в салических группах против положительной в базальтоидах. Трахитоидная группа отличается от кислой отрицательными связями Al_2O_3-FeO' , Na_2O-FeO вместо положительных. Есть аналогичные данные о том, что трахитоидная группа отличается от базальтоидов щелочного уклона, с которыми она обычно ассоциируется, отрицательной связью $SiO_2-Al_2O_3$ вместо положительной и сменой знака корреляции в некоторых других парах.

Отмеченное несовпадение знака корреляции свидетельствует, что тренды в разных группах пород не являются продолжением друг друга. Это в свою очередь делает правомерным предположение о дискретности исследуемой совокупности пород.

Довольно распространенная ошибка заключается в том, что видимый петрохимический тренд автоматически связывается с определенной последовательностью процесса магматического фракционирования. Оправданием такого подхода была в свое время упрощенная трактовка магматического фракционирования как процесса, сводимого к кристаллизационной дифференциации магмы. Совершенно необходимо иметь дополнительную информацию о последовательности образования магм и пород. Может оказаться, что видимый петрохимический тренд вообще не имеет четкого выражения в относительной последовательности формирования пород (Butler, 1979).

Существенный интерес для петрологической расшифровки имеют пространственно-петрохимические региональные тренды магматических образований. Иногда они изображаются в виде мелкомасштабных карт сечений изоповерхностей, вычисляемых машинным способом.

Петрохимический материал, как и данные по элементам-примесям, важен для выявления дискретной обособленности ассоциаций магматических пород, хотя в этом смысле не привлек еще широкого внимания. Выявление дискретности (подтверждение дискретной модели) равносильно утверждению о генетической автономии совокупнос-

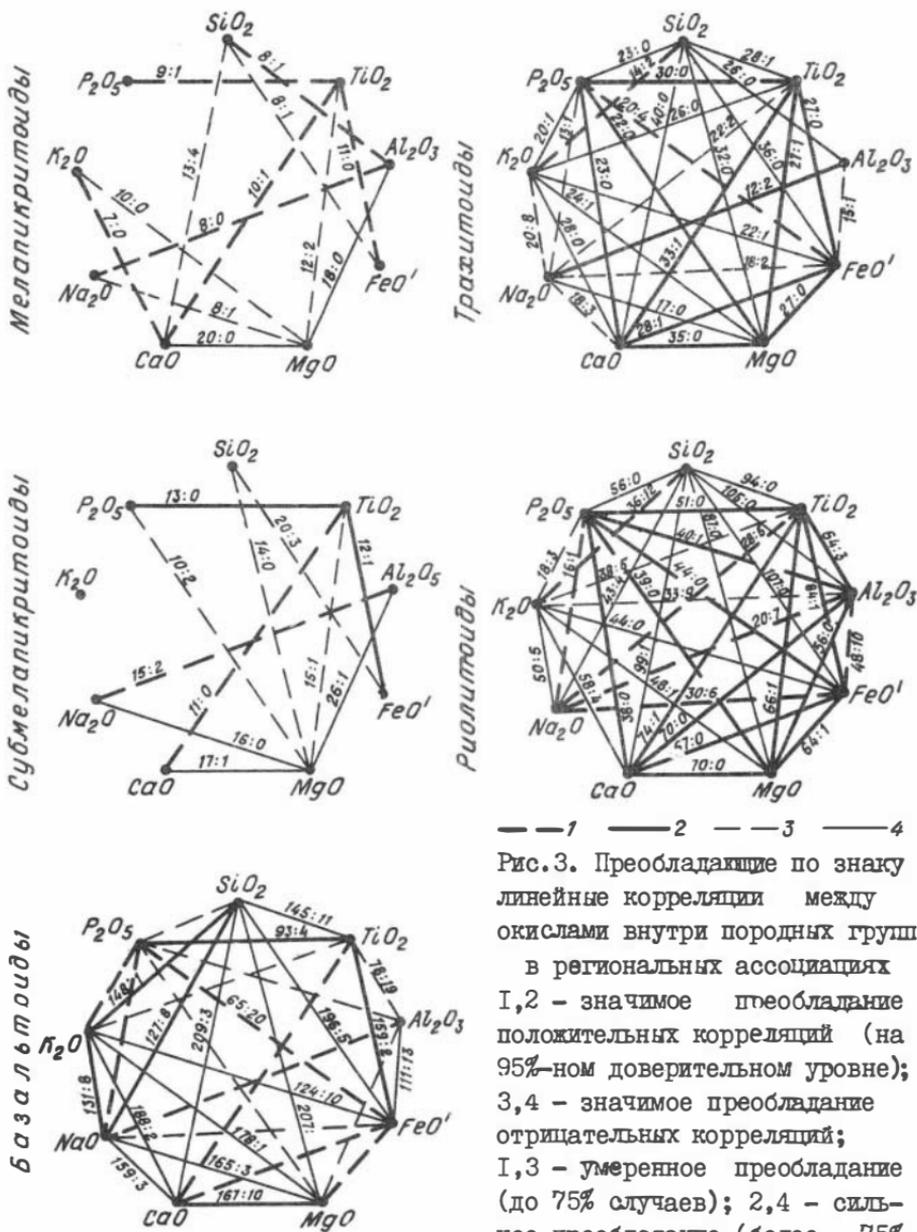


Рис.3. Преобладающие по знаку линейные корреляции между окислами внутри породных групп в региональных ассоциациях I, 2 - значимое преобладание положительных корреляций (на 95%-ном доверительном уровне); 3, 4 - значимое преобладание отрицательных корреляций; I, 3 - умеренное преобладание (до 75% случаев); 2, 4 - сильное преобладание (более 75%

случаев). У линий показано отношение числа случаев со значимой корреляцией данного и противоположного знаков

тей пород. Прямым признаком дискретной обособленности является наличие у материального объекта резкой границы, фиксируемой по качественному своеобразие (в какой-либо шкале наименований) или по разрыву значений измеримого свойства (на непрерывной шкале).

Дискретность, хорошо знакомая каждому полевому геологу (но обычно исчезающая в петрохимических построениях), состоит прежде всего в распадении плутонических комплексов на обособленные резкими границами тела и фазы внедрения, вулканических – на резко обособленные тела и пачки (покровы), принадлежащие разным актам вулканической деятельности, а также в распадении магматических образований на обособленные сложные интрузивные массивы, вулканические постройки, магматические ареалы.

Иерархия дискретных составляющих в магматических комплексах может быть сведена к популяционной схеме, которая сложилась в биологии и элементы которой постепенно приживаются в других областях описания материальных объектов (Белюсов, 1979 а,б). Это иерархический ряд индивид-видовые популяции (локальные, глобальная) – поливидовые популяции (локальные, глобальная). Особенность популяционной схемы состоит в том, что все её ступени дискретно обособлены. Другая принципиальная особенность заключается в том, что каждая видовая популяция и все её дискретные составляющие (включая индивиды) опираются на качественно своеобразный код и механизм воспроизведения. Код воспроизведения для индивида является функциональным аналогом индивидуального наследственного кода организма, а для популяции – аналогом генофонда (совокупности одинаковых либо высокоаналогичных индивидуальных кодов). Под механизмом воспроизведения понимается способ реализации кода воспроизведения. Таким образом, популяционная схема постулирует некоторые обобщенные генетические посылки, и её методологическая ценность состоит в том, что она ориентирует исследователя на выявление характера генетического механизма и кода воспроизведения исследуемых объектов.

Индивиды в популяции и локальные популяции могут оказаться дискретно обособленными не только по причине качественной обособленности кодов и механизмов воспроизведения, но и при рассечении видовой популяции дискретными факторами (условиями, процессами), независимыми от кода и механизма воспроизведения.

Итак, обязательными свойствами видовой популяции (вида) являются качественно своеобразный код и обособленный механизм вос-

произведения, присущие только ей. По ряду методологических причин, в основном из-за дискуссионности выводов о коде и механизме воспроизведения, лучше говорить не о видовой, а о квазивидовой популяции.

Подчеркнем некоторые другие специфические особенности методологии и логики выявления видовых (квазивидовых) популяций. Особенности самого кода и механизма воспроизведения редко бывает проявлены в доступном исследователю признаковом пространстве и редко оказываются отправными при выявлении видовых популяций. Обычно исходные данные о видовой популяции доставляет феноменологическое изучение составляющих её образований, через качественные признаки, измеримые геометрические, хронологические и другие физические свойства, измеримые особенности химического состава и прочее. Так или иначе, для отнесения популяции в ряд видовых необходимо показать, что она глобально устойчива (обладает устойчивой повторяемостью) и опирается на свой определенный и устойчивый код и механизм воспроизведения. Для доказательства устойчивой повторяемости необходимы статистические методы.

Под контролем фиксированного кода и механизма воспроизведения видовая популяция должна занимать в признаковом пространстве определенную область, образуя качественно обособленные классы либо кластеры с частотным максимумом по каким-то измеримым свойствам.

Видовая популяция может составлять один устойчивый качественный класс либо кластер и иметь один устойчивый максимум, иногда несколько (у биологических видов с подвидовой и раздельнополовой структурой). Видовые популяции добиологических образований, по-видимому, имеют одногрупповой характер, как у примитивных биологических видов. Полиmodalность с устойчиво повторяющимся положением частотных максимумов и минимумов указывает на возможное распадение изучаемой совокупности материальных образований на видовые популяции. Она устанавливается статистически на глобально представительных выборках или сериях выборок. Отличительные качественные признаки и характерные измеримые свойства для конкретной видовой популяции обычно заранее неизвестны и выявляются путем перебора. Только при наличии состоятельных данных о коде и механизме воспроизведения можно иногда предсказать конкретную качественную специфику видовой популяции и положение максимума по измеримым свойствам.

Качественное различие кодов и механизмов воспроизведения разных видовых популяций, в том числе близкородственных (одноуровневых), имеет следствием то, что между этими популяциями кроме качественных различий и обособления максимумов могут быть разрывы по каким-то измеримым свойствам. Разрыв по измеримому свойству означает, что не заполнен какой-то интервал количественной шкалы. Принципиальная трудность использования разрывов при выявлении видовых популяций состоит в том, что разрыв легко может оказаться свойственным только выборке, а не исследуемой генеральной совокупности. Теоретически можно предъявить к разрыву более жесткое требование, например, чтобы он оставался достаточно высоко вероятным при увеличении выборки измерений. Но для этого нужны нереально большие объемы выборок. Отмеченные трудности связаны с относительно малой эффективностью статистических оценок по крайним выборочным значениям. Существенно также, что именно экстремальные значения признаков видовой популяции могут быть результатом действия факторов, независимых от кода и механизма воспроизведения и делающих её менее компактной. При всем сказанном, однако, ясно, что между внутривидовыми (локальными) популяциями двух разных видов должны наблюдаться в большинстве случаев выборочные разрывы по тем признакам, по которым существует устойчивый глобальный минимум. Повторяющиеся выборочные разрывы в этом случае можно использовать как вспомогательный критерий. Опыт показывает, что при переходе от малых выборок отдельных магматических комплексов к большим региональным или глобальным выборкам разрывы исчезают. Гораздо более надежен математико-статистический способ выявления минимумов (Гольдин, 1968; Белоусов, 1967, 1976 и др.).

Обычным для разных видовых популяций, особенно для одноуровневых, является совпадение по некоторым качественным признакам и перекрытие (пересечение) по отдельным измеримым свойствам. Природа получающихся признаков континуумов в этом случае состоит не в "постепенных переходах", как часто считают, а в смешении (статистической трансгрессии) автономных совокупностей. Важная особенность логики популяционного анализа состоит в том, что совпадение или смыкание по какому-либо качественному признаку или измеримому свойству не может считаться аргументом, опровергающим выделение популяции (в том числе видовой), если она

проявлена по другим признакам или свойствам. Главная методологическая трудность состоит в том, что при выявлении и обосновании видовых популяций рабочие критерии нужно выбрать из всей системы доступных изучению пространственно-временных и прочих свойств исследуемых образований процессов. Видовые популяции нельзя существенно обосновать лишь в феноменологическом признаковом пространстве (по доступным свойствам объектов) или только с позиций кода и акта воспроизведения.

Квазивидовые популяции магматических пород мы именуем породными группами (Белоусов, 1967, 1976, 1979а; Белоусов и др., 1982).

Совокупность вулканических пород распадается на породные группы: мелалапкритоидную, субмелалапкритоидную, базальтоидную, трахитоидную, риолитоидную, карбонатитовую. Им соответствуют интрузивные ортомагматические породные группы: перидотитовая, пироксенитовая, габброидная, гранитоидная, сиенитоидная, карбонатитовая. Для интрузивных пород выделяются еще анортозитовая и несколько аккумулятивно-магматических групп - продуктов отсадки кристаллов (Кузнецов и др., 1976). Для всех этих групп установлено наличие статистических максимумов, отделенных достоверными минимумами на глобальных выборках, и наличие соответствующих максимумов в конкретных магматических комплексах. В качестве кода воспроизведения для указанных породных групп, по крайней мере для силикатных, мы рассматриваем качественно обособленные звенья цепи котектических и избыточных магмопроизводящих и породообразующих минералов направленно меняющейся плавкости. В качестве механизма воспроизведения принимается порционное плавление для ортомагматических породных групп и фракционная кристаллизация для аккумулятивно-магматических (Белоусов, 1979а; Белоусов и др., 1982).

Выделение породных групп дает базу для принципиально новой систематики магматических формаций (Кузнецов и др., 1976), открывает новые возможности петрологического истолкования данных о составе пород и ассоциаций, в том числе петрохимических, данных.

Есть много данных в пользу того, что магмы и породы кислой группы формируются на основе котектик свободного кремнезема и полевых шпатов; щелочно-силикатная группа - котектик щелочного полевого шпата с другими алмосиликатами кальция и щелочей; ба-

зиты – котектик пироксенов с высокоглиноземистыми силикатами (гранат, плагиоклаз, щелочные алмосиликаты); субультрамафиты – котектик пироксенов с оливином; ультрамафиты – на основе избыточного оливина. Важно, что конкретные котектические механизмы плавления и кристаллизации, через которые воспроизводятся магмы и магматические породы, характеризуются определенной стехиометрией компонентов и позволяют приблизительно предсказать химический состав магм и пород (предпочтительный состав и положение частотного максимума, размах вариаций, характер корреляции между компонентами).

Феноменологическое (доступное прямому изучению) признаковое пространство для выявления породных групп включает геологические признаки породных тел (хронологические и пространственные отношения), минералогические (характеристики структуры и состава минеральных видов), петрографические (характеристики структуры и минерального состава агрегатов), петрохимические, геохимические (состав примесей). Перебор признаков с целью выявления популяций, в том числе наиболее важных – видовых, должен ориентироваться в принципе на все перечисленные признаковые пространства. Состоятельное выделение и обоснование породных групп как видовых популяций невозможно выполнить только по петрохимическим данным, но в комплексе эти данные важны и оказываются часто отправными.

Петрохимические критерии выделения породных групп уже рассматривались в ряде работ (Белоусов, 1967, 1976, 1979а; Белоусов и др., 1982). Дискретная обособленность популяций пород (локальных, видовых) проявляется в выборочных петрохимических разрывах, в наличии высоковероятных частотных максимумов и минимумов, в резкой смене характера рассеяния (смещение или перелом регрессионных полос, смена знака корреляции и т.п.; см.рис.1). В связи с трудностью использования выборочных разрывов по количественным признакам, о которой было сказано выше, основное внимание надо обратить на только что перечисленные другие особенности статистического распределения, которые допускают доверительные оценки, особенно на частотные максимумы и минимумы. Надежность должна быть гарантирована достаточной представительностью петрохимической выборки и проверена с помощью доверительных математико-статистических оценок.

Дискретность в виде разрывов проявляется чаще на малых вы-

борках, где может быть кажущейся и исчезать с ростом объема данных. Петрохимическая картина многих хорошо спробованных региональных магматических комплексов и глобальной магматической ассоциации непрерывна. Видимый химический континуум – результат статистической трансгрессии – скрывает популяционную структуру магматических образований. Видны в основном не разрывы, а иные упомянутые выше петрохимические эффекты, которые косвенно указывают на присутствие популяций. Локальные магматические популяции выявляются на выборке регионального комплекса, а квазивидовые (глобальные) – по выборкам от региональных до глобальных. Накоплен обширный материал, показывающий устойчивость петрохимических максимумов для породных групп вулканитов. Минимумы: между меланократовыми, MgO , CaO , Al_2O_3 ; между субмеланократовидной и базальтоидной группами – по тем же показателям и содержанию щелочей; между базальтоидной и риолитоидной – по общей меланократовости, SiO_2 , MgO , железу; между базальтоидной и трахитоидной – по общей меланократовости, содержанию щелочей; между трахитоидной и риолитоидной – по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей. Могут быть показательны комбинированные функции содержаний названных окислов. В региональных комплексах разделять смежные породные группы могут и другие петрохимические показатели. К ним, а также к элементам-примесям можно обратиться в случаях, когда минимумы или другие эффекты неоднородности по обычным петрохимическим показателям не выражены.

Рассортировку по породным группам могут облегчить неоднородные диаграммы распределения; на них, в частности, лучше выявляется принадлежность пород "промежуточного" состава к определенной группе (например, дайковый "андезит" на рис. I явно тяготеет к кислой).

При обсуждении петрохимических трендов (см. рис. 3) мы отметили несовпадение знака корреляций в смежных породных группах, чем тоже подтверждается их автономность.

В некоторых ассоциациях статистически значимые минимумы по петрохимическим признакам отделяют андезиты от базальтов, щелочные базальты от низкощелочных, высокотитанистые от низкотитанистых, калиевые риолиты от натриевых и т.д. Этим намечаются внутривидовые локальные популяции.

Возможно, что петрохимический минимум иногда отражает не дискретный, а непрерывно-периодический процесс. Однако, пока не предложено какой-либо состоятельной модели непрерывного процесса выплавления или фракционирования магм, которая характеризовалась бы устойчивой периодической зависимостью объема магм или пород от их состава. Эта зависимость, по-видимому, может возникать редко. Поэтому частотные петрохимические минимумы можно рассматривать в основном как результат сдвига автономных совокупностей-популяций.

Таким образом, с помощью петрохимических данных решается один из первых вопросов генетического плана — о наличии автономных групп пород в ассоциациях.

Выше отмечалось, что петрохимическая выборка и рассчитанные по ней параметры несут особую информацию о совокупностях пород, которая не выявлена в частных анализах. Следует подчеркнуть, что выборка по породной группе (или по локальной популяции) и ее статистические параметры имеют существенно иной смысл, чем у выборки по количественным классам (разновидностям) между условно назначенными петрохимическими границами. Условность границ класса предопределяет условность параметров выборки.

Параметры выборки из породной группы или локальной популяции неоминимальны и характеризуют естественно обособленную совокупность пород. Они имеют самостоятельный смысл в качестве материала для истолкования.

Внутри породной группы в рамках отдельных магматических комплексов обычно нет резких проявлений петрохимической неоднородности (выборочных разрывов, бимодальности и т.д.), поэтому петрохимический состав ее достаточно корректно выражают статистические параметры — среднее, характеристики рассеяния и формы распределения, корреляционные статистики. Через статистическое сравнение одноименных породных групп можно сопоставить магматические комплексы любой сложности.

С позиций популяционной модели следует критически отнестись к валовым параметрам, вычисляемым для сложных магматических серий — смесей популяций. Эти параметры нередко не имеют петрологического смысла либо неоптимальны для истолкования и не позволяют различать отношения пород внутри популяции и отношения разных популяций. Так, фиксируемые по трендам магматических серий

гомодромная и антидромная последовательности обычно отмечают лишь смену породных групп, а тренды внутри породных групп остаются неизученными. Петрологический смысл сохраняют подсчеты среднего состава лишь для аккумулятивно-магматических дискретных серий в расслоенных плутонах, позволяющие судить о среднем составе исходных магм, поступивших в камеру.

Средние, вычисленные для породной группы в региональном магматическом комплексе, как бы освобождены от вариаций входящих в нее пород и фиксируют центр этой популяции в пространстве количественных признаков. Для петрохимии это свойство означает, в частности, что вычисленные средние в значительной мере освобождены от комплементарных эффектов фракционирования в магме. Таковы в основном эффекты фракционирования на регрессивной стадии магмы — при снижении температуры и частичной кристаллизации. Оно здесь идет в основном в закрытой по силикатному веществу системе, и обогащение каким-то компонентом одних порций магмы (или аккумулят) обедняет им другие. Средний состав фракционатов относительно устойчив. Комплементарная схема приложима к магматическому расслоению в интрузивных камерах. Она приемлема для тех плутонических и вулканических магм, где нет оснований предполагать большие аккумулятивные массы кристаллов на глубине. Таковы вяло фракционируемые салические, мезо- и лейкобазитовые магмы, афанитовые и скуднопорфировые фемические лавы. Так или иначе, средний состав ортомагматической породной группы более устойчиво приближен к среднему составу ее глубинной магмы, чем состав отдельных проб пород. Стало быть, петрохимические средние для породных групп могут быть более информативны как показатель обстановки глубинного магматического фракционирования (выплавления магм), а данные о петрохимических вариациях по пробам более информативны для выяснения обстановки позднего фракционирования.

В табл. I приведены сводные статистики для базальтоидной группы, вычисленные по средним для региональных вулканических ассоциаций. Различия между средними для разных геолого-тектонических типов областей, в соответствии со сказанным выше, можно отнести прежде всего за счет различия глубинных условий генерации магм. Важно, что термобарическая обстановка позднего фракционирования вулканических магм во всех областях близка, всегда ограничивается сверху эффузивной фацией.

Таблица I

Петрохимические характеристики базальтоидов

Петро- хими- ческие пока- затели	Базальтоиды				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,7(2,4)	51,9(4,7)	56,9(2,3)	53,4(3,6)	48,9(2,1)
TiO ₂	2,3(0,8)	1,7(0,7)	1,0(0,3)	1,1(0,7)	2,4(0,8)
Al ₂ O ₃	15,0(1,4)	16,2(1,2)	17,4(1,0)	17,1(1,3)	15,7(1,1)
FeO'	11,8(1,5)	9,7(2,2)	7,6(1,3)	8,9(1,7)	11,0(1,2)
MgO	6,1(1,8)	6,0(2,0)	3,8(0,8)	5,2(1,7)	6,3(1,4)
CaO	8,9(2,1)	8,1(1,7)	6,8(1,2)	9,2(1,6)	10,1(1,6)
Na ₂ O	3,2(1,1)	3,5(0,6)	3,5(0,6)	3,1(0,7)	3,2(0,8)
K ₂ O	1,7(1,8)	2,0(1,2)	2,2(0,8)	1,2(0,8)	1,3(1,0)
P ₂ O ₅	0,4(0,2)	0,4 -	0,4 -	0,2 -	0,5 -
a	9,3(3,3)	10,5(2,1)	11,1(2,1)	8,7(2,5)	9,0(3,0)
c	5,2(2,2)	5,6(1,2)	6,3(1,4)	7,3(1,6)	6,0(1,3)
b(b')	27,0(3,8)	23,4(6,4)	16,1(2,8)	21,3(5,6)	27,4(3,3)
n	76,9(13,8)	73,7(10,7)	71,9(8,1)	81,6(8,2)	82,3(9,9)
Q	-7,6(7,9)	-5,7(10,4)	4,8(6,2)	0,7(7,9)	-8,9(6,8)
F	52,7(7,8)	48,5(6,2)	52,6(6,0)	50,2(6,9)	49,7(6,7)

Примечание. 1. Зрелые платформы (статистики рассчитаны по средним для 36 ассоциаций). 2. Материково-шельфовые плато (94 асс.). 3. Упорядоченные орогены (56 асс.). 4. Внутренние и окраинные моря (52 асс.). 5. Области открытого океана (54 асс.).

Примечателен рост средних содержаний калия в базальтоидах от области открытого океана к материковым платформам с древним фундаментом (см. табл. I). Это подтверждает схему повышения зрелости литосферного профиля в указанном направлении, с обогащением магмообразующих пород калием (Белоусов и др., 1982). В базальтоидах древних платформ экстремально подняты средние значения общей меланократовости, железа, железо-магниевого отношения, понижено содержание глинозема. Эти особенности согласуются с посылкой об аномально глубоком положении зоны базальтоидного магматогенеза под зрелыми платформами. Само это предположение исходит

из низкого теплопотока и вялых изменений скорости продольных волн с глубиной на зрелых платформах и слабой тектонической активностью литосферы в этих областях. Из экспериментальных и других материалов о фазовых отношениях между кристаллами и расплавом в силикатных системах вытекает широко известное уже правило роста меланократовости вылавков из фемических смесей с ростом давления. Вероятно, зона базальтоидного магмогенеза под зрелыми платформами обычно не поднимается до самых верхов мантии.

Тот же избыток давления, затрудняющий вылавку магм, должен в соответствии с принципом Лешателье усилить избирательное вовлечение в расплав более легкоплавких компонентов глубинных пород — железа, титана, щелочей. Низкий уровень глинозема правомерно объяснить повышением устойчивости граната против пироксенов с ростом давления. Таким образом, особенности среднего состава базальтоидов зрелых платформ хорошо увязываются с версией об аномально высокобарической их природе.

В работе (Белюсов и др., 1982) предположения о степени зрелости литосферного профиля, относительной глубине зон магмогенеза, специфике фазовых отношений и флюидного режима разных типов областей подобным образом проверяются по соотношению средних составов одноименных породных групп.

Интересны для петрологической интерпретации крайние отклонения состава породных групп, которые выявляются при обзорных сравнениях магматических ассоциаций. Эти отклонения можно объяснить в основном аномалиями химического и минерального состава глубинных магмообразующих пород, иногда — необычным флюидным и термобарическим режимом в зоне выплавления, аномальной степенью плавления.

Так, необычно высокие уровни MgO и SiO_2 и низкие остальных компонентов в мелапикритоидной группе из коматиитовых комплексов можно связать с вылавкой магмы из высокооливиновых и богатых ортопироксеном (гарцбургитовых) масс, при высокой степени плавления.

Низкокремнеземистые в среднем, обогащенные Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O , CO_2 , железом мелапикритоиды кимберлитовых ассоциаций платформ правомерно считать вылавками из существенно лерцолитовых масс, причем из участков, аномально обогащенных легкоплавкими составляющими и углекислотой.

Исключительные случаи, когда наблюдается высокое содержание SiO_2 в субмелалапикритоидной группе некоторых районов (бониниты), можно связать с повышенной ролью воды в отдельных зонах, способствующей инконгруэнтному плавлению ортопироксена.

Крайне высокая железистость, низкие щелочность и калиево-лунные субмелалапикритоидов (именуемых неправоммерно базальтами) свидетельствуют об аналогичных особенностях состава исходных пород, отражают пониженное ускорение силы тяжести.

Высокий средний уровень калия в субмелалапикритоидной и базальтоидной группах вулканитов некоторых ассоциаций согласуется с предположением об аномально высокой калиевоности исходных пород, в котором концентратором калия может быть флогопит.

Лейкократовый (повышенно-кремнеземистый) уклон базальтоидной группы во многих вулканических ассоциациях свидетельствует в пользу выплавки из базитовых или во всяком случае не слишком фермических масс, а также в пользу повышенного содержания воды, стимулирующей инконгруэнтное плавление ортопироксена.

Редкий высококалиевый уклон трахитоидной и риолитоидной групп правоммерно связать с крайним дефицитом натрия и обилием калия в исходных породах. Последние можно представить иногда как аккумулятивные (калишпатовые) продукты прежних циклов кристаллизации магм с избыточным калишпатом, а чаще как метасоматические массы, богатые калием и очень бедные натрием.

Редкий агапитовый уклон кислой группы вулканитов с сопутствующим ему аномально низким содержанием магния и повышенной железистостью может быть в какой-то мере связан с аномально большой глубиной выплавления (низы коры, верхи мантии), где глинозем удерживается в ликвидусных фазах высоких давлений (гранат, высокоглиноземистые пироксены).

Корреляции между петрохимическими средними в породных группах позволяют судить о роли определенных магмообразующих минералов и их котектик в зоне выплавления магм. Особо интересны те корреляции по средним, которые отличаются от корреляций по пробам пород.

В мелалапикритоидной группе (рис. 2) MgO отрицательно скоррелирована со всеми основными породообразующими окислами кроме SiO_2 . Это подтверждает базирующийся на экспериментальных и других данных вывод о том, что мелалапикритоиды всегда выплавляются в

присутствии оливина. Расшатанная корреляция $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (незначимая положительная) согласуется с совместным плавлением оливина и ортопироксена; последнее отмечено повышенным уровнем SiO_2 в мелалпикритоидах коматиитовых ассоциаций. Отрицательная связь MgO с FeO' по средним в мела- и субмелалпикритоидах согласуется с выплавкой их в равновесии с низкожелезистыми минералами ликвидуса (энстатитом, форстеритом).

Положительная связь $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ по средним в субмелалпикритоидах говорит в пользу того, что при выплавке чаще, чем для мелалпикритоидов, присутствует на ликвидусе ортопироксен, а оливин на ликвидусе может отсутствовать. Иначе говоря, некоторые субмелалпикритоиды могут быть продуктом плавления не перидотитовых, а пироксенитовых пород. Положительная корреляция $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ и отрицательная Q-F подтверждают, что ортопироксен плавится конгруэнтно, что в свою очередь подтверждает сухую или маловодную обстановку. Положительная связь $\text{CaO-Na}_2\text{O}$ согласуется с тем, что натрий поставляется в субмелалпикритоидный расплав повышеннокальциевыми минералами, такими, как клинопироксен, плагиоклаз. Положительная связка $\text{TiO}_2\text{-CaO}$ отражает участие клинопироксена, перовскита в поставке титана в расплав.

В базальтоидах умеренные или сильные отрицательные корреляции $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ и $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ в сочетании с положительной MgO-CaO подчеркивают ведущую роль клинопироксена в качестве ликвидусного минерала при выплавлении. Положительная корреляция MgO-CaO в базальтоидах по средним (вместо отрицательной в пикритоидах) свидетельствует об ограниченной роли бескальциевых ликвидусных фаз (оливина, ортопироксена) при их выплавке. Это хорошо согласуется с экспериментально установленным отсутствием оливина на ликвидусе базальтоидов при высоких давлениях.

Положительная связь $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}$ соответствует совместному поступлению натрия и глинозема в базальтоидные расплавы за счет натрийсодержащих алмосиликатов и жадеитового компонента пироксена. В отличие от пикритоидов, в базальтоидной группе по средним устанавливается четкая отрицательная связь общей меланократовости с коэффициентом железистости. Она может быть частично объяснена неодинаковой степенью плавления исходных пород (переходом в расплав все менее железистых фракций и минералов при продвинутом плавлении) и вместе с тем может отражать разную валовую их железистость.

Сравнение характерных корреляций по пробам в вулканических комплексах (см. рис.3) с корреляциями по средним (см. рис.2) выявляет отличия, которые удается связать с особенностями фазовых отношений и кристаллохимии расплавов при позднем фракционировании магм, с ассимиляцией материала пород коры и т.д.

В мелалапкритоидах большинство корреляций по пробам пород сохраняет тот же знак, что и по средним. Это хорошо увязывается с тем, что на всем интервале глубин и давлений на ликвидусе мелалапкритоидов постоянно присутствует один и тот же фракционируемый минерал — оливин. Появление преобладающей отрицательной связи $\text{SiO}_2\text{-FeO}$ можно объяснить высадкой железорудных минералов в более окислительной обстановке при подъеме магм, а распад отрицательной корреляции $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ — совместным поглощением компонентов кислой котектики из пород коры.

В субмелалапкритоидах появляется отрицательная сопряженность $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ вместо положительной по средним. Она подтверждает повышение роли фракционирования оливина при подъеме магмы, что соответствует экспериментально установленному росту ликвидусной устойчивости оливина против пироксенов при малых давлениях. Положительная связь $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (ортопироксеновый эффект) при этом исчезает. Перевес отрицательной связи $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (вместо распатанной по средним) подтверждает усиленный выход Al_2O_3 при спаде давления в расплав, за счет снижения устойчивости глиноземистых минералов (граната, пироксенов, шпинели).

Выдержанная по средним и по пробам во всех пикритоидах отрицательная связь MgO-CaO подтверждает, что на всех уровнях выплавления и подъема пикритоидных магм минеральная ассоциация у солидуса должна всегда содержать клинопироксен и какую-нибудь более высокомагнезиальную фазу или набор высокомагнезиальных минералов. Известно, что с увеличением степени плавления содержание кальция в пикритоидном расплаве, как правило, убывает, магнезия — возрастает. Судя по устойчивой положительной связи $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}$, в расплавах при высоких давлениях сохраняет силу повышенное химическое сродство, требующее насыщения четвертого глинозема щелочами и стремящееся перевести натриевый компонент (из клинопироксена) в расплав. Примечательно, что связь $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ во всех пикритоидах распатана и по средним, и по про-

бам. Это подтверждает общую повышенную подвижность ("некогерентность") калия против натрия в магматических системах, а также то, что его концентрация в пикритоидных магмах отражает не столько фракционирование в системе расплав-кристаллы в последнем магматическом цикле, сколько фракционную предисторию магмообразующих пород.

В базальтоидах MgO не проявляет устойчивого антагонизма к другим фемическим компонентам и положительно коррелируется с CaO . Это подтверждает, что при подъеме базальтоидных магм оливин не становится регулярным участником фракционного процесса. Только при мезо- и мелабазальтоидном уклоне группы в небольшом числе ассоциаций устанавливается отрицательная корреляция $MgO-CaO$, указывающая на ликвидусный избыток оливина. Распаянная связь Al_2O_3-CaO (вместо отрицательной по средним) подтверждает, что малокальциевые и бескальциевые фемические высокоглиноземистые минералы высоких давлений выбывают из числа окололиквидусных фаз при подъеме, и указывает на повышение устойчивости плагиоклаза, который может становиться избыточным на ликвидусе некоторых базальтоидов. Предпочтительно положительная корреляция SiO_2-Na_2O по пробам хорошо объясняется фракционированием натрия в основном в виде альбитового компонента вместо высокобарического фракционирования через более бедный кремнеземом жадеитовой.

В трахитоидах по пробам становится положительной связь SiO_2-K_2O , распаяваются отрицательная связь SiO_2-Na_2O и положительная $Al_2O_3-K_2O$, установленные по средним. Это можно объяснить показанным в экспериментах опережающим спадом температур кварцево-щелочно-полевошпатовой котектики против фельдшпатоидно-полевошпатовой и полевошпатовой при сбросе давления. Спад температурной кислой котектики увеличивает содержание ее компонентов в расплаве при частичной кристаллизации, а также усиливает поглощение кремнезема и калия из боковых пород. Концентрация компонентов кислой котектики и высадка фемических фаз приводят к отрицательным связям в парах K_2O-MgO , Na_2O-CaO , SiO_2-MgO .

В кислой группе выдержанный антагонизм SiO_2 с остальными окислами (кроме K_2O) свидетельствует, что минерал свободного кремнезема всегда в значительном количестве входит в котектики кислых магм, на всех уровнях их генерации. В этих магмах свободный кремнезем впервые бывает в избытке на ликвидусе. Выдержанная

положительная связь SiO_2 - K_2O подтверждает, что кремнеземно-щелочно-полевошпатовая котектика с повышенным уровнем калия является конечной, наиболее низкотемпературной на всех глубинах выплавления и подъема кислых магм. В системе связей по пробам в риолитоидах в общем несколько ослаблены корреляции Na_2O и K_2O с другими окислами. Это отражает повышенную диффузионную и флюидную подвижность щелочей. Однако связи щелочей все-таки довольно четко указывают на контроль фазовыми отношениями расплав-кристаллы, ввиду чего "некогерентность" их не должна преувеличиваться.

Для трахитоидов и риолитоидов сохранение подавляющего большинства парных корреляций по средним и по пробам говорит в пользу того, что котектики, регулирующие выплавку и фракционирование этих вулканических магм, в основном выдерживаются на всем интервале глубин их генерации и подъема.

Для базальтоидов различия между корреляциями по средним и по пробам более рельефны и согласуются с тем, что интервал формирования их по глубине шире, чем у салических магм, а изменения котектик - более значительны.

Уровни и корреляции легкоплавких примесных компонентов, почти целиком переходящих в расплав у солидуса (таких, как титан, фосфор, калий в фемических магмах), обычно мало что говорят об окололиквидусном фракционировании в последнем магматическом цикле. Но они интересны для суждений о составе магмообразующих пород и их фракционной предыстории.

Так, фосфор имеет по средним и по пробам устойчивую положительную связь с титаном, а последний - с железом, т.е. для этих компонентов закономерна совместная концентрация в магматических системах. Положительную связь их по средним можно отнести в основном за счет совместной концентрации в магмообразующих породах, а последнюю можно рассматривать в основном как результат совместного накопления в околосолидусных продуктах предыдущих циклов фракционирования магм.

Таким образом, анализ корреляций между петрохимическими компонентами внутри породных групп по пробам и по средним помогает исследовать тренды и формирующие их фракционные механизмы. Тренды в разных породных группах различаются по степени выраженности и нередко по знаку. Они во многом противоречат гипотезе прямых фракционных переходов между смежными по составу породными

Коэффициенты парной корреляции между оценками средних содержаний одноименных окислов ассоциирующихся породных группах

Окислы	Коэффициент корреляции				
	Р-Т	Р-Б	Т-Б	Т-С	Б-С
SiO ₂	0,36	(-0,01)	0,59	0,70	0,81
TiO ₂	0,51	(0,08)	0,30	(0,42)	0,85
Al ₂ O ₃	0,55	0,32	(-0,01)	(0,42)	0,36
FeO'	0,68	0,36	0,49	(0,24)	0,51
MgO	0,43	(-0,09)	(-0,02)	-0,44	0,46
CaO	0,49	0,20	0,34	(0,41)	0,46
Na ₂ O	(0,25)	0,32	0,47	0,64	0,75
K ₂ O	0,75	0,56	0,67	0,73	0,79
Число ассоциаций	36	110	88	20	52
r ₀₅	0,33	0,19	0,21	0,44	0,27

Примечание. Р - риолитоидная, Т - трахитоидная, Б - базальтоидная, С - субмелалпикритоидная группа, r₀₅ -95%-ный порог значимости.

группами. Корреляции петрохимических компонентов позволяют проверить разные предположения об особенностях состава магмообразующих пород, составе и стехиометрии магмообразующих минеральных ассоциаций (котектик), особенностях флюидного режима, кристаллохимии расплавов, подвижности компонентов. При этом корреляции по средним более информативны для выяснения обстановки ранних стадий магматического фракционирования (выплавления), а связи между составами проб пород более показательны для обстановок позднего фракционирования магм при подъеме и кристаллизации.

Как материал для петрологического истолкования очень интересны корреляции средних для разноименных породных групп в вулканических ассоциациях. Из табл.2 видно, что для ассоциирующихся породных групп характерна положительная связь, т.е. чем выше содержание компонента в одной группе, тем выше оно и в другой. Из закономерностей, иллюстрируемых табл.2, раньше обращалось внима-

ние, по существу, только на сопряженность калийных и фемических пород по щелочам, которая дала основание выделять серии пород разной щелочности — толеитовую, известково-щелочную, щелочную, натриевую, калиевую.

Положительная связь между разными классами пород по щелочам обычно считалась показателем прямых фракционных отношений, при которых магма одного класса является производной от магмы другого. Действительно, если в исходном классе содержание компонента почти нулевое, то в обильном фракционате оно тоже будет низким. При высоком содержании компонента в исходном классе им может быть обогащен и фракционат, что определяется химическим равновесием и показано во многих опытах с плавлением силикатных смесей. Петрологами эта закономерность иногда именуется унаследованием химических особенностей исходной магмы. Положительная химическая сопряженность между двумя классами пород (магм) может быть и результатом того, что оба они — фракционаты магмы третьего класса.

В нашем случае речь идет о сопряженности составов породных групп, появление которых трудно связать с фракционированием одной магмы. Для них следует принять во внимание прежде всего возможность унаследования химической специфики исходных пород выплавленными одна за другой группами магм.

