

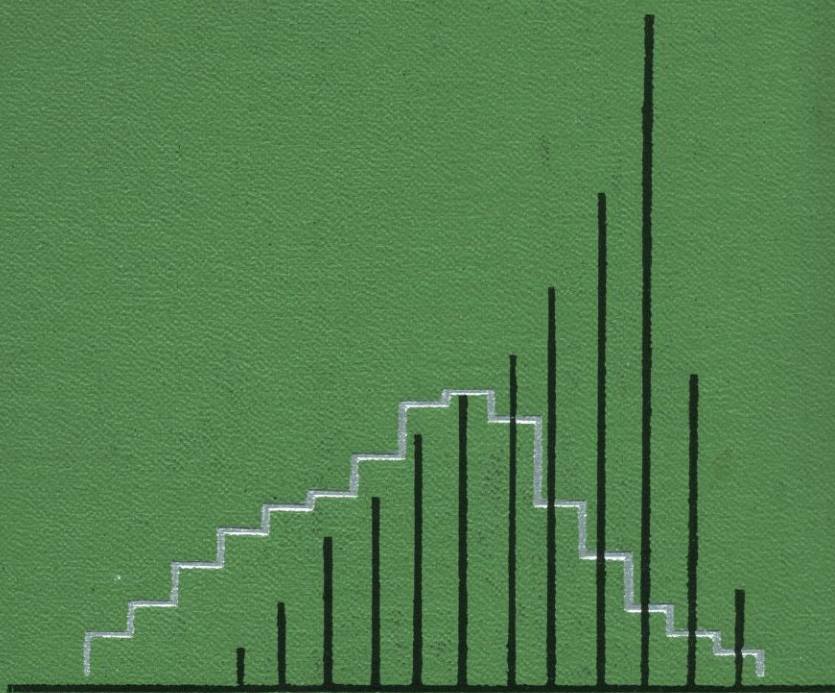
И. И. АБРАМОВИЧ, В. В. ГРУЗА

---

# фациально- формационный анализ

магматических комплексов

---



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

---

552.3+552.11

И. И. АБРАМОВИЧ, В. В. ГРУЗА

ФАЦИАЛЬНО-  
ФОРМАЦИОННЫЙ  
АНАЛИЗ  
МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Петрохимические исследования

472

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1972



Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Петрохимические исследования. Л., «Недра», 1972. 240 с. (М-во геологии СССР. Всесоюзн. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

Рассматривается широкий круг задач, связанных с использованием сведений о химическом составе пород при фациально-формационном анализе магматических комплексов. Анализируются предпосылки и условия привлечения вероятностно-статистических методов для обработки петрохимических данных. В первой части работы обсуждаются вопросы классификации и диагностики пород — формальных процедур, отвечающих содержанию собственно формационного анализа. Вторая часть посвящена фациальному анализу в широком его понимании: выявлению природы индивидуальных особенностей магматических комплексов, в связи с чем рассматриваются методы количественной оценки региональных, формационных и возрастных петрохимических особенностей пород. Третья часть включает задачи, возникающие при петрогенетических построениях. Акцентируется внимание на моделях кислотно-основного взаимодействия частиц в магматических расплавах, выводятся критерии, позволяющие оценивать роль эпимагматических процессов.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением вещественного состава магматических формаций, а также вопросы применения вероятностно-статистических методов в геологии.

Таблиц 39, иллюстраций 42, список литературы — 282 названия.

Научный редактор канд. геол.-минерал. наук  
*В. А. Черепанов*



Как известно, использованию математических методов при изучении химизма пород посвящено значительное число работ. В большинстве своем они построены так, что геологический (петрохимический) материал служит иллюстрацией возможностей статистических методов. В данной работе авторы старались положить в основу типы геологических задач, возникающих при фациально-формационном анализе магматических комплексов, а затем уже рассматривать пути их решения, в том числе с использованием традиционных моделей математической статистики.

При доминирующей методической направленности работы авторы избегали искусственных примеров. Все иллюстрации методических подходов базируются на вполне реальных задачах, в той или иной форме уже возникавших перед геологами регионального профиля. Фактическую основу работы составляют около 10 тыс. полных химических анализов изверженных горных пород, заимствованных главным образом из литературных источников.

Труд по составлению текста книги распределялся следующим образом. И. И. Абрамовичем написаны гл. III—VII. В. В. Груза является автором гл. I, II, VIII, IX. Все остальные разделы книги написаны авторами совместно. Кроме того, соавтором раздела «Дисперсионный анализ химизма пород» является Д. Л. Серова, раздела «Эрозионный срез массивов стратифицированных габброидов» — В. М. Немцович, Д. М. Орлов и Л. Н. Парадеева, раздела «Проявления гибридизма» — В. Л. Масайтис.