Вертикальную протяженность зоны магмогенеза сложной региональной ассоциации (включающей несколько ортомагматических породных групп) всегда допустимо считать значительной, с выплавлением разных групп магм на совпадающих либо обособленных уровнях. Более совпадение уровней выплавления правомерно предполагать для пикритовидных и базальтоидной, для трахитовидной и кислой групп магм, меньшее совпадение — для фемических групп с калийными. Примечательно, что положительные корреляции регулярнее, почти по всем компонентам выдерживаются именно в парах субмелалпикритовидно-базальтоиды и риолитовидно-трахитовиды. Серьезным фактором может быть сквозная специфика состава исходных пород в региональной зоне магмогенеза на всю ее глубину или хотя бы в коровой части. Она предопределяется особенностями фракционной предистории региональной зоны. В региональной зоне могут быть повышены или понижены содержания легкоплавких и высокоподвижных компонентов, особо склонных к миграции с выплавками и флюидами (титан на мантийном уровне, калий на мантийном и коровом). Повышенно тесная

корреляция по калию (см. табл.2) может отражать этот фактор, а также глобальную калиевую зональность литосферного профиля в направлении от океана к зрелым платформам.

Вклад в положительную корреляцию разных породных групп по компонентам кислой котектики (кремнезем, калий) может внести поглощение их разными магмами из коровых пород, одних и тех же в данной региональной зоне.

Интенсивность теплотока и декомпрессии, относительно выдержанная в данной региональной зоне, но разная в разных зонах, тоже должна вызывать положительную корреляцию разных групп магм, в том числе по тугоплавким компонентам. При сильных теплопотоке или декомпрессии должны возникать ряды повышенно-фемических, повышенно-магнезиальных вышавок, при слабых - наоборот.

Положительную сопряженность состава разных групп магм можно объяснить также различием флюидного режима между разными зонами и относительно выдержанной спецификой этого режима внутри отдельной зоны (практически бесфлюидная обстановка, присутствие существенно водного либо углекислотного флюида и т.д.). Так, повышенная обводненность зоны, способствуя плавлению ортопироксена, благоприятна для образования повышенно-кремнеземистых и в то же время повышенно-магнезиальных ассоциаций субмелалапикритоидов и базальтоидов (бонинитовые серии).

Положительная сопряженность разных породных групп по компонентам с повышенной подвижностью в расплаве и межзерновых пленках (щелочи) или с высокой растворимостью во флюидах (щелочи и кремнезем в высоководной фазе) может складываться при обмене этими компонентами соседствующих магм одной зоны. Наконец, положительную корреляцию компонентов может вызвать взаимное загрязнение магм разных групп при частичном смешении.

Из высказанных соображений следует, что природа положительных корреляций между химическими составами ассоциирующихся породных групп может быть объяснена с помощью целого ряда магмогенетических факторов, минуя механизм расщепления одной магмы.

Изложенное в статье еще раз подтверждает, что петрохимическую информацию можно широко использовать при формулировке и проверке гипотез о магмо- и петрогенетических механизмах и факторах, регулирующих химическое фракционирование вещества. Генетическая интерпретация химизма пород немаловажна без серьезного комплексно-

го учета геологических и минералого-петрографических материалов о магматических ассоциациях, учета современных экспериментальных и теоретических данных о фазовых отношениях в силикатных системах и т.д. Важную роль играют рациональные математические, в том числе статистические, преобразования петрохимических данных. Новые возможности извлечения информации из химизма пород открываются при выделении и анализе дискретных (популяционных) составляющих магматических комплексов.

Литература

БЕЛОУСОВ А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. - Геол. и геофиз., 1967, № 5, с.26-34.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород. - Геол. и геофиз., 1979а, № I, с.35-45.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Системный анализ в науках о Земле. - Геол. и геофиз., 1979б, № 9, с.3-12.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВА З.Г. Магматические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

ГОЛЬДИН С.В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов. - В кн.: Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968, с.108-126.

КУЗНЕЦОВ Ю.А., БЕЛОУСОВ А.Ф., ПОЛЯКОВ Г.В. Систематика магматических формаций по составу. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с.3-19.

КУТОЛИН В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава. - Геол. и геофиз., 1966, № II, с.42-51.

BUTLER J.K. Trends in ternary petrologic variation diagrams - fact or fantasy? - Amer. Mineral., 1979, v.64, N° 9-10, p.1115-1121.

GATES O., MOENCH R.H. Bimodal Silurian and Lower Devonian volcanic rock assemblages in the Machias - Eastport area, Maine. U.S.Geol. Surv. Profess. Paper 1184, 1981, 32 p.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ

Задачи петрохимических исследований природных объектов могут быть сформулированы в рамках единого системно-статистического подхода. Этот подход основан на трех постулатах: о бесконечности свойств, их равнозначности и модельном гомоморфизме (неполном соответствии) (Василенко и др., 1982). В наибольшей мере он применим лишь к пространственно-временным совокупностям, к которым относятся прежде всего горные породы и геологические формации, а точнее, весь круг объектов от минеральных агрегатов до оболочек Земли в их современном состоянии и геологическом развитии.

В этих объектах границы в наибольшей мере условны, и число объектов в принципе бесконечно. Системы с наперед заданным числом объектов и их дискретными свойствами (например, системы химических элементов или природных минералов) этим постулатам не соответствуют, как и их следствию о масштабности операций. Например, поведение любого химического элемента можно рассматривать как в масштабе минерала или конкретного геологического тела, так и в масштабе солнечной системы или Вселенной.

Таким образом, системно-статистический подход является главным петрохимическим методом формационного анализа.

Метаморфические формации – частный случай геологических формаций (Добрецов, 1982), и для них цели петрохимических исследований во многом сходны с другими геологическими формациями, но есть и определенная специфика. Формационный анализ метаморфических толщ предполагает совместное рассмотрение петрохимических и геохимических особенностей толщ и характерных черт метаморфизма, включая флюидный режим на прогрессивной и регрессивной стадиях и особенности проявления сопутствующего метасоматоза.

Целью петро- и геохимических исследований метаморфических формаций служит прежде всего их вещественная характеристика, определяющая в значительной мере "лицо формации". В свою очередь, это "лицо" определяется как первичными (дометаморфическими) особенностями формации и отдельных ее членов, так и перераспределением части элементов (прежде всего второстепенных и некоторых

петрогенных) в ходе метаморфизма. Перераспределение элементов зависит в свою очередь от флюидного режима и интенсивности сопутствующего метасоматоза. Таким образом, все задачи формационного анализа связаны с петрохимическими исследованиями, а потому многообразны и цели собственно петрохимических исследований. Например, степень контрастности состава толщ, характеризующая дисперсиями и дискретностью (неоднородностью) содержаний компонентов, зависит как от дометаморфической контрастности, так и от перераспределения элементов при метаморфизме и метасоматозе и может быть использована как для диагностической характеристики формации, так и для оценки, например, ее потенциальной рудоносности. Аналогично вектор средних или ковариационная матрица имеют как дометаморфическую, так и метаморфическую составляющую, каждая из которых имеет свои члены и свои факторные веса.

Разделение дометаморфической и метаморфической составляющей представляет нередко трудную задачу. Наиболее отчетливо она решается геологическими методами, например, прослеживание и опробование одного и того же пласта или одной пачки из одной метаморфической зоны в другую позволяет оценить в чистом виде метаморфическую составляющую. Опыт таких работ наиболее последовательно осуществляли Б.В.Петров и В.А.Макрыгина (Петров, Макрыгина, 1975; Макрыгина, 1981). Но и в этом случае возникают проблемы при переходе к зоне гранитизации. Даже прослеживание одной и той же пачки пород в зону гранитизации показывает значимое изменение содержаний большинства компонентов. Но трактовать это изменение можно как результат метасоматической гранитизации либо накопления распада за счет местного его перераспределения в благоприятные структуры или пачки, а также за счет его подтока из глубины. Разделение этих трех факторов представляет трудную задачу, а потому приводит нередко к противоречивым выводам даже при представительном петрохимическом материале.

Иногда приходится сравнивать метаморфические формации как смешанные совокупности, в которых присутствует как дометаморфическая петрохимическая составляющая изменчивости (например, изменение состава толщ по разрезу или по латерали), так и составляющая, приобретенная в ходе метаморфизма. В последнем случае при сопоставлении разных формаций или разных ее членов (например, пород из разных зон) приходится использовать факторный или многомерный корреляционный анализ или специально готовить выбор-

ку, подавляя по возможности один из этих признаков. При этом остается значительная неопределенность в решении, порождающая и трудности при интерпретации. Один из наиболее ярких примеров относится к петрохимии глаукофанового метаморфизма (Добрецов, Пономарева, 1972; Добрецов, 1974).

Выборочные анализы пород, обогащенных глаукофаном или кросситом, показывали и валовое обогащение Na_2O , нередко и Fe_2O_3 и способствовали распространению идеи о натровом метасоматозе при глаукофановом метаморфизме (Маракушев, 1965). Однако специальное опробование трех зон глаукофансланцевой формации Пенжинского пояса (Северо-Западная Камчатка) – лавсонит-глаукофановой, промежуточной и зеленосланцевой – дало возможность установить изохимичность глаукофанового метаморфизма и возможность обогащения натрием некоторых пород еще на "доглаукофансланцевом этапе", возможно, при спилитизации (Добрецов, 1974). В этом случае было подобрано пропорциональное число анализов пород из разных зон, но одинакового петрографического типа, с сохранившимися признаками метавулканитов или метатиффов (табл. I). В аналогичном исследовании глаукофансланцевой акольской формации Западного Саяна (табл. 2) было показано, что породы промежуточной зоны отличаются наибольшей неоднородностью состава, а также особым поведением K, Rb, Zr (Василенко и др., 1980). Эти особенности были объяснены проявлением как дометаморфической неоднородности, так и диафтореза – перераспределением наиболее подвижных компонентов на регрессивной стадии при снижении давления и инфильтрации флюидов вследствие возникающей их разгрузки.

При статистическом сопоставлении сводной выборки из метапелитовых формаций (Кебежинская, 1977) были наложены ограничения по составу метапелитов в отношении "классификационных" компонентов – SiO_2 (57–67%), CaO (менее 3%). В сформированной таким образом выборке из разных по степени метаморфизма толщ оказались равными векторы средних и неравными ковариационные матрицы по большинству компонентов.

Несколько особое поведение FeO и CaO и различие дисперсий некоторых компонентов были объяснены эволюцией осадконакопления во времени или тенденцией к "гомогенизации" химизма толщ без регионального привноса – выноса. Эти выводы были подтверждены и с применением усовершенствованных статистических методов (Василенко и др., 1978).

Петрохимия глаукофансланцевой илипинейской формации
(Пенжинский пояс Северо-Западной Камчатки)

Выборка	n	Al ₂ O ₃		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Глаукофановые сланцы	20	14,14	2,26	9,30	2,65	2,67	0,81	0,49	0,66
Глаукофанизированные метабазальты	21	13,24	2,47	10,29	5,50	3,19	1,08	0,67	0,61
Зеленые сланцы	16	13,51	2,31	9,83	4,35	2,38	1,35	0,90	0,83
Зеленокаменные метабазальты	11	13,54	2,46	11,02	3,28	2,31	1,28	0,94	1,34
Сравнение \bar{x} и S		$\bar{x}_1 = \bar{x}_2 = \bar{x}_3 = \bar{x}_4$ $S_1 = S_2 = S_3 = S_4$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_2 = \bar{x}_3 = \bar{x}_4$ $S_1 = S_4 < S_2 = S_3$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_3 = \bar{x}_4 > \bar{x}_2$ $S_1 = S_2 = S_3 = S_4$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_2 = \bar{x}_3 = \bar{x}_4$ $S_1 = S_2 = S_3 = S_4$	

Примечание. n - число анализов; \bar{x} - средняя концентрация элементов; S - эффективная дисперсия.

Петрохимия и геохимия глаукофансланцевой аюльской формации
(Западный Саян)

Таблица 2

Выборка	n	Ca		Na		K		P		Ti		Ba		Pb		Zn	
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Зона 1																	
1. Метабазальты	20	5,39	1,78	2,32	0,77	0,67	0,41	0,110	0,081	0,60	0,22	85	138	26,5	16,1	83,8	61,1
2. МетатUFFы	7	6,94	1,95	2,30	0,70	0,43	0,11	0,080	0,007	0,62	0,42	93	117	28,6	10,3	78,6	44,5
Зона 2																	
3. Метабазальты	53	5,24	2,65	2,68	0,96	1,01	0,75	0,207	0,234	0,25	0,32	157	146	15,3	16,6	40,8	22,4
4. МетатUFFы	34	5,19	3,40	2,32	0,59	0,86	0,63	0,164	0,166	0,56	0,26	147	180	18,1	11,9	46,6	22,7
Зона 3																	
5. Метабазальты	15	8,05	4,84	1,88	1,12	0,94	0,79	0,113	0,117	0,55	0,26	187	279	28,0	24,5	70,7	66,4
6. МетатUFFы	26	4,74	2,35	2,50	1,02	0,65	0,48	0,099	0,099	0,46	0,18	123	132	21,0	18,6	46,9	27,2
Сравнение \bar{x} и S		$\bar{x}_1 = \bar{x}_2 < \bar{x}_5$ $S_1 = S_2 < S_5$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_3 = \bar{x}_5$ $S_1 = S_3 = S_5$		$\bar{x}_1 < \bar{x}_3 = \bar{x}_5$ $S_1 < S_3 = S_5$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_5 < \bar{x}_3$ $S_1 = S_5 < S_3$		$\bar{x}_1 = \bar{x}_3 = \bar{x}_5$ $S_1 < S_3 = S_5$		$\bar{x}_1 < \bar{x}_3 = \bar{x}_5$ $S_1 = S_3 < S_5$		$\bar{x}_1 > \bar{x}_3 < \bar{x}_5$ $S_1 = S_3 < S_5$		$\bar{x}_1 > \bar{x}_3 < \bar{x}_5$ $S_1 > S_3 < S_5$	
		$\bar{x}_4 = \bar{x}_2 > \bar{x}_6$ $S_4 = S_2 = S_6$		$\bar{x}_4 = \bar{x}_2 = \bar{x}_6$ $S_4 = S_2 = S_6$		$\bar{x}_2 < \bar{x}_4 < \bar{x}_6$ $S_2 < S_4 = S_6$		$\bar{x}_4 = \bar{x}_2 = \bar{x}_6$ $S_4 = S_2 = S_6$		$\bar{x}_2 = \bar{x}_4 = \bar{x}_6$ $S_2 > S_4 = S_6$		$\bar{x}_2 = \bar{x}_4 = \bar{x}_6$ $S_2 = S_4 = S_6$		$\bar{x}_2 > \bar{x}_4 = \bar{x}_6$ $S_2 = S_4 < S_6$		$\bar{x}_2 = \bar{x}_4 = \bar{x}_6$ $S_2 > S_4 = S_6$	

Примечание. Зона 1 - дивсонит-глаукофановая, зона 2 - промежуточная, зона 3 - зеленосланцевая; средние концентрации (\bar{x}) Ca, Na, K, P, Ti - в %; Ba, Pb, Zn - в 0,0001%

Наконец, специальное изучение петрохимии зональной метапелитовой формации Мамского района (Мусковитовые ..., 1975) помогло прояснить причины локализации пегматитового оруденения. Сходные по составу формации андалузит-силлиманитового типа не содержат мусковитовых пегматитов, а только керамические или редкочастотные (Соколов, 1970). В мамской формации, метаморфизованной в дистен-силлиманитовой фациальной серии, промышленные мусковитовые пегматиты локализованы в дистен-альмандиновой зоне и только в участках, сопровождаемых метасоматозом регрессивной стадии. В целом метапелиты мамской серии отличаются также повышенной известковистостью (Мусковитовые ..., 1975). Этот и многие другие примеры показывают, что метаморфические формации как толщи определенного состава и определенного метаморфизма контролируют образование и размещение в них месторождений полезных ископаемых.

В решении проблемы "метаморфические формации - оруденение" важное место должен занять корреляционный анализ содержаний элементов. При сходстве средних векторов корреляционные матрицы в каждой зоне метаморфизма значительно отличаются (Василенко и др., 1978; Петров, Макрыгина, 1975). Это связано не только с изменением минеральной формы концентрации тел или иных элементов, но и с перераспределением наиболее подвижных элементов в толще пласта, пачки или всей формации. Построение даже простейших корреляционных моделей и их эмпирическая проверка могли бы помочь решению этой проблемы.

Литература

ВАСИЛЕНКО В.Б., ХОЛОДОВА Л.Д., БЛИНЧИК Т.М. Математическая статистика. Проблемы, алгоритмы, программы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 155 с. (Петрохимия).

ВАСИЛЕНКО В.Б., КЕПЕЛИНСКАЯ К.Б., МАКИТРО Н.Ф. Геохимия среднетемпературных метапелитов в свете новых статистических методик. - В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.163-172.

ВАСИЛЕНКО В.Б., ДОБРЕЦОВ Н.Л., ПОНОМАРЕВА Л.Г. Геохимия щелочей и малых элементов в метаморфических породах Куртушибинского пояса. - В кн.: Многофазные физико-химические системы. Новосибирск: Наука, 1980, с.130-157.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Принципы выделения и классификации метаморфических формаций, и задачи формационных исследований. В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск: Наука, 1981, с.6-19.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ПОНОМАРЕВА Л.Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма. - В кн.: Труды I Международного геохимического конгресса. М.: Наука, 1972, с.300-315.

КЕПЕЖИНСКАЯ К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

МАКРЫГИНА В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

МАРАКУШЕВ А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

МУСКОВИТОВЫЕ пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. 285 с.

ПЕТРОВ Б.В., МАКРЫГИНА В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.

СОКОЛОВ Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 270 с.

А.П.Пономарева, Э.П.Изох

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА МНОГОФАЗНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Огромный практический опыт, накопленный к настоящему времени полевой магматической геологией, свидетельствует о том, что совершенно однородные плутоны (интрузивы), сложенные только одной породой устойчивого состава и структуры, в природе сравнительно редки, причем почти всегда они представляют собой купола, сателлиты или апофизы более крупных, сложно построенных плутонов. В подавляющем большинстве случаев интрузивные массивы, при детальном исследовании, оказываются сложно и мозаично построенными, т.е. состоящими из нескольких или многих тел изверженных

пород, отличающихся по составу и (или) по структуре и имеющих друг с другом резкие или в разной степени нерезкие границы. Поэтому задачей геолога является выделение и оконтуривание (картирование) таких тел внутри плутонов, исследование их внутренней однородности, изучение эндоконтактных фаций по всему периметру тел и, в конечном счете, выяснение взаимоотношений интрузивных тел друг с другом и с вмещающими породами. Все это необходимо для того, чтобы установить строгую последовательность магматических событий при формировании данного объекта, т.е. построить конкретную магматическую колонку. Совокупность таких колонок по разным объектам, аналогично тому, как это принято в стратиграфии, представляет собой тот исходный фактический материал, на основе которого выделяются магматические ритмы, локальные (ареальные) и региональные интрузивные комплексы или серии, производится их возрастная и латеральная корреляция, выявляется изменчивость и т.д. (Изох, 1978; Формационный анализ ..., 1975).

Интрузивные комплексы и серии сложного или "пестрого" состава (габбро-гранитные, диорит-гранитные, гранодиорит-гранитные, гранит-лейкогранитные, габбро-сиенитовые, габбро-монцитонитовые и т.д.) практически всегда представляют собой многофазные гомодромные ассоциации. В оравнительно быстро застывавших массивах и в условиях достаточной обнаженности это легко установить по фактам прорывания одних интрузивных тел другими, т.е. по наличию алофиз, ксенолитов, закаленных фаций, пересечений тех или иных неоднородностей в ранних телах контактами более молодых рвущих тел и т.п. Во многих случаях, однако, выделение интрузивных тел внутри сложных плутонов осложняется рядом обстоятельств и является делом непростым и неочевидным. Например, в сравнительно медленно кристаллизовавшихся плутонах (глубинных или же малоглубинных, но крупных или термостатированных) интрузивные тела, близкие по времени внедрения, а следовательно (в силу гомодромного хода эволюции) и по составу, лишены фаций закалки и могут иметь нерезкие или расплывчатые контакты, порою визуально вообще незаметные даже при хорошей обнаженности. Последнее обусловлено прежде всего интенсивным проникновением вещества смежных тел при кристаллизации и застывании.

Нередки также случаи, когда заполнение магматической камеры разными порциями магмы происходило в спокойной тектонической об-

становке, без раздробления ранее затвердевших тел, и следовательно, без алофиз и ксенолитов. Возникающие при этом ровные и вполне резкие контакты редко попадают в свалы и при недостаточной обнаженности легко могут быть пропущены. Для гранитоидных плутонов обычна ситуация, когда разные интрузивные тела, иногда весьма многочисленные, сложены породами близкого состава и очень сходных структурно-текстурных особенностей, что делает их особенно трудно различимыми как в поле, так и при микроскопическом изучении. В подобных случаях оконтуривание отдельных интрузивных тел требует больших затрат времени, что не всякий геолог полевик может себе позволить. Многие, к сожалению, предпочитают идти по наиболее легкому, но почти всегда ошибочному пути, декларируя постепенные переходы внутри всей наблюдаемой гаммы пород и объясняя их разного рода фациальными явлениями (ассимиляцией, гибрилизмом, дифференциацией в камере плутона и т.п.). Очевидно, что постепенные переходы необходимо не декларировать, а доказывать с особой строгостью и скрупулезностью. Следует подчеркнуть, что сам по себе характер границ между телами (резкие или нерезкие) не является критерием отнесения этих тел к внедренным, т.е. собственно интрузивным, или же к автохтонным, т.е. фациальным. При решении такого рода задач необходимо знать, на каком расстоянии происходит постепенный переход и в какой именно мере (по каким признакам) он действительно постепенный.

Перечисленные выше трудности в изучении внутреннего строения интрузивных массивов могут быть преодолены при помощи некоторых сравнительно простых приемов в процессе целенаправленных петрохимических исследований, не требующих от полевого геолога больших затрат времени и труда. Сошлемся на примеры из нашей практики.

Кескенсайский массив представляет собой часть крупного Темирбуквского существенно гранитоидного массива, расположенного в Северном Нура-Тау в Западном Узбекистане (Формационный анализ ..., 1975). Площадь его около 30 км², строение грубо зональное, т.е. основные породы сосредоточены на периферии, а более кислые — ближе к центру, из-за чего строение массива прежде объяснялось ассимиляционной зональностью. В состав массива входят габбро, габбро-диориты, диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты и диориты, гранодиориты и граниты.

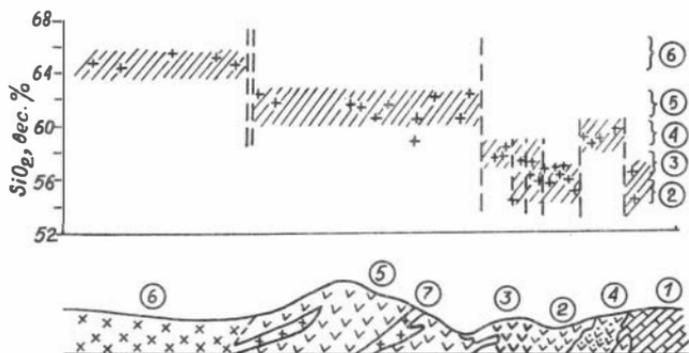


Рис. I. Петрохимический профиль через восточную часть Кескенсайского интрузива

I - мраморы, 2 - диориты, 3 - монцодиориты, 4 - мелкозернистые кварцевые диориты, 5 - среднезернистые кварцевые диориты, 6 - гранодиориты, 7 - жильные граниты

Практически между всеми разновидностями пород наблюдались четкие контакты и рвущие соотношения, благодаря чему вывод о гомодромной последовательности внедрения различных по составу магм вполне обоснован. В пределах массива по нескольким профилям взято 115 петрохимических проб, и получено объективное подтверждение вывода о дискретном, многофазном строении массива, основанного на визуальном его картировании в поле. А именно, петрохимические профили ясно иллюстрируют внутреннюю однородность интрузивных тел, из которых состоит массив, и скачкообразное изменение составов пород на границах этих тел (рис. I).

Я н г а к л ы к с к и й м а с с и в (Южный Нура-Тау) имеет площадь 14 км², сложен двумя визуально почти неразличимыми разновидностями натровых гранитоидов: близкими к тоналитам ($SiO_2 = 64-67,5\%$) и близкими к трондjemитам ($SiO_2 = 67,5-69,5\%$). При полевых наблюдениях они не различались и не были откартированы. Однако при петрохимическом опробовании массива (44 пробы) обнаружилось, что тоналиты и трондjemиты пространственно обособлены (рис. 2), т.е. образуют самостоятельные тела, контакт которых друг с другом, насколько позволяют судить данные петрохимического опробования по отдельным профилям, достаточно резкий.

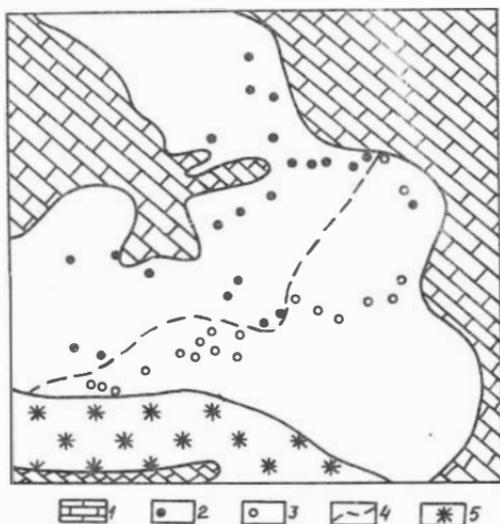


Рис. 2. Схема петрохимического опробования Янгаклькского интрузива I - мраморы, 2 - пробы с содержанием SiO_2 64-67% (тоналиты), 3 - пробы с содержанием SiO_2 67,5-69,5% (трондjemиты), 4 - линия предполагаемого контакта, 5 - двусланцевые граниты с гранатом

В поле этот контакт не был замечен, поскольку такая задача просто не стояла. Однако в ряде мест все же были зафиксированы инъекции трондjemитов в тоналитах, и поэтому можно быть уверенным в нормальном гомодромном внедрении гранитоидов в данном массиве, как и других массивах Западного Узбекистана.

Буробайский массив расположен в южной части Калба-Нарымского плутона (Магматизм и рудоносность, 1982), площадь его 240 км^2 . Он сравнительно просто построен и на подавляющей части своей площади сложен породами ряда граниты-адамеллиты, относившимися в целом к I фазе

Калбинского интрузивного комплекса. С целью изучения эндоконтактной зоны гранодиоритового состава, которая более ранними исследователями считалась гибридной (ассимиляционной) фацией, был пройден петрохимический профиль (56 проб) от контакта до центра массива. Выяснилось (рис. 3), что вдоль профиля развиты две разновидности биотитовых гранитоидов: адамеллиты и гранодиориты, образующие несколько перемежающихся друг с другом тел шириной от 0,2 до 2,2 км каждое. При этом самое периферическое (краевое) положение занимают отнюдь не гранодиориты, а более кислые адамеллиты, что сразу снимает вопрос об ассимиляционной зональности. На петрохимическом профиле обе разновидности гранитоидов отчетливо выделяются по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и суммарного железа. Средние содержания компонентов, вычисленные для каж-

дого из интервалов, свидетельствуют о том, что мы имеем дело с двумя однородными группами пород, значимо отличающимися друг от друга при доверительном уровне 99% для всех компонентов, кроме K_2O . Из минералогических особенностей в рассматриваемых гранитоидах в качестве диагностического признака имеет значение только основность плаггиоклаза.

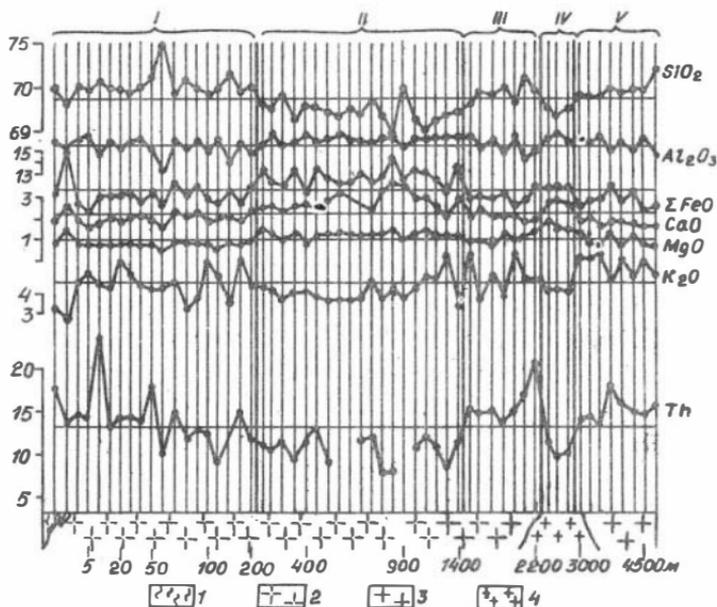


Рис.3. Петрохимический профиль через Буробайский массив

I - сланцы; гранитоиды: 2 - среднезернистые с редкими вкрапленниками микроклина, 3 - крупновкрапленниковые с обилием вкрапленников, 4 - мелко-вкрапленниковые; I-V - обособившиеся пространственно вещественные разновидности гранитоидов, отвечающие адамеллитам (I, III и V) и гранодиоритам (II и IV). Горизонтальные линии - средние концентрации (вес.%, Th - $\cdot 10^{-4}$ вес.%)

Выявляемая при помощи петрохимического профиля дискретность строения Буробайского массива при полевом и микроскопическом

изучении пород оставалась незамеченной, поскольку структурно-текстурные особенности и качественный состав обеих разновидностей гранитоидов очень близки, а точные количественно-минералогические подсчеты трудно осуществимы.

Как видно на профиле (см. рис.3), гранодиориты и адалмеллиты слагают, хотя и различные по ширине, но четко обособленные тела. Контакты между ними, несмотря на хорошую обнаженность, остались незамеченными, хотя при специальном изучении, по-видимому, их можно найти. Тем не менее, однородный состав пород внутри любого из этих тел, резкое, скачкообразное изменение состава пород на границах тел, а главное, само расположение их относительно контакта массива позволяют утверждать, что мы имеем дело с интрузивными телами, внедренными на данный уровень из более глубоких уровней земной коры. Последнее подтверждается также данными о характере некоторых аксессуарных минералов, имеющих в рассматриваемых гранитоидах глубинное происхождение (Магматизм и рудоносность ..., 1982).

Из приведенных примеров видно, что даже сравнительно небольшой объем петрохимического опробования и простейшая обработка результатов путем построения петрохимических профилей (без каких-либо пересчетов) не только дает объективное подтверждение полевым геологическим наблюдениям, но и позволяет выявить дополнительные признаки неоднородности или дискретности в строении массивов, часто ускользающие от взгляда полевого геолога. Как правило, выявляемые неоднородности внутри массивов оконтуриваются в виде отдельных тел, которые по совокупности геологических и петрографических данных чаще всего отвечают фазам внедрения. Таким образом, устанавливаемая пестрота состава интрузивных массивов оказывается строго закономерной и в конечном счете расширяется как результат последовательного внедрения различных, в том числе сравнительно небольших объемов расплавов как разной, так и очень близкой основности. Весь механизм формирования интрузивных массивов, как нам представляется, обусловлен не одноактным заполнением магматической камеры, а постепенным, многократным её расширением вследствие прерывистого перемещения блоков вмещающих пород и (или) пульсационного внедрения самих магматических расплавов.

Для наглядного изображения состава и строения многофазных

интрузивных ассоциаций наиболее удобны вариационные ("харкеровские") петрохимические диаграммы, на которых содержания всех порообразующих компонентов соотнесены со шкалой SiO_2 . Наиболее полную и объективную картину дают вариационные диаграммы, построенные с учетом многофазного строения интрузивных ассоциаций (рис.4б). Такие диаграммы несравненно богаче по своему содержанию, чем обычно используемые средние значения и другие статистические параметры, характеризующие отдельные фазы, породные группы или даже целые сложные ассоциации, поскольку дают возможность считывать с графиков содержания любых порообразующих окислов при любом заданном содержании SiO_2 , а следовательно, — проследить как нормальный, гомодромный ход эволюции магматических ассоциаций, так и любые отклонения от него, что для петрологических выводов имеет особенно большое значение.

Как известно, во всех интрузивных гранитоидных ассоциациях имеет место отрицательная корреляция SiO_2 с MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO . С K_2O чаще всего наблюдается положительная корреляция, с Na_2O она обычно отсутствует (Пономарева, Налётов, 1979). Хорошим примером подобного рода корреляционных зависимостей служит вариационная диаграмма Темиркубукского массива (вместе с Кескенсайским), уже упоминавшегося выше (рис.4а).

График, построенный с учетом фазовых соотношений (рис.4б), позволяет выявить ряд важных деталей, касающихся отклонений от общего хода эволюции, которые на обобщенном графике (рис.4а) остаются незамеченными. Так, вариационные линии Al_2O_3 для каждой последующей фазы смещаются в направлении более высоких содержаний, что противоречит единой эволюционной направленности гомодромных магматических ассоциаций. Заметно также "незаконное" увеличение концентрации MgO в двуслюдяных гранитах, то есть в наиболее поздних и наиболее лейкократовых членах данной магматической серии. Интересно поведение железа. Для фаз I-8 (габбро-гранодиориты) характерна непрерывная вариационная линия FeO , однако при переходе к более поздним адамеллитам и гранитам заметно её смещение в сторону более высоких содержаний. Такое же смещение, хотя и более слабое, происходит и в двуслюдяных гранитах.

Аналогичную картину показывают вариационные линии Al_2O_3 , FeO и MgO Кандыгатайского комплекса в Восточном Казахстане, обладающего двухфазным строением (Габбро-гранитные ...,

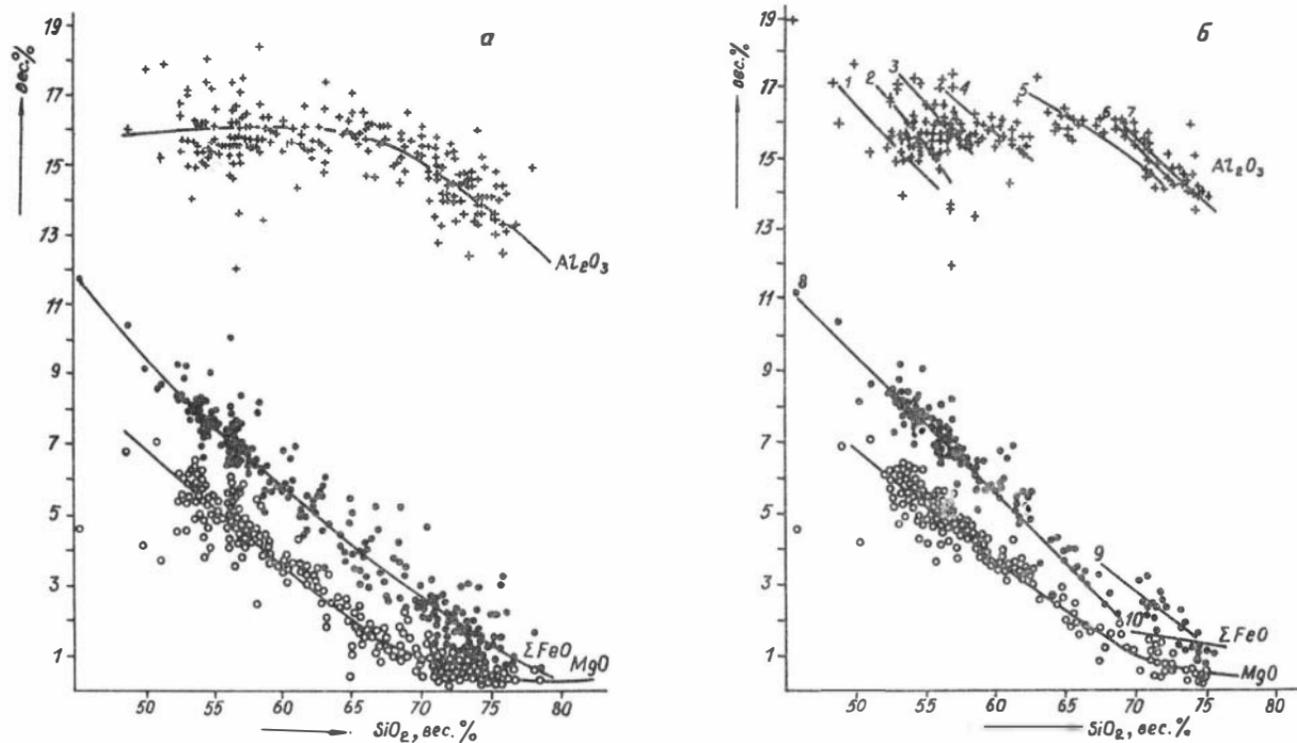


Рис.4. Вариационная диаграмма Темirkобукского массива с учетом (а) и без учета (б) фазовых отношений Al_2O_3 : 1 - габбро, габбро-диориты; 2 - диориты; 3 - монцодиориты; 4 - кварцевые диориты; 5 - гранодиориты, граниты лянгарского комплекса, 6 - адамеллиты и граниты шуракского комплекса, 7 - двуслюдяные граниты. $FeO+Fe_2O_3$: 8 - габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 9 - адамеллиты и граниты лянгарского и шуракского комплексов; 10 - двуслюдяные граниты

1977): более ранние внедрения имеют состав кварцевых сиенитов-граносиенитов, поздние - субщелочных гранитов. Граниты от предшествующих им менее кислых пород отличаются более высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO и, в меньшей мере, MgO (рис.5).

Хорошим примером нарушения эволюционной направленности по многим компонентам является Каратауский массив Западного Узбекистана (Формационный анализ..., 1975). Он сложен преимущественно биотитовыми гранитами, которым предшествуют небольшие краевые тела адамеллит-порфиров и отдельное тело наиболее ранних габбро. Биотитовые граниты прорываются небольшим интрузивным телом двуслюдяных гранитов, а также многочисленными дайками и жилами лейкогранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматит-аплитов. Вариационная диаграмма (рис.6) демонстрирует сложную картину эволюции данной интрузивной ассоциации: для каждого компонента существует 2-3 вариационные линии, одна из которых отвечает адамеллитам и гранитам, другие - двуслюдяным гранитам и лейкократовым гранитам даек. Двуслюдяные граниты

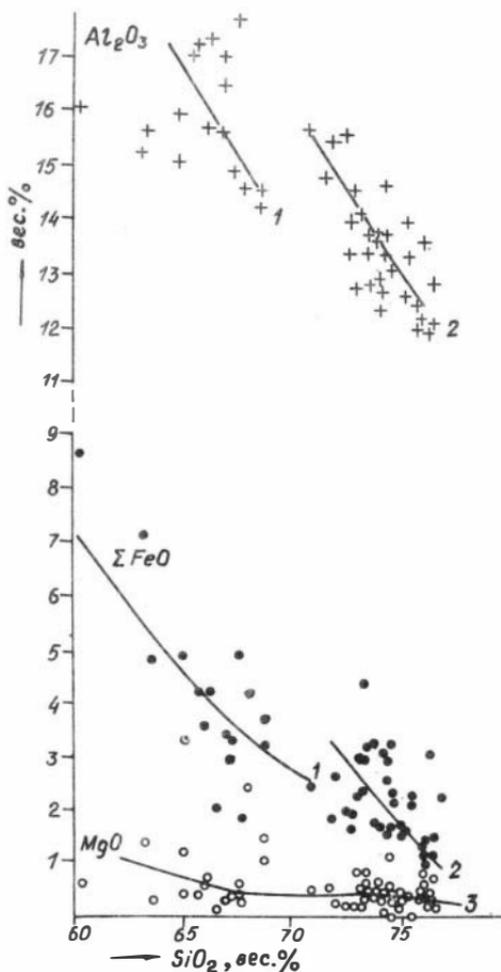


Рис.5. Вариационная диаграмма Кандыгатайского массива
1 - кварцевые сиениты, граносиениты, 2 - субщелочные граниты, 3 - кварцевые сиениты - субщелочные граниты

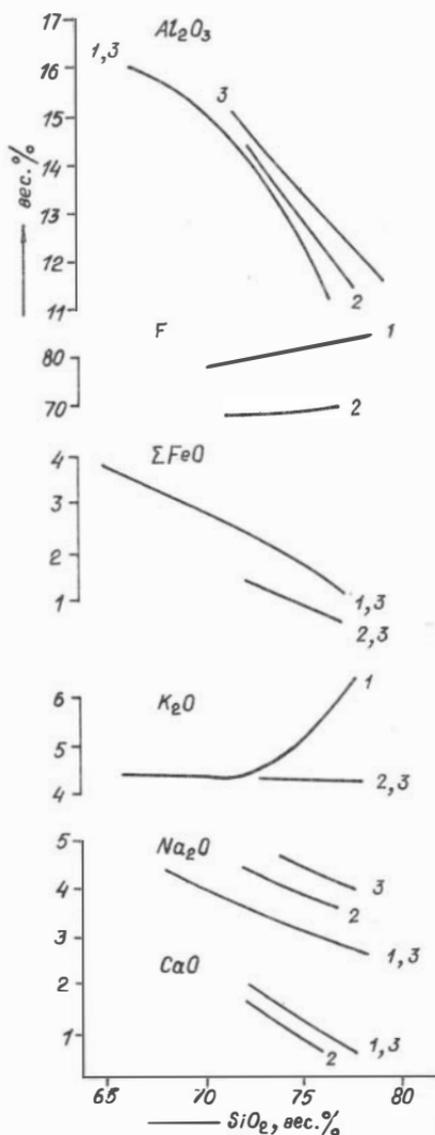


Рис. 6. Вариационная диаграмма Каратауского массива
 1 - адамеллиты, биотитовые граниты; 2 - двуслюдяные граниты; 3 - лейкократовые граниты

сравнении с биотитовыми обладают более низкими содержаниями FeO, K₂O, CaO, пониженной общей железистостью, повышенными концентрациями Al₂O₃ и Na₂O. Содержания различных компонентов в лейкократовых гранитах образуют как свои собственные независимые вариационные линии, так и линии, совпадающие с гранитоидами предшествующих фаз. Это обстоятельство позволяет предполагать, что лейкократовые граниты здесь гетерогенны, то есть формировались в качестве производных разных фаз гранитоидов, а также в конце эволюции в качестве самостоятельной фазы со своими особенностями и состава.

Таким образом, нарушения корреляционных зависимостей между SiO₂ и остальными окислами в ходе общей гомодромной эволюции магматических ассоциаций могут служить хорошим признаком их дискретного, многофазного формирования. Такого рода нарушения пока представляются скорее исключением, нежели правилом, однако не исключено, что при более углубленном и детальном изучении многофазных гомодромных ассоциаций число подобных фактов существенно возрастет. Большое петрологическое значение их несомненно, поскольку рассматриваемые явления свидетельствуют о дискретности не только процесса

заполнения расплавами магматических камер, но и самого хода эволюции составов магматических расплавов на стадиях, предшествующих внедрению. Особенно следует подчеркнуть, что устанавливаемые при помощи петрохимии отклонения от строго гомодромного хода эволюции невозможно объяснить в рамках таких широко распространенных петрогенетических моделей, как кристаллизационная дифференциация или же метамагматическое замещение какой-либо одной исходной (родоначальной) магмы. Более вероятным представляется, что увеличение содержания Al_2O_3 , FeO, MgO, а также уменьшение общей железистости на фоне общего прогрессирующего покисления магм обусловлено своими, особыми причинами: вовлечением в процесс плавления новых субстратов в очагах глубинного магмообразования; различной длительностью взаимодействия расплавов с различными субстратами в процессе внедрения и формирования данной магматической камеры и т.п. Пути решения конкретных петрогенетических задач могут быть различными, однако при всех обстоятельствах необходимо учитывать всю сложную и многообразную информацию о ходе эволюции магматизма, извлекаемую в процессе детального исследования многофазных магматических комплексов и серий.

В заключение необходимо подчеркнуть, что целенаправленное петрохимическое опробование интрузивных массивов, особенно гранитоидных, способствует объективному решению многих практических задач магматической геологии. В первую очередь это восстановление максимально полной картины строения и состава как отдельных массивов, так и их совокупностей, т.е. интрузивных комплексов или серий, что представляет собой обязательную цель точного и объективного геологического картирования.

Целеустремленные петрохимические исследования проливают свет также на некоторые важные генетические вопросы, касающиеся, например, эволюции магматических систем. В совокупности с геохимическими методами такие исследования должны существенно облегчить решение ряда сложных вопросов рудной геологии, в том числе таких, как источники и история рудного вещества, связанного с магматизмом.

Литература

ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ серии западной части Зайсанской складчатой системы / Ермолов П.В., Исох Э.П., Пономарева А.П., Тян В.Д. Новосибирск: Наука, 1977. 245 с.

ИЗОХ Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.

МАГМАТИЗМ и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана / Лопатников В.В., Исох Э.П., Ермолов П.В. и др. М.: Наука, 1982. (В печати).

ПОНОМАРЕВА А.П., НАЛЕТОВ Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 175 с.

ФОРМАЦИОННЫЙ анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Исох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 516 с.

А.С.Лапухов

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ТРЕНД-АНАЛИЗА МОРФОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В процессе геологических исследований довольно часто возникают случаи выявления слабо выраженных рудоконтролирующих пликативных структур, морфологии рудных залежей, анализа мало-контрастных форм многокомпонентной геохимической зональности и т.д., которые имеют непосредственное отношение к локальному прогнозированию скрытого оруденения. Одним из методов пространственной геометризации вещественных или структурных данных является тренд-анализ, позволяющий существенно облегчить обработку больших массивов геологической информации с помощью ЭВМ.

В данной статье рассматриваются некоторые нетрадиционные области применения тренд-анализа для решения практических задач и генетических интерпретаций, его возможности и ограничения.

Общие принципы объемно-статистического анализа закономер-

ностей внутреннего строения месторождений полезных ископаемых разработаны П.К.Соболевским (1932), который рассматривал их как геохимическое, структурное или тектоническое поле. Под геохимическим полем П.К.Соболевский подразумевал такое пространство недр, в пределах которого может быть установлена закономерность распределения объемной плотности или объемной насыщенности данного пространства определенным свойством. Последние могут быть измерены в отдельных точках пространства и выражены числом. Анализируя геохимические поля, П.К.Соболевский пришел к выводу, что они аналогичны физическим, и обосновал возможность изображения их в виде системы изолиний. Он разработал графические методы сложения, вычитания, дифференцирования, интегрирования этих поверхностей, иными словами, разработал метод обработки геологической информации, который спустя два десятилетия был назван тренд-анализом.

Метод геометризации геохимических полей получил развитие в работах П.А.Рыжова (1964), К.Ф.Ермолаева (1955, 1962) и других исследователей. П.А.Рыжовым предложены графоаналитические методы исследования структур рудных полей и месторождений, геометрии размещения в рудных телах запасов и определенных свойств полезных ископаемых, методы линейного и площадного сглаживания и т.д. К.Ф.Ермолаевым обоснованы методы пространственного разделения отдельных стадий минерализации, методы объемного сглаживания разведочных данных и построения карт "изокоррелят", отражающих объемное или площадное распределение определенных корреляционных зависимостей, которые позволили реконструировать на Лениногорском рудном поле миграции рудоносных гидротермальных растворов в период формирования рудных залежей, положение рудораспределяющих и рудоподводящих дизъюнктивных структур.

В горной геометрии (Рыжов, 1964) приводится детальное описание различных методов геометризации форм и условий залегания месторождений полезных ископаемых с помощью изолиний. Современные возможности вычислительной техники позволяют автоматизировать процесс обработки геохимических данных методом изолиний и вычерчивания соответствующих карт с помощью графопостроителей (Головкин и др., 1971). Данные методы уже нашли широкое применение в ряде производственно-геологических объединений.

Следует отметить, что метод изолиний оказывается неэффе-

тивным в случае проявления сложных геохимических полей, слабо выраженных тенденций и ограниченного количества данных. Обычные методы площадного или объемного сглаживания, основанные на линейной интерполяции и на методе скользящей средней, могут существенно исказить анализируемое геохимическое поле. Субъективизм рисовки отражающих его изолиний будет существенно зависеть от насыщенности отдельных участков пространства точками наблюдений. Возможны множественные варианты размещения изолиний и т.д. В этих случаях весьма эффективным оказалось применение тренд-анализа, получившего название вслед за исследованиями В.Крамбайна (Krambein, 1956), который предложил использовать регрессии на географические координаты наблюдаемых величин, назвав их поверхностями тренда. По сути данный метод представляет собой аналитический способ выявления тенденций: общих, локальных, линейных, нелинейных, непрерывных и прерывистых.

Сущность тренд-анализа состоит в том, что с помощью определенных расчетных методов находится аналитическое выражение аппроксимирующей поверхности, наиболее адекватной исследуемым значениям случайных величин в точках равномерно или неравномерно разбросанных наблюдений. В Советском Союзе тренд-анализ успешно применялся А.Б.Вистелиусом (1963), М.Д.Белониным (1964), М.А.Романовой (1964, 1968) и др. В последние десятилетия появились многочисленные публикации*, в которых данный метод привлекался для анализа региональных геофизических полей, в петрологических, структурных и других исследованиях, хотя возможности его далеко не исчерпаны.

Для получения аналитического выражения поверхности тренда в зависимости от целей исследования в качестве аппроксимирующих функций используются взвешенные скользящие средние, линейные регрессии, метод наименьших квадратов, экспоненты, ортогональные полиномы Чебышева, Лагранжа, "сплайн-интерполяция" и т.д. В частности, с целью изучения неоднородностей распределения компонентов в рудных залежах необходим такой метод, который повышает приближение по мере увеличения степени аппроксимирующего полинома. Этому требованию удовлетворяет программа для ЭВМ, разрабо-

* Обширная библиография по этому вопросу приведена в сборнике "Математическая геология" (1969) и в работе М.А.Романовой (1968).

танная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Л.В. Миловой и др., в которой в качестве аппроксимирующей функции используются ортогональные полиномы Чебышева (Демидович и др., 1963).

В результате математической обработки исходных данных с помощью тренд-анализа вычисляется уравнение аппроксимирующей поверхности определенного порядка и их графическое изображение в виде изолиний. Например, полином четвертой степени имеет вид

$$z = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3 + a_{10}x^4 + a_{11}x^3y + a_{12}x^2y^2 + a_{13}xy^3 + a_{14}y^4 \quad (I)$$

где x, y - переменные, $a_0, a_1, a_2, \dots, a_{14}$ - рассчитанные коэффициенты тренда.

Относительная ошибка аппроксимации оценивалась по формуле

$$v = \sqrt{\beta} / (N - m - 1),$$

где $\beta = \sum_{j=1}^N E_j^2$, N - количество исходных точек, E - ошибка в j -й точке, m - количество членов аппроксимирующего полинома.

Машинные методы позволяют вычислить полиномы любой степени, однако для решения практических геологических задач вполне достаточными оказываются полиномы четвертой степени. Целесообразно также применение поверхностей и более низкого порядка. При этом поверхность первой степени - плоскость, направление наклона которой отражает наиболее общие тенденции изменчивости рассматриваемого компонента. Параболические поверхности второго порядка - купола, характеризующие положение наиболее крупных максимумов и минимумов. По мере повышения степени аппроксимирующих полиномов происходит их усложнение и детализация. Наряду с применением описанных выше плоских трендов используются и трехмерные аппроксимации (Девис, 1977). Трудности привлечения последних связаны с необходимостью обработки больших массивов информации, ограниченной оперативной памятью современных вычислительных машин. Тем не менее объемные тренды низких порядков успешно применяют при решении прогнозных задач (Зобов, Курцерайте, 1978). Следует также иметь в виду, что объемные изображения можно получить и путем применения двухмерных трендов.

Таким образом, на первом этапе обработки геологических данных с помощью существующих программ рассчитываются соответствующие уравнения тренд-поверхностей и графические изображения тренд-поверхности в виде изолиний.

Следующий этап выявления эмпирических закономерностей может

осуществляться графическим или аналитическим способом. Как и с помощью обычного метода изолиний, графическим способом определяется конфигурация и геометрические свойства рассчитанных тренд-поверхностей, пространственное положение максимумов и минимумов, положение осевых линий "рудных столбов", геохимических аномалий, соотношение их со структурно-литологическими элементами вмещающих пород, анализ локальных и фоновых тенденций. В частности, с помощью вычитания поверхностей разного порядка (поверхность тренда минус поверхность определенного порядка) можно выявить локальные рудоконтролирующие пликативные структуры, положение рудных столбов, разубоженных участков рудных залежей и т.д. Путем аналитического анализа геометрических свойств тренд-поверхности можно определить все виды кривизны (полной, средней, максимальной и минимальной) направления максимального и минимального изгиба поверхности в определенных точках, координаты экстремумов функции, т.е. положение максимумов и минимумов. Для расчета координат экстремумов функций необходимо найти первые производные $\frac{dz}{dx}$ и $\frac{dz}{dy}$ аналитического выражения тренд-поверхности (I) $z = f(x, y)$ и решить систему уравнений с двумя неизвестными.

Тренд-анализ с применением ЭВМ, несмотря на его трудоемкость, имеет ряд преимуществ по сравнению с "кустарными" методами геометризации геологических данных. В методическом отношении тренд-анализ является более объективным и более однозначным при составлении качественных планов и структурных карт, особенно при неравномерной сети наблюдений. Кроме того, сходные результаты можно получить, используя меньшее количество исходных данных. Так, при равномерной сети минимальное число точек наблюдений должно быть не меньше количества членов уравнения тренд-поверхности соответствующей степени: первой - 3, второй - 6, третьей - 9, четвертой - 14 и т.д. Как показывает опыт, для надежного построения тренд-поверхности это количество точек необходимо увеличить, по крайней мере, в 1,5-2 раза, однако дальнейший рост числа наблюдений существенно не меняет структуру тренд-поверхности. Данная особенность тренд-анализа позволяет минимизировать число наблюдений, установить тенденции поведения рудных компонентов на фланги и глубину на ранних этапах разведки рудных месторождений и тем самым повысить эффективности разведочных работ.

В качестве примеров применения тренд-анализа структуры геологических тел рассмотрим Тишинское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Рудный Алтай) и Тарыхаское месторождение железистых кварцитов (Южная Якутия, зона БАМа).

Крутопадающая залежь Тишинского месторождения локализуется в зоне контакта эффузивно-пирокластической толщи ильинской и известково-алевропелитовых отложений сокольной свит (D_1e). В верхней части месторождения оруденение приурочено к интенсивно дислоцированным образованиям сокольной свиты. В средних и особенно нижних его частях основные рудные тела приурочены к контакту литологически разнородных образований ильинской и сокольной свит, непосредственно залегаая среди гидротермально измененных пород ильинской свиты.

Одним из принципиальных вопросов происхождения Тишинского месторождения является положение оруденения в структуре вмещающих толщ в период формирования оруденения. При этом дискутируются следующие варианты рудоконтролирующих структур: возникновение первичных вулканогенно-осадочных пластовых рудных залежей в депрессионных структурах, претерпевших последующий метаморфизм (Шерба, 1974); развитие гидротермально-метасоматической минерализации под куполовидным экраном известковых алевролитов и участие рудных тел в складчатости (Вулканогенные ..., 1978); возникновение гидротермально-метасоматической минерализации в после-складчатый период в пределах крутопадающей толщи на границе литологически разнородных свит (Попов, 1973). В связи с этим нами специально исследован вопрос о возможной роли отложений сокольной свиты в качестве литологического экрана с помощью следующей методики. На вертикальную плоскость, параллельную генеральному простиранию структуры, наносились проекции точек пересечения маркирующей границы раздела свит скважинами и горными выработками, определялись расстояния между этими точками и плоскостью (z). С помощью аппроксимирующего полинома четвертой степени рассчитывался тренд искомой поверхности как функция произвольно выбранных прямоугольных координат на плоскости проектирования: $z=f(x,y)$.

Расчитанная таким способом проекция структурной поверхнос-

ти показана на рис. I в скалярной и векторной форме. В отличие от

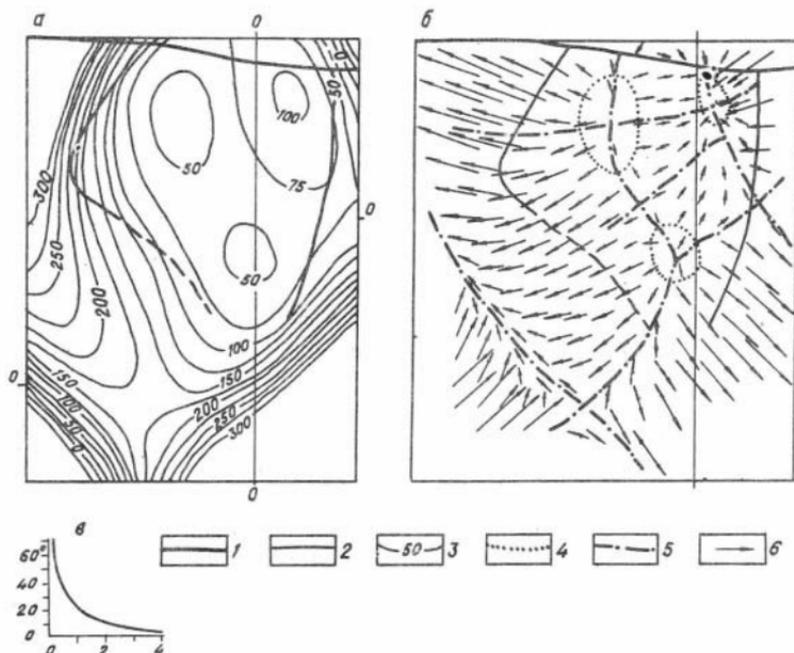


Рис. I. Структурная схема рудоконтролирующего контакта ильинской и сокольной свит Тышинского месторождения (тренд-поверхности четвертой степени) в скалярной (а) и векторной (б) формах: в – углы отклонения нормалей к структурной поверхности от нормалей к плоскости чертежа, ось абсцисс – проекции векторов

1 – положение современной денудационной поверхности; 2 – промышленные контуры рудной залежи; 3 – изолинии удаления границы раздела свит от вертикальной плоскости (z); 4 – положение главных максимумов запасов суммы свинца, цинка и меди; 5 – осевые линии складок; 6 – векторы

прежних представлений данную структуру можно рассматривать как фрагмент пересекающейся складчатости (Паталаха, Слепых, 1974), возникшей при интерференции складчатостей двух направлений, шарниры которых погружаются к западу и востоку под углом около 45° . Результирующая интерференционная складчатость состоит из эллип-

тических куполов и гомологических их впадин. В соответствии с параметрами исходных складок купола и впадины характеризуются большой длиной волны, малой амплитудой и асимметричным строением. В горизонтальном сечении отношение длины волны (B) к ее амплитуде (A) $B/A \approx 10$, а в вертикальном сечении складки сильно сжаты, и их осевые плоскости повернуты к востоку под углом $25-30^\circ$.

Несмотря на малую амплитуду складок, осложняющих моноκлиально залегающую толщу вулканогенно-осадочных пород, интерференционные купольные структуры имеют важное рудоконтролирующее значение, поскольку с ними коррелируется пространственное положение рудных столбов. При этом накопление металлов происходило в пределах купольных структур, обращенных выпуклостью как в сторону подошвы, так и кровли рудовмещающей толщи. Этот факт противоречит идее сингенетического происхождения вмещающих вулканогенно-осадочных пород и руд или формирования гидротермально-метасоматического оруденения в пределах пологой вулкано-купольной структуры. Подобное распределение рудного вещества могло быть связано с образованием полостей отслоения в интерференционных структурах крутопадающей толщи, играющих роль своеобразных структурных ловушек. Структурами отслоения крутоосных поперечных флексурных складок контролируется размещение вертикальных рудных столбов, а к участкам пересечения их с пологими флексурами приурочены дополнительные уплощения рудных тел и зоны повышенных концентраций металлов.

Другим примером структурного анализа морфологии рудных залежей может служить Тарнахское месторождение, разведанное в пределах зоны хозяйственного освоения БАМА (Калугин, Лапухов, 1980). Это месторождение локализуется среди гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев верхнеархейского возраста, претерпевших метаморфизм амфиболитовой и энидот-амфиболитовой фаций. Из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов и широкого проявления процессов гранитизации железистых кварцитов структура месторождения дискуссионна. Одни исследователи рассматривают рудные залежи как простые крутопадающие тела пластообразной формы, изогнутые в плане и на разрезах, другие большое внимание уделяют изоклиальной складчатости и повторению одних и тех же рудных тел в разрезе. В связи с этим была предпринята попытка пространственной геометризации пликативных структур месторождения на основе тренд-анализа всех разведочных данных.

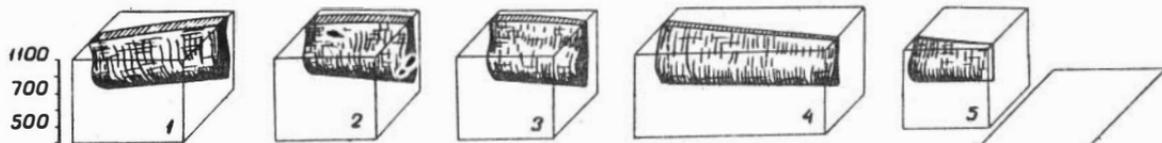
Поскольку единственным маркирующим горизонтом служат пластобразные рудные залежи, в качестве основы для геометризации использовались координаты пересечения разведочными выработками их кровли и подошвы на вертикальной плоскости. Путем совмещения тренд-поверхностей кровли и подошвы рудных залежей А и Б построена объемная блок-диаграмма, отражающая структуру месторождения в целом (рис.2). Использование данного метода позволило выявить неизвестную ранее сквозную пологую флексурную складчатость, осложненную крутоосными флексурными складками. Сочетание этих пикативных структур обусловило проявление сложной деформации рудных залежей, сопровождаемой изменением мощности и крупномасштабными перераспределениями рудного вещества.

Анализ геохимической зональности

Под геохимической зональностью понимается "закономерное изменение минерального и связанного с ним химического состава на площадях районов, месторождений и в контурах рудных залежей" (Смирнов, 1976). Для количественного изучения зональности используются такие характеристики, как градиент изменчивости концентраций, степень их непрерывности, однородности, симметричность и контрастность (Рундквист, Неженский, 1975).

Новые подходы и методы анализа пространственных закономерностей размещения компонентов позволили выявить неизвестные ранее формы проявления прерывистой, периодической и ритмической зональности (Лапухов, 1975, 1980). Существенную помощь в машинной обработке данных многокомпонентного геохимического опробования, выявлении малоконтрастных и скрытых форм зональности, особенно ее различных непрерывных типов, может оказать тренд-анализ. Данный метод может быть использован и для прерывистых типов зональности, однако в этом случае необходимы специальные алгоритмы программ. Автором уже рассматривались различные области применения тренд-анализа при изучении пространственных закономерностей дифференциации разнометалльных рудных столбов (Лапухов, 1976). В этом случае рассчитываются такие характеристики, как положение их осевых линий, центров тяжести и мод максимумов. Применение тренд-поверхностей разной степени позволяет

Б



А

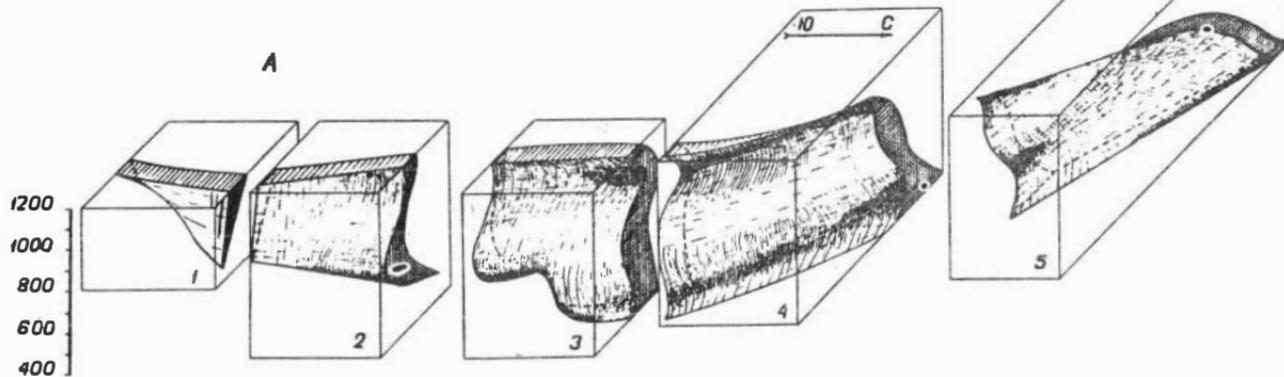


Рис.2. Блок-диаграмма рудных тел А и Б Тарнахского месторождения. (Объяснение в тексте)

соответственно выявить зональность различного порядка: зональность соизмеримую с рудным полем, месторождением, рудным телом или отдельным его участком. Такое рассмотрение зональности представляет интерес не только для реконструкции динамики рудообразующих систем, но и для прогнозирования скрытого оруденения.

Анализ преимущественной направленности рудной зональности ("генеральный вектор зональности") относительно структуры вмещающих толщ позволяет восстановить исходное залегание рудных залежей, возможные признаки их опрокидывания в процессе складчатости и выявить положение "корневых" и "фронтальных" участков. Иными словами, в этом случае зональность служит в качестве своеобразного "геологического уровня".

Наряду с "генеральным вектором зональности" рудных тел и месторождений исследование частных векторов зональности позволяет реконструировать пути миграции рудообразующих растворов и положение рудоподводящих и рудораспределяющих структурных элементов в период формирования рудных залежей. Данные исследования представляют интерес при решении вопросов сингенетичности или эпигенетичности оруденения по отношению к вмещающим толщам.

Локальный прогноз руд

При решении перспективных вопросов эксплуатации месторождений и рационального направления детальных разведочных работ возникает необходимость оконтуривания и оперативного глубинного прогнозирования известных рудных залежей или зон минерализации. С этой целью используются различные формальные приемы экстраполяции рудных тел с помощью простых геометрических фигур: треугольника и прямоугольника ("правило Гувера"), конуса, полушария, эллипсоида и т.д. (Рыжов, 1964; Крейтер, 1961; Альбов, Быбочкин, 1973; Прокофьев, 1973 и др.). В связи с известными недостатками формальных методов для целей прогнозирования привлекаются стохастические и детерминированные методы. В частности, для количественной прогнозной оценки глубоких горизонтов и флангов рудных тел и месторождений можно использовать экстраполяционные методы, основанные на выявлении намечающихся тенденций рудной зональности в пределах разведанных участков рудных залежей.

Количественный анализ зональности заключается в аппроксимации распределений концентраций, соотношений и линейных запасов рудных компонентов поверхностями тренда и расчете этих величин за пределами разведанных контуров рудных залежей. Данная методика позволяет автоматизировать с помощью ЭВМ оперативный подсчет запасов, локальный прогноз скрытого оруденения и уточнение контуров рудных залежей по мере пополнения разведочных данных.

В качестве примера рассмотрим распределение условных запасов суммы свинца, цинка и меди (Q') в пределах упомянутого выше Тишинского месторождения. Тренд-поверхности распределения геохимических данных рассчитаны по 157 точкам, представляющим собой центры полных пересечений рудных тел скважинами и горными выработками. Уравнение тренд-поверхности (Q') четвертого порядка имеет вид: $z = -225,4 + 106,9x + 83,6y - 19,5x^2 - 6,28xy - 10,94y^2 + 1,33x^3 + 0,547x^2y + 0,0253xy^2 + 0,63y^3 - 0,0303x^4 - 0,00556x^3y - 0,004x^2y - 0,0034xy^3 - 0,0105y^4$. Путем интегрирования в соответствующих пределах можно вычислить запасы металлов в рудном теле или отдельном его блоке:

$$Q = \left[\int_{a_1}^{a_2} \int_{b_1}^{b_2} f(x,y) dx dy \right] \cdot q \cdot 0,01k,$$

где $z=f(x,y)$ - уравнение тренд-поверхности; a_1, a_2, b_1, b_2 - пределы интегрирования; q - объемный вес руды; $0,01$ - переходный коэффициент от % к объемным единицам; k - масштабный коэффициент.

Для приближенной оценки запасов можно использовать средние значения объемного веса руды, однако для более точных количественных подсчетов необходимо учитывать пространственное изменение объемного веса руды путем обработки данных непосредственных измерений или используя корреляционные связи с концентрацией рудных компонентов.

В зависимости от пределов интегрирования можно оценить разведанные и прогнозные запасы, причем с удалением от разведанных контуров рудной залежи достоверность экстраполяционной оценки запасов снижается. Точность подсчета запасов убывает также по мере уменьшения плотности разведочной сети.

Рассмотрим на конкретном примере, как меняется достоверность интерполяции и экстраполяции в зависимости от количества исходных разведочных данных. Примем для полного набора точек величину суммарных запасов $Q_{(157)} = 100\%$ с помощью случайной вы-

борки уменьшением плотности разведочной сети в два раза. Найденная величина запасов составила $Q'(78) = 95,6\%$ от исходного значения. Если снизить плотность разведочной сети до 4I и 2I точки, то соответствующие им запасы оцениваются следующим образом: $Q'(4I) = 96,8\%$; $Q'(2I) = 75,3\%$. Иными словами, даже при четырехкратном уменьшении плотности разведочной сети точность подсчета запасов не выходит за пределы 95%-ного уровня.

Для оценки экстраполяционного метода подсчета прогнозных запасов разрежем рудное тело серией горизонтальных сечений. Последние примем за условные границы разведки и, рассчитав тренд-поверхности Q' для верхней, "разведанной" части рудной залежи и нижней "неразведанной", сопоставим ее с фактической. По мере опускания условной границы разведки точность прогноза, естественно, возрастает. Например, как видно из рис. 3в, г, выше сечений I-I и II-II в "разведанных" частях рудной залежи намечается тенденция к постепенному возрастанию запасов с глубиной. Соответствующая тенденция сохраняется и в нижней, прогнозируемой части рудной залежи. Тенденция к выклиниванию наблюдается на рис. 3б. В этом случае прогнозный контур рудного тела приближается к фактически разведанному и величина прогнозных запасов ниже сечения III-III составит 87,5% от фактически разведанных. Тем самым с помощью рассмотренного метода экстраполяции, который является разновидностью метода параболической аппроксимации, замкнутые контуры рудных залежей можно получить только в случае сходящихся тенденций. В качестве дополнительного обоснования границ могут служить определенные структурно-геологические, геохимические и геофизические корреляции. Необходимо также учитывать возможность ложного выклинивания рудных тел и формирования дополнительных рудных этажей в случае проявления повторяющейся зональности, которая непредсказуема с помощью использованного метода.

Исходя из изложенного можно сделать следующие выводы.

I. Плоские и объемные тренды могут применяться для изучения морфологии геологических тел (рудных залежей, пликативных структур, интрузивных тел и т.д.) и пространственных закономерностей распределения компонентов. Положение аномальных участков находится графическим или аналитическим путем с помощью разностных поверхностей и нахождения экстремумов аппроксимирующих тренд-поверхностей.

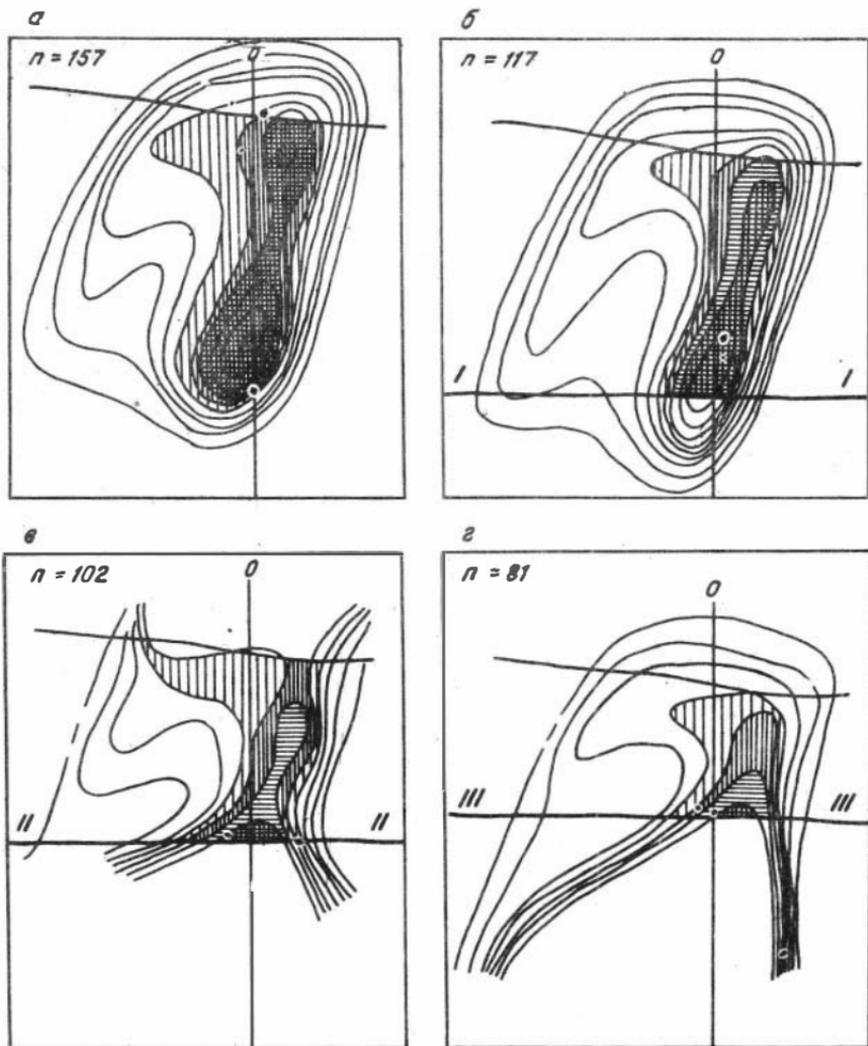


Рис.3. Схемы распределения условных "разведанных" и "прогнозных" запасов суммы свинца, цинка и меди на вертикальной продольной проекции Тишинского месторождения в зависимости от "глубины разведки"

а - тренд-поверхность рассчитана по всем разведочным точкам;
 б, в, г - то же, по точкам, расположенным выше условных горизонтов: I-I, II-II, III-III; n - количество точек

2. При количественном исследовании малоконтрастных и скрытых форм геохимической зональности тренд-анализ позволяет выявить сквозные тенденции изменчивости компонентов, интенсивность и направленность пространственной дифференциации рудных столбов или геохимических аномалий. Геохимическая зональность может служить индикатором направления потока рудоносных растворов в период формирования рудных залежей и в качестве "геологического уровня" используется для решения ряда генетических вопросов.

3. Анализ намечающихся тенденций рудной зональности в пределах изученных участков рудных залежей позволяет автоматизировать с помощью ЭВМ оконтуривание и оперативный прогноз скрытого оруденения в районах разведываемых месторождений и действующих горнорудных предприятий.

Литература

АЛЬБОВ М.Н., БЫБОЧКИН А.М. Рудничная геология. М.: Недра, 1973. 430 с.

БЕЛОНИН М.Д. Основные черты эволюции Соколовской и Богаевской структур Саратовского Поволжья. - Сов. геология, 1964, № 12, с.90-110.

ВИСТЕЛИУС А.Б., ЯНОВСКАЯ Т.Б. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных электронных вычислительных машин. - Геол. рудн. м-ний, 1963, № 3, с.34-49.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978. 278 с.

ГОЛОВКИН В.А., РОМАНЕНКО Ю.А., ШЕМЯКИНА К.А., ШЕМЯКИН М.Д. Моделирование на ЭВМ обработки геолого-геофизических полей, программа изолиния -3. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1971. 129 с.

ДЕВИС Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 573 с.

ДЕМИДОВИЧ Б.П., МАРОН П.А., ШУВАЛОВА Э.З. Численные методы. М.: Физматгиз. 1963. 400 с.

ЕРМОЛАЕВ К.Ф. О возможности разделения и пространственной локализации отдельных фаз оруденения на основе горно-геометрического анализа. - Труды Алтайского горно-металлургич. науч.-исслед. ин-та АН КазССР, 1955, т.2, с.36-74.

ЕРМОЛАЕВ К.Ф., КАКПОВ А.К. Принципы объемного сглаживания разведочных данных при геометрическом изучении полиметаллических месторождений алтайского типа. - Труды Алтайского горно-металлургич. науч.-исслед. ин-та АН КазССР, 1962, т.12, с.81-93.

ЗОБОВ Н.Е., КУРЦЕРАЙТЕ Ш.Д. Тренд-анализ содержания железа магнетитовых месторождений юга Красноярского края. - В кн.: Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовых руд. М.: ВИМС, 1978, с.57-65.

КАЛУГИН И.А., ЛАПУХОВ А.С. Распределение рудных масс в пликативных структурах Тарынахского месторождения железистых кварцитов (западная часть Алданского щита). - В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с.62-67.

КРЕЙТЕР В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. - М.: Гостеолтехиздат, 1961, ч.2. - 390 с.

ЛАПУХОВ А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

ЛАПУХОВ А.С. Вопросы типизации рудной зональности. - В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с.4-14.

ЛАПУХОВ А.С., СИНЯЕВ В.Н., ШЕМЯКИН М.Л. Тренд-анализ зональности рудных месторождений. - В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976, с.89-97.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ геология. Реферативный систематический указатель / Под ред. А.Б.Вистеляуса. Л.: Недра, 1969. 246 с.

ПАТАЛАХА Е.И., СЛЕПЫХ Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. М.: Недра, 1974. 118 с.

ПОПОВ В.В. Генезис колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае и геологические основы поисков. - Сов. геология, 1973, № II, с.32-49.

ПРОКОФЬЕВ А.П. Основы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1973. 320 с.

РОМАНОВА М.А. Современные отложения Центральных Каракумов и проблема поисков погребенных структур. - Сов. геология, 1964, № 12, с.80-90.

РОМАНОВА М.А. Тренд-анализ данных геологических наблюдений. - В кн.: Вопросы математической геологии. Л.: Наука, 1968, с.284-288.

РУНДКВИСТ Д.В., НЕЖЕНСКИЙ И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.

РЫЖОВ П.А. Геометрия недр. М.: Недра. 604 с.

СМИРНОВ В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.

СОБОЛЕВСКИЙ П.К. Современная горная геометрия. - Социалистическая реконструкция и наука, 1932, № 7, с.42-79.

ЩЕРБА Г.Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Сов. геология, 1974, № 9, с.25-39.

KRUMBEIN W.C. Regional and local components in facies maps. - Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 1956, v.40, N^o 8, p.2163-2194.

В.А.Кутолин

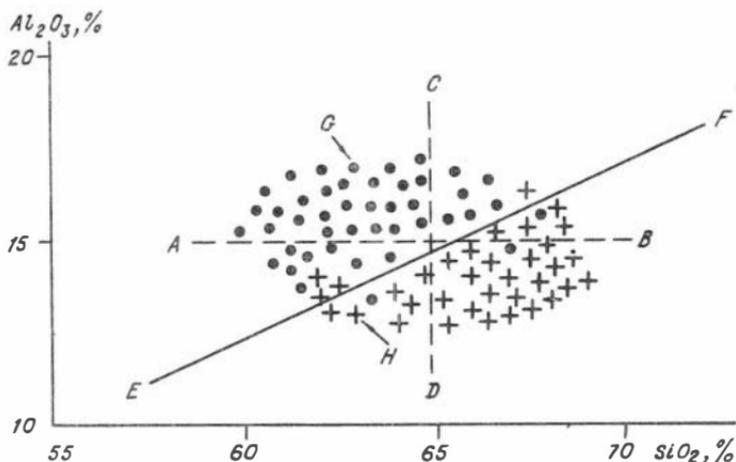
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ЛИНЕЙНЫХ ДИСКРИМИНАНТНЫХ ФУНКЦИЙ ПРИ ПРИКЛАДНЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В последние годы в геологических исследованиях, особенно связанных с прогнозом рудоносности, стали широко использоваться методы теории распознавания образов (Геология и математика, 1970). Эти методы подходят для решения многих типов геологических задач, связанных с диагнозом и классификацией, как например отнесение того или иного объекта к группе рудоносных или безрудных образований, определение стратиграфической или формационной принадлежности осадочных и магматических пород. Простейшим статистическим методом теории распознавания образов является метод линейных дискриминантных функций, удобный для обработки количественной петрохимической информации. В геологических исследованиях метод дискриминантных функций впервые был использован А.Б.Вистелиусом (1950), но, к сожалению, не был тогда оценен геологами. Лишь с середины 60-х годов после появления ряда публикаций началось его широкое применение (Гольдин, Кутолин, 1964; Миллер, Кан, 1965; Груза, 1966; Добрецов и др., 1966; Кутолин и др., 1966; Кутолин, Каратаева, 1967; Гаранин, 1968).

Метод линейных дискриминантных функций заключается в комплексном использовании нескольких признаков, объединенных в линейную комбинацию таким образом, чтобы получить наилучшее разделение сравниваемых групп. Физический смысл этого метода можно пояснить с помощью следующего простого примера.

Пусть в районе наших исследований имеется два комплекса гранитоидов, с одним из которых связано оруденение, а с другим — нет. Предположим, что в нашем распоряжении находится значительное количество химических анализов пород обоих комплексов, и мы стараемся отыскать петрохимические критерии, с помощью которых можно отличать рудоносные гранитоиды от нерудоносных. С этой целью мы нанесли содержания кремнезема и глинозема в имеющихся у нас химических анализах пород обоих комплексов на рис., где крестиками обозначены рудоносные гранитоиды, а кружками — безрудные. Постараемся разделить эти типы гранитоидов только по содержанию глинозема. На рис. видно, что большая часть рудоносных гранитоидов имеет содержание глинозема меньше 15% и попадает в поле ниже линии АВ, тогда как точки химических анализов безрудных гранитоидов находятся в основном выше линии АВ. Однако ошибка такой классификации только по содержанию одного глинозема очень велика, так как 5 анализов рудоносных гранитоидов попали в область безрудных пород, а 8 анализов безрудных гранитоидов попали в область рудоносных образований. Попробуем теперь отличить рудоносные гранитоиды от безрудных только по содержанию кремнезема. Как видим, такое разделение также проводится с большой ошибкой (см. рис.), хотя большая часть рудоносных гранитоидов содержит больше 65% кремнезема и группируется справа от линии СД, а большая часть безрудных гранитоидов содержит меньше 65% кремнезема и попадает левее линии СД. Однако 9 анализов рудоносных пород и 8 анализов безрудных гранитоидов классифицированы неверно.

Потерпев неудачу в разделении гранитоидов по их рудоносности только на основании одного из признаков, попытаемся использовать для этой цели сразу два признака. Проведем на рис. линию ЕФ таким образом, чтобы выше её располагалось максимальное число точек анализов безрудных гранитоидов, а ниже её группировались точки анализов рудоносных гранитоидов. Надежность классификации гранитоидов по их рудоносности при совместном использовании двух



Модельный пример для пояснения физического смысла метода линейных дискриминантных функций. Крестиками обозначены точки химических анализов рудоносных гранитоидов, кружками – безрудных

признаков сразу повысилась. Теперь только 4 анализа рудоносных гранитоидов и 3 анализа безрудных образований классифицированы неверно.

Уравнение линии EF и будет представлять собой линейную дискриминантную функцию, отделяющую рудоносные гранитоиды от безрудных по содержанию кремнезема и глинозема. Получим уравнение линии EF, используя стандартные методы аналитической геометрии. Оно будет иметь вид

$$0,4667 \text{ SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - 15,669 = 0 \quad (I)$$

С помощью этого уравнения линейной дискриминантной функции можно отделять результаты химических анализов рудоносных гранитоидов от анализов безрудных гранитоидов по содержанию кремнезема и глинозема. Для этого надо учесть, что при подстановке в уравнение (I) содержания кремнезема и глинозема для любой точки, лежащей выше линии EF, в поле безрудных гранитоидов, численная величина левой части уравнения (I) будет меньше нуля, а для любой точки, находящейся ниже линии EF, в области рудоносных гранитоидов – больше нуля. Так, для точки G ($\text{SiO}_2 = 63\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\%$) численная величина левой части уравнения (I) составляет

-3,264, а для точки $N(SiO_2 = 63\%, Al_2O_3 = 13\%)$ она равна 0,733. Таким образом, если необходимо определить потенциальную рудоносность массива гранитоидов, мы должны подставить данные о содержаниях кремнезема и глинозема в образцах из него в наше уравнение линейной дискриминантной функции. Если численное значение левой части этого уравнения для большинства образцов окажется больше нуля, значит испытываемый массив попал в область рудоносных гранитоидов и, следовательно, является потенциально рудоносным. В противном случае можно сделать вывод о бесперспективности данного массива для поисков оруденения.

В разобранный модельном примере мы ограничились совместным использованием только двух признаков. Предположим, однако, что мы хотели бы использовать для классификации наших гранитоидов не только содержание кремнезема и глинозема, но и содержание калия, надеясь, что это приведет к дальнейшему улучшению распознавания. В этом случае нам пришлось бы отложить содержание калия по третьей оси координат, а в качестве линейной дискриминантной функции использовать не уравнение линии, а уравнение плоскости. В общем виде это уравнение будет выглядеть

$$b_1SiO_2 + b_2Al_2O_3 + b_3K_2O + p = 0, \quad (2)$$

где b_1 , b_2 и b_3 - коэффициенты при переменных, а p - свободный член.

По аналогии с рассуждениями, приведенными ранее, можно показать, что в этом случае выше дискриминантной плоскости располагались бы в основном точки химических анализов безрудных гранитоидов, при подстановке содержаний кремнезема, глинозема и калия, в которых численное значение левой части уравнения (2) было бы меньше нуля, тогда как рудоносные гранитоиды попали бы ниже плоскости и имели бы численное значение уравнения (2) больше нуля.

Описанные рассуждения можно перенести и на большее число признаков, оперируя содержаниями всех окислов, которые даются химическим анализом пород. В этом случае дискриминантная функция будет представлять собой уравнение гиперплоскости в n -мерном пространстве признаков и иметь следующий вид:

$$b_1SiO_2 + b_2TiO_2 + \dots + b_nK_2O + p = 0. \quad (3)$$

Уравнение (3) является общим видом линейной дискриминантной функции при совместном использовании n признаков. В то же время из сравнения уравнения (1) для дискриминантной линии EF и урав-

нения (3) хорошо видно, что они аналогичны по характеру и отличаются только числом переменных.

Для определения численных значений коэффициентов при переменных $b_1, b_2, b_3, \dots, b_n$ и величины свободного члена P в уравнении линейной дискриминантной функции в математической статистике разработаны специальные вычислительные методы. Прежде всего необходимо определить средние арифметические ($\bar{X}_1, \bar{X}_2, \bar{X}_3, \dots, \bar{X}_n$) и средние квадратические ($s_1, s_2, s_3, \dots, s_n$) отклонения для всех признаков в обеих сравниваемых группах, а также коэффициенты корреляции между этими признаками, отдельно для каждой из групп. Так, для разобранного выше модельного примера с гранитоидами, необходимо подсчитать среднее содержание глинозема и кремнезема в обеих сравниваемых группах ($\overline{SiO_2}_{руд}, \overline{Al_2O_3}_{руд}, \overline{SiO_2}_{ор}, \overline{Al_2O_3}_{ор}$), средние квадратические отклонения этих величин ($s_{SiO_2}^{руд}, s_{Al_2O_3}^{руд}, s_{SiO_2}^{ор}, s_{Al_2O_3}^{ор}$) и коэффициенты корреляции между кремнеземом и глиноземом ($r_{SiO_2 \cdot Al_2O_3}^{руд}, r_{SiO_2 \cdot Al_2O_3}^{ор}$).

Из средних квадратических отклонений и коэффициентов корреляции удобно получить ковариационные матрицы сравниваемых групп. В общем виде ковариационная матрица имеет следующий вид:

$$\begin{array}{ccccccc} r_{11} \cdot s_1 \cdot s_1 & r_{12} \cdot s_1 \cdot s_2 & \dots & \dots & r_{1n} \cdot s_1 \cdot s_n & & \\ r_{12} \cdot s_1 \cdot s_2 & r_{22} \cdot s_2 \cdot s_2 & \dots & \dots & r_{2n} \cdot s_2 \cdot s_n & & \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \\ r_{1n} \cdot s_1 \cdot s_n & r_{2n} \cdot s_1 \cdot s_n & \dots & \dots & r_{nn} \cdot s_n \cdot s_n & & \end{array}$$

Здесь r_{ij} — коэффициент корреляции между признаками i и j ; s_i — среднее квадратическое отклонение i -го признака. Так как $r_{ii} = 1$ (коэффициент корреляции i -го признака самого с собой), то по диагонали матрицы располагаются дисперсии признаков s_i^2 . Подобно корреляционной матрице, ковариационная матрица является симметричной относительно диагонали.

Для нашего модельного примера ковариационная матрица составляется следующим образом:

$$\begin{array}{cc} r_{SiO_2 \cdot SiO_2} \cdot s_{SiO_2} \cdot s_{SiO_2} & r_{SiO_2 \cdot Al_2O_3} \cdot s_{SiO_2} \cdot s_{Al_2O_3} \\ r_{SiO_2 \cdot Al_2O_3} \cdot s_{SiO_2} \cdot s_{Al_2O_3} & r_{Al_2O_3 \cdot Al_2O_3} \cdot s_{Al_2O_3} \cdot s_{Al_2O_3} \end{array}$$

Такие ковариационные матрицы надо составить отдельно для рудосных и безрудных гранитоидов.

Средние значения признаков в сравниваемых группах и их ковариационные матрицы используются для расчета уравнений линейных дискриминантных функций. Метод расчета для того случая, когда ковариационные матрицы в обеих сравниваемых группах равны, разработан Р.А.Фишером еще в 1936 г. Он детально описан в монографии Р.Л.Миллера и Дж.С.Кана (1965), а также в статье С.В.Гольдина и В.А.Кутолина (1964), поэтому здесь не приводится. Общее решение, применимое в случае неравных ковариационных матриц, было найдено Т.У.Андерсоном и Р.Р.Бахадуром (Anderson, Bahadur, 1962) лишь в 1962 г. В геологических приложениях этот метод впервые использован В.А.Кутолиным с соавторами для распознавания гипербазитов разных формационных типов (Кутолин и др., 1966). Техника вычислений, используемых в этом способе дискриминации, сводится к следующему. Вектор коэффициентов $(b_1 b_2 b_3, \dots, b_n)$ в уравнении

Вектор коэффициентов $(b_1, b_2, b_3, \dots, b_n)$ в уравнении дискриминантной функции определяется по уравнению

$$b = \left[y \Sigma_1 + (1-y) \Sigma_2 \right]^{-1} (M_2 - M_1)$$

где $\Sigma_1, \Sigma_2, M_1, M_2$ - ковариационные матрицы и векторы средних значений первой и второй групп, а y есть решение уравнения

$$\left\{ \left[y \Sigma_1 + (1-y) \Sigma_2 \right]^{-1} (M_2 - M_1) \right\}' \left\{ y^2 \Sigma_1 - (1-y)^2 \Sigma_2 \right\} \left\{ \left[y \Sigma_1 + (1-y) \Sigma_2 \right]^{-1} (M_2 - M_1) \right\} = 0$$

причем величина y заключена в пределах от 0 до 1. Уравнение для определения величины y следует решать методом проб и ошибок, подставляя последовательно разные значения в пределах от 0 до 1 с шагом 0,05 или 0,1 и выбирая то из них, которое дает численное значение левой части уравнения, наиболее близкое к нулю. Свободный член p в уравнении определяется из соотношения

$$p = - \frac{(b' \Sigma_2 b)^{1/2} b' M_1 + (b' \Sigma_1 b)^{1/2} b' M_2}{(b' \Sigma_1 b)^{1/2} + (b' \Sigma_2 b)^{1/2}}$$

Чтобы отнести предъявленный для опознания объект с признаками $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ к одной из двух групп, следует руководствоваться следующим правилом: если

$$b_1 x_1 + b_2 x_2 + b_3 x_3 + \dots + b_n x_n + p < 0,$$

то объект относят к первой группе, в противном случае - ко второй. При этом вероятность ошибочной классификации будет зависеть от величины обобщенного расстояния между сравниваемыми группами в n -мерном пространстве признаков, которая равна

$$d = \frac{b' M_2 - b' M_1}{(b' \Sigma_1 b)^{1/2} + (b' \Sigma_2 b)^{1/2}}$$

Вероятность ошибочной классификации определяется соотношением $P=1-\Phi(d)$, где $\Phi(d)$ – функция нормального распределения, которую удобно определить по таблицам Я.Янко (1961).

Вычислительные операции этого метода весьма трудоемки, поэтому при числе признаков больше трех следует использовать ЭВМ. Программа для вычислений по методу Андерсона-Бахадура была опубликована Г.Н.Каратаевой (Воронин и др., 1970). Кроме того, она может быть составлена специалистом в области программирования по приведенным выше формулам.

Следует отметить, что метод Андерсона-Бахадура оптимален для нормальных распределений, тогда как распределения многих породообразующих окислов в магматических комплексах не являются нормальными. Однако П.Д.Уэлч и Р.С.Уимпресс (Welch, Wimpres, 1961) приводят ряд соображений, которые позволяют считать метод Андерсона-Бахадура применимым также для распределений, отличающихся от нормального, хотя в этом случае оценка теоретической вероятности неправильной классификации получается искаженной и эффективность разделения лучше оценивать по эмпирической ошибке классификации.

Необходимо подчеркнуть, что в уравнения дискриминантных функций не следует включать те признаки, которые являются одинаковыми в обеих сравниваемых группах, так как это ухудшает дискриминацию (Rao, 1952).

Проиллюстрируем применение метода Андерсона-Бахадура при прикладных петрохимических исследованиях на примере, заимствованном из статьи В.А.Кутюлина и Г.Н.Каратаевой (1967), которые провели разделение долеритов норильского комплекса от недифференцированных траппов Сибирской платформы. Важность такого разделения обусловлена тем обстоятельством, что с траппами норильского комплекса связаны медно-никелевые месторождения. Совершенно очевидно, что такие характерные члены интрузий норильского комплекса, как такситовые и пикритовые габбро-долериты, не могут быть спутаны с недифференцированными траппами преобладающего типа, однако в условиях недостаточной обнаженности, в тех случаях когда приходится решать вопрос о принадлежности данной интрузии к норильскому типу на основании изучения лишь изолированных обнажений, относящихся к средним горизонтам интрузии и сложенных офиловыми и пойкилоофитовыми габбро-долеритами, привлечение до-

полнительных критериев может оказаться полезным. Поэтому был построен алгоритм для того, чтобы отличать по особенностям химизма пойкилоофитовые и офитовые долериты из средних частей интрузий норильского типа от трапхов недифференцированных интрузий. Химические анализы пород норильского комплекса были заимствованы из опубликованных работ, список которых приведен в статье В.А.Кутolina и Г.Н.Каратаевой (1967). Всего было подобрано 69 химических анализов, причем использовались только анализы с содержанием кремнезема свыше 44% для того, чтобы исключить меланократовые разновидности. Кроме того, не принимались во внимание лейкократовые, гибридные и контаминированные породы из прикровлевых частей интрузий, а также все измененные разновидности.

Химические анализы недифференцированных трапхов Сибирской платформы (176 анализов) с аналогичными ограничениями были заимствованы также из опубликованных работ. Все анализы пересчитывались по методу А.Н.Заварицкого. Векторы средних значений и ковариационные матрицы сравниваемых групп долеритов приведены в табл. I-3. Как видно из табл. I-3, долериты норильского комплекса отличаются от недифференцированных трапхов повышенной магнетиальностью, пониженной щелочностью, меньшей окисленностью железа и более высокой недосыщенностью кремнеземом. В то же время ни по одному из этих показателей в отдельности сравниваемые группы не могут быть разделены сколько-нибудь надежно, что заставляет прибегнуть к комплексному использованию всех признаков, объединенных в линейную дискриминантную функцию.

В результате проведенных вычислений получено следующее уравнение гиперплоскости, оптимальным образом разделяющей недифференцированные траппы от долеритов норильского комплекса:

$$0,0184a + 0,831c + 0,1786b - 0,1602r + 0,0529m + 0,0141c' - 0,0372n - 0,1014q - 0,2572t - 0,1252q + 0,0169 \frac{a}{c} \cdot 100 + 0,0247 \frac{t}{m} \cdot 100 - 7,4790 = 0.$$

Величина обобщенного расстояния между сравниваемыми группами $d = 0,82$, что соответствует вероятности неправильной классификации:

$$P = 1 - \Phi(0,82) = 1 - 0,79 = 0,21.$$

Значение $\Phi(0,82) = 0,79$ взято из работы Я.Янко (1961, табл. I). Эта вероятность хорошо согласуется с эмпирическими результатами: из 69 анализов трапхов норильского комплекса неправильно классифицировано 14 анализов, а из 176 недифференцированных трапхов - 35 анализов, что соответствует ошибке классификации 20%. Следует

Таблица 1

Ковариационная матрица долеритов норильского комплекса (2)

2,50	0,54	-4,67	2,79	-8,24	4,78	2,29	2,37	0,26	0,79	42,24	41,52
-0,54	4,00	-5,61	1,59	1,88	-0,74	3,24	0,00	-0,71	1,24	-45,59	-13,98
-4,67	-5,61	24,20	-14,23	25,66	-14,89	-4,05	-8,82	0,00	-11,59	-16,42	-114,06
2,79	1,59	-14,23	99,00	-34,21	-30,14	-4,05	16,35	3,03	11,14	16,76	239,04
-8,24	1,88	25,66	-34,21	108,78	-31,61	-1,35	-17,92	-1,97	-23,31	-136,43	-309,83
4,78	-0,74	-14,89	-30,14	-31,61	84,46	-3,78	0,34	-1,16	11,80	70,73	-12,24
2,29	3,24	-4,05	-4,05	-1,35	-3,78	181,98	-11,84	-1,84	-7,82	4,36	-35,40
2,37	0,00	-8,82	16,35	-17,92	+0,34	-11,84	14,59	0,24	7,58	37,21	113,62
0,26	-0,71	0,00	3,03	-1,97	-1,16	-1,84	0,24	1,10	1,08	10,06	15,73
0,79	1,24	-11,59	11,14	-23,31	11,80	-7,82	7,58	1,08	17,14	134,86	97,89
42,24	-45,59	-16,42	16,76	-136,43	70,73	4,36	37,31	10,06	34,86	1123,59	761,69
41,52	-13,98	-114,06	239,04	-309,83	-12,24	-35,40	113,62	15,73	97,89	761,69	1909,69

Таблица 2

Ковариационная матрица недифференцированных траппов (1)

2,19	-0,75	-1,30	-0,03	-2,35	2,39	-0,59	-0,12	0,21	-2,09	33,04	7,09
-0,75	1,68	-1,09	-0,41	3,58	-2,89	0,48	-0,10	-0,33	0,76	-34,62	-13,66
-1,30	-1,09	6,28	-3,05	2,00	0,68	3,28	-0,29	-0,05	-2,79	-7,69	-19,15
-0,03	-0,41	-3,05	32,89	-17,46	-13,10	-4,62	9,60	0,55	1,10	28,72	156,61
-2,35	3,58	2,00	-17,46	32,50	-13,45	-1,25	-9,06	-0,86	-0,93	-93,28	-162,26
2,39	-2,89	0,68	-13,10	-13,43	29,17	3,11	1,67	0,10	-0,44	61,52	8,44
-0,59	0,48	3,28	-4,62	-1,25	3,11	109,41	2,49	-0,97	-3,15	-14,87	-5,68
-0,12	-0,10	-0,29	9,60	-9,06	1,67	2,49	28,06	-1,10	4,27	1,31	62,25
0,21	-0,33	-0,05	0,55	-0,86	0,10	-0,97	-1,10	1,80	-0,07	6,53	4,15
-2,09	0,76	-2,79	1,10	-0,93	-0,44	4,27	-0,07	16,56	-45,77	8,29	
33,04	-34,62	-7,69	28,72	-93,28	61,52	-14,87	1,31	6,53	-45,77	1243,55	521,00
7,09	-13,66	-19,15	156,61	162,26	8,44	-5,68	62,25	4,15	8,29	521,00	1153,55

Векторы средних значений для числовых характеристик долеритов норильского комплекса (M_2) и недифференцированных трапсов (M_1)

Сравниваемые группы	a	c	b	f'	m'	c'	n	ψ	t	q	$\frac{a}{c} \cdot 100$	$\frac{f'}{m'} \cdot 100$
Долериты норильского комплекса (M_2)	5,53	8,28	30,30	34,37	44,73	19,25	79,71	6,83	1,66	-7,60	72,11	86,25
Недифференцированные трапсы (M_1)	5,91	7,57	28,87	43,02	37,18	19,98	82,07	10,80	2,35	-4,07	82,83	119,51

отметить, что более правильно применять для определения эмпирической вероятности неправильной классификации те объекты, которые не были включены в подсчет средних значений и ковариационных матриц. С этой целью были использованы результаты 25 химических анализов трапсов Норильского района, заимствованные из работ А.М.Виленского с соавторами (1963) и В.В.Золотухина (1964) и не вошедшие в наши подсчеты. С помощью полученного уравнения было правильно опознано 20 анализов, что соответствует ошибке классификации в 20%.

Ошибку классификации при применении метода линейных дискриминантных функций можно уменьшить, если использовать для распознавания не единичные химические анализы, а выборку из нескольких анализов (Гольдин, Кутюлин, 1964).

Следует отметить, что метод линейных дискриминантных функций может быть использован и в том случае, когда надо отнести предъявленный для классификации объект к одной не из двух, а нескольких групп. В этом случае проводится последовательное дихотомическое деление с помощью уравнений линейных дискриминантных функций. В общем случае для разделения n групп необходимо $(n-1)$ дискриминантных функций, однако их число можно уменьшить, если воспользоваться способом, предложенным П.Д.Уэлчем и Р.С.Уимпрессом (Welch, Wimpres, 1961) применительно к методу Андерсона-Бахаду-

ра. При петрохимических исследованиях этот способ впервые использован для определения формационной принадлежности базальтов по особенностям их химического состава в монографии В.А.Кутюлина (1972), где приведено подробное описание метода. Программа для вычислений была составлена Г.Н.Каратаевой (Воронин и др., 1970).

Важным достоинством метода линейных дискриминантных функций по сравнению с многими другими алгоритмами распознавания является простота вычислительных операций при классификации. Сложные вычисления на ЭВМ нужны лишь на этапе получения уравнения дискриминантной функции. Когда это уравнение получено, классификация объектов производится простой подстановкой численных значений признаков этих объектов в готовое уравнение и требует только элементарных вычислений. Это обстоятельство позволяет рекомендовать метод линейных дискриминантных функций для широкого применения в тех геологических организациях, в которых нет возможности оперативно использовать электронную вычислительную технику.

Литература

ВИЛЕНСКИЙ А.М., КАВАРДИН Г.И., КРАВЦОВА Л.И., СТАРИЦЫНА Г.Н. Значение петрохимических особенностей дифференцированных трапсовых интрузий для оценки перспектив их рудоносности. - Тр. НИИГА, 1963, т.133, с.119-126.

ВИСТЕЛИУС А.Б. О минеральном составе тяжелой части гесков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и альявия Волги. - Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 2, с.367-370.

ГАРАНИН А.В. Применение дискриминантных функций для геохимической классификации геологически сходных объектов. - В кн.: Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968, с.43-47.

ГЕОЛОГИЯ и математика / Ю.А.Воронин, Н.А.Ионина, Г.Н.Каратаева. Новосибирск: Наука, 1970. 222 с.

ГОЛЬДИН С.В., КУТЮЛИН В.А. К петрохимии трапхов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. - Сов. геология, 1964, № 12, с.133-139.

ГРУЗА В.В. Критерии разделения нефелиновых пород централь-

ной части Алтае-Саянской области. - Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 5, с.1139.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ХАРЬКИВ А.Д., ШЕВЯКИН М.Л. Применение многомерного статистического анализа для решения прогнозных задач на примере алмазности кимберлитов. - Геол. и геофиз., 1966, №8, с.15-22.

ЗОЛУТУХИН В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапловых интрузий. М.: Наука, 1964. 177 с.

КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.

КУТОЛИН В.А., ВОЛОХОВ И.М., КАРАТАЕВА Г.Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. - Геол. и геофиз., 1966, № 5, с.87-93.

КУТОЛИН В.А., КАРАТАЕВА Г.Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения траплов Сибирской платформы по их петрохимическим особенностям. - В кн.: Петрология траплов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967, с.116-123.

МИЛЛЕР Р.Л., КАН Дж.С. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 481 с.

ЯНКО Я. Математико-статистические таблицы. М.: Госстатиздат, 1961. 243 с.

ANDERSON T.W., BANHADUR R.R. Classification into Two Multivariate normal distributions with different covariance matrices. - Annals of Mathemat. Statistics, 1962, v.33, N^o 2, p.420-432.

RAO C.R. Advanced statistical methods in biometric research. N.-Y., 1952.

WEICH P.D., WIMPRESS R.S. Two multivariate statistical computer programs and their application to the vowel recognition problem.- Journ. Acoustical Soc. of Amer., 1961, v.33, N^o 4, p.426-434.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД
НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ
И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА
ВХОДЯЩИХ В НИХ МИНЕРАЛОВ

В рудных зонах ряда железорудных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, приуроченных к докембрийским среднетемпературным метаморфическим комплексам, отмечаются околорудные породы, специфического минерального и химического состава.

Классическими представителями этих околорудных пород являются кордиерит-антофиллитовые породы, привлекающие пристальное внимание геологов уже давно, начиная с известной работы П. Эскола по метаморфизму пород района Ориярви в Финляндии (Eskola, 1914). Помимо Финляндии и Швеции кордиерит-антофиллитовые породы отмечены на многих медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и других рудных месторождениях, залегающих в малоглубинных метаморфических комплексах докембрия. Они известны в СССР - Кольско-Норвежский метаморфический пояс Балтийского щита, Рудный Алтай, Юго-Западная Якутия и др. и за рубежом - Канаде (Froese 1968; James et al., 1978), Японии (Kuroda, 1956; Kano, 1963) и Индии (Lal, Shukla, 1975), а также в других местах. Эти породы залегают в тесной связи с рудами в виде линз, зон, измеряемых метрами и десятками метров. Более того, в Канаде на шахте Норанда отчетливо пятнистые кордиерит-антофиллитовые породы ("далматиниты") используются как непосредственный поисковый критерий на сульфидное оруденение.

Существует также предположение, что аналогами кордиерит-антофиллитовых пород на ряде сульфидных месторождений, локализованных в докембрийских метаморфических комплексах дистен-силлиманитового типа, являются ставролит[±]дистен+роговообманковые породы (Пинаева, 1970; Московченко, 1971; Чхотуга, Думбадзе, 1971; Московченко, Турченко, 1975; Бушмин, 1978 и др.).

Вместе с тем аналогичные породы нередко встречаются вне связи с рудными месторождениями или заметной сульфидной минерализацией.

Следовательно, выявление генезиса кордиерит-антофиллитовых пород, соотношения их с роговообманково-ставролитовыми (\pm дистен) породами, оценка P-T-параметров их образования, возможностей их использования в качестве поискового критерия и пр. представляет не только научный интерес, но и имеет большое практическое значение.

В результате детальной обработки образцов антофиллит-кордиеритовых и ставролит-роговообманковых пород из разных мест СССР, Индии и Финляндии, можно сделать следующие основные выводы.

Впервые выведена P-T-диаграмма для бескальциевых пелитовых пород для области устойчивости антофиллита с кварцем, учитывающая отдельно андалузит, кианит (силлиманит). Выделение андалузита в виде самостоятельной фазы позволило снять ряд противоречий между природными наблюдениями (Seki, Yamasaki, 1957; Lundqvist, 1963) и закономерностями, вытекающими из диаграмм, построенных без их разделения. Диаграмма дала также возможность оценить P-T-условия образования кордиерит-антофиллитовых пород и проследить закономерности изменения составов сосуществующих минералов в некоторых важнейших маловариантных парагенезисах. Принцип и методика построения подобных диаграмм нами приводились неоднократно (Кеpezинскас, Хлестов, 1971; Кеpezинскас, 1977 и др.).

Из диаграммы вытекает ряд важнейших петрологических выводов.

1. Антофиллит (жедрит) в кварцсодержащих породах в заметных количествах появляется, по-видимому, за счет реакций хлорита с гранатом независимо от давления. Эта изографа жедрита по температуре располагается между изографами кордиерита и первого силлиманита, что хорошо согласуется с природными наблюдениями (Kaminen, 1975)

2. Поле устойчивости антофиллита (жедрита) с кордиеритом ограничено со стороны низких температур реакциями хлорита с андалузитом или хлорита с гранатом, или хлорита со ставролитом, силлиманитом (или кианитом) - в порядке повышения давления, а со стороны средних и высоких давлений - минеральными равновесиями, ограничивающими устойчивость Mg-кордиерита.

3. Верхняя температурная граница жедрита с кварцем (жедрита с кварцем и кордиеритом) на сегодняшний день определяется неоднозначно, поскольку имеющиеся единичные данные (Savolahti, 1966) позволяют написать различные реакции. Но ясно, что кварц-корди-

рит-антофиллитовые породы занимают на P-T-диаграмме обширную область, протягивающуюся вплоть до 200° по температуре и 10 кбар по давлению.

4. Поле устойчивости жедрита с андалузитом выклинивается в сторону повышенных давлений, а поле устойчивости жедрита с киннитом (силлиманитом) – в сторону пониженных давлений. При этом поле устойчивости жедрита с андалузитом сравнительно узкое, что объясняет относительно редкие находки жедрита с андалузитом в природе.

5. Жедрит со ставролитом возможен в условиях умеренных и повышенных давлений (поле их устойчивости выклинивается в сторону низких давлений).

На основе данных табл. I и P-T-диаграммы (см. рис.) установлена четкая закономерность уменьшения железистости антофиллитов (жедритов) с увеличением P-T-условий в первую очередь – с ростом давления. Так, железистость антофиллитов изменяется от 100 ат. % в контактовых роговиках до 20 ат. % в комплексах дистен-силлиманитового типа. В отношении ΣAl и Al^{VI} такая отчетливая картина изменения состава антофиллитов не наблюдается.

Для оценки кордиерит-антофиллитовых пород в качестве поискового критерия, исходя из связи кварц-кордиерит-антофиллитовых пород с месторождениями или рудопроявлениями, среди антофиллитов выделены 3 парагенетических типа:

1) антофиллиты из кварц-кордиерит-антофиллитовых "безрудных" пород;

2) антофиллиты той же ассоциации, связанные с медноколчеданными, колчеданно-полиметаллическими и другими метаморфогенными сульфидными месторождениями и рудопроявлениями;

3) то же из железорудных месторождений и формаций.

В табл.2 приведены средние значения (над чертой) и средние квадратические отклонения (под чертой) катионов кристаллохимической формулы антофиллитов, пересчитанных на 23 O^{2-} и их общей железистости (F) из выделенных типов.

Ромбические амфиболы медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (тип 2) значимо (с вероятностью > 95%) отличаются от антофиллитов "безрудных" пород (тип I) большими средними значениями Si, Fe и ΣAl (Кепежинская, Соболев, 1979).

Антофиллиты 3-го типа отличаются от антофиллитов I-го типа

Таблица I

Общая железистость (F) антофиллитов в важнейших нон- и моновариантных парагенезисах

Символ узла, линии	Ассоциация	F, ат. %	Число ана- лизоз	Увели- чение PT	Автор
(А, Ст, Хл, Гип)	Кв+Пл+Жедр+Гр+Анд+Кд+Би+доп. фазы	100 - 64	2		Seki, Yamasaki, 1957; Lundqvist, 1963
[А, Ст, Гип]	Кв+Жедр+Кум+Кд+Гр+Анд+Хл+Би	56 (MnO ₂ Gr=2,5%)	I		Lal, Shukla, 1975
(А, Анд, Ст, Гип)	Кв+Пл+Гр+Жедр+Кд+Хл+Би	63 - 54	I4		Eskola, 1914; Stout, 1972; Kamineni, 1975; Гельман, 1961
[Анд, А, Гип]	Кв+Пл+Гр+Жедр+Ст+Кд+Хл+Би	53	I		Gable, Sims, 1969
(А, Анд, Гр, Гип)	Кв+Пл+Жедр+Ст+Кд+Хл+Би	47 - 40	2		James et al., 1978
(А, Анд, Хл, Гип)	Кв+Пл+Жедр+Ст+Кд+Гр+Би	42	I		Lal, Moorhouse, 1969
(А, Анд, Ст, Хл)	Кв+Пл+Гип+Гр+Жедр+Кд+Би	42	I		Savolahti, 1966
(Анд, Гр, Хл, Гип)	Кв+Пл+Жедр+Кд+Ст+Ки+(Сил)+Би	38	I		Robinson, Jaffe, 1969
(Анд, Хл, Кд, Гип)	Кв+Сил/Ки+Жедр+Гр+Ст+Би	38 - 30	4		Tilley, 1937; Hietanen, 1959; Фельдин 1975; Игнатъев, 1934
(Анд, Кд, Ст, Хл)	Кв+Пл+Гип+Сил+Жедр+Гр+Би	20	I	↓	Barker, 1961

повышенными средними содержаниями Si, Mg, Ca и пониженными $\Sigma Al, Al^{VI}, \Sigma Fe, Mn, Na$ и общей железистостью (F).

Различия в составах антофиллитов 2-го и 3-го типов заключаются в увеличении средних значений во 2-ом типе $\Sigma Al, Al^{VI}, \Sigma Fe, Na$ и F и уменьшением Mg.

Установленные эмпирические закономерности изменения состава антофиллитов, а именно, увеличение средних значений общей железистости амфиболов 2-го типа, с нашей точки зрения, обусловлены колебаниями P-T-условий и в первую очередь различиями в давлениях. Это подтверждается и общей железистостью сосуществующих кордиеритов, которая в типах I и 2 составляет в среднем 28 ат.%, а в типе 3 — 15 ат.%. Это не противоречит и известной приуроченности рассматриваемых метаморфогенных сульфидных месторождений и околорудных пород к метаморфическим комплексам андалузит-силлима-

Таблица 2
Средние значения (в числителе) и средние квадратические отклонения (в знаменателе) катионов кристаллохимической формулы антофиллитов (на 23 O²⁻) и их общей железистости (F) из выделенных парагенетических типов

№ парагенетического типа	Si	Ti	ΣAl	Al^{VI}	ΣFe	Mn	Mg	Ca	Na	K	F	Число анализов
1	$\frac{6,65}{0,51}$	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{2,38}{0,82}$	$\frac{1,03}{0,39}$	$\frac{2,75}{0,57}$	$\frac{0,05}{0,05}$	$\frac{3,01}{0,83}$	$\frac{0,06}{0,03}$	$\frac{0,34}{0,16}$	$\frac{0,02}{0,03}$	$\frac{48,8}{11,40}$	32
2	$\frac{7,03}{0,38}$	$\frac{0,04}{0,04}$	$\frac{1,81}{0,74}$	$\frac{0,85}{0,55}$	$\frac{3,10}{0,33}$	$\frac{0,03}{0,02}$	$\frac{2,80}{0,82}$	$\frac{0,08}{0,05}$	$\frac{0,25}{0,11}$	$\frac{0,015}{0,015}$	$\frac{53,7}{8,88}$	10
3	$\frac{7,33}{0,30}$	$\frac{0,03}{0,02}$	$\frac{1,09}{0,55}$	$\frac{0,42}{0,27}$	$\frac{2,07}{0,51}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{4,40}{0,72}$	$\frac{0,10}{0,04}$	$\frac{0,13}{0,08}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{32,5}{8,68}$	8

нитового типа, причем, вероятно, к фациальной серии минимальных давлений.

Хотя отличия средних значений отдельных параметров состава амфиболов из рассмотренных трех типов достоверны, имеются существенные перекрытия областей отдельных значений этих признаков. Поэтому для выявления более полных отличий представляется целесообразным применить расчет дискриминантных функций, позволяющих учесть весь химический состав амфиболов, а также оценить возможность отнесения единичного анализа амфибола с наибольшей вероятностью в тот или другой парагенетический тип.

Расчитанные на основе табл.2 дискриминантные функции для ромбических амфиболов из парагенетических типов 2 и I, 3 и I соответственно имеют вид

$$D_{(x)} = 1,96Si - 0,94Al + 1,86Fe - 20Mn - 0,31Mg - 4,93Na \quad (1);$$

$$D_{(x)} = 4,44Si - 2,86Al - 2,34Fe - 30Mn + 2,33Mg - 16,41Na + 33,3Ca. \quad (2).$$

Вычислим соответствующее уравнение $D_{(x)}$, используя единичный анализ ромбического амфибола из кварц+антофиллит+кордиерит[±] (гранат, биотит, хлорит, акцессории) пород, и если по уравнению (1) получим значение $D_{(x)} \geq 13,0$, то анализ с наибольшей вероятностью относится во 2-й парагенетический тип, при $D_{(x)} < 13,0$ - в первый. При использовании уравнения (2), если $D_{(x)} \geq 30,0$ - анализ относится в третий тип, а при $D_{(x)} < 30,0$ - в первый. Взяв указанные значения $D_{(x)}$ в качестве классификационных границ, получаем следующие результаты: по уравнению (1) неправильно классифицировано 9 анализов из 42, т.е. эмпирическая ошибка классификации составляет приблизительно 20%, а по уравнению (2) неправильно классифицировано 5 анализов из 40, т.е. ошибка приблизительно равна 13%.

Используя эмпирические закономерности изменения состава ромбических амфиболов и метод $D_{(x)}$, получаем возможность диагностики этих типов на основе состава амфиболов в соответствующей ассоциации.

Теоретическому объяснению этой важной эмпирической закономерности способствовали проведенные волюмометрические и криометрические исследования включений флюидных компонентов в минералах из кварц+кордиерит+антофиллитовых пород и их безрудных аналогов. В частности, на основании измеренных удельных объемов CO_2 в первичных метаморфогенных включениях и с учетом температур метамор-

физма, полученных по гранат-биотитовому термометру и РТ-диаграмме (см. рис.), были определены величины давления флюида при метаморфизме этих пород (Кепежинская, Томиленко, 1982). Обнаружено отчетливое понижение давления флюида при переходе от безрудных пород к образцам из рудных зон. Если для первых $P_{\min} = 3$ кбар, то для вторых P_{\max} достигало лишь 1,5–2 кбар.

Эти данные подтвердили высказанное нами выше предположение о приуроченности рассматриваемых сульфидных месторождений и околорудных пород в них к фациальной серии минимальных давлений среди метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа. Выше также установлена четкая закономерность уменьшения общей железистости антофиллитов с увеличением давления. Из уравнений (1) и (2) видно, что с учетом содержаний соответствующих компонентов в антофиллитах величину $D_{(x)}$ в существенной мере определяют содержания Fe, Mg, Mn. Поскольку рассматриваемые околорудные породы колчеданно-полиметаллических месторождений образовались при минимальном давлении по сравнению с безрудными аналогами, поэтому антофиллиты в них обладают повышенными значениями железистости, что нашло свое отражение в выражении (и работе) $D_{(x)}$.

Для разделения ставролит-роговообманковых парагенезисов по их связи с рудоносностью на основании химических составов ставролитов и пород использовался метод плоских вращений, разработанный в ВЦ СО АН СССР. При реализации этого метода исходные многомерные совокупности проектируются на плоскость, где и осуществляется их дискриминация путем вращения прямой, разделяющей точки. Метод плоских вращений позволяет не только произвести классификацию с минимальным числом ошибок, но и выделить информативную совокупность параметров x_1 , по которым производится разделение.

Информативными параметрами для ставролитов из ставролит-роговообманковых парагенезисов являются содержания SiO_2 и MnO , а для валового состава пород — Na_2O . Околорудные ставролит-роговообманковые породы характеризуются пониженным содержанием Na_2O (< 1 вес.%), а ставролиты в них имеют более высокое значение функции разделения

$$W(x) = 0,496 \cdot SiO_2 + 0,868 MnO \geq 14,300 \dots \quad (3)$$

в отличие от аналогичных пород из безрудных районов. Ошибка разделения составляет менее 20%.

Таким образом, присутствие в метаморфических толщах специфических кордиерит-антофиллитовых или ставролит-роговообманковых пород, характеризующихся определенным составом входящих в них минералов, предлагается использовать в качестве критерия при поисках медноколчеданных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений и рудопроявлений.

Для практического использования выведенных уравнений можно предложить следующие рекомендации.

Химические или зондовые анализы антофиллитов из $Kв+Ant+$ + Корд + дополнительные фазы) пород предварительно пересчитываются на коэффициенты кристаллохимической формулы по кислородному методу. Если H_2O^+ в антофиллите определялась, то расчет ведется на $24 O^{2-}$, если не определялась - то на $23 O^{2-}$. Ставролиты на кристаллохимические формулы не пересчитываются. Дальнейший расчет проиллюстрируем на примере уравнения (I). Подставив значение соответствующего коэффициента кристаллохимической формулы в выражение $D(x)$ и проделав элементарные вычисления, получим её значение. При $D(x) \geq 13,0$ образец относится к перспективному на рудоносность, при $D(x) < 13$ - к безрудному. При этом можно предположить, что чем значение $D(x)$ больше 13, тем вероятнее наше суждение, и участок более благоприятный для поисков сульфидного оруднения.

Необходимо также подчеркнуть, что предлагаемый метод наиболее эффективен в комплексе с другими геолого-термобарогеохимическими данными и выявлении структурно-тектонического положения обсуждаемых пород и всего геологического разреза участка. Среди последних первостепенное значение имеет форма залегания кварц-кордиерит-антофиллитовых пород (очень благоприятны тела в виде трубок), обогащение состава включений в минералах CO_2 , CH_4 по сравнению с окружающими породами, усложнение фазового и компонентного состава включений в них и т.д.

Таким образом, в районах развития кварц-кордиерит-антофиллитовых пород производится их детальное опробование и изучение химического состава антофиллитов доступной методикой. Для получения достоверных выводов и проверки устойчивости результатов, получаемых по $D(x)$ для данного участка, в обработку должны включаться не единичные анализы, а анализы, достаточно полно характеризующие данный объект. Их количество прежде всего будет

зависеть от ширины выхода (объема) рассматриваемых пород. Если для подавляющего большинства образцов антофиллитов (не менее 90%) значение $D_{(x)}$ будет больше 13,0, участок рекомендуется как перспективный и подлежит проверке другими методами и горными работами. При наличии большого количества анализов антофиллитов для выяснения пространственного распределения $D_{(x)}$ и детализации участков с максимальными их значениями (т.е. наиболее перспективными) можно рекомендовать построить схему опробования с изолиниями величин $D_{(x)}$ или, по крайней мере, гистограмму значений $D_{(x)}$.

По поводу происхождения кордиерит-антофиллитовых пород существует в основном две альтернативные гипотезы: железо-магнетизальный метасоматоз (Eskola, 1914; Tilley, 1937; Kano, 1963; Горошников, Юрьев, 1965 и др.) и изохимический метаморфизм (Valance, 1967; Chinner, Fox, 1974; Clark, 1978 и др.). При этом в случае изохимического метаморфизма предполагается, что кордиерит-антофиллитовые породы образовались либо за счет вулканогенно-осадочных пород специфического состава, либо своей валовой состав исходные породы приобрели до регионального или контактового метаморфизма. В качестве исходных берутся либо реальные породы наподобие богатых железом и глиноземом пелитов нижнего палеозоя гор Китаками (Seki, Yamasaki, 1957), либо предполагаемые вулканогенно-осадочные породы из выветрелых или гидротермально-измененных комплексов, возможно, частично реагировавших с морской водой (Robinson, Jaffe, 1969; Clark, 1978 и др.).

Для проверки перечисленных гипотез путем сравнения валового состава нами были вычислены средние составы различных типов кордиерит-антофиллитовых, роговообманково-ставролитовых и их возможных исходных аналогов (табл.3).

Статистическое сравнение показало, что по среднему валовому составу кордиерит-антофиллитовые породы, возникшие предположительно по метабазитам (типы 1 и 4) и роговообманково-ставролитовые породы (тип 5) значительно не отличаются от некоторых типов широко распространенных основных пород близкого возраста (тип 6) ни по одному из сравниваемых окислов. Такие же результаты получаются и при сравнении кордиерит-антофиллитовых пород, образовавшихся предположительно по осадочным породам (типы 2 и 3) с их возможными исходными эквивалентами (типы 7 и 8).

Таблица 3

Средние содержания (в числителе) и средние квадратические отклонения (в знаменателе) окислов в различных типах кордиерит-антофиллитовых (I-4) и роговообманково-ставролитовых (±кианитовых) пород (5), метабазах (6) и некоторых докембрийских метаосадочных пород (7-8), в вес.%

ОКИСЛИ	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	<u>57,30</u> 9,41	<u>64,20</u> 5,42	<u>66,39</u> 3,25	<u>51,57</u> 4,52	<u>54,57</u> 9,28	<u>51,98</u> 11,31	<u>62,01</u> 3,92	<u>65,35</u> 3,35
TiO ₂	<u>1,27</u> 0,75	<u>0,71</u> 0,51	<u>0,68</u> 0,18	<u>1,92</u> 0,50	<u>0,92</u> 0,44	<u>1,15</u> 0,41	<u>1,26</u> 1,85	<u>0,63</u> 0,06
Al ₂ O ₃	<u>14,63</u> 2,70	<u>16,46</u> 3,80	<u>16,41</u> 1,47	<u>17,09</u> 2,10	<u>17,00</u> 3,25	<u>15,20</u> 2,67	<u>16,58</u> 1,70	<u>15,70</u> 0,72
ΣFe как Fe ₂ O ₃	<u>15,80</u> 8,30	<u>8,85</u> 4,44	<u>6,66</u> 1,39	<u>13,63</u> 1,83	<u>13,37</u> 6,02	<u>12,69</u> -	<u>8,48</u> 1,38	<u>6,64</u> 1,41
MgO	<u>8,78</u> 5,00	<u>4,67</u> 4,24	<u>2,97</u> 0,60	<u>8,26</u> 3,48	<u>7,21</u> 3,54	<u>6,16</u> 3,04	<u>5,30</u> 0,90	<u>3,16</u> 0,83
CaO	<u>1,13</u> 0,37	<u>1,44</u> 0,53	<u>1,72</u> 0,26	<u>5,81</u> 2,63	<u>6,07</u> 3,67	<u>9,64</u> 5,39	<u>2,36</u> 1,40	<u>2,25</u> 0,58
Na ₂ O	<u>1,70</u> 1,34	<u>2,94</u> 1,69	<u>3,91</u> 0,33	<u>1,58</u> 0,94	<u>1,34</u> 1,28	<u>2,36</u> 1,59	<u>2,55</u> 0,70	<u>3,80</u> 0,58
K ₂ O	<u>0,82</u> 0,46	<u>1,22</u> 0,54	<u>1,50</u> 0,30	<u>0,83</u> 0,66	<u>0,80</u> 0,84	<u>0,59</u> 0,98	<u>2,48</u> 0,90	<u>2,47</u> 0,64
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Число анализов	9	15	11	6	16	15	19	23

Таким образом, статистическое изучение валового состава рассматриваемых пород отчетливо показывает, что в ряде случаев образование кордиерит-антофиллитовых и роговообманково-ставролитовых (±кианит) пород не противоречит изохимической гипотезе.

Этот вывод хорошо согласуется с данными некоторых авторов (De Rosen-Spence, 1969; Verge, 1978 и др.), что высокие концен-

трации MgO в кордиерит-антофиллитовых околорудных породах могли возникнуть путем сингенетических метасоматических изменений вулканогенно-осадочных пород до метаморфизма в окрестностях подводных вулканических центров в результате воздействия гидротермальных растворов и/или морской воды. Поразительное сходство самих сульфидных месторождений этого класса (тип Кугоко) в отношении литологии, формы рудных тел, характера зональности к околорудным породам, а также тот факт, что на многих месторождениях, (Норанда в Канаде (Квебек), Метсамонту, Ориярви в Финляндии и другие), измененные породы в разрезе имеют форму трубок, несомненно, усиливают это предположение.

Рассматриваемые породы нередко контролируются одними и теми же структурами (замки складок, контакты различных по химизму толщ и т.д.), что и рудные тела. Это может быть связано со структурной приуроченностью метасоматических изменений, сингенетичных с рудообразованием, к проницаемым и тектонически ослабленным зонам, в которых происходило отложение рудного вещества.

Исследование также показало, что роговообманково-ставролит⁺кианитовые породы, встречающиеся в некоторых полиметаллических месторождениях, связанных с докембрийскими комплексами дистен-силлиманитового типа, являются аналогами (в отношении валового состава и температур образования) кордиерит-антофиллитовых пород, широко развитых в сульфидных месторождениях, локализованных в комплексах андалузит-силлиманитового типа.

Работа выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в рамках международного проекта № 91 "Металлогения докембрия".

Литература

БУШМИН С.А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с.127-138.

ГЕЛЬМАН М.Л. Новая находка жедрита в СССР. - Докл. АН СССР, 1961, т.141, № 3, с.709-713.

ГОРОШНИКОВ Б.И., ЮРЬЕВ Л.Д. О кордиерит-полиамфиболовых и антофиллит-кордиеритовых породах Северного Криворожья. - Докл. АН СССР, 1965, № 3, с.720-723.

ИГНАТЬЕВ Н.А. Амфиболиты, гранатовые жедрититы и слюдиты окрестностей с.Щуеречского. - Тр. Петрограф. ин-та, 1934, вып.6, с.65-82.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., ХЛЕСТОВ В.В. Построение принципиальной PT-диаграммы для среднетемпературных метапелитов. - Зап. ВМО, 1971, ч.100, вып.2, с.129-137.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., СОБОЛЕВ В.С. Кордиерит-антофиллитовые породы некоторых метаморфогенных сульфидных месторождений. - Докл. АН СССР, 1979, т.248, № 4, с.962-965.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., ТОМИЛЕНКО А.А. Состав флюидных включений в минералах кордиерит-антофиллитовых околорудных пород и их безрудных аналогов. - Зап. ВМО, 1982, вып.5-6.

МОСКОВЧЕНКО Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с.34-51.

МОСКОВЧЕНКО Н.И., ТУРЧЕНКО С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 140 с.

ПИНАЕВА Н.И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с.117-123.

ФЕДЬКИН В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

ЧХОТУА Т.Г., ДУМБАЛЗЕ Г.Д. К петрологии дистеновых кварцитов и дистен-ставролит-гранатовых амфиболитов лабинской серии - Сообщения АН ГССР, 1971, т.64, № 3, с.613-616.

BARKER F. Anthophyllite-biotite-hypersthene-rhocolite assemblage, Mason Mountain, North Carolina. - Geol.Surv.Res., 1961, Short Papers Geol. and Hydrol, Sci., Art., p.147-292.

BERGE J.W. A re-examination of the association of magnesium and massive sulphide ores. - Geologiska Forening. Stockh. Förhandl., 1978, v.100, pt.2, p.155-170.

CHINNER G.A., FOX J.S. The origin of cordierite-anthophyllite rocks in the Land's End aureole. - Geol. Mag., 1974, v.111, № 5, p.397-508.

CLARK M.D. Amphibolitic rocks from the Precambrian of Grand

Canyon: mineral chemistry and phase petrology. - Mineral. Mag., 1978, v.42, N^o 322, p.199-209.

DE ROSEN-SPENCE A. Genese des roches a cordierite-anthophyllite des gisements cupro-zinci-feres de la region de Rouyn-Noranda, Quebec, Canada. - Canad. Journ. Earth Sci., 1969, v.6, p. p.1339-1345.

ESKOLA P. On the petrology of the Orijarvi region in south-western Finland. - Bull. Cosm. Geol. Finland, 1914, v.40, p. 1-277.

FROESE E. Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area. - Paper Geol. Surv. Canada, 1968, N^o 5, p.55-79.

GABLE D.J., SIMS F.K. Geology and regional metamorphism of some high-grade cordierite gneisses, Front Range, Colorado. - Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1969, v.128. - 87 p.

HIETANEN A. Kyanite-garnet-gedrite near Orofino, Idaho. - Amer. Mineral., 1959, v.44, N^o 5-6, p.539-564.

JAMES R.S., GRIEVE R.A.F., POUK L. The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitonwadge, Ontario. - Amer. Journ. Sci., 1978, v.278, N^o 1, p.41-64.

KAMINENI D.C. Metasedimentary cordierite-gedrite rocks of Archean age near Yellowknife, Canada. - Precambrian Res., 1979, v.9, N^o 3-4, p.289-302.

KANO H. Petrology and paragenesis of cordierite-anthophyllite rock and associated ore minerals from the Yanahara mine, Okayama, prefecture, W. Japan. - Journ. Min. Coll. Akita Univ., 1963, v.111, N^o 3, p.1-17.

KURODA Y. On the Mg-Fe metasomatism in the Hitachi district, southern Abukuma plateau, north-eastern Japan. - Sci. Reo. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C, 1956, N^o 44, pt.1, p.57-80.

LAL R.K., MOORHOUSR W.W. Cordierite-gedrite rocks and associated gneisses. - Can.J.Earth. Sci., 1969, v.6, p.145-165.

LAL R.K., SHUKLA R.S. Low pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Copper Belt, Rajasthan, India. - Neues Jahr. Miner., Abh., 1975, Bd.124, H.3, s.294-325.

LUNDQVIST T. Ferroan-alumina anthophyllite from northern archipelago of Stockholm, Sweden. - Arkiv. Miner. Och. Geol., 1963, v.3, N^o 2, p.187.

ROBINSON P., JAFFE H.W. Aluminous enclaves in gedrite-cordierite gneiss from south-western New-Hampshire. - Amer. Jour. Sci., 1969, v.267, N^o 3, p.389-421.

SAVOLAHATI A. On the rocks containing garnet, hypersthene, cordierite and gedrite in the kiuruvesi region, Finland.- Bull. Comm. Geol. Finland, 1966, N^o 222, p.343.

SEKI Y., Yamasaki M. Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakama Mountainland, NE Japan. - Amer. Mineral., 1957, v.42, N^o 7/8, p.506-520.

STOUT J.H. Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. - Jour. Petrol., 1972, v.13, p.99-145.

TILLEY C.E. Anthophyllite-cordierite granulites of the Lizard. - Geol. Mag., 1937, v.34, p.300-309.

VALLANCE T.G. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. - Jour. Petrol., 1967, v.8, N^o 1, p.84-96.

В.В.Велинский, Н.С.Вартанова,
О.Л.Банников

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ АСБЕСТОНОСНОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Настоящая работа выполнена по заказу производственного геологического объединения "Запсибгеология" Министерства геологии РСФСР в соответствии с договором о научном сотрудничестве между объединением и лабораторией петрологии магматических пород ИГиГ СО АН СССР.

Постановка проблемы связана с перспективной оценкой асбестоносности гипербазитовых массивов, широко развитых на территории деятельности объединения в пределах Кузнецкого Алатау. Слабая обнаженность и недостаточная изученность массивов чрезвычайно затрудняют поиски столь важного для региона ценного асбестового сырья, а применение в широких масштабах тяжелых горных выработок в значительной степени удорожает поисковые работы.

В этих условиях стоит задача заметно удешевить поисковый этап, и в то же время сделать перспективную оценку максимально надежной и объективной. Обе эти задачи сводятся к тому, чтобы в конечном счете уменьшить число объектов, на которых следует проводить поиск полезного ископаемого, а на них в свою очередь резко сократить проведение дорогостоящих горных работ.

Исходя из генезиса хризотил-асбеста и закономерностей его локализации, нам представляется, что при прочих равных условиях, основным таким признаком надежного прогноза является химизм среды, в которой происходит его образование. В силу этого на первый план выступает получение информации о химическом составе серпентинитов и выяснение взаимосвязи его с асбестообразованием.

На предварительных этапах поисков для петрохимических исследований достаточно проведения поверхностного опробования и последующего изучения собранного каменного материала сначала петрографическими методами, а затем с помощью полного силикатного химического анализа. Простота отбора проб, экспрессность метода силикатного анализа, объективность и содержательность получаемых данных, а также небольшие финансовые затраты выдвигают, по нашему мнению, петрохимические критерии поисков хризотил-асбеста в число наиболее удовлетворяющих запросы геологической практики. Вытекающие же из анализа петрохимических критериев следствия дадут большую и ценную дополнительную информацию, проливающую свет на генезис асбестового оруденения.

Есть несколько критериев прогноза месторождений хризотил-асбеста: геохронологический, геотектонический, формационный, структурный, метаморфический, генетический (Месторождения ..., 1967; Золоев, 1975; Вопросы ..., 1976; Критерии ..., 1978 и др.). Однако они отражают лишь самые общие признаки локализации рудного компонента и позволяют давать оценку перспективности либо в плане выделения больших площадей, включающих в себя массивы гипербазитов, либо целенаправленно вести поиск на уже известных месторождениях.

В отмеченных выше работах в числе оценочных указывается и петрохимический критерий, который сужает выбор перспективных объектов и устанавливает, что "для поисков месторождений попереочно-волокнистого хризотил-асбеста потенциально перспективны породы, близкие по химическому составу, в особенности по содержанию MgO и SiO_2 , составу асбеста. Такими породами являются

гарцбургиты. Дуниты и пироксениты различных формаций, отличающиеся по химизму от асбеста, неблагоприятны для промышленной хризотил-асбестизации" (Критерии ..., 1978, с.31).

В такой постановке рассматриваемый критерий является, по существу, петрографическим, так как известно, что наиболее близко к составу хризотил-асбеста приближаются гарцбургиты с содержанием нормативного ромбического пироксена от 10 до 30% (в среднем около 20%) (Золоев, 1975). Кроме того, он не позволяет разбраковывать на рудные и безрудные объекты собственно гарцбургитовые массивы в случае, если мы имеем в одной структуре несколько таких массивов, которые по содержанию пироксена все потенциально перспективны на хризотил-асбест. В то же время известно, что далеко не каждый из подобных массивов содержит в себе практически интересную асбестовую минерализацию. К тому же продольно-волокнистый хризотил-асбест отмечается как в апогарцбургитовых, так и в аподунитовых серпентинитах (Вопросы ..., 1976; Критерии ..., 1978). Поэтому в сформулированном виде петрохимический критерий в настоящее время является малоэффективным и, самое главное, не отражает своего прямого назначения. Это обусловлено в первую очередь тем, что не используется в полной мере богатейшая информация, получаемая из анализа химизма среды, в которой происходит формирование хризотил-асбеста. Прямым подтверждением сказанному является первая удачно закончившаяся в нашей стране попытка увязывать особенности химического состава серпентинитов, в которых расположены рудные поля хризотил-асбестов, с закономерностями размещения полезного компонента и его качеством (Сибилев, 1980). Поэтому перед нами была поставлена задача выявить особенности химического состава апогарцбургитовых серпентинитов массивов Кузнецкого Алатау и на базе их наметить оценочные критерии, позволяющие прогнозировать обнаружение хризотил-асбестовой минерализации.

Решение поставленной задачи в процессе исследования потребовало привлечения к анализу дополнительного материала по химизму серпентинитов из других районов Алтае-Саянской складчатой области и Урала. Поэтому полученные результаты выходят за рамки регионального характера и приобретают наряду с практическим большое теоретическое значение.

Исследования осуществлялись в несколько этапов и проводились следующим образом.

Сначала был отобран необходимый каменный материал с гипер-базитовых массивов центральной части Кузнецкого Алатау для петрохимического анализа. Одновременно были собраны данные по химическому составу апогарцбургитовых серпентинитов из асбестоносных (содержащих промышленные запасы хризотил-асбеста) и неасбестоносных массивов Алтае-Саянской складчатой области и Урала.

Затем материал по этим регионам был проанализирован методами математической статистики.* Полученные результаты позволили выявить наиболее оптимальные для хризотилообразования особенности химического состава серпентинитов. Далее с использованием этих данных по результатам силикатного анализа была проведена петрохимическая разбраковка серпентинитов на асбестоносные и неасбестоносные.

Только после этого был проанализирован петрохимический материал по серпентинитам из отдельных массивов Кузнецкого Алатау и дана оценка их перспективности на хризотил-асбест.

Так как установленные петрохимические особенности асбестоносных и неасбестоносных серпентинитов базируются на данных из нескольких складчатых областей, они пригодны для прогнозных целей не только по Кузнецкому Алатау, но и для оценки гипербазитовых массивов других регионов страны. Совершенно очевидно, что использование выявленных петрохимических критериев и грамотная интерпретация получаемых результатов возможны только в комплексе с другими отмеченными выше геологическими критериями.

Методика и результаты статистического анализа

Постановка статистических исследований с целью геологического прогнозирования связана с модельными построениями, которые затем проверяются на конкретном природном материале.

В нашем случае это сводилось к выяснению наибольшего сходства признаков химического состава серпентинитов с химическим составом хризотил-асбеста и к определению количественного выражения комплекса особенностей, характеризующего химический состав серпентинитов как из асбестоносных массивов, так и из неасбестоносных.

* Математическая обработка аналитического материала проводилась в ЦИ Института геологии и геофизики СО АН СССР на ЭВМ М-222.

Практически это осуществлялось в два приема. Сперва решалась прямая задача и по имеющимся данным для каждой совокупности серпентинитов выявлялись общие закономерности в распределении выбранных для информации признаков. Затем, с помощью установленных критериев различия решалась обратная задача, т.е. на базе их оценивался новый фактический материал и определялась его принадлежность к одной из альтернативных групп массивов.

Для решения поставленной задачи нами было выполнено 336 полных химических анализов, из которых I9I характеризует серпентиниты из массивов Урала, 93 – серпентиниты из ультраосновных массивов Тувы и 52 – собственно хризотил-асбест. Материал по Уралу заимствован из работы И.А.Малахова (1966) и из книги "Месторождения ..." (1967), а по Туве – из работ Г.В.Линуса и др. (1958), В.П.Еремеева и др. (1959, 1968), А.К.Сибилева (1980), В.В.Велинского, Н.С.Вартановой (1980), А.С.Огнева (1973) и из коллекции П.А.Никитчина.

По этим данным было составлено 5 выборок, из которых 2 определяли химический состав аподунитовых серпентинитов из асбестоносных и неасбестоносных объектов, 2 – апогарцбургитовых серпентинитов и I – хризотил-асбестов. Сравнительный анализ химизма аподунитовых серпентинитов показал, что по своим петрохимическим свойствам они независимо от типа массивов слабо отличаются друг от друга. Поэтому в дальнейшем данная группа пород не рассматривалась и все результаты, изложенные ниже, будут касаться только апогарцбургитовых серпентинитов.

Материалы по ним распределялись следующим образом: для Урала – 48 анализов из асбестоносных массивов и 74 – из неасбестоносных, для Тувы – 56 анализов для асбестоносных массивов и 37 – из неасбестоносных. Всего обработано 215 полных силикатных химических анализов, из которых III приходится на серпентиниты из неасбестоносных и 104 – на серпентиниты асбестоносных массивов. Затем данные анализов обрабатывались по следующей методике.

I. В каждой взятой для анализа совокупности (хризотил-асбест, серпентиниты из асбестоносных и серпентиниты из неасбестоносных массивов) определялись состав и характер распределения главных петрогенных окислов и их отношений. Эта оценка проводилась по величине средних значений \bar{X} для отдельных признаков выборки, стандартных отклонений к ним σ , коэффициентов асимметрии

А, эксцесса Е и стандартных ошибок σ_A и σ_E . Значения последних вычислялись соответственно по формулам: $\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{n+3}}$, $E = \sqrt{\frac{24}{n+5}}$ (Урбах, 1964). Закон распределения характеризовался величинами A/σ_A и E/σ_E и относился к нормальному, если оба отношения одновременно были менее 3 (Родионов, 1964).

2. По полученным статистическим данным в сравниваемых выборках определялась значимость различий в содержаниях петрогенных окислов и их отношений. Эта оценка проводилась по t -критерию Стьюдента, для случаев равных и неравных дисперсий и анализу различий доверительных интервалов частных средних. Совокупность использованных приемов дала возможность выделить те петрохимические критерии, которые наиболее отчетливо отражают специфику состава серпентинитов из отдельных групп массивов.

3. По описанной методике последовательно были изучены выборки серпентинитов из асбестоносных и неасбестоносных объектов Тувы и Урала, а затем обобщенные выборки, отражающие особенности в химизме серпентинитов рудных и нерудных совокупностей.

Отправной точкой исследований явилось изучение состава и распределения петрогенных окислов и их отношений в самом хризотил-асбесте (табл. I). Из анализа данных таблицы вытекают известные характеристики состава минерала. Они определяются в первую очередь содержанием в нем трех главных компонентов: SiO_2 , MgO , H_2O . При этом количества кремнезема и магнезии находятся в соотношении, близком к 1 в весовых процентах или около 1,5 в молекулярных процентах. Другой особенностью состава хризотил-асбеста является малое по сравнению с другими серпентинитами содержание железа (FeO и коэффициент F) и преобладание окисной его формы над закисной. Все остальные компоненты, кроме глинозема, в минерале содержатся в исчезающе малых количествах, но тем не менее, как будет показано ниже, несут генетическую информацию и имеют значение для оценки условий рудоотложения.

Наряду с этим, проведенный статистический анализ позволил впервые выяснить ряд особенностей по распределению отдельных петрогенных окислов в хризотил-асбесте. Так, как видно из табл. I только SiO_2 , MgO , MnO и Al_2O_3 имеют нормальный (гауссовский) закон распределения, остальные же окислы, в том числе и такие

Таблица I

Характер распределения окислов петрогенных элементов
и их отношений в хризотил-асбесте (n = 52)

Компо- нент	Статистические данные						Пересчи- танный состав серпен- тинитов из асбе- стон.мас- сива
	\bar{X}	σ	A	B	A/G _A	E/G _E	
SiO ₂	41,45	0,93	-0,79	-0,12	2,32	0,18	40,62
TiO ₂	0,01	0,02	2,62	6,53	7,70	9,60	0,02
Al ₂ O ₃	0,69	0,43	0,56	0,09	1,65	0,13	0,96
Fe ₂ O ₃	1,42	0,66	1,31	2,92	3,85	4,29	1,47
FeO	0,70	0,60	1,94	3,93	5,71	5,78	0,79
MnO	0,07	0,03	0,50	-0,53	1,47	0,78	0,09
MgO	41,10	1,18	-0,59	-0,05	1,73	0,07	41,58
CaO	0,14	0,22	1,73	2,04	5,09	3,00	0,32
Na ₂ O	0,05	0,07	2,72	9,28	8,00	13,64	0,06
K ₂ O	0,02	0,03	1,33	0,43	3,91	0,63	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,02	5,98	37,42	17,59	55,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,10	3,38	10,77	9,88	15,84	0,29
NiO	0,07	0,08	1,32	0,96	3,88	1,41	0,23
CoO	0,00	0,00	2,82	8,97	8,26	13,19	0,02
S	0,01	0,04	6,82	43,39	19,47	63,81	0,01
CO ₂	0,13	0,26	1,94	2,40	5,70	3,53	0,20
H ₂ O	14,26	0,94	1,05	1,24	3,09	1,82	13,26
ΣFeO	1,98	0,84	1,58	2,61	4,65	3,83	2,12
h	52,42	20,67	0,27	0,67	0,79	0,98	45,00
A	1,00	0,62	0,56	0,20	1,65	0,29	1,45
X	1,90	5,30	4,22	21,10	12,41	31,03	9,52
F	2,64	1,14	-1,65	2,80	4,85	4,12	2,71
MgO/SiO ₂	1,48	0,05	0,93	1,63	2,73	2,40	1,52

Примечание. Здесь и далее значения отношений вычислялись по молекулярным количествам (Велицкий, 1979) и соответственно равны:

$$h = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO}; \quad A = \frac{Al_2O_3 \cdot 100}{Al_2O_3 + SiO_2}; \quad X = \frac{Cr_2O_3}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3};$$

$$F = \frac{\Sigma FeO \cdot 100}{FeO + MgO}; \quad \Sigma FeO (\text{вес.}\%) = 0,9 Fe_2O_3 + FeO$$

важные из них, как вода и железо, распределены не в соответствии с законом Гаусса.

В работах Н.К.Разумовского (1948), Д.А.Родионова (1964) и других исследователей показано, что функции распределения элементов в горных породах и породообразующих минералах, концентрация которых связана с одной геохимической обособленной генерацией, в большинстве своем близки к логнормальному закону. В частности, по Cr_2O_3 в гипербазитах Северо-Востока СССР и Урала данное положение доказано в нашей работе (Велинский, Пинус, 1973). На основании этого можно считать, что распределение большинства петрогенных окислов в хризотил-асбесте аппроксимируется тем же законом.

Вместе с тем Д.А.Родионовым (1964) на большом фактическом материале установлено, что, если в горной породе концентрации элемента связаны с несколькими независимыми генерациями, то распределение его содержания описывается нормальным законом. В свете изложенного нормальный характер распределения в хризотил-асбесте SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и MnO может свидетельствовать о том, что в процессе образования минерала имел место привнос-вынос этих компонентов, а сам процесс асбестообразования обусловлен явлением метасоматоза.

В связи с этим важно выяснить количественную сторону перераспределения отдельных окислов элементов в ходе рудогенеза. Для этого прослежен состав и характер распределения петрогенных элементов из серпентинитов асбестоносных и неасбестоносных массивов и проведено сравнение полученных данных с поведением породообразующих окислов в хризотил-асбесте.

Состав и характер распределения петрохимических признаков серпентинитов из различных объектов приведены в табл.2 и 3. Из них хорошо видно, что в рассматриваемых выборках серпентинитов, в отличие от хризотил-асбеста, значительно больше окислов (в том числе железо и вода) распределяется по нормальному закону. Этот факт можно объяснить, если учесть, что обычно серпентиниты сложены не одной, а несколькими разновидностями (генерациями) серпентиновых минералов. Кроме того, данные таблиц вскрывают ряд особенностей в химизме сравниваемых групп серпентинитов и выявляют специфику их химического состава по регионам. В частности, обращает на себя внимание, что состав серпентинитов из

Характер распределения окислов петрогенных элементов и их отношений
в серпентинитах асбестоносных массивов по регионам

Таблица 2

Компо- нент	У р а л (n = 48)						Т у в а (n = 56)					
	\bar{X}	σ	A	E	A/ σ_A	E/ σ_E	\bar{X}	σ	A	E	A/ σ_A	E/ σ_E
SiO ₂	39,10	1,40	-0,15	-0,66	0,42	0,94	38,74	1,28	0,21	-0,30	0,63	0,45
TiO ₂	0,02	0,04	2,36	6,54	6,74	9,34	0,02	0,03	1,65	3,27	5,00	4,95
Al ₂ O ₃	1,19	1,08	2,40	8,89	6,85	12,70	0,69	0,41	1,87	5,02	5,67	7,60
Fe ₂ O ₃	4,90	2,04	0,99	1,45	2,82	2,07	3,99	1,57	0,29	-1,06	0,88	1,61
FeO	2,00	1,26	1,02	0,00	2,91	0,00	2,10	1,15	0,60	-0,33	1,81	0,50
MnO	0,09	0,06	2,33	10,71	6,65	15,30	0,08	0,03	1,75	6,45	5,30	19,54
MgO	39,10	1,01	-0,27	0,04	0,77	0,06	40,45	1,47	0,09	-0,96	0,27	1,45
CaO	0,41	0,52	2,46	8,68	7,02	12,40	0,22	0,29	1,62	2,09	4,90	3,17
Na ₂ O	0,06	0,13	1,78	2,06	5,08	2,94	0,05	0,07	3,77	17,69	11,42	26,80
K ₂ O	0,02	0,04	4,12	18,21	11,77	26,01	0,02	0,05	3,74	14,09	11,33	21,34
P ₂ O ₅	0,01	0,01	1,91	3,27	5,45	4,67	0,03	0,04	2,05	2,96	6,21	4,48
Cr ₂ O ₃	0,23	0,21	0,49	-0,46	1,40	0,66	0,33	0,15	1,84	8,55	5,57	12,95
NiO	0,24	0,21	1,97	7,37	5,63	10,52	0,20	0,11	-0,83	-0,71	2,51	1,08
CoO	0,00	0,00	1,17	-0,17	3,34	0,24	0,03	0,14	6,84	46,56	20,73	70,54
S	0,01	0,01	3,14	10,16	8,96	14,51	0,02	0,03	2,24	6,16	6,79	9,33
CO ₂	0,12	0,31	3,67	15,62	10,48	22,31	0,25	0,22	0,67	0,57	2,03	0,86
H ₂ O	12,28	1,30	-0,06	0,40	0,17	0,57	13,10	1,80	-1,02	0,50	3,00	0,76
Σ FeO	6,41	1,84	0,15	0,80	0,43	1,14	5,69	1,83	-0,32	-1,37	0,97	2,08
h	54,95	16,43	-0,23	-0,91	0,66	1,30	51,26	17,42	-0,05	-0,98	0,15	1,48
A	1,78	1,58	2,35	8,74	6,71	12,40	1,06	0,63	1,78	4,36	5,39	6,61
X	4,35	3,92	0,53	-0,76	1,51	1,09	8,54	5,19	0,61	0,03	1,84	0,05
F	8,37	2,28	-0,05	0,49	0,14	0,70	7,46	2,44	-0,30	-1,33	0,91	2,01
MgO/SiO ₂	1,49	0,08	0,40	-1,08	1,14	1,54	1,56	0,09	0,01	-0,59	0,03	0,89

Характер распределения окислов петрогенных элементов и их отношений
в серпентинитах неасбестоносных массивов по регионам

Таблица 3

Компо- нент	У р а л (n = 74)						Т у в а (n = 37)									
	\bar{X}	σ	A	E	A/ σ	A	E/ σ	E	\bar{X}	σ	A	E	A/ σ	A	E/ σ	E
SiO ₂	39,35	1,74	-0,07	-0,79	0,25	1,39	38,46	1,91	-0,55	-0,48	1,37	0,60				
TiO ₂	0,04	0,05	2,28	9,76	8,00	17,12	0,06	0,03	0,66	0,02	1,65	0,03				
Al ₂ O ₃	1,26	0,78	0,69	0,32	2,42	0,56	0,70	0,56	2,86	10,95	7,15	13,68				
Fe ₂ O ₃	5,78	1,51	-0,09	-0,19	0,32	0,33	5,38	1,53	0,68	0,41	1,70	0,51				
FeO	1,86	1,24	0,77	-0,20	2,70	0,35	2,43	1,20	0,72	0,04	1,80	0,05				
MnO	0,09	0,05	1,16	5,42	4,07	9,51	0,08	0,03	-0,06	-0,64	0,15	0,80				
MgO	38,07	1,71	-0,60	-0,34	2,11	0,60	39,16	2,49	0,08	-0,08	0,20	0,10				
CaO	0,32	0,38	1,37	1,45	4,81	2,54	0,35	0,55	3,81	16,07	9,52	20,08				
Na ₂ O	0,07	0,10	2,29	5,43	8,04	9,53	0,10	0,13	1,32	0,33	3,30	0,41				
K ₂ O	0,01	0,02	2,25	4,83	7,89	8,47	0,03	0,01	0,76	0,61	1,90	0,76				
P ₂ O ₅	0,02	0,04	5,46	36,42	19,16	63,89	0,04	0,03	0,67	-0,84	1,68	1,05				
Cr ₂ O ₃	0,38	0,23	1,42	4,86	4,98	8,53	0,44	0,17	1,46	2,77	3,65	3,46				
NiO	0,24	0,10	0,96	4,47	3,37	7,84	0,24	0,06	0,05	-0,51	0,13	0,63				
CoO	0,01	0,01	3,16	14,48	11,09	25,40	0,01	0,00	0,00	2,86	3,20	3,57				
S	0,01	0,02	2,87	9,07	10,07	15,91	0,01	0,02	5,20	27,16	13,00	33,95				
CO ₂	0,37	0,33	3,25	12,30	11,40	21,58	0,74	0,79	1,72	2,62	4,30	3,27				
H ₂ O	12,10	1,33	0,50	0,49	1,75	0,86	11,98	1,91	-0,05	0,34	0,13	0,43				
ΣFeO	7,07	0,98	0,16	1,40	0,56	2,46	7,27	1,19	0,59	1,94	1,48	2,42				
h	62,23	19,32	-0,25	-0,90	0,87	1,58	64,61	15,92	-0,39	-0,56	0,98	0,70				
A	1,86	1,16	0,65	0,19	2,28	0,33	1,07	0,78	2,48	8,82	6,20	11,02				
X	5,24	2,98	1,36	4,15	4,77	7,28	7,02	3,27	1,50	3,40	3,75	4,25				
F	9,50	1,43	0,45	1,56	1,55	2,73	9,65	1,62	0,53	1,12	1,32	1,40				
MgO/SiO ₂	1,45	0,11	0,02	-0,30	0,07	0,52	1,52	0,15	0,19	-0,86	0,48	1,08				

массивов Урала и Тувы не идентичен (рис. I, 2). Так, серпентиниты из асбестоносных массивов Урала по отношению к аналогичной группе пород Тувы характеризуются пониженными значениями MgO , P_2O_5 и величиной магниево-кремниевого отношения, и более высоким содержанием Al_2O_3 и NiO (табл. 4). Подобный же характер различий отмечается и для пород из неасбестоносных массивов (табл. 4).

Установленные закономерности указывают на своеобразие в химизме ультрабазитов, подвергшихся серпентинизации, и отражают, в частности, более высокий процент пироксенов в гипербазитах Урала по сравнению с породами массивов Тувы. Различия же в величинах коэффициентов A и X для сравниваемых пород отражают более глиноземистый характер перидотитов Урала и меньшую их хромистость.

Иной характер различий намечается в составах серпентинитов внутри регионов из асбестоносных и неасбестоносных массивов (рис. I, 2). Так, серпентиниты из асбестоносных объектов Урала по сравнению с серпентинитами из неасбестоносных массивов содержат меньше Fe_2O_3 и суммарного FeO , TiO_2 , Cr_2O_3 , CO_2 и имеют меньшую величину коэффициента h , но являются более магниезиальными (по величине коэффициента F и содержанию MgO) (см. табл. 4). Совершенно аналогичная картина наблюдается и для серпентинитов асбестоносных и неасбестоносных массивов Тувы (табл. 4).

Таким образом, несмотря на региональные особенности в первичном составе пород, характер различий в химизме серпентинитов рудных и безрудных объектов имеет одну и ту же направленность. Это дало основание для объединения однотипных по геолого-петрографическим признакам региональных выборок в две генеральные совокупности (асбестоносные и неасбестоносные), характеризующие химизм исследуемых групп (табл. 5).

Из данных табл. 5 следует, что характер различий в химическом составе сравниваемых объектов весьма близок тем соотношениям, которые были вскрыты при анализе серпентинитов из асбестоносных и неасбестоносных массивов внутри изученных регионов Урала и Тувы (см. табл. 4). Одновременно выявились дополнительные весьма важные критерии различия состава серпентинитов из асбестоносных массивов, а именно, повышенные значения содержания в них воды, величины магниево-кремниевого отношения и пониженные концентрации P_2O_5 .

Эти особенности химического состава серпентинитов из асбес-

Таблица 4

Значимость различий содержаний петрогенных окислов
и их отношений в серпентинитах асбестоносных
и неасбестоносных массивов по регионам

Компо- ненты	С р а в н и в а е м ы е о б ъ е к т ы			
	I-2	3-4	I-3	2-4
SiO ₂	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	<u>2,50</u>	6,29
Al ₂ O ₃	3,02	4,33	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	2,73	9,83
FeO	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-
MgO	4,46	2,70	3,32	8,5I
CaO	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
P ₂ O ₅	3,37	2,68	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	3,64	3,28
NiO	2,96	-	-	-
CoO	-	-	-	-
S	-	-	-	-
CO ₂	-	-	4,35	3,68
H ₂ O	-	-	-	-
ΣFeO	-	-	<u>2,28</u>	5,06
h	-	-	<u>2,13</u>	3,74
A	2,96	4,25	-	-
X	4,58	2,87	-	-
F	-	-	3,06	5,20
MgO/SiO ₂	4,16	2,79	-	-

Примечание. Асбестоносные массивы: I - Урал, 2 - Тува; неасбестоносные массивы: 3 - Урал, 4 - Тува. Значения доверительных уровней: $t_{05} = 1,98$, $t_{01} = 2,61$ (Урбах, 1964). Прочерки в графах - различия незначимы при 95%-ном пороге вероятности. Подчеркнуты различия при 95%-ном пороге вероятности.

Таблица 5

Характер распределения окислов петрогенных элементов и их отношений
в серпентинитах асбестоносных (I) и неасбестоносных (II) массивов

Компо- нент	I (n = 104)						II (n = III)					t-критерий Стьюдента	
	\bar{X}	σ	A	E	A/6A	E/6E	\bar{X}	σ	A	E	A/6A		E/6E
SiO ₂	38,91	1,34	0,05	-0,51	0,21	1,09	39,06	1,84	-0,30	-0,29	1,30	0,63	-
TiO ₂	0,02	0,03	2,35	7,65	10,2	16,3	0,05	0,04	2,04	9,86	8,86	42,8	6,24
Al ₂ O ₃	0,92	0,83	3,23	16,79	14,0	35,7	1,07	0,76	1,11	1,12	4,83	2,43	-
Fe ₂ O ₃	4,41	1,85	0,90	1,51	3,92	3,21	5,65	1,52	0,17	-0,11	0,74	0,24	5,34
FeO	2,06	1,20	0,82	-0,12	3,57	2,55	2,05	1,25	0,70	-0,12	3,04	0,26	-
MnO	0,09	0,06	2,74	15,90	11,9	33,8	0,09	0,04	1,27	6,98	5,52	10,7	-
MgO	39,83	1,67	-0,17	-0,06	0,74	1,28	38,43	2,06	0,09	0,60	0,38	1,30	5,49
CaO	0,31	0,42	2,75	12,07	11,9	25,7	0,33	0,44	3,09	14,53	13,4	31,6	-
Na ₂ O	0,06	0,10	2,55	6,23	11,1	13,3	0,08	0,11	1,91	2,96	8,30	12,9	-
K ₂ O	0,02	0,05	3,94	16,09	17,1	34,2	0,02	0,03	1,24	1,35	5,39	2,93	-
P ₂ O ₅	0,02	0,03	2,85	7,78	12,4	16,6	0,03	0,04	4,24	27,31	18,4	59,4	2,08
Cr ₂ O ₃	0,28	0,19	0,65	2,31	2,83	4,91	0,40	0,21	1,36	4,66	5,92	10,1	4,38
NiO	0,22	0,16	1,88	10,54	8,81	22,4	0,24	0,09	0,94	5,41	17,4	11,8	-
CoO	0,02	0,10	9,52	91,57	41,4	194,8	0,01	0,01	3,08	17,39	13,4	37,8	-
S	0,01	0,02	2,76	9,83	11,9	20,9	0,01	0,02	3,60	14,26	15,7	31,0	-
CO ₂	0,19	0,27	2,45	10,09	10,6	21,5	0,49	0,83	2,62	8,19	11,4	17,8	3,60
H ₂ O	12,72	1,64	-0,54	0,07	2,35	0,15	12,06	1,54	0,14	0,97	0,61	2,11	3,04
ΣFeO	6,02	1,86	-0,09	-0,11	3,91	0,23	7,13	1,05	0,42	2,04	1,83	4,43	5,34
h	52,95	17,59	-0,13	-0,93	0,54	1,94	62,27	18,82	-0,34	-0,71	1,48	1,54	3,74
A	1,39	1,22	3,13	16,14	13,04	33,63	1,60	1,11	1,04	0,89	4,52	1,33	-
X	6,60	5,08	0,73	0,31	3,04	0,65	5,84	3,18	1,37	3,47	5,96	7,54	-
F	7,88	2,40	-0,23	-0,42	0,96	2,0	9,55	1,49	0,51	1,54	2,21	3,34	6,08
MgO/SiO ₂	1,53	0,09	0,18	-0,83	3,46	7,19	1,47	0,13	0,36	-0,09	1,56	0,20	3,95

Примечание. Значения доверительных уровней: $t_{05} = 1,96$, $t_{01} = 2,59$.

Таблица 6

Значения критериев различия
хризотил-асбеста с серпентинитами
из асбестоносных (1)
и неасбестоносных (2) массивов

Компонент	t-критерий Стьюдента	
	1	2
SiO ₂	13,80	11,05
TiO ₂	-	8,51
Al ₂ O ₃	-	4,06
Fe ₂ O ₃	14,71	24,75
FeO	9,43	9,32
MnO	7,77	8,87
MgO	5,48	10,47
CaO	3,31	3,67
Na ₂ O	-	2,10
K ₂ O	-	-
P ₂ O ₅	-	4,25
Cr ₂ O ₃	10,33	14,82
NiO	7,80	12,14
CO ₂	-	4,15
H ₂ O ⁺	7,43	11,23
Σ FeO	18,66	31,00
h	-	3,02
A	-	4,41
X	5,37	4,96
F	18,48	29,61
MgO/SiO ₂	11,93	13,78

Примечание. Значения доверительных уровней: $t_{05} = 1,97$, $t_{05} = 2,59$.

тоносных массивов чрезвычайно приближают их к составу хризотил-асбеста (см. табл. I и 5), что подтверждается величинами значений t-критерия Стьюдента (табл. 6). Одновременно было установлено, что серпентиниты из неасбестоносных массивов по всем признакам заметно отличаются от хризотил-асбеста (табл. 6).

Таким образом, серпентиниты в асбестоносных массивах представляют собой наиболее пригодную по химическому составу матрицу для образования асбестового оруденения. Как видно из табл. I и 5, главные отличия между этими двумя системами заключаются главным образом в меньшем количестве в составе асбеста железа. Учитывая известный факт, что среди волокон хризотил-асбеста очень часто наблюдается сингенетичная с ним тонкая сырь магнетита (Огнев, 1973; Сибилев, 1980), можно было предполагать, что удаление из состава асбестоносных серпентинитов части железа и будет тем процессом, который приведет к образованию хризотил-асбеста. Результаты такого пересчета приведены в табл. I. Из них видно, что

перевод соответствующих количеств двух- и трехвалентного железа в магнетит приводит к тому, что серпентиниты по химическому составу становятся аналогичными хризотил-асбесту.

Вывос железа с образованием магнетита, исходя из химических свойств элемента, наиболее легко осуществить с помощью щелочных растворов, которые влекут с одной стороны растворение трехвалентных окислов, а с другой — переход закисной формы железа в окисную. Судя по тому, что в составе хризотил-асбеста устойчиво преобладает натрий над калием (табл. I), воздействующие на серпентиниты растворы имели существенно натровый характер.

Справедливость высказанного положения подтверждается и результатами анализа парной и множественной корреляции между окислами в составе серпентинитов, который показал следующее.

I. Характер взаимосвязи между отдельными компонентами состава из серпентинитов асбестоносных и неасбестоносных массивов разный и более сложный в серпентинитах асбестоносных массивов (табл. 7, 8). При этом, если для серпентинитов из асбестоносных массивов соотношение петрогенных окислов, устанавливающееся в процессе серпентинизации, регулируется главным образом корреляцией воды и железа (т.е. зависит от железистости подвергшихся серпентинизации пород) (рис. 3, $n = III$), то в серпентинитах асбестоносных массивов оно определяется в основном поведением воды и магния (рис. 3, $n = I04$).

2. В серпентинитах асбестоносных массивов наблюдается устойчивая отрицательная связь содержания воды с большинством основных компонентов состава пород, что указывает на вынос их в процессе асбестообразования (рис. 3).

3. Прослеживается постоянная сильная положительная корреляция между содержаниями в породах CO_2 и Na_2O , свидетельствующая о натровом и углекислом составе серпентинизирующих водных растворов (табл. 7, 8). Эти данные отражают сущность процесса рудогенеза и дают дополнительные основания связывать его с метасоматическими явлениями.

Приведенный материал хорошо согласуется с результатами тех исследователей, которые объясняют образование хризотил-асбеста воздействием на лизардит-хризотилитовые серпентиниты щелочных гидротерм, генерируемых интрузиями гранитоидов (месторождения ..., 1967; Золоев, 1975 и др.), и опровергают предположения, согласно

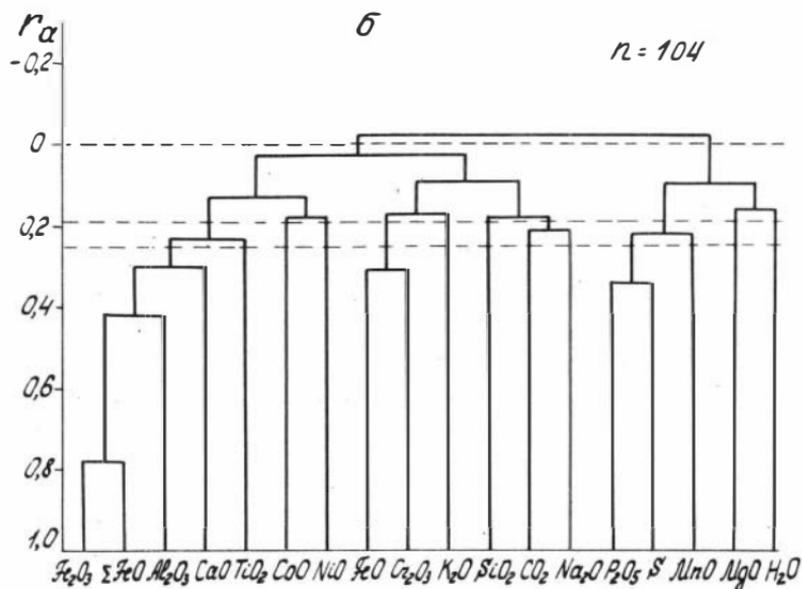
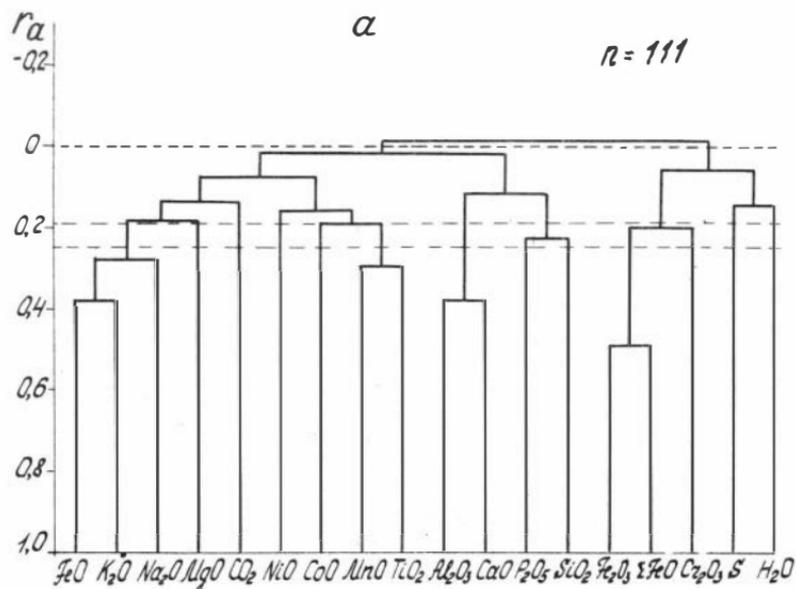


Рис. 3. Корреляционная дендограмма для серпентинитов неасбестоносных (а) и асбестоносных (б) массивов

Таблица 7

Корреляционная решетка для признаков состава серпентинитов
из неасбестосных массивов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	S	CO ₂	Σ FeO
1,00	-	-	-	-	-	-0,42	-	-	-	-0,41	0,23	-	-	-	-	-0,27	-
	1,00	-	-	-	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,22	-
		1,00	-	-	-0,52	0,38	-	-	-0,23	-	-	-	-	-	-	-	0,49
			1,00	0,68	-0,29	-	-	-0,21	-0,23	-	-	-	-	-	-	-	0,30
				1,00	-	0,29	-	0,20	0,38	-0,23	-	-	-0,24	-	-	-	-0,33
					1,00	-	-	-	-	-	-	-0,20	-	-	-	-	-
						1,00	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
							1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,22	-
								1,00	0,27	-	-0,20	-0,30	-	-	-	-	-
									1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
										1,00	-	-	-	-	-	-	-
											1,00	-	-	-	-	-	-
												1,00	-	-	-	-	-
													1,00	-	-	-	-
														1,00	-	-	-
															1,00	-	-
																1,00	-0,21
																	1,00

Примечание. В таблицах 7 и 8 приведены только значимые величины коэффициентов корреляции. Значения доверительных интервалов $r_{05} = 0,196$, $r_{01} = 0,258$.

Таблица 8

Корреляционная решетка для признаков состава серпентинитов
из асбестосных массивов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	S	CO ₂	Σ FeO
1,00	-	-	-0,23	-	-0,23	-0,24	-0,25	-	-	-0,22	-	-	-	-	-	-	-0,27
	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		1,00	0,23	-	-0,51	0,23	-	-	-	-0,31	-	-0,23	0,27	-	-	-	-
			1,00	-0,19	-0,58	0,22	-	-	-	-0,38	-	-0,37	-0,26	-	-	-	0,78
				1,00	-	-	-	-	-	-0,34	-	0,30	-	-	-	-	0,47
					1,00	-	-	-	-	-	-	-0,21	-	-	-	-	-
						1,00	-0,22	-0,23	-	-	-	0,20	-	-	-	-	-0,52
							1,00	-	-	-0,24	-	-	-	-	-	-	0,25
								1,00	-	-0,20	-	-	-	-	-	0,25	-
									1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
										1,00	-	-	-	-	-	-	-
											1,00	-0,34	-	0,31	-	-	-0,56
												1,00	-	-	-	-	-0,28
													1,00	-	-	-	-
														1,00	-	-	-
															1,00	-	-
																1,00	-

которым региональная серпентинизация и формирование асбестовых жил являются процессами синхронными (Сибилев, 1980).

Полученные результаты статистического анализа отражены на ряде графиков, построенных по материалам отдельных регионов (рис.1, 2) и для сравниваемых объектов в целом (рис.4, 5). Каждый график состоит из 2 частей. В верхней половине показан характер распределения компонентов, а в нижней – доверительные интервалы частных средних содержаний (Василенко и др., 1977). Последние совместно со значениями t -критерия Стьюдента между отдельными компонентами сравниваемых выборок дают возможность выделять независимо от закона распределения те признаки, которые несут наибольшую информацию о специфике химического состава исследуемых объектов.

Таковыми признаками являются содержания в серпентинитах TiO_2 , Fe_2O_3 , ΣFeO , MgO , Cr_2O_3 , P_2O_5 , CO_2 , H_2O , а также коэффициенты h , F и магниевое-кремниевое отношение.

Использование указанных параметров химизма пород в комплексе позволяет классифицировать серпентиниты по особенностям петрохимического состава на асбестонасные и неасбестонасные.

Фактическая ошибка неправильной классификации была установлена эмпирически и составила около 10% (из 115 анализов 12 было определено неверно). Это значит, что используя для поисковых целей рассмотренный метод, мы можем правильно определять принадлежность серпентинитов к одной из интересующих нас групп в 90 случаях из 100, т.е. с 90%-ной вероятностью.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что эффективное применение описанной методики возможно только в комплексе с геолого-петрографическими данными по изучаемому объекту, так как на известных месторождениях хризотил-асбеста отчетливо наблюдается зональность в распределении отдельных разновидностей серпентиновых минералов. И если она относительно хорошо изучена в горизонтальной плоскости, то распределение по разрезу часто остается неясным. В этих условиях петрографические исследования пород с целью изучения минерального состава серпентинитов, среди которых, как известно, наиболее перспективными являются lizardit-хризотилловые разновидности, представляются совершенно необходимыми и первоочередными.

Апробация результатов

Установленные количественные различия в химизме серпентинитов по эталонным объектам и составу хризотил-асбеста позволяют оценить перспективы на асбест конкретных гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау. Такие исследования с помощью использованных методик статистического анализа были проведены для массивов гор Кончик, Зеленой-Северной и Станового хребта.

По массиву г. Кончик использовано 160 полных силикатных химических анализов серпентинитов. Построение графиков по содержанию в них SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 и ΣFeO показало, что эти компоненты в серпентинитах массива имеют бимодальное или многовершинное

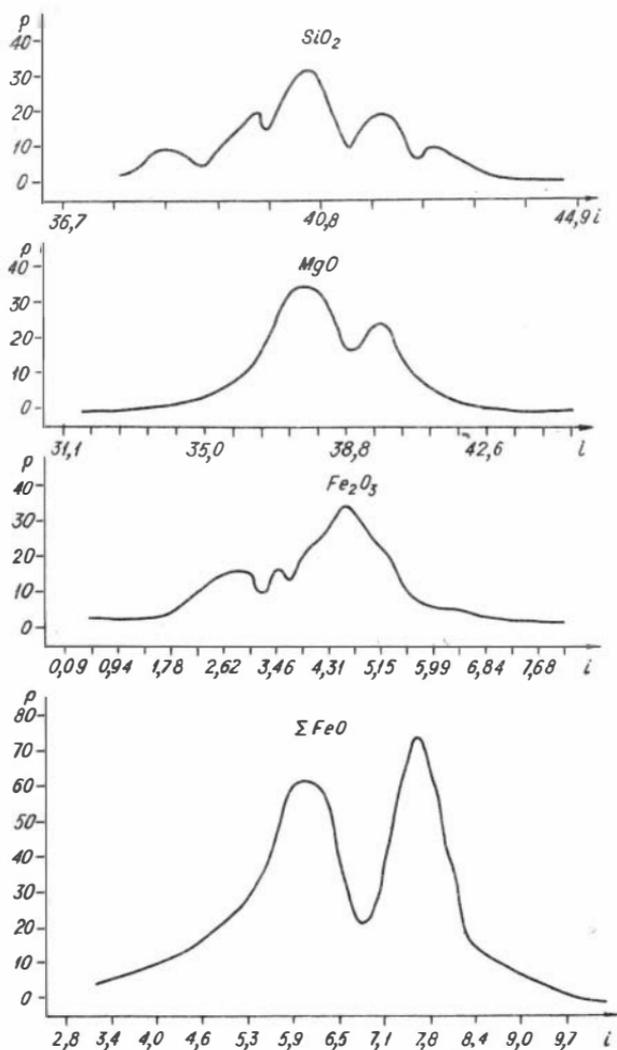


Рис.6. Характер распределения отдельных окислов в серпентинитах массива г.Кончик

распределение (рис. 6) и часть анализов близка к серпентинитам из асбестоносных массивов. Эта группа была выделена из общей выборки и проверена с помощью выявленных петрохимических признаков. Общее количество таких анализов равно 28 и в 25 из них числовые значения указанных критериев совпадают с таковыми для асбестоносных серпентинитов. Привязка взятых образцов на местности показала, что все они располагаются на участках, где обнаружены проявления хризотил-асбеста.

Таким образом, независимыми друг от друга путями является перспективность отдельных участков массива на хризотил-асбестовое оруденение и под-

тверждается эффективность разработанной методики для поисковых целей. Полученная информация является в достаточной степени объективной, в чем можно убедиться из сравнения состава серпен-

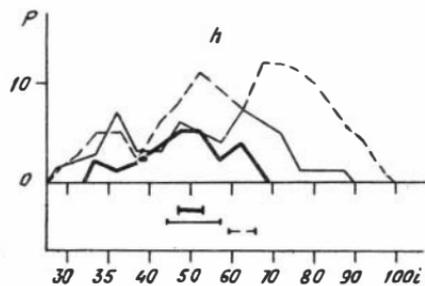
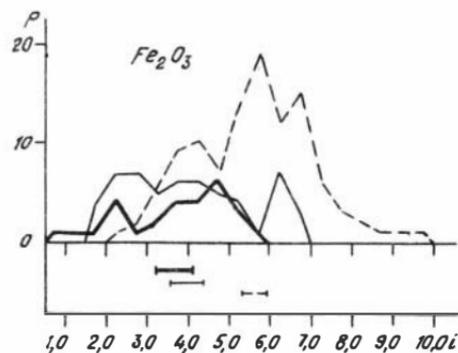
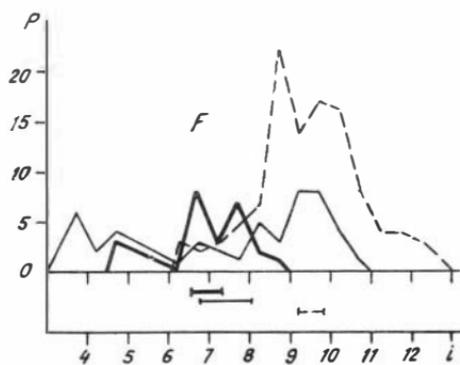
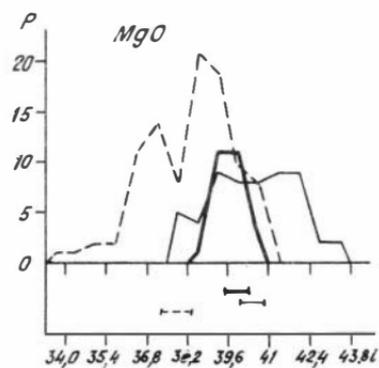
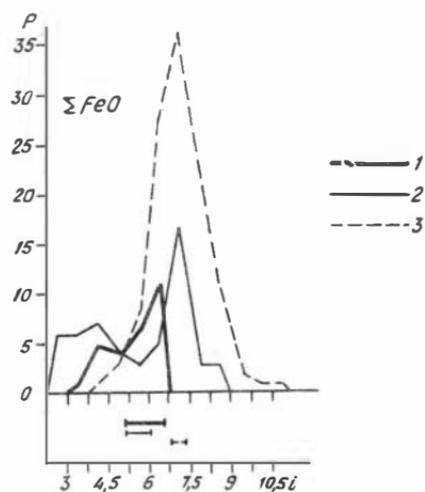
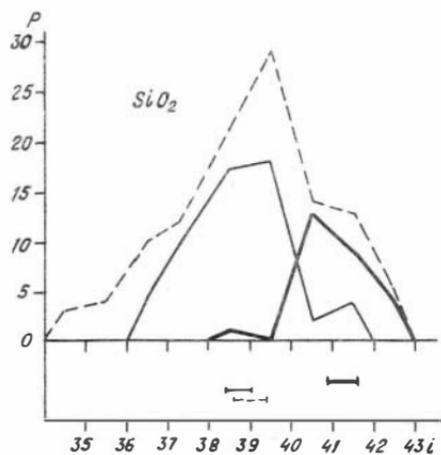
Таблица 9

Химический состав потенциально-асбестоносных серпентинитов массива г.Кончик (Кузнецкий Алатау) и сопоставление их с серпентинитами асбестоносных и неасбестоносных массивов ($n = 28$)

Компонент	К о н ч и к		t-критерий Стьюдента		
	\bar{X}	σ	1	2	3
SiO ₂	41,27	1,06	9,04	8,62	8,40
TiO ₂	0,05	0,04	3,51	3,70	-
Al ₂ O ₃	0,82	0,47	-	-	-
Fe ₂ O ₃	3,70	1,36	-	-	6,61
FeO	2,05	0,94	-	-	-
MnO	0,07	0,05	-	-	-
MgO	39,67	0,54	3,7	-	5,71
CaO	0,11	0,15	-	3,80	4,16
Na ₂ O	0,02	0,02	2,97	3,80	5,40
K ₂ O	0,02	0,02	-	-	-
P ₂ O ₅	0,05	0,13	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,21	0,27	-	-	-
NiO	0,10	0,18	-	3,42	4,00
H ₂ O	11,70	0,64	5,32	5,30	-
Σ FeO	5,38	0,84	-	2,74	8,27
h	46,72	17,43	-	-	3,96
A	1,18	0,68	-	-	2,52
X	3,97	5,53	3,72	-	2,35
F	6,98	1,13	-	2,83	10,03
MgO/SiO ₂	1,43	0,04	9,15	8,60	2,76

Примечание. А) Величины t-критерия Стьюдента для серпентинитов массива г.Кончик и серпентинитов - 1 - асбестоносных массивов Тувы, 2 - асбестоносных массивов в целом, 3 - неасбестоносных массивов в целом. Б) Значения доверительных интервалов $t_{05} = 1,97$, $t_{01} = 2,60$.

тинитов массива г.Кончик с составом серпентинитов из асбестоносных массивов (табл.9, рис.7).



Необходимость проведения планомерного петрохимического опробования площадей развития серпентинитов в массиве очевидна. Оно позволит с минимальной затратой средств и времени выявить новые участки, благоприятные для поисков хризотил-асбеста. Для окончательной же оценки перспективности массива г.Кончик на асбест требуются дополнительные поисковые работы, среди которых следует в обязательном порядке предусмотреть заложение профиля глубоких скважин (500-1000 м) с целью установления вертикальной зональности, так как они, учитывая надежность определения мест заложения, наряду с выполнением поисковых задач могут привести к непосредственному обнаружению промышленных залежей хризотил-асбеста.

Аналогичный комплекс исследований был проведен и на других гипербазитовых массивах Кузнецкого Алатау. Результаты показали, что для массива гор Зеленой-Северной 65% из 15 экзаменуемых химических анализов серпентинитов, а для массивов Становой-Чемодан 74% из 55 анализов относятся к группе неблагоприятных на поиски хризотил-асбеста. Но учитывая, что эти выводы базируются на исследовании случайных проб, их нельзя рассматривать в качестве окончательных.

В заключение отметим, что предлагаемый метод, как показала практика, является весьма чутким к качеству химических анализов. Поэтому в расчет должны включаться также анализы пород, сумма окислов в которых не выходит за пределы 99-101%. Однако, метод основан на статистическом принципе и потому он предусматривает использование относительно большого количества аналитического материала.

Ранее, при применении петрохимических критериев для общей оценки перспектив хромитоносности гипербазитовых массивов было установлено, что для решения подобных задач необходимо не менее 50 химических анализов (Велинский, 1979). В нашем случае это число должно быть увеличено по крайней мере до 100, т.е. соот-

Рис.7. Характер распределения окислов и коэффициентов в серпентинитах массива г.Кончик (1) по сравнению с распределением их в асбестоносных серпентинитах Тувы (2) и неасбестоносных серпентинитах в целом (3)

ветствовать приблизительно числу анализов, использованных при выявлении информативных петрохимических признаков в данной работе. Такие требования вытекают из условий, предъявляемых к опытам, которые должны дать очень высокий (не менее 99% вероятности) уровень надежности (Урбах, 1964) и призваны уменьшить ошибку классификации до уровня первых процентов. Отмеченные ограничения вызваны также неравномерностью (зональностью) распределения хризотил-асбестового оруденения в пределах месторождений. В целом же количество анализов для прогнозных целей должно регламентироваться размерами площадей, подвергавшихся изучению, и детальностью поставленной задачи.

И, наконец, последнее – сумма потерь при прокаливании (в основном количество воды) в анализах не должна быть менее 9%. Соблюдение этого положения необходимо для того, чтобы объекты, предназначенные для испытания, по своим характеристикам находились в близком соответствии. Нарушение данного условия дает заведомо искаженные результаты, так как со степенью серпентинизации, как известно, тесно связано поведение железа и магния – основных компонентов, определяющих состав серпентинитовых минералов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что петрохимические критерии являются достаточно эффективным индикатором, позволяющим на фоне других геологических факторов выявлять перспективные участки на хризотил-асбестовое оруденение, а также объективно подходить к оценке его генезиса. Учитывая экономический эффект, получаемый при применении рассмотренной методики, мы считаем, что она должна встать в ряду необходимых и обязательных приемов перед окончательным решением и планированием поисковых работ на хризотил-асбест.

Литература

ВАСИЛЕНКО В.Б., ХОЛОДОВА Л.Д., БЛИНЧИК Т.М. Метод частных средних и некоторые другие алгоритмы математической статистики для геохимиков. – В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.121–146.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ПИЛУС Г.Е., КАРАТАЕВА Г.Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения разновозрастных альпинотипных гипербазитов по их петрохимическим свойствам. - Геол. и геофиз., 1968, № I, с.83-88.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ПИЛУС Г.В. Петрохимические критерии поисков и методики оценки перспектив хромитовосности и платиновосности гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. М., 1972. - 40 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ, № 4228-72).

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980 с.14-27.

ВОПРОСЫ методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Под ред. В.Р.Артёмова и др. Свердловск, 1976. 168 с. (Уральское территориальное геологическое управление).

ЕРЕМЕЕВ В.П., МЕРЕНКОВ В.Я., ПЕТРОВ В.П., СОКОЛОВА Л.А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. - В кн.: Асбест как минерал и полезное ископаемое. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с.19-35.

ЕРЕМЕЕВ В.П., ПАВЛОВ Н.В., СИБИЛЕВ А.К. Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы. - Изв. АН СССР. Сер.геол., 1968, № 6, с.45-56.

ЗОЛОЕВ К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 192 с.

КРИТЕРИИ прогноза месторождений асбеста и талька. Белград, 1978. 51 с.

КУТОЛИН В.А., ВОЛОХОВ И.М., КАРАТАЕВА Г.Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. - Геол. и геофиз., 1966, № 5, с.87-93.

МАЛАХОВ И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. 511 с.

ОГНЕВ А.С. Влияние выветривания на свойства хризотил-асбеста. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1973. 148 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

РАЗУМОВСКИЙ Н.К. Логнормальный закон распределения и его особенности.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1948, № 20, с.105–120.

РОДИОНОВ Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964. 102 с.

СИБИЛЕВ А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.

УРБАХ В.Ю. Биометрические методы. М.: Наука, 1964. 415 с.

Б.Ф.Налётов

МИНЕРАЛОГО–ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ С РАЗНОЙ РУДОНОСНОСТЬЮ

С целью выявления минералого–петрохимических критериев для диагностики разнотипных по оруденению магматитов проведено статистическое изучение минерального состава и химизма рудоносных плутонических и некоторых вулканических комплексов и серий (всего около 350 объектов). Начало подобному анализу было положено работой Э.П.Изоха (Изох, 1978). В настоящей статье рассмотрены преимущественно сложные гранитоидсодержащие и базальтоидно–салические вулкано–плутонические ассоциации. При обработке фактического материала мы исходили из представления А.Ф.Белоусова о породных группах (Белоусов, 1967, 1976) и специфики плутонических ассоциаций (Налётов, 1981, 1982; Налётов, Изох, 1976). Принято во внимание разделение гранитоидов на минеральные классы (Пономарева, Налётов, 1979). Учтен факт сопряженности по составу базитов и гранитоидов в сложных сериях (Поляков и др., 1977; Налётов, 1978а), т.е. исследовались все члены сложных ассоциаций. Ранее в диагностике гранитоидов была особо подчеркнута роль калия, флуктуации которого наиболее сильно сопряжены с особенностями ассоциированного оруденения (Изох, 1978; Налётов, 1978б, 1981). В связи с этим были определены статистически обоснованные количественные рубежи по Na_2O и K_2O , явившиеся в данном случае медианами общих распределений гранитоидов по этим компонентам (Налётов, 1978б; Пономарева, Налётов, 1979).

Изучение магматических ассоциаций с колчеданным (тип. I, рис. I) и железным (тип II) оруденением, проведенное совместно с О.И. Никоновым (Налётов, Никонов, 1982), показало, что в складчатых областях колчеданное оруденение формируется на ранних стадиях их развития. При этом, как правило, рудоносным сложным липарит (дацит)–базальтоидным ассоциациям предшествуют простые, чисто базальтоидные. Позднее образуются сложные вулканические и вулкано–плутонические ассоциации с повышенной щелочностью, которые несут железное оруденение. Следует подчеркнуть связь мощного колчеданного оруденения как со стратифицированными толщами, так и с различного рода субвулканическими образованиями, реликтами вулканических построек. В то же время с близкими по составу и возрасту плутоническими комплексами ассоциирует нередко слабое колчеданное оруденение жильного и вкрапленного типа. Напротив, мощное железное оруденение преимущественно скарнового типа тяготеет к плутоническим членам сложных вулкано–плутонических рядов. Установлено, что железоносные ассоциации обладают повышенной щелочностью (доминируют кислые разности пород с $a > 12,5$) по сравнению с колчеданносными, где большинство составляют кислые породы с $a \leq 12,5$. Группа ассоциаций, несущих колчеданное оруденение, оказалась резко неоднородной по содержанию K_2O . По многочисленным статистическим данным (см. рис. I), ассоциации с серноколчеданным, медноколчеданным, а также медно–цинковым оруденением (тип I (I,3) характеризуются пониженными значениями K_2O в кислых разностях, не поднимающимися по оценкам средних выше содержания $K_2O = 2,5\%$, обычно в пределах 0,5–1,5%. Характерным минералогическим признаком для них является практическое отсутствие выделений калишпата. Ассоциации с колчеданно–полиметаллическим или свинцово–цинковым оруденением (тип I (4) с соотношением $Pb \approx Zn$ или $Pb/Zn = 0,2-0,5$) имеют повышенные содержания K_2O в кислых породах, обычно более 2,5%, достигая в некоторых случаях 4–4,5%. Этот признак является главным для диагностики указанных ассоциаций, что было уже отмечено ранее (Колчеданные ..., 1979). Здесь можно подчеркнуть, что свинцово–цинковое оруденение, в том числе и в промышленных масштабах, встречается в оловоносных, медно–молибденоносных ассоциациях, вулканических комплексах, со-

* a – числовая характеристика А.Н. Заварицкого (показатель общей щелочности).

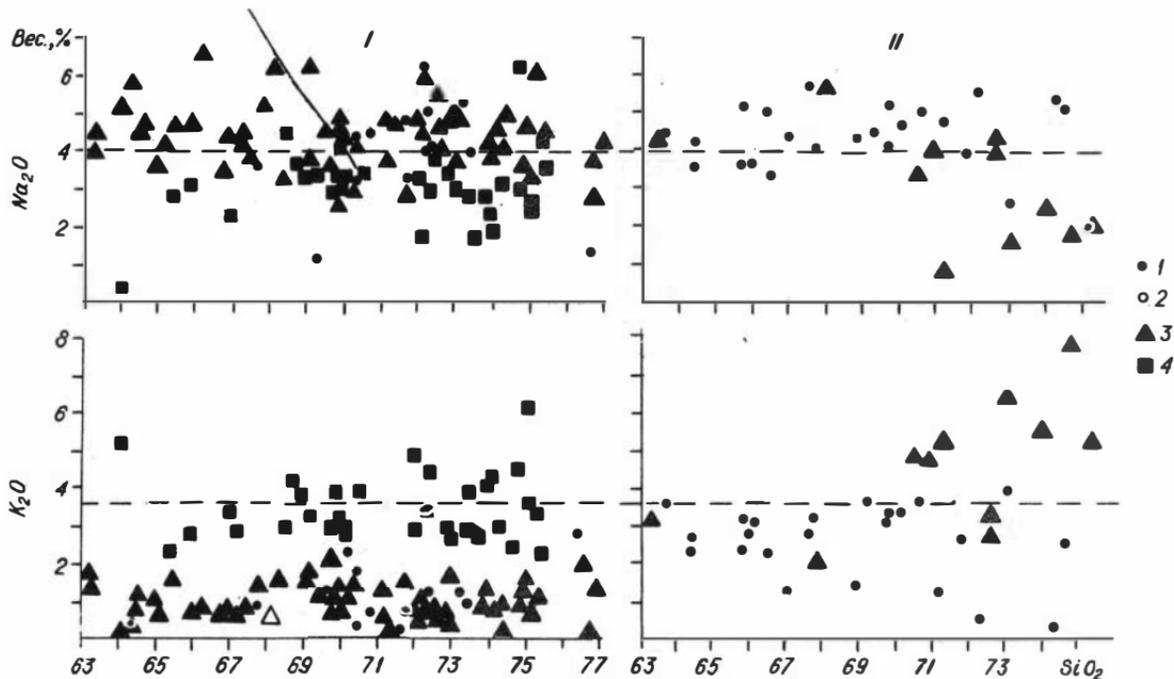


Рис. I. Распределение в координатах Na_2O , $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ кислых магматических пород ассоциаций:

I (1,3) - с серноколчеданным, медноколчеданным, медно-цинковым, колчеданно-полиметаллическим ($\text{Zn} > \text{Pb}$) оруденением; I (4) - с колчеданно-полиметаллическим, свинцово-цинковым оруденением ($\text{Pb} > \text{Zn}$); II (1) - с железным оруденением скарнового типа; II (3) - с магнетит-гематитовым оруденением в эффузивно-осадочных толщах. Здесь и на других рисунках - 1,2 - плутониты; 3,4 - вулканиты, субвулканиты. Нанесены средние по типам пород и породным группам

проводящихся золото-серебряными проявлениями, т.е. в таких ассоциациях, где установлен повышенный уровень содержания калия, но оно не известно в сколько-нибудь ощутимых количествах в низкокальциевых ассоциациях колчеданно-, железо- и золотоносных.

Приступая к разбору плутонических ассоциаций с железным оруденением (тип II (I))*[‡], надо иметь в виду, что они по особенностям минерального состава и химизма весьма близки к золотоносным плутоническим ассоциациям (тип III (I)). В них несколько чаще, чем в золотоносных, встречается класс биотит-роговообманковых гранитоидов повышенной щелочности. Менее развит класс биотитовых гранитоидов и неизвестны гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами. Ведущим рудным аксессуарным минералом является магнетит. Железистость биотитов, судя по ограниченным данным, находится в тех же пределах, что и в золотоносных гранитоидах (табл. I-3). Соотношение полевых шпатов плагиоклазовое ($Pl > KPl$) во всех типах пород. Гранитоиды типа IIa отличаются в целом повышенной общей щелочностью в рамках умереннощелочного уклона (Кузнецов и др., 1976), с преобладанием показателя щелочности $12,5 < "a" \leq 15$. Преимущественно высокие содержания натрия ($Na_2O > 4\%$), пониженные - калия ($K_2O < 3,5\%$) обуславливают высокий показатель $n > 65$, нередко $n > 75$. В базитовой группе при общей повышенной щелочности такого же примерно относительного уровня (умереннощелочной уклон), что и в гранитоидной, по соотношению щелочей ведущим оказывается высоконатриевый уклон с $n > 75$.

Совершенно иным петрохимическим типом являются вулканоплутонические ассоциации с магнетит-гематитовым оруденением (тип II(3), рассмотренные на примере ассоциаций Северной Швеции и различных ареалов девонской вулканоплутонической ассоциации Горного Алтая. В отличие от магматитов, сопровождаемых преимущественным скарновым магнетитовым оруденением (тип II(I) в названных ассоциациях преобладает кислая группа с менее развитой щелочно-салической группой. Базальтоиды встречаются ограниченно. Обычна в целом повышенная общая щелочность. Характерной особенностью является изменчивость по щелочам, вплоть до экстремальных отклонений по K_2O (см. рис. I).

В золотоносных гранитоидах (тип III(I), рис. 2), в отличие от желевозносных типа II(I), на заключительных этапах могут встре-
* (I) Этот факт подчеркивался ранее (Изох, 1978; Налётов 1978б)

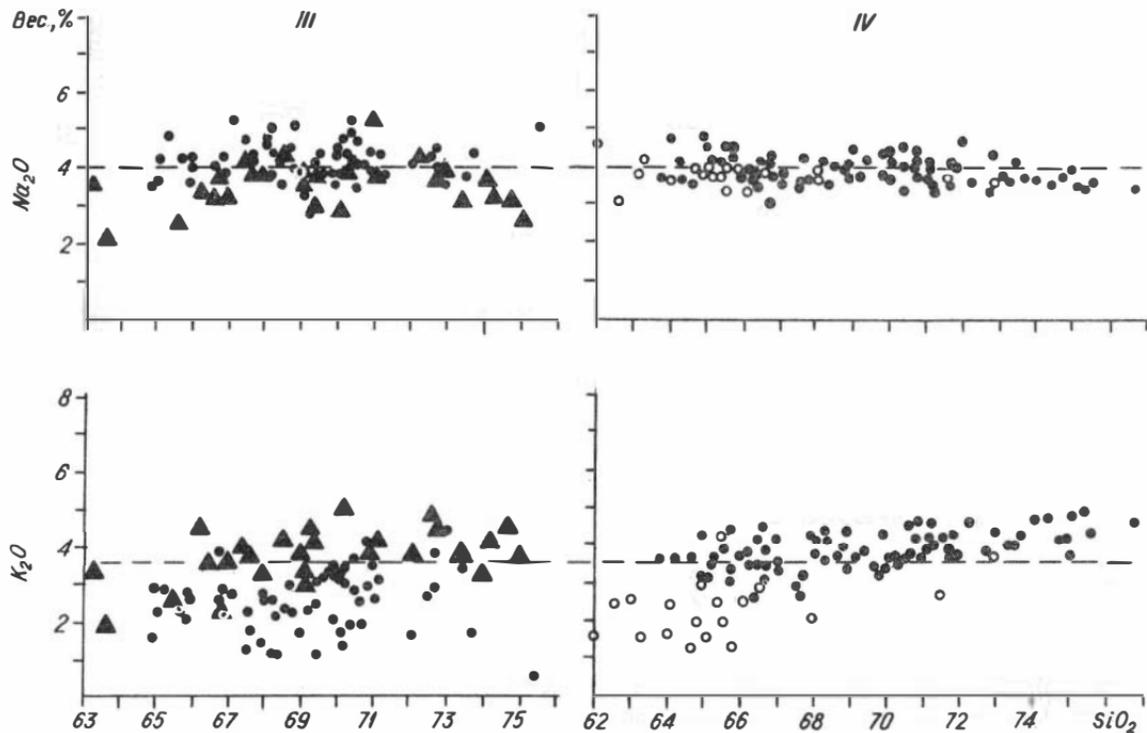


Рис.2. Распределение в координатах Na_2O , K_2O-SiO_2 кислых магматических пород ассоциаций:

III(I) - с золотым оруденением; III(3) - с золото-серебряным оруденением; IV(2) - с медно-молибденовым (существенно медным) оруденением; IV(I) - с медно-молибденовым (существенно молибденовым) оруденением

чатся гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами. Еще реже (по имеющимся данным всего два случая) золотоносные ассоциации могут быть полностью сложены биотитовыми гранитоидами, в том числе и высокоглиноземистыми (кунушский и пластовский комплексы соответственно). Как и в гранитоидах типа II(I), соотношение полевых шпатов плагиоклазовое, весьма характерен аксессуарный магнетит. Из петрохимических признаков отметим натриевую специализацию щелочей, устойчивую во всех типах пород. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ типично для мелагранитоидов и лейкогранитоидов большинства ассоциаций типа III(I). Важно подчеркнуть преобладание разностей с $\text{Na}_2\text{O} > 4$ и $\text{K}_2\text{O} \leq 3,5\%$, а также с показателем $n > 65$, причем нередки ассоциации, где преобладают породы с показателем $n > 75$. Последнее соотношение характерно и для базитовых пород. Отмеченные минералогические и петрохимические признаки являются диагностическими по отношению к ассоциациям с медно-молибденовым (в случае преобладания молибдена над медью, тип IV(I), вольфрамовым (тип V), оловянным (тип VI) оруденением. Из перечисленных признаков в предшествующих работах лишь натриевое соотношение щелочей было признано определяющим. Этот признак, действительно, наиболее сильный, был замечен в первую очередь. Он прекрасно работает в графическом представлении на так называемых статистико-петрохимических диаграммах (Изох, 1978).

Ассоциации, сопровождающиеся золото-серебряной минерализацией (тип III(3), отличаются следующими особенностями. В кислой группе среди вкрапленников обычно преобладает плагиоклаз, хотя постоянно присутствует калишпат; в некоторых случаях соотношения обратные. Последний факт сопрягается с появлением оловянного оруденения наряду с золото-серебряным. Среди рудных аксессуаров обычен магнетит. В отличие от гранитоидов III(I), в кислых породных группах этих ассоциаций нет устойчивой натриевой тенденции, и ассоциации с ведущим калиевым соотношением ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$) встречаются часто. Нередки ассоциации с $\text{K}_2\text{O} > 3,5$ и $\text{Na}_2\text{O} \leq 4\%$. Превалируют кислые разности пород с ведущим $n \leq 65$, но есть и такие, где преобладают породы с $n \leq 60$. В базальтоидах ассоциаций типа III(3) фиксируется ведущий умеренно-натриевый уклон ($50 < n \leq 75$) в отличие от высоконатриевого ($n > 75$) уклона базитов ассоциаций типа III(I).

Далее остановимся на ассоциациях с медно-молибденовым ору-

денением (тип IV, см. рис.2). Среди них выделяются также две подгруппы. Одна из них – гранитоиды с существенно медным оруденением (тип IV(2) достаточно близка к ассоциациям типа III(I) и почти всегда в той или иной мере золотоносна. Гранитоиды другого типа (IV(I) сопровождаются существенно молибденовым оруденением, также нередко золотоносны, хотя и сближаются по уровню содержания K_2O с ассоциациями типа V и VI. Для ассоциаций этого типа неизвестны гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами. Характерен биотит-роговообманковый минеральный парагенезис, в том числе повышенной щелочности (Налётов, 1981). В меньшей степени развит биотитовый минеральный класс, причем последний встречается лишь в поздних лейкогранитоидах (меланократовые, лейкократовые и ультракислые граниты). В ассоциациях типа IV(2) в основном развиты лейкогранитоиды с плагиоклазовым соотношением, а в типе IV(I) – и плагиоклазовое и калишпатовое соотношения развиты одинаково часто. К последним весьма близки ассоциации с вольфрам-молибденовым оруденением (тип IV(5), табл.3). Касаясь петрохимических особенностей, отметим, что в гранитоидах типа IV(I) нет устойчивого преобладания пород ни с калиевым, ни с натриевым соотношением щелочей. Для них характерны $K_2O > 3,5$, $n \leq 65$. Нередки ассоциации, где преобладают разности с "а" > 15 . В типе IV(2) устойчиво натриевое соотношение щелочей: $n > 65$; $K_2O \leq 3,5$. Нередки ассоциации с ведущим "а" $\leq 12,5$. В базитах, предшествующих гранитоидам типа IV, $n > 75$.

Общим для рассмотренных ассоциаций I–IV типов (кроме типа II(3) является их золотоносность, в том числе и промышленная, что указывает на исключительно широкий диапазон геологических условий проявлений золота. Среди золотоносных магматитов встречаются как экстремально низкокалиевые (тип I(I,3), так и с высоким содержанием этого компонента (типы III(3), IV(I). В то же время гранитоиды этих ассоциаций отличаются высокими содержаниями натрия, которое несколько снижается в эффузивах и субвулканитах ассоциаций типа I(4) и III(3) (см. рис.1,2).

Гранитоиды с вольфрамным (тип V, рис.3) и оловянным (тип VI) оруденением отличаются широким развитием биотитового минерального класса и гранитоидов с высокоглиноземистыми минералами. В меньшей мере представлен минеральный класс биотит-роговообманковых гранитоидов. Как исключение в типе VI встречаются грани-

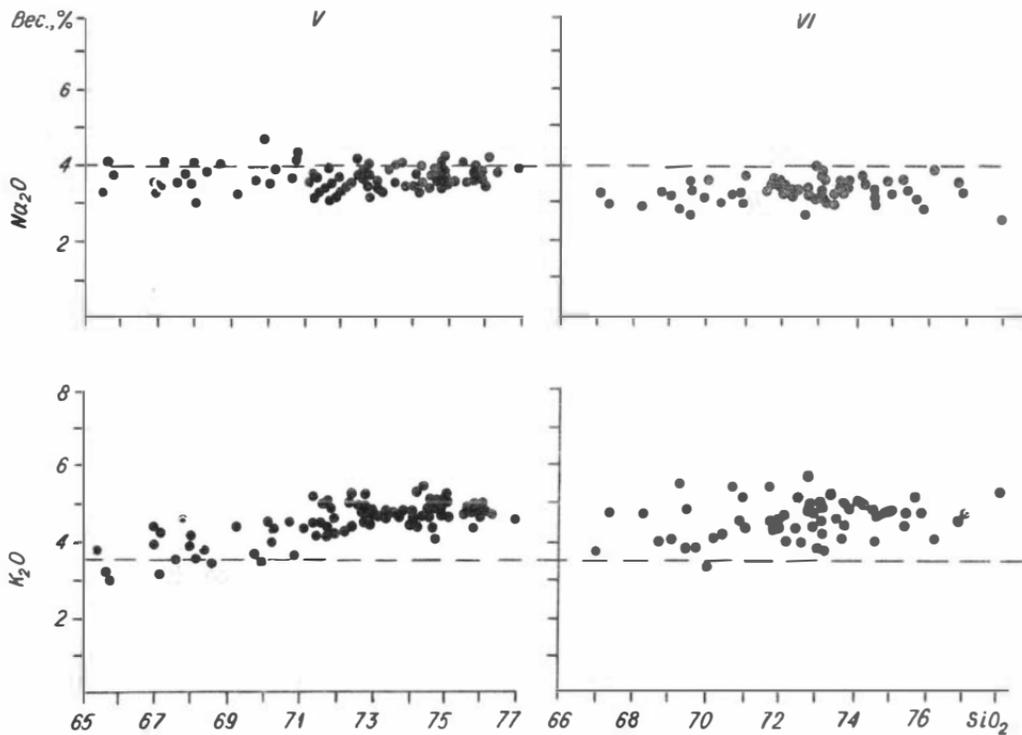


Рис.3. Распределение в координатах Na_2O , K_2O - SiO_2 гранитоидов: V - с вольфрамным оруденением; VI - с оловянным оруденением

тоиды с щелочными минералами ("молодые" гранитоиды Нигерии). Рудные акцессорные минералы, в отличие от всех ранее рассмотренных ассоциаций, представлены преимущественно ильменитом, магнетит отсутствует или редок. В лейкогранитоидах этих ассоциаций резко доминирует калишпатовое ($K_{III} > Pl$) соотношение полевых шпатов. Для гранитоидов типа У, VI характерно преобладание калия над натрием, исключая мелгранитоиды – гранодиориты, реже кварцевые диориты типа У. В последних нередко натриевое соотношение щелочей. Почти во всех гранитоидах этих типов преобладают породы с $Na_2O \leq 4$ и $K_2O > 3,5\%$, $n \leq 60-65$; $I_{2,5} < "a" \leq 15$.

Из приведенного материала ясно, что наиболее слабо (особенно в лейкогранитоидной части ассоциаций) по петрохимическим данным различаются гранитоиды типов IV(I), У, VI, а также гранитоиды с вольфрам–молибденовым оруденением, что побудило к поискам других критериев. Нам удалось показать типоморфный характер состава биотита, прежде всего его железистости, которая, как известно, сопряжена с составом рудных акцессорных минералов (Налётов, 1981). Было установлено, что железистость биотитов большей частью колеблется от $F_{общ} = 45-60$ в гранитоидах типа IV (акцессорный магнетит, редко ильменит) до $F_{общ} = 65-100$ в гранитоидах типа У, VI (акцессорный ильменит, редко магнетит). Позднее совместно с А.П. Пономаревой было собрано и изучено около 950 химических анализов биотитов рудоносных ассоциаций из разных регионов СССР и некоторых зарубежных стран (по литературным данным). Полученные результаты освещены детально в отдельной статье, находящейся в печати. Они позволяют достаточно уверенно диагностировать указанные типы гранитоидов, а также некоторые другие. Ниже изложены основные данные по биотитам.

В таблице I даны статистики состава биотитов гранодиоритов (граносиенитов). Из таблицы видно, что наименее железистыми являются биотиты гранодиоритов (граносиенитов) типа IV(I) (по $F_{общ}$). Несколько выше, но близкой оказывается железистость гранодиоритов типа III(I). Повышенной железистостью обладают биотиты аналогичных пород ассоциаций типа У и VI. Указанные различия в данной группе биотитов обусловлены в большей мере за счет вариаций содержания магния. Почти в таких же соотношениях варьирует глинозем. По пониженной фтористости биотиты гранодиоритов типа III(I) отличаются от всех других. Эти данные, касающиеся, как

Таблица I

Статистики состава биотитов биотит-роговообманковых
гранодиоритов (граносиенитов) (по литературным данным)

Компо- нент	III-1(113)		IV-1(30)		V(30)		VI(36)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	36,46	1,14	36,55	1,18	36,07	1,02	35,73	1,38
TiO ₂	3,56	0,80	3,87	0,77	3,30	0,79	3,50	0,60
Al ₂ O ₃	14,37	1,35	13,56	1,70	15,66	2,14	14,41	1,45
Fe ₂ O ₃	4,68	1,71	5,29	3,33	3,98	1,97	4,96	2,58
FeO	15,39	2,75	14,62	3,24	17,31	2,92	17,17	4,25
MgO	11,44	1,62	12,15	2,70	10,06	1,53	9,72	2,84
CaO	0,72	0,58	0,75	0,48	1,05	0,71	0,87	0,47
Na ₂ O	0,30	0,22	0,28	0,29	0,44	0,20	0,28	0,14
K ₂ O	8,22	1,03	8,08	1,02	7,55	0,89	8,33	0,80
F	0,34	0,17	0,45	0,22	0,52	0,21	0,52	0,67
F _{общ.}	63,5	5,6	61,8	6,1	67,9	5,3	69,2	8,8
f	20,8	10,3	28,3	10,6	21,8	8,3	24,0	11,7

Примечание. Биотиты рудоносных ассоциаций типов: III (по F n = 42); IV (по F n = 25); V; VI (по F n = 30, по f n = 87) В скобках приведено число использованных анализов.

$$F_{\text{общ}} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100; f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100 \cdot \bar{x}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \quad n - \text{среднее};$$

S - стандартное отклонение. Ассоциации: III - с золотым; IV (I) - преимущественно молибденовым, V - вольфрамовым, VI - оловянным оруденением.

будет показано далее, также биотитов гранитов, согласуются с детальными исследованиями летучих компонентов биотитов из гранитоидов центрального и восточного Забайкалья (Трошин, 1978, 1981) и некоторых других районов (Скуридин, Сотников, 1978).

В таблице 2 приведены статистики состава биотитов из биотит-роговообманковых гранитов тех же по рудоносности гранитоидных ассоциаций, что и в табл. I. Как и в предыдущей группе, близкими оказались биотиты гранитов V и VI типов, отличающиеся от биотитов всех других ассоциаций. Характер различий с биотитами гранитов IV(I) типа в целом тот же, что и в предыдущей группе, но

Таблица 2

Статистики состава биотитов из биотит-роговообманковых гранитов (по литературным данным)

Компонент	III(17)		IV-1(48)		V(23)		VI(37)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	36,40	1,07	37,22	1,25	35,17	1,04	34,77	1,21
TiO ₂	3,53	0,62	3,46	0,63	3,51	0,60	3,52	0,80
Al ₂ O ₃	13,48	1,64	13,25	1,10	14,56	1,83	14,77	1,88
Fe ₂ O ₃	3,86	1,93	4,86	3,16	3,78	1,72	4,79	3,15
FeO	14,97	4,75	13,42	2,30	21,94	4,17	22,29	3,90
MgO	9,97	2,50	13,23	1,76	6,92	2,75	6,26	2,89
CaO	0,24	0,39	0,79	0,66	1,19	0,62	0,97	0,56
Na ₂ O	0,09	0,10	0,28	0,23	0,38	0,20	0,33	0,23
K ₂ O	8,72	0,47	8,52	0,77	7,57	0,97	7,61	1,06
F	-	-	1,12	0,44	0,78	0,37	0,62	0,24
F _{общ}	67,9	8,3	57,8	6,5	75,1	18,4	78,8	16,1
f	20,4	5,9	26,3	11,1	18,3	6,9	19,2	8,6

Примечание. Биотиты рудоносных ассоциаций типов: III(для Fe₂O₃, FeO и f n = 5); IV(I); V (для F n = 22, f n = 17); (по F и f n = 29).

более резкий. Дополнительной тенденцией оказывается пониженное содержание суммарного железа в биотитах гранитов типа IV(I). Биотиты гранитов III(I) типа, отличаясь от всех, занимают промежуточное положение среди изученных.

В таблице 3 сведены статистики биотитов из биотитовых гранитов различных по рудоносности ассоциаций. Отметим, что биотиты гранитов V и VI типов в той же мере близки между собой, как и биотиты предыдущих групп (табл.1,2), и по высокому железо-магнеливому соотношению противопоставляются биотитам гранитов III, IV(I), IV(5) (биотиты гранитов с вольфрам-молибденовым оруденением) типов. Характерно при этом, что содержание глинозема в последних (тип IV(5) примерно такое же, какое в биотитах гранитов V и VI типов, кроме того, обнаруживается самое высокое среднее содержание фтора (табл.3), а также максимальная окисленность железа. Промежуточными средними содержаниями железо-магнеливых компонен-

Статистики состава биотита из биотитовых гранитов
(по литературным данным)

Компо- нент	III(22)		IV-1(30)		IV-5(92)		V(63)		VI(104)	
	\bar{x}	s								
SiO ₂	36,11	1,04	36,36	1,35	37,21	2,34	35,18	1,86	34,29	3,69
TiO ₂	2,99	0,81	3,32	0,61	2,64	0,84	3,01	0,59	3,09	0,94
Al ₂ O ₃	16,53	1,54	14,07	1,65	15,07	2,46	17,25	1,29	15,41	2,98
Fe ₂ O ₃	4,05	1,94	4,76	1,46	5,92	2,81	4,64	2,87	4,51	2,67
FeO	15,62	4,13	15,48	4,03	11,21	3,47	19,41	3,39	22,69	4,50
MgO	10,04	2,41	11,62	2,95	11,45	3,44	5,49	2,30	4,82	2,55
CaO	0,60	0,25	0,64	0,49	0,64	0,65	0,65	0,43	0,71	0,51
Na ₂ O	0,35	0,30	0,29	0,13	0,34	0,84	0,22	0,19	0,33	0,21
K ₂ O	8,10	1,23	7,76	0,85	8,03	1,36	8,04	1,02	7,60	1,39
F	0,28	0,30	1,19	0,81	2,20	1,20	0,91	0,66	0,88	0,50
F _{общ}	67,1	7,1	61,6	6,4	61,7	11,0	81,1	7,8	83,8	11,5
f	21,3	13,6	22,8	7,2	33,7	15,0	18,7	10,8	18,4	7,0

Примечание. Биотиты рудоносных ассоциаций типов: III (для F n = 18); IV(I) (для F n = 26, f n = 2); IV(5) с вольфрам-молибденовым оруденением; для F n = 85); V(по F n = 57); VI(для F n = 80, f n = 74).

тств обладают биотиты гранитов типа III(I) с заметно пониженным средним содержанием фтора. В противоположность тенденции, выявленной в предыдущих группах биотитов (табл.1,2), содержание глинозема в биотитах гранитов типа II(I), IV(I) остается на уровне его содержания в биотитах соответствующих пород V и VI типов. Следовательно, в последних двух группах биотитов (табл.2,3) различия между ассоциациями выступают достаточно резко, с разницей почти в 2 раза по MgO; менее резко, но также значительны различия по другим компонентам. Характер различий в целом такой же, как и в группе гранодиоритов (табл.1). В последней группе (табл.3) выявляются дополнительные тенденции по глинозему.

Полученные данные, таким образом, позволяют уверенно разделять гранитоиды с разным оруденением, в частности биотитовые граниты V и VI типов, с одной стороны, от биотитовых гранитов IV(I) и IV(5) типов - с другой, что по одному только химизму пород представлялось затруднительным (Налётов, 1981).

В ы в о д ы. Главными критериями диагностики магматических ассоциаций с разной рудоносностью, имеющими отношение к их минералогическому составу, являются ведущие минеральные классы гранитоидов, их эволюция в процессе формирования сложных ассоциаций, соотношение полевых шпатов и их состав, химизм биотита (вероятно также и других темноцветных), специфика рудных аксессуариев. Из петрохимических критериев определяющими являются содержания Na_2O и K_2O , их соотношение, выраженное тем или иным способом, показатель общей щелочности "а". Ниже отметим основные диагностические критерии магматических ассоциаций с разным оруденением.

Гранитоидные ассоциации с вольфрамовым и оловянным оруденением (типы V и VI) имеют в лейкогранитоидах калишпатовое ($\text{KPIII} \geq \text{Pl}$) соотношение полевых шпатов и калиевое ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$; $n \leq 60-65$) соотношение щелочей, а также показатели $\text{Na}_2\text{O} \leq 4\%$ и $\text{K}_2\text{O} > 3,5\%$. Они отличаются от гранитоидов других ассоциаций (типов I-IV), исключая IV (I,5), имеющих: $\text{Pl} > \text{KPIII}$; $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$; $\text{Na}_2\text{O} > 4$, $\text{K}_2\text{O} \leq 3,5$; $n > 65$. Повышенные содержания MgO (с разницей в 1,5-2 раза в оценках средних, см. табл. I-3) и соответственно пониженные значения показателя общей железистости биотитов, сопрягающиеся с магнетитовым составом рудных аксессуариев, отличают гранитоиды ассоциаций с существенно молибденовым и вольфрам-молибденовым (типы IV(I,5) оруденением от гранитоидов ассоциаций V, VI, обладающих повышенной железистостью биотитов и существенно ильменитовым составом рудных аксессуарных минералов. В этом случае важным признаком для гранитоидов IV(I,5) является пониженное содержание альбитового компонента в KPIII (до 35%), а для гранитоидов типа IV(I), кроме того, отсутствие в составе ассоциаций минерального класса гранитоидов с высокоглиноземистыми минералами (Изох, 1978; Налётон, 1981).

Вулкано-плутонические ассоциации с колчеданным, медноколчеданным, медно-цинковым оруденением (тип I(I,3) отличаются от магматитов с колчеданно-полиметаллическим и свинцово-цинковым оруденением (тип I(4)). Для первых в кислой группе характерны содержания K_2O в оценках средних до 2-2,5%, обычно до 0,5-1,5%, для вторых устанавливаются содержания $\text{K}_2\text{O} > 2-2,5\%$. Железоносные ассоциации (тип II) с преобладающим показателем щелочности "а" $> 12,5$ отличаются от ассоциаций (тип I), в которых превалируют по-

роды с "а" $\leq 12,5$ (кроме ассоциаций с свинцово-цинковым оруденением, где нередко преобладают породы с "а" $> 12,5$). Последние отличаются от ассоциаций типа П(1) пониженной натриевостью (см. рис.1).

Гранитоиды железоносные (П(1), золотоносные(Ш (1), существенно меденосные (IV (2) из группы ассоциаций с медно-молибденовым оруденением по соотношению натрия - калия не различаются между собой, имея во всем диапазоне кремнекислотности соотношение $Pl > Kfs$ и $Na_2O > K_2O$, $n > 65$. Этим, а также относительно повышенной железистостью биотита (см. табл.1-3) они отличаются от ассоциаций IV(1,5), в лейкогранитоидах которых нет преобладания пород с тем или иным соотношением полевых шпатов, а также натрия и калия. Группа ассоциаций IV(2) с $K_2O \leq 3,5\%$, $n > 65$ отличается от ассоциаций IV(1,5), где доминируют лейкогранитоиды с $K_2O > 3,5$, $n \leq 65$.

Для отнесения конкретных магматических комплексов, серий к определенному типу потенциально рудоносных на тот или иной вид полезного ископаемого, необходимо в породных группах этих комплексов изучить распределение минералогических и петрохимических признаков относительно приведенных выше количественных рубежей. Затем следует оценить наличие статистически значимого преобладания диагностических признаков в биномиальном распределении по таблицам (Большев, Смирнов, 1965, табл.5.2; Янко, 1961) или расчетам (Урбах, 1964). Преобладание признака в совокупности фиксируется как значимое, если оба доверительных предела доли признака в распределении превышают 50%. Например, в выборке из 25 химических анализов гранитоидов в 18 случаях отмечено соотношение $K_2O > Na_2O$, что с 95%-ным доверительным уровнем может составить 50,6-87,9% на совокупность (Большев, Смирнов, 1965, табл.5.2, с.353), т.е. это соотношение значимо преобладает по сравнению с альтернативным. Аналогично поступают и с другими диагностическими признаками, после чего по их совокупности решают вопрос отнесения конкретной ассоциации к определенному типу. Целесообразное количество химических анализов на породную группу 25-30 и более. Состав биотитов можно сравнить по оценкам средних визуально или применяя критерий Стьюдента (Урбах, 1964). Полученные данные могут быть использованы прежде всего при расчленении гранитоидов с целью прогнозирования оруденения в райо-

нах БАМа, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, а также в достаточно изученных регионах, где в некоторых зонах устанавливается совмещение гранитоидов с разнотипным оруденением, таких, например, как Забайкалье.

Литература

БЕЛОУСОВ А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. — Геол. и геофиз., 1967, № 5, с.26–34.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

БОЛЬШЕВ Л.Н., СМИРНОВ Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. — 464 с.

ИЗОХ Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.

КОЛЧЕДАННЫЕ месторождения мира. М.: Недра, 1979. 282 с.

КУЗНЕЦОВ Ю.А., БЕЛОУСОВ А.Ф., ПОЛЯКОВ Г.В. Систематика магматических формаций по составу. — Геол. и геофиз., 1976, № 5, с.3–19.

НАЛЁТОВ Б.Ф. Корреляция химизма базитов и гранитоидов в базит-гранитоидных сериях. — В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978а, с.45–56.

НАЛЁТОВ Б.Ф. Некоторые особенности химизма гранитоидов с разной рудоносностью в связи с их диагностикой. — Геол. и геофиз., 1978б, с.14–22.

НАЛЁТОВ Б.Ф. Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск: Наука, 1981. 230 с.

НАЛЁТОВ Б.Ф., ИЗОХ Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1976. 127 с.

НАЛЁТОВ Б.Ф., НИКОНОВ О.И. Магматические ассоциации с золотом, железным и колчеданным оруденением. Новосибирск: Наука, 1982. 168 с.

ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., БОГНИБОВ В.И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.3–14.

ПОНОМАРЕВА А.П., НАЛЁТОВ Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 180 с.

СКУРИДИН В.А., СОТНИКОВ В.И. Биотиты из интрузивных образований рудных полей медно-молибденовых месторождений восточного Забайкалья. — В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.117–136.

УРБАХ В.Ю. Биометрические методы. М.: Наука, 1964. — 183 с.

ТРОШИН Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ареалах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 164 с.

ТРОШИН Ю.П. Распределение летучих компонентов, а также Fe^{+3} , Fe^{+2} и Mg в биотитах как показатель рудной специализации. В кн.: УП симпозиум по геохимии магматических пород. М.: 1981, с.147–148.

ЯНКО Я. Математико-статистические таблицы. М.: Госстатиздат, 1961. 243 с.

В.Д.Карбышев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОЦЕНТНЫХ ВЕСОВЫХ ВЕЛИЧИН В ЗАДАЧАХ КЛАССИФИКАЦИИ И ПРОГНОЗА (на примере габброидов и пикритов северо-запада Сибирской платформы)

Известно, что при классификации изверженных пород и прогнозе оруденения, зависящего от состава этих пород, используются различные петрохимические показатели. При этом часто бывают удобны, особенно для классификации пород, преобразования исходных химических анализов. При преобразованиях, однако, часть полезной петрохимической информации может теряться. Поэтому правомерно использовать по возможности именно весовые проценты (проценты по массе) содержания окислов в качестве непосредственной основы для классификационных подразделений и построения прогнозных критериев.

В этой статье будет затронуто три вопроса: 1) в какой степени

петрохимическая классификация по весовым процентам окислов сопоставима с количественно-минералогической при выделении главных групп пород; 2) в какой мере линейные корреляции по весовым процентам совпадают с корреляциями по объемным содержаниям; 3) содержания каких пороодообразующих окислов в пикритах (наряду с количественно-минералогическими показателями) интересны при отграничении интрузий с промышленным оруденением от остальных.

В настоящей работе для расчета нормативного состава наиболее магнезиальных пород ($MgO \geq 12\%$) использована новая методика. Она, в отличие от существующих, позволяет учитывать имеющиеся реальные данные по химизму пороодообразующих минералов. Химический состав породы может быть рассчитан как сумма произведений весовых концентраций окислов в каждом минерале на соответствующее процентное весовое содержание этих минералов. Существует два способа реализации данной идеи.

Первый способ – решение системы линейных алгебраических уравнений. Для каждого весового содержания окисла в породе составляется линейное уравнение. Количество уравнений определяется количеством пороодообразующих окислов. В матричных обозначениях такая система записывается в виде $AX = F$, где A – матрица коэффициентов (в рассматриваемом случае весовые содержания окислов в минералах); X – искомое решение, т.е. весовые содержания минералов; F – столбец свободных членов, т.е. весовые содержания окислов в породе. В зависимости от вида матрицы A (прямоугольная или квадратная, особенная или неособенная и др.) для численного решения системы уравнений применяются различные методы, при этом решение может быть точным или приближенным, единственным или не единственным.

Второй способ – численное моделирование. Для каждого конкретного химического анализа породы задаются определенные варианты ее минералогического состава и варианты химизма минералов. В результате перебора на ЭВМ всех возможных сочетаний этих вариантов находятся те, которые дают химический состав породы, наиболее близкий к заданному.

Расчет минерального состава магнезиальных пород проводился вторым способом. Для численного моделирования были взяты основные пороодообразующие минералы: оливин, плагиоклаз с ортоклазовым компонентом, клинопироксен, ортопироксен и титаномagnetит. К пе-

решениям допускались те анализы, в которых были определены все II пороодообразующих окислов, и сумма анализа при этом составляла $100 \pm 1,5\%$. Там, где имелись содержания окислов серы, углерода, хрома, меди и никеля, были проведены пересчеты на "чистый" силикатный состав, за вычетом нормативных пирротина, халькопирита, хромита, миллерита, ангидрита и кальцита. Анализы были приведены к сумме окислов, равной 100%. Результаты пересчетов получены для 147 химических анализов, для которых вычислены нормативный минеральный состав породы, ее плотность и химизм минералов.

Приведем краткие статистические данные по оценкам количественно-минерального и химического состава минералов рассматриваемых пород.

Таблица I

Минимальные, максимальные и средне-арифметические содержания пороодообразующих минералов и их составы, об.%

	Ол	Пл	Пир	КлП	Орп	ТлМг	Фа комп.	Ан комп.	TiO ₂ ТлМг
X _{max}	54	66,4	26	24	14	9,5	32,5	85	22,6
X _{min}	17	28,0	2,0	1,0	0	1,0	1,0	50	1,2
\bar{X}	36	46,5	14,0	8,4	5,7	3,4	19,5	68,9	9,9

Полученные результаты в основном удовлетворительно согласуются с данными, ранее установленными прямыми методами измерения для некоторых пород из рассматриваемой выборки.

Анализ линейных корреляций показал, что сильная зависимость для минералов установлена между содержаниями оливина и плагиоклаза ($r = -0,716$). Это, а также наличие слабых, хотя и значимых связей суммарного количества пироксенов с оливином ($r = -0,378$) и плагиоклазом ($r = -0,359$) можно объяснить, по-видимому, определяющей ролью оливина и плагиоклаза в процессе кристаллизации.

Для т. таномagnetита наибольшая величина связи установлена с плагиоклазом ($r = -0,586$), затем с суммарным количеством пироксенов ($r = +0,417$). Кроме того, наблюдается увеличение содержания этого рудного минерала с уменьшением железистости оливина

($r = -0,774$). Все это указывает на то, что главными концентраторами титаномагнетита являются наиболее магнезиальные породы — пикриты.

Корреляционный анализ выявил линейные связи, показывающие достаточно тесное соответствие содержаний минералов и окислов в породах. Изменение химического состава пород наиболее сильно связано с изменением количества оливина, плагиоклаза, титаномагнетита и состава оливина. Наличие сильных линейных связей указывает на возможное соответствие между количественно-минеральной и петрохимической классификациями рассматриваемых пород.

К построению той и другой классификации можно подойти индивидуально, независимо друг от друга, а затем уже сравнить конечные результаты между собой на соответствие. Но можно подойти и последовательно, например от количественно-минералогической классификации к петрохимической. Этот путь для рассматриваемых пород является более предпочтительным, так как наиболее подробно шкала наименований пород разработана на количественно-минеральном уровне, да и в практике геологических исследований название породы определялось исходя из ее макроскопического или микроскопического анализа.

Перейдем к изложению основных результатов, полученных при решении задачи количественно-минеральной классификации габбро-долеритов. Фактическим материалом послужили 167 проб пород с рассчитанным нормативным минеральным составом этих пород по семи дифференцированным интрузиям (Верхне- и Нижне-Талнахская, Норильск-I и II, гор Черная, Зуб и Моронго). Основное внимание было обращено на выделение разновидностей пород по соотношению трех минералов: оливина, плагиоклаза и общего количества пироксенов, т.е. в основание классификации взяты минералы, используемые ранее геологами для выделения пород основной расслоенной серии.

Наиболее простым решением такой задачи является графическое изображение всех вариантов рассчитанных нормативных составов на треугольной диаграмме, (рис. I). По объемному содержанию оливина; плагиоклаза и пироксена рассчитанные составы легли на треугольной диаграмме в поле оливиновых габбро-норитов и троктолитов. Характер распределения точек составов говорит о разделении их на три группы, которые приблизительно соответствуют ранее выделенным при изучении дифференцированных трапповых интрузий разновид-

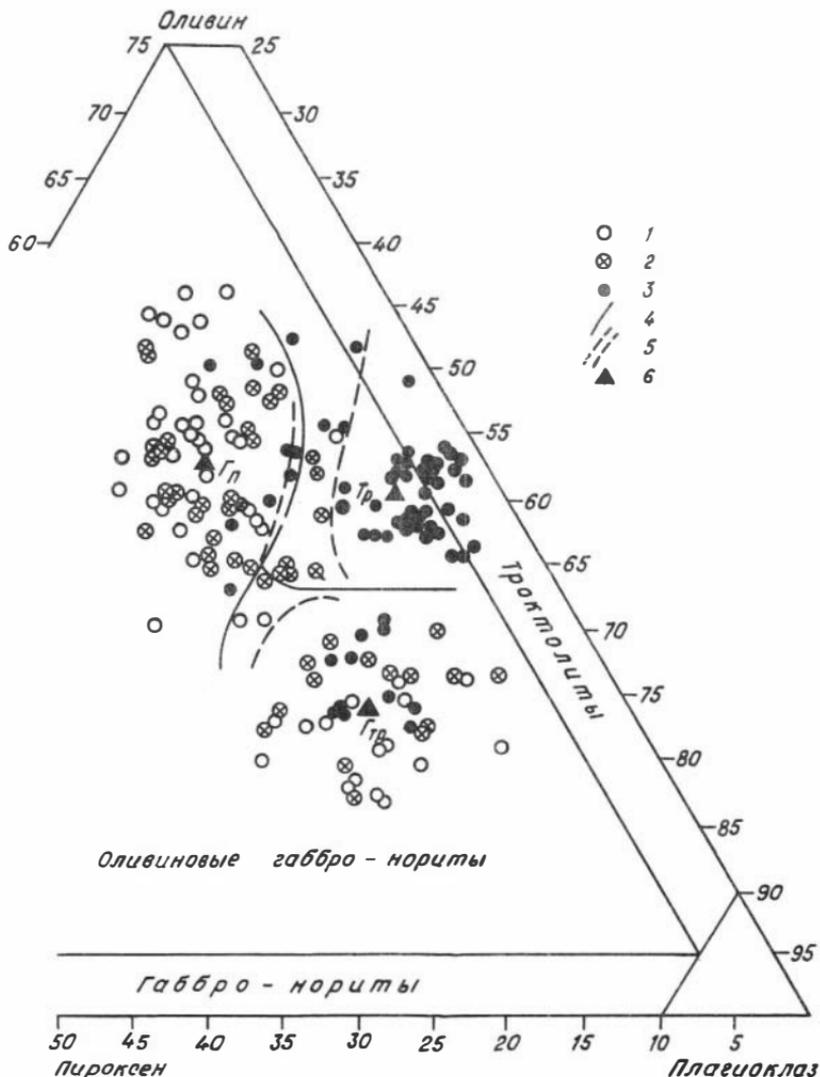


Рис. I. Распределение рассчитанных нормативных составов габбро-долеритов по объемному содержанию оливина, плагиоклаза и пироксена
 I - габбро-долериты (г-д) интрузий Верхне-Талнахской и Норильск-I; 2 - г-д - интрузий Нижне-Талнахской, Норильск-II, гор Черная и Зуб; 3 - г-д Моронго; 4 - граница между разновидностями пород; 5 - зона перехода между разновидностями пород; 6 - центры распределения составов для Г_д-пикритов, Г_р - троктолитов и Г_{тр} - троктолитовых г-д

ностям пород: троктолитам, пикритам и троктолитовым габбро-долеритам.

Для обоснования предполагаемых трех групп пород и проведения границ между ними был использован статистический метод "Динамический кластер" (Lefebvre, David, 1977). Вычисления проводились по программе, написанной сотрудником ИГиГ СО АН А.С.Вакуленко. С помощью этого метода путем последовательных приближений для предполагаемых трех групп точек на диаграмме были определены центры распределения составов (рис.1), представляющие собой средние характеристики для каждой группы (табл.2, числа в знаменателе). Все точки составов разнесены относительно их близости к одному из центров на три области, что позволяет провести границы между группами пород (рис.1).

Таблица 2

Минимальные, максимальные и средние содержания минералов в группах пород, об.%

Группа пород	М и н е р а л ы			
	Оливин	Плагиоклаз	Пироксены	Титаномагнетит
Пикрит	<u>54,0-28,0</u>	<u>44,0-28,0</u>	<u>26,0-9,5</u>	<u>9,5-2,0</u>
	41,5	36,6	17,2	4,6
Троктолит	<u>48,0-36,0</u>	<u>56,0-48,0</u>	<u>11,0-2,0</u>	<u>3,0-1,5</u>
	39,4	51,2	7,12	2,2
Троктолитовый габбро-долерит	<u>29,5-17,0</u>	<u>66,4-49,5</u>	<u>25,5-7,5</u>	<u>5,5-1,5</u>
	23,9	56,1	16,9	3,2

Границы получены с определенной долей условности, так как, судя по расположению точек составов, наблюдается пересечение между группами пород. В связи с этим был проведен дополнительный анализ на сходство и различие для точек составов, находящихся вблизи границы. В результате выявилось 12 образцов, имеющих близкие химические составы, но принадлежавших к разным количественно-минеральным разновидностям. На основе таких случаев была введена зона перехода (неразличимости) между породами (рис.1). Образцы из зоны перехода в дальнейшем не использовались.

В табл.2 (в числителе) приведены максимальные и минимальные содержания минералов в каждой из выделенных групп. По количеству оливина высокомагнезиальные породы отличаются от троктолитовых габбро-долеритов, по плагиоклазу пикриты — от двух других разновидностей, по пироксенам троктолиты — от остальных. Количество титаномагнетита увеличивается от троктолитов к троктолитовым габбро-долеритам и пикритам.

Если рассмотреть, как распределились точки составов пород на диаграмме для каждой из семи интрузий (рис.1), то выясняется, что троктолиты характерны только для одной из интрузий — Моронговской, с которой связано бедное медно-никелевое оруденение. В остальных интрузиях, с которыми связаны крупные и мелкие месторождения, случаи наличия троктолитов единичны. Этот факт интересен для решения задачи прогноза перспективности интрузий на медно-никелевое оруденение и служит одним из основных признаков выделения моронговского подтипа интрузий (Золотухин, 1978).

Другими словами, обнаружение значительного количества случаев троктолитов (примерно 3:1 по отношению к пикритам) для интрузии говорит о ее малой перспективности на промышленные скопления руд.

После разбраковки рассматриваемых химических анализов по трем группам пород можно попытаться определить по химическому составу породы количественно-минеральную разновидность. С этой целью осуществлена постановка и решение двух последовательных задач.

Сначала выяснялась возможность использования для сравнения химических составов выделенных разновидностей всех породообразующих окислов, являющихся процентными величинами. Рядом исследователей (Сарманов, Вистелиус, 1959; Чауес, 1960 и др.) показано, что использование процентных величин ограничено при изучении связей между содержаниями элементов в породе, в связи с чем для рассматриваемых пород были изучены корреляции между весовыми процентами и объемными содержаниями окислов (с использованием плотностей пород).

Рассчитанная плотность пород меняется в пределах 3,012–3,302 г/см³. Она возрастает от троктолитовых габбро-долеритов и троктолитов к пикритам. Изменение плотности ясно связано с изменением содержания породообразующих минералов. Чем больше плагио-

клаза, тем меньше плотность ($r = -0,964$). Возрастание количества оливина ($r = 0,732$) и титаномагнетита ($r = 0,652$) сопровождается увеличением плотности породы. Пироксены существенного влияния на плотность не оказывают. Более железистый оливин ($r = -0,563$) встречается в менее плотных породах, где имеются большие содержания плагиоклаза. Составы плагиоклаза и титаномагнетита с плотностью заметно не связаны.

Для выяснения соотношения между весовыми процентами и объемными содержаниями окислов было проведено сравнение коэффициентов корреляции между процентными весовыми содержаниями окислов и величинами, пропорциональными объемным содержаниям (табл.3). Получить такие величины можно, умножая весовые проценты окислов на соответствующую плотность породы. Из анализа матрицы корреляции (табл.3) видно, что коэффициенты корреляции изменяются только для кремнезёма при переходе от процентных содержаний к объемным. При этом они уменьшаются для объемных содержаний по сравнению с процентными, независимо от знака связи. Такие нарушения связей с окисью кремния характерны почти для всех окислов, кроме калия, фосфора, марганца и закиси железа.

Аналогичный анализ проводился для каждой разновидности пород. В пикритах и троктолитах наиболее сильно изменяется связь между кремнезёмом и окислами алюминия и кальция. Связи остальных окислов с кремнезёмом мало меняются, т.е. сохраняется соответствие между процентным и объемным содержанием. В троктолитовых габбро-долеритах имеет место нарушение связей для большинства окислов с кремнезёмом.

Такое поведение кремнезёма можно объяснить тем, что ему принадлежит наибольшая весовая доля в химическом анализе. Предположение было проверено. В троктолитовых габбро-долеритах, где связь нарушается сильнее всего, процентное содержание кремнезёма представлялось в виде суммы трех величин — как доли окиси кремния, вносимые тремя минералами, соответственно оливином, плагиоклазом и пироксенами. Результаты корреляционного анализа показали, что в этом случае связи между процентным и объемным содержанием окислов мало отличаются. Таким образом, для кремнезёма, процентное весовое содержание которого в породах рассматриваемых интрузий больше 40%, нарушается соответствие между объемным и процентным содержанием его и в различных породах в разной степе-

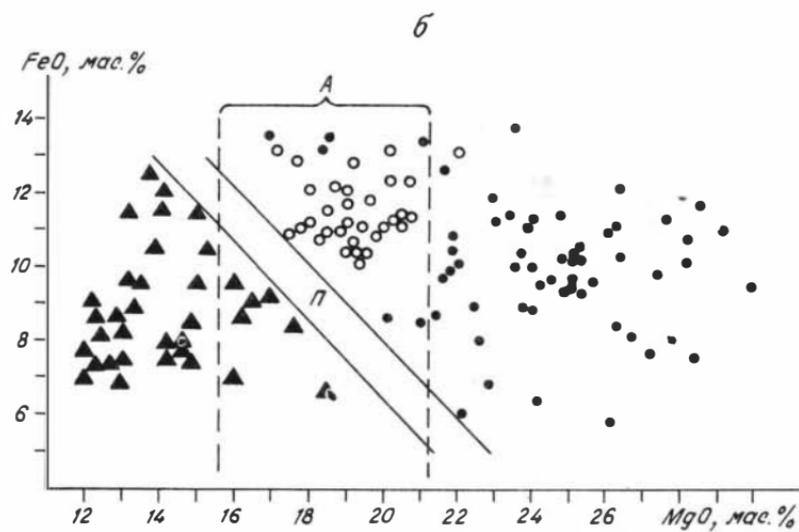
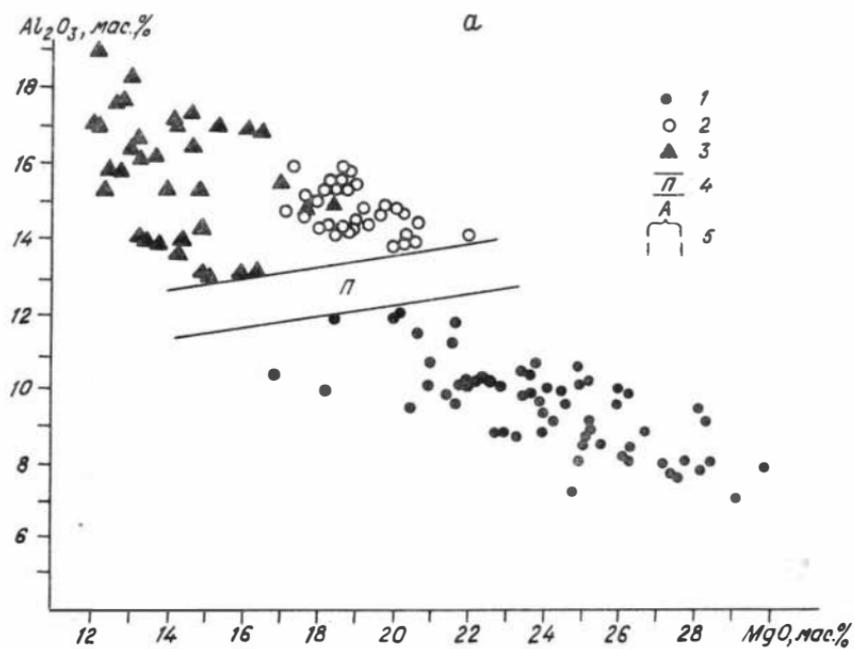
Таблица 3

Матрица коэффициентов корреляции
для процентных (верхняя строка) и объемных (нижняя строка)
содержаний породообразующих окислов

Окислы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	0,20 0,40	0,58 -0,01	-0,49 -0,18	-0,29 -0,19	-0,17 0,08	-0,77 -0,34	0,71 0,34	0,63 0,37	0,43 0,48	0,08 0,07
TiO ₂	-	-0,19 -0,24	0,20 0,23	-0,11 -0,07	0,24 0,27	-0,13 -0,06	0,12 0,11	0,28 0,27	0,23 0,23	0,17 0,18
Al ₂ O ₃		-	-0,60 -0,62	-0,15 -0,23	-0,42 -0,48	-0,89 -0,90	0,76 0,71	0,59 0,55	0,05 -0,01	0,01 -0,03
Fe ₂ O ₃			-	-0,42 -0,32	0,24 0,29	0,50 0,54	-0,39 -0,37	-0,27 -0,26	0,03 0,05	0,03 0,05
FeO				-	0,03 0,10	0,14 0,23	-0,43 -0,49	-0,07 -0,11	-0,36 -0,35	-0,13 -0,11
MnO					-	0,32 0,39	-0,26 -0,29	-0,26 -0,28	0,03 0,04	0,09 0,10
MgO						-	-0,85 -0,82	-0,76 -0,72	-0,23 -0,18	-0,09 -0,05
CaO							-	0,48 0,41	0,37 0,36	0,15 0,13
Na ₂ O								-	-0,08 -0,12	0,13 0,11
K ₂ O									-	0,02 0,02

ни. Для окислов, количество которых меньше 30%, этого не происходит. Окись кремния в следующей задаче не учитывалась.

Во второй задаче выявлялись окислы, на основании которых возможно разделение трех выделенных разновидностей пород между собой, и формировались решающие правила для определения по химическому составу породы ее количественно-минеральной разновиднос-



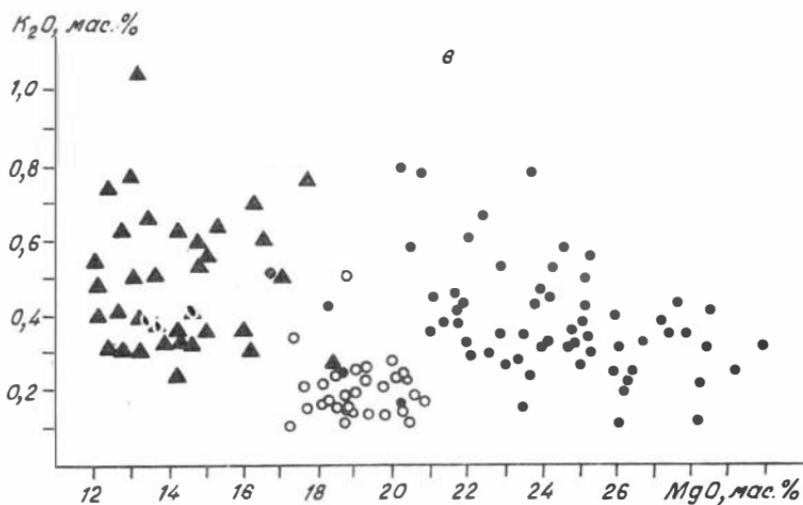


Рис.2. Диаграммы сопоставления химического состава разновидностей пород а - по содержанию Al_2O_3 и MgO ; б - по FeO и MgO ; в - по K_2O и MgO . 1 - пикриты; 2 - троктолиты; 3 - троктолитовые габродолериты; 4 - зона перерыва в значениях; 5 - область близких содержаний MgO в породах

ти. Для решения задачи использовались логико-математические методы распознавания - алгоритмы "Цикл" (Бишаев, 1977) и "Каскад" (Бабич, 1981).

В результате решения алгоритмом "Цикл-1" получена система из четырех признаков: окиси магния, алюминия, калия и закиси железа. По величине информационных весов они располагаются в следующем порядке: Al_2O_3 ($p = 0,42$), MgO ($p = 0,31$), FeO ($p = 0,17$), K_2O ($p = 0,10$). Полученная система признаков является информативной, так как на ее основе воспроизведено полное разделение трех выборок химических анализов. Это деление наглядно представлено на диаграммах (рис.2).

По распределению MgO и Al_2O_3 (рис.2 а) наблюдается четкое разделение пикритов с остальными породами. Выбор данных окислов в качестве информативных признаков не случаен. Между оливином и магнием, плагиоклазом и алюминием установлены сильные линейные связи ($r = 0,87$ и $0,98$ соответственно). Кроме того, основная часть соответствующих окислов входит в состав тех же минералов. Поскольку плагиоклаз и оливин - основные минералы, образующие данные разновидности пород, то выбор окисей алюминия и магния закономерен.

По распределению окиси магния и закиси железа (рис.2б) наблюдается четкое разделение троктолитовых габбро-долеритов от двух других разновидностей. При переходе от одних пород к другим растет содержание и магния, и железа, причем, с некоторым перебоем в значениях. Для минералогического объяснения такой закономерности в случаях с близкими содержаниями магния в породах (рис.2б, область значений А) построена диаграмма (рис.3) в координатах: содержание оливина – железистость оливина. Наблюдается (рис.3) увеличение количества оливина и отчасти его железистости при переходе от троктолитовых габбро-долеритов к пикритам и строктам, что обуславливает выше отмеченную (рис.2б) закономерность.

В информативную систему признаков входит калий. На диаграмме (рис.2в) видно, что по содержанию K_2O намечается разделение главным образом для троктолитов от троктолитовых габбро-долеритов.

Отметим одну особенность для полученного решения, связанную со спецификой алгоритма "Цикл-1". Выбор информативной системы признаков осуществляется не на плоскости, а в объеме, благодаря используемой в алгоритме процедуре сравнения объектов (в данном случае химических составов пород) между собой в пространстве признаков. Поэтому определение по химическому составу породы её количественно-минеральной разновидности на основе полученной системы из четырех окислов возможно только с использованием ЭВМ.

В связи с этим были получены линейные решающие правила для предварительного распознавания новых химических анализов к той или иной разновидности пород, которые не требуют обязательного использования вычислительной техники.

Для разделения пикритов от двух других пород алгоритмом "Цикл-2" получено уравнение, в котором основными параметрами являются $Al_2O_3 (x_3)$ и $MgO (x_7)$:

$$y = 0,0045 x_7 - 0,076 x_3 + 1,398.$$

Решающее правило формулируется следующим образом: если $y > 0,58$, то образец относится к пикритам; если $y < 0,49$, то – к троктолитам или троктолитовым габбро-долеритам. Добавим, что надежность решения гарантируется только в том случае, когда образец по соотношению магния и алюминия не выходит за рамки материала обучения. Другими словами, образец по своему составу не выходит из области значений точек на диаграмме (рис.2а).

Для разделения троктолитовых габбро-долеритов от двух дру-

гих разновидностей пород алгоритмом "Каскад" получено уравнение, в котором основными параметрами являются MgO (x_7), CaO (x_8) и FeO (x_5):

$$y = 0,027 x_5 + 0,034 x_7 - 0,023 x_8 - 0,295.$$

Решающее правило формулируется следующим образом: если $y > 0,41$, то образец относится к троктолитам или пикритам; если $y < 0,34$, то - к троктолитовым габбро-долеритам. Необходимо отметить, что контрастность разделения троктолитов и троктолитовых габбро-долеритов в данном случае невелика. Поэтому для разделения этих пород было получено алгоритмом "Каскад" уравнение, в которое вошли MgO (x_7), Al_2O_3 (x_3) и FeO (x_5):

$$y = 0,016 x_3 + 0,058 x_5 + 0,053 x_7 - 1,224.$$

Решающее правило формулируется следующим образом: если $y > 0,56$, то образец относится к троктолитам; если $y < 0,47$ - к троктолитовым габбро-долеритам.

Таким образом, три группы пород дифференцированных интрузий, выделенные на количественно-минеральной основе, могут быть классифицированы по химическому составу главным образом по оксидам магния, алюминия и двухвалентного железа.

Для попарного разделения групп получены линейные решающие правила, по которым можно производить косвенное классифицирование вновь поступающих химических анализов.

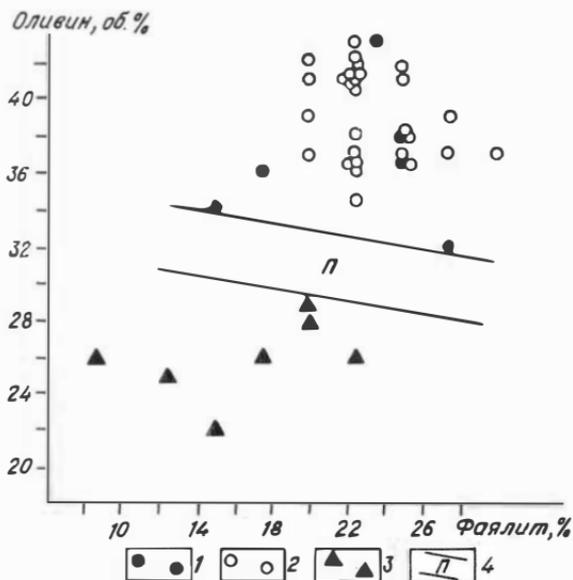


Рис.3. Расположение точек пород для случаев с близкими содержаниями MgO на диаграмме зависимости содержания оливина и его железистости
1 - пикриты; 2 - троктолиты; 3 - троктолитовые габбро-долериты; 4 - зона перерыва в значениях

После решения этих задач появилась возможность перейти к следующему этапу – сравнительному петрохимическому изучению групп пород из дифференцированных интрузий с разным масштабом медно–никелевого оруденения, выявлению наборов поисковых петрохимических критериев и проведению на их основе предварительной оценки перспективности ряда интрузий.

Для некоторых разновидностей пород (наиболее широко распространенных оливинсодержащих, оливиновых и троктолитовых габбро-долеритов) такие исследования проводились с использованием статистического факторного анализа (Додин, Дуденко, 1979).

В настоящей работе решалась задача разделения по химическому составу пикритов крупных месторождений от пикритов мелких месторождений и рудопроявлений с применением логико–математического метода распознавания – алгоритма "Табличные свойства" (Красавчиков, 1974, 1977).

Для решения задачи было взято 62 химических анализа пород, классифицированных на предыдущем этапе по количественно–минеральному составу как пикриты. Они были разделены на две выборки по 31 анализу в каждой. В первую выборку вошли анализы пикритов из интрузий Верхне–Талнахская и Норильск–I, с которыми связаны крупные месторождения медно–никелевых руд, во вторую – из интрузий Нижне–Талнахская, Норильск–II, гор.Черная, Зуб и Монго, с которыми связаны мелкие месторождения и рудопроявления.

Обе выборки в дальнейшем по терминологии распознавания образцов будем называть материалом обучения, или первым и вторым классами эталонных объектов, где объекты – это химические анализы пикритов. Признаками являются порообразующие окислы.

Сначала была предпринята попытка разделить классы, используя алгоритмы "Цикл", "Каскад", и получить линейные решающие правила. Но найти удовлетворительное решение не удалось. Тогда был применен алгоритм "Табличные свойства".

В результате решения этим алгоритмом выявлено 33 набора признаков, на основе которых получено достаточно хорошее разделение классов. Эмпирическая ошибка на материале обучения составила 3% – два объекта из второго класса (мелкие месторождения и рудопроявления) отнесены не в свой класс. Наборы состоят из 5, 6 и 7 признаков. Наиболее информативными, т.е. часто входящими в наборы, признаками являются окислы трехвалентного железа, магния, фосфора, натрия, калия, алюминия и кальция.

Информационный вес P_j этих признаков составил для Fe_2O_3 - 0,85, MgO - 0,67, P_2O_5 - 0,67, Na_2O - 0,58, K_2O - 0,58, Al_2O_3 - 0,52, CaO - 0,52, FeO - 0,33, SiO_2 - 0,27, MnO - 0,24, TiO_2 - 0,18. Где P_j - вес j -го признака, равный отношению числа его вхождений в наборы к общему количеству наборов.

Информативность ряда признаков можно объяснить с учетом среднего количественно-минерального состава пород и химизма минералов (табл.4).

Для большинства информативных окислов наблюдается различие между их средними содержаниями в том и другом классе (табл.4).

Таблица 4

Средние весовые содержания окислов
и объемные содержания минералов в пикритах
из разных классов (I,II) и групп (Ia,б;IIa,б) интрузий

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
I	42,3	0,67	8,8	5,7	9,5	0,22	25,2	6,3	0,87	0,31	0,10
II	43,6	0,70	9,9	3,4	10,7	0,21	23,0	7,0	0,90	0,47	0,11
Ia	41,5	0,67	9,0	6,7	9,0	0,21	25,3	6,3	0,83	0,32	0,11
IIa	43,8	0,76	10,2	3,3	10,7	0,22	22,0	7,4	0,90	0,52	0,11
Iб	43,1	0,66	8,6	4,5	10,1	0,23	25,1	6,3	0,92	0,30	0,09
IIб	43,1	0,58	9,2	3,8	10,5	0,20	24,9	6,2	0,90	0,36	0,10
	Ол	Пл	КлП	ОрП	ТнМг	Ан комп.	Фа комп.	Fe_2O_3 ТнМг			
I	42	34	9	8	6	68	10	60,8			
II	41	38	11	7	4	67	16	54,5			
Ia	42	35	9	8	7	69	8	61,9			
IIa	39	39	12	7	4	68	17	53,4			
Iб	43	34	10	8	5	66	13	59,4			
IIб	44	36	9	7	4	65	15	58,8			

Так, по критерию Стьюдента значительно различаются средние содержания окислов трехвалентного железа, магния, калия, алюминия, кальция. Уменьшение среднего содержания окиси железа во втором классе по сравнению с первым связано с уменьшением среднего содержания ти-

таномagnetита в породах и трехвалентного железа в этом минерале. Рост во втором классе среднего содержания окислов, входящих главным образом в состав плагиоклаза, связан с увеличением количества данного минерала. Поведение окиси магния и закиси железа обусловлено изменением железистости оливина. Природа большой информативности окислов натрия и фосфора, а также малой информативности кремнезема и закиси железа не совсем ясны.

Использование алгоритма "Табличные свойства" позволило изучить поведение каждого объекта (химический анализ пикрита) при решении задачи разделения классов. Выяснилось, что объекты ведут себя неравнозначно, в связи с чем тот и другой класс были условно разбиты на две группы, соответственно Ia, Ib и Pa, Pb. Объекты, попавшие в группы Ia и Pa, полностью разделяются между собой по подавляющему числу наборов признаков. Для объектов двух других групп разделение неполное (имеется пересечение по двум объектам) и проводится по меньшему числу наборов признаков. Сравним по среднестатистическим характеристикам выделенные группы пикритов (табл.4).

Пикриты из групп Ia и Pa значимо (по критерию Стьюдента) различаются по среднему содержанию большинства окислов (исключая марганец, натрий, фосфор), а также и по количеству плагиоклаза, количеству и составу оливина, титаномagnetита. Для пикритов из групп Ib и Pb значимые различия по средним величинам отсутствуют.

Таким образом, пикриты из группы Ia можно считать типичными представителями крупных месторождений, из группы Pa - представителями мелких месторождений и рудопроявлений. Эти породы могут служить надежными критериями для оценки перспективности дифференцированных интрузий.

Пикриты из группы Ib и Pb по средним характеристикам близки между собой, но по полученным наборам признаков большинство из них удалось разделить. Такие породы являются менее надежными критериями и могут служить для предварительной оценки перспективности интрузий.

По разработанной методике осуществлена оценка перспективности для шести интрузий. Наиболее интересной из них является Пясинско-Вологочанская интрузия, в которой имеются пикриты, отнесенные по полученным наборам петрохимических признаков к пер-

вому классу. Один образец (скв.АС 10/92) попадает в группу Ia – типичных представителей крупных месторождений, другой (скв. АС 8/54I) – в группу Ib.

Следующий объект, заслуживающий внимания, – Имангдинская интрузия. По большинству химических анализов она диагностируется как объект, занимающий промежуточное положение между первым и вторым классами.

Четыре интрузии – Нижне–Норильская, Зеленая Грива, Ручей Пикритовый и Мантуровская – по составу пикритов отнесены к классу интрузий с мелкими месторождениями и рудопроявлениями.

Выделение Пясинско–Вологочанской и Имангдинской интрузий в качестве объектов первоочередной важности согласуется с полученным ранее прогнозом перспективности для этих интрузий по совокупности геолого–петрологических признаков (Карбышев и др., 1978; Сухов и др., 1981 и др.).

Автор благодарит В.В.Рябова и А.Ф.Белуосова за помощь, оказанную в процессе выполнения настоящей работы.

Литература

БАБИЧ В.В. Количественное прогнозирование рудных месторождений итерационным методом классифицирования и упорядочения объектов. – Докл. АН СССР, 1981, т.259, № 5, с.1169–1171.

БИШАЕВ А.А. Комплекс программ к методу "Целевой итерационной классификации" ("Цикл"). – В кн.: Программные комплексы для целевой обработки информации. Новосибирск, 1977, с.57–77.

ДОДИН Д.А., ДУДЕНКО Л.Н. Петрогенетическая типизация рудоносных трапловых массивов. – В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979. II2 с.

ЗОЛУТУХИН В.В. Дифференцированные рудоносные трапловые интрузии Норильского и сопредельных районов. – В кн.: Петрология и перспективы рудоносности траплов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978, с.121–169.

КАРБЫШЕВ В.Д., БИШАЕВ А.А., ЗОЛУТУХИН В.В. и др. Перспективы рудоносности дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы. – Там же, с.216–257.

КРАСАВЧИКОВ В.О. Модификация тестового подхода к анализу таблиц описаний на основе понятия пакета. - В кн.: Дискретный анализ. Новосибирск, 1974, № 26, вып.6, с.36-60.

КРАСАВЧИКОВ В.О. Непрерывная Д.Н.Ф. и ее приложение к распознаванию. - В кн.: IV Всесоюзная конференция по проблемам теоретической кибернетики. Новосибирск, 1977, с.199-201.

САРМАНОВ О.В., ВИСТЕЛИУС А.Б. О корреляции между процентными величинами. - Докл. АН СССР, 1959, т.126, № I, с.22-25.

СУХОВ Л.Г., ЛУДЕНКО Л.Н., НАТОРЖИН И.А. Количественные методы прогнозирования эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1981. 139 с.

CHAYES F. On correlation between variables of constant sum. - Journ. Geophys. Res., 1960, vol.65, № 12, p.4185-4193.

LEFEBVRE D., DAVID M. Dynamic clustering and strong patterns recognition: new tools in automatic classification. - Journ. Canad. of Earth Sci., 1977, v.14, № 10, p.2232-2245.

В.Н.Довгаль

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПРИ ВЫЯСНЕНИИ ГЕНЕЗИСА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД*

Большая роль процессов метасоматоза при формировании щелочных пород общеизвестна. Автору с явлениями такого рода пришлось столкнуться при изучении щелочного магматизма Кузнецкого Алатау. Среди продуктов этого магматизма, разнообразных по возрасту, формационному положению и генезису, имеются нефелиновые породы и щелочные сиениты, связанные пространственно и генетически с раннепалеозойской формацией гранитоидных батолитов (Дов-

* Статья В.Н.Довгалья печатается в порядке постановки вопроса. В ней обращается внимание на интересные петрохимические закономерности, связанные, по мнению автора, с особенностями генезиса щелочных пород. Статистически эти закономерности, в силу ограниченного количества материала, пока не подтверждены. Статистическая их проверка - дело будущего. (Прим. ред.).

галл, Широких, 1980). Представители этой формации широко развиты в Кузнецком Алатау. Они слагают плутоны площадью до нескольких сот и даже тысяч км². В западной части области плутоны имеют преимущественно диорит-гранодиоритовый состав, в восточной — они обладают повышенной щелочностью, будучи сложенными главным образом кварцевыми и бескварцевыми сиенитодиоритами, щелочноземельными сиенитами, граносиенитами, гранитами. Залегают плутоны восточной половины области преимущественно в карбонатных породах, среди которых встречаются вулканиты базальтового и андезитового состава и небольшие массивы предгранитных раннепалеозойских габбро.

В батолитах восточной части Кузнецкого Алатау довольно часто, хотя и в небольших количествах, отмечаются щелочные сиениты, которые образуют главным образом оторочки шириной от десятков сантиметров до сотен метров в контактах гранитоидных плутонов с карбонатными породами. Образование таких оторочек связано в основном, если не целиком, с преобразованием сиенитодиоритов и щелочноземельных сиенитов щелочными растворами на поздней и послемагматической стадиях формирования батолитов. Нередко щелочные сиениты развиваются в экзоконтактах батолитов за счет замещения габбро.

Помимо щелочных сиенитов в контактовых зонах батолитов иногда появляются нефелиновые породы (Буланкульское и Тулукльское месторождения, участок Тьрданов Улус). Представлены эти породы нефелиновыми сиенитами с отклонениями в сторону более меланократовых или, наоборот, более лейкократовых пород. Появляются они преимущественно в экзоконтактах гранитоидных батолитов всегда в связи с процессами послемагматического щелочного метасоматоза и образуются главным образом по предгранитным раннепалеозойским габбро, изредка выходы, однако, за поля их распространения и в небольшом количестве развиваясь по эндоконтактовым сиенитодиоритам и щелочноземельным сиенитам батолитов. Присутствие предгранитных габбро — неперенный атрибут геологической обстановки проявления нефелиновых пород в связи с раннепалеозойской формацией гранитоидных батолитов. Иногда, правда, удается наблюдать появление нефелина в щелочных сиенитах упомянутых выше оторочек вдоль контактов плутонов с карбонатными породами. Но явление это чрезвычайно редкое, а количество нефелина в таких породах исчисляется единичными зернами.

Другой непреходящий атрибут геологической обстановки проявления нефелиновых пород в связи с раннепалеозойской батолитовой формацией – присутствие в местах их развития вмещающих карбонатных пород. Последние, кстати, в контактах с гранитоидными батолитами изменены, если не считать мраморизации, чрезвычайно слабо или вообще не изменены, причем никакой корреляции между случаями появления в контактах щелочных сиенитов и нефелиновых пород и степенью измененности карбонатных пород не наблюдается. Возникновение в контактах магнезиальных скарнов, несмотря на заметное распространение во вмещающих толщах доломитов, явление редкое, причем объемы этих пород невелики.

Послемагматическая метасоматическая природа нефелина в нефелиновых породах батолитовой формации устанавливается достаточно четко на основании характера развития нефелина в породах, его взаимоотношения с другими минералами породы (Довгаль и др., 1975). Образованию нефелиновых пород, кроме того, часто предшествуют перекристаллизация габбро, развитие по ним фенитов, мелкозернистых олигоклазовых пород, в которых уже затем появляются, со временем увеличиваясь в размерах, зерна калинатрового полевого шпата и нефелина. Кстати, аналогичная перекристаллизация габбро и пород гранитоидных плутонов нередко предваряет появление и щелочных сиенитов.

Метасоматическую природу нефелина в породах батолитовой формации подтверждает и отсутствие в зернах этого минерала газозово-жидких и расплавных включений с высокими температурами гомогенизации.

Надо, однако, отметить, что в участках развития нефелиновых пород, являющихся продуктами метасоматической переработки габбро или других пород, имеются нефелиновые сиениты, которые слагают дайки и обладают типично магматическими структурами. Можно думать, что эти нефелиновые сиениты являются продуктами кристаллизации соответствующих по составу магм, появляющихся в результате процессов ультраметасоматоза.

В поисках ответа на вопрос о причинах постоянной пространственной связи нефелиновых пород раннепалеозойской батолитовой формации Кузнецкого Алатау с предгранитными габбро автор обратил внимание на близость отношений $SiO_2:Al_2O_3$ в этих габбро и нефелиновых породах. В предгранитных раннепалеозойских

габбро восточного склона Кузнецкого Алатау, где располагается Буланкульское месторождение нефелиновых пород и участок Тьрданов Улус, среднее отношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,60$ ($\text{SiO}_2 = 45,30\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,44\%$, $n = 39$ (Довгаль, Широких, 1980, с.48). В нефелиновых породах Буланкуля это отношение равно 2,65 ($\text{SiO}_2 = 55,40\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,83\%$, $n = 26$), а в нефелиновых породах Тьрданова Улуса - 2,55 ($\text{SiO}_2 = 53,92\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,17\%$, $n = 12$) (Довгаль, Широких, 1980, с.72). Для предгранитных габбро севера Кузнецкого Алатау, где располагается Тулукльское месторождение нефелиновых пород, величина отношения $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,70$ ($\text{SiO}_2 = 47,37\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,54\%$, $n = 39$), а для нефелиновых пород Тулукля - 2,40 ($\text{SiO}_2 = 53,43\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 22,26\%$, $n = 11$) (Довгаль, Широких, 1980, с.106). Для сравнения можно указать, что отношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ 1) в сиенитодиоритах и щелочноземельных сиенитах, 2) в щелочных сиенитах и 3) в гранитах раннепалеозойской батолитовой формации восточного склона Кузнецкого Алатау равно соответственно 3,78 ($\text{SiO}_2 = 64,28\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,99\%$, $n = 246$); 3,59 ($\text{SiO}_2 = 63,77\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,76\%$, $n = 41$) и 4,82 ($\text{SiO}_2 = 72,05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,95$, $n = 184$) (Довгаль, Широких, 1980, с.82), а в аналогичных породах той же формации севера Кузнецкого Алатау - 3,34 ($\text{SiO}_2 = 60,11\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,97\%$, $n = 10$), 3,48 ($\text{SiO}_2 = 63,43\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,20\%$, $n = 6$) и 4,65 ($\text{SiO}_2 = 71,31\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,34\%$, $n = 17$) (Довгаль, Широких, 1980, с.114).

Близость отношений $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ в габбро и в развивающихся по ним нефелиновых породах Кузнецкого Алатау можно объяснить инертностью кремнезема и глинозема в процессе метасоматической нефелинизации габбро. Кремнезем и глинозем, судя по всему, мигрируют в этом процессе очень ограниченно и замене в породе под-лежит главным образом её катионная часть. Кремнезем и глинозем составляют как бы каркас породы, ту матрицу с уже почти готовым соотношением кремния и алюминия, на основе которой происходит затем, при воздействии соответствующих по щелочности растворов, образование нефелиновых пород. По породам с другим соотношением SiO_2 и Al_2O_3 при тех же, разумеется, условиях протекания процесса метасоматоза и том же составе растворов, нефелиновые породы образовываться не могут. Поэтому мы очень редко встречаемся со случаями нефелинизации сиенитодиоритов и щелочноземельных сиенитов и постоянно наблюдаем ассоциацию габбро и нефелиновых пород.

По сиенитодиоритам и щелочноземельным сиенитам, для которых характерно более высокое отношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, чем для габбро, при метасоматозе соответственно развиваются и породы с более высоким, чем для нефелиновых пород, отношением кремния к алюминию, т.е. щелочные сиениты. Последние в значительном количестве образуются, правда, и за счет преобразования габбро, но в этом случае уже, очевидно, в связи с процессами, несколько иными по своему характеру, чем процессы нефелинизации габбро.

Близкие величины отношений $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ в габбро и нефелиновых сиенитах обнаруживаются в Кузнецком Алатау не только в связи с раннепалеозойской батолитовой формацией, но и в других магматических комплексах области. Такие отношения, в частности, устанавливаются в габбро и нефелиновых сиенитах некоторых девонских массивов — в массиве г. Дедовой и Кургусульском. Эти массивы кардинально отличаются от плутонов батолитовой формации. Они представляют собой мелкие гипабиссальные штоки площадью не более 1–2 км². Массив г. Дедовой сложен габбро и фойяитами, Кургусульский — тералитами, эссекситами и фойяитами. Габброиды и фойяиты принадлежат к различным фазам внедрения, причем фойяиты в обоих случаях являются более поздними внедрениями. Их принято считать глубинными производными габбровой магмы.

Величины отношений $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ в габброидах и сиенитах г. Дедовой и в Кургусульском массиве показаны в таблице, где, кроме того, приведены аналогичные отношения для некоторых других щелочных сиенит-габбровых, в ряде случаев с участием других пород, массивов Мира, в которых нефелиновые сиениты принадлежат к продуктам самостоятельных фаз внедрения и также являются производными глубинного магматического очага. Из известных нам массивов с участием габбро и нефелиновых сиенитов в таблицу включены лишь те из них, для которых величины отношений $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ в габбро и нефелиновых сиенитах близки между собой. Имеется еще немало массивов, где эти отношения отличаются на величину большую, чем это свойственно для массивов, перечисленных в таблице, и мы их касаться не будем.

Близость отношений $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ в габбро и нефелиновых сиенитах многофазных массивов может быть, конечно, случайной, но не исключено, что эта близость — результат образования на глубине нефелин-сиенитового расплава в связи с процессами, аналогичными

Содержания SiO_2 и Al_2O_3 и их отношения
в габбро и нефелиновых сиенитах некоторых массивов
и комплексов щелочных пород

Название массивов и комплексов	Габбро		Нефелино- вые сиениты		$\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$		Кол-во анализов габ- бро/сиенитов
	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	Габ- бро	Нефе- лино- вые сиени- ты	
г. Ледовой ¹	49,57	20,27	57,81	23,56	2,45	2,45	2/2
Кургусульский ²	46,62	20,91	50,67	22,51	2,23	2,25	2/8
Порт-Колдуэлл ³	46,00	14,30	50,00	15,50	3,21	3,22	2/1
Зардалек ⁴	45,43	19,67	54,57	23,11	2,31	2,36	6/14
Элископ ⁵	45,73	16,39	52,75	19,23	2,79	2,74	6/8
Сьерра Квадрато ⁶	46,46	17,34	54,20	19,64	2,68	2,75	6/2
Дитро ⁷	44,84	17,06	57,68	22,62	2,63	2,55	8/15
Дункельдыкский комплекс ⁸	48,85	13,90	55,39	16,62	3,51	3,33	12/12
Гуттингсвилл ⁹	50,31	16,14	59,62	20,46	3,12	2,91	3/8

Примечание. 1, 2 - Довгаль, Широких, 1980; 3 - Currie, 1971; 4 - Шинкарев, 1966; 5 - Главнейшие ..., 1974; 6 - Teruggi, 1964; 7 - Strekeisen, 1952; 8 - Главнейшие ..., 1974; 9 - Laurent, 1973.

тем, которые имели место при формировании нефелиновых пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. В рамках этого допущения причиной образования нефелино-сиенитовых магм являются глубинные щелочные флюиды, которые приводили к завершавшемуся плавлением метасоматическому преобразованию ранее ракристаллизованных габбро или же к метаматматическому изменению еще не затвердевшего габбрового расплава.

Литература

ГЛАВНЕЙШИЕ провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 376 с.

ДОВГАЛЬ В.Н., БОГНИБОВ В.И., ШИРОКИХ В.А. О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975, с.23-48.

ДОВГАЛЬ В.Н., ШИРОКИХ В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.

ШИНКАРЕВ Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алтая. Л., Изд-во ЛГУ, 1966. 151 с.

CURRIE K.L. The Port Coldwell alkaline complex. - In.: Pap. Geol. Surv. Can., 1971, N^o 1, Part A. 109 p.

LAURENT R., Pierson T.C. Petrology of alkaline rocks from Guttingsville and the Shelbrune Peninsula, Vermont. - Canad. Jour. Earth Sci., 1973, v.10, N^o 8, p.1244-1256.

STRECKEISEN A. Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1952, Bd. 32.

TERUGGI M.E. Differentiated zeolite - and nepheline-syenites in basic sills of Central Patagonia. - In.: Report of the XXII Session Inter. Geol. Congr. India. 1964, part, p.22-34.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Белоусов А.Ф. Петрологическое истолкование данных петрохимии магматических пород	3
Добрецов Н.Л. Петрохимические исследования метаморфических формаций	31
Пономарева А.П., Изох Э.П. Петрохимические свидетельства многофазности интрузивных комплексов	36
Лапухов А.С. О возможностях тренд-анализа морфологии геологических тел, геохимической зональности и локального прогнозирования скрытого оруденения	48
Кутолин В.А. Использование метода линейных дискриминантных функций при прикладных петрохимических исследованиях	64
Кепежинская К.Б., Волкова Н.И., Прусевич Н.А. Механизм образования околорудных пород некоторых сульфидных месторождений докембрия и поисковое значение особенностей состава входящих в них минералов	76
Велинский В.В., Вартанова Н.С., Баников О.Л. Петрохимические критерии асбестоносности гипербазитов	90
Налётов Б.Ф. Минералого-петрохимические критерии диагностики магматических ассоциаций с разной рудоносностью	114
Карбышев В.Д. Использование процентных весовых величин в задачах классификации и прогноза (на примере габброидов и пикритов северо-запада Сибирской платформы)	129
Довгаль В.Н. Использование петрохимических признаков при выяснении генезиса щелочных пород	146

Свод. доп. темат. план 1982, поз. 2

ПЕТРОХИМИЯ.
АСПЕКТЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Сборник научных трудов

Главный редактор

чл.-кор. АН СССР Глеб Владимирович Поляков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 25.10.82. МН 03582.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 9,75 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 9,0.
Тираж 500. Заказ 387. Цена 65 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.