Математическая обработка данных выполнена в вычислительном центре ВСЕГЕИ на машине БЭСМ-4. Большая часть программ, за исключением некоторых, оговариваемых особо, составлена З. В. Агукиной, И. Н. Голынко и Д. Л. Серовой. Всем им авторы выражают свою глубокую признательность.

Авторы благодарят В. А. Черепанова, сделавшего ряд ценных замечаний в процессе редактирования, а также Е. А. Дерибину, оказавшую помощь в подготовке рукописи к изданию.

В течение последних пяти-шести лет усилия многих петрографов были направлены на разработку новых эффективных способов извлечения геологической информации, заключенной в петрохимических данных. Особенно интенсивно эти исследования развивались в Советском Союзе.

Явное нарастание интереса к петрохимии не случайно. Оно вызвано рядом объективных предпосылок, обеспечивающих в совокупности реальную возможность существенного продвижения геологической науки именно в этом направлении.

В качестве первой предпосылки следует отметить успехи интенсивно развивающегося учения о магматических формациях, существенный вклад в которое внесен Ю. А. Кузнецовым. Это предопределило систематизацию и переосмысливание громадного по объему разнообразного геолого-петрографического материала на качественно новой основе.

Другой предпосылкой можно считать многократно возросший за последние годы фонд первичных петрохимических данных, исчисляемый сотнями тысяч полных химических анализов изверженных горных пород. Хотя большая часть этих анализов все еще ждет своего часа, тем не менее нельзя не заметить появления обобщающих работ, базирующихся на систематизации многих сотен аналитических определений.

Вполне понятно, что эффективная обработка петрохимических данных немыслима без аппарата математических методов (в первую очередь математической статистики) и современных быстродействующих средств вычислительной техники.

Таким образом, можно считать, что в начале 60-х годов вполне объективно выявилась основа — три условия качественно нового этапа развития петрохимии. Это — обилие первичных аналитических данных, формационная канва для их систематизации и электронно-вычислительная техника, обеспечивающая эффективное извлечение геологической информации нового типа.

Математизация петрохимических исследований отнюдь не подчеркивает классического наследия, нашедшего свое лучшее выражение в трудах П. Ниггли, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Н. Заварицкого и других выдающихся петрографов первой половины XX в. Однако расширение сферы использования петрохимических данных

в связи с новыми задачами в области петрологии и металлогении требует коренной модернизации приемов их обработки.

Из всего мыслимого разнообразия геологических аспектов приложения петрохимии авторы в этой книге ограничились рассмотрением вопросов использования сведений о химизме пород для диагностики формаций и определения фациальных условий становления магматических образований. Значение этих вопросов очевидно. Без их решения, по существу, не обходится ни одно петрохимическое исследование. Особенно роль фациально-формационного анализа возросла в связи с задачами крупномасштабного геологического картирования и металлогенического прогноза.

Попытки использовать петрохимические данные для выяснения фациальных условий становления магматических тел, как известно, предпринимались неоднократно. В последние годы они заметно участились. Нельзя не отметить, однако, что большинство из них оказывалось безуспешными. Это имело место не только тогда, когда исследования проводились на скудном фактическом материале или последний не обрабатывался статистически, но и в тех случаях, когда допускались просчеты методологического порядка.

Можно упомянуть в качестве примера необоснованные попытки выявить региональные и возрастные влияния без учета формационной принадлежности магматических комплексов, а также использование для этой цели цифр, отвечающих средним химическим составам магматических комплексов в целом, или сравнение химизма формационных разновидностей пород без учета естественного петрохимического тренда и т. п.

В равной мере неэффективными оказывались попытки формального обращения к аппарату математической статистики без учета существа геологической задачи. В связи с этим в книге уделено сравнительно немного места изложению предшествовавшего опыта, хотя авторы и стремились к его наиболее полному обобщению.

Было бы неправильно полагать, что фациально-формационный анализ сводится к использованию некоторого набора петрохимических критериев и рецептов статистической обработки. В представлении авторов он связывается с процессом непрерывного пополнения знаний об объеме и химической характеристике формационных типов, влиянии региональных и локальных факторов на химизм магматических комплексов, с процессом совершенствования стохастических моделей петрогенетических процессов. По этой причине книгу нельзя рассматривать как методическое руководство. Это скорее подведение некоторых итогов в одном из ответвлений нового направления, которое принято называть петрохимией магматических формаций.

Петрохимия даже в сочетании с математической статистикой — средство решения отнюдь не всех проблем формационного анализа. Сведения о поведении главных компонентов, хотя это и не будет в дальнейшем всякий раз оговариваться, безусловно, должны анализироваться в комплексе с петрографическими, минералогическими, геохимическими и иными данными.

Объект исследования — магматическая формация — понимается авторами как класс ассоциаций пород. Изучение выделенных объектов с целью уточнения их формационной принадлежности и условий образования составляет содержание фациально-формационного анализа. Использование в связи с этим петрохимических данных основано на предположении о существовании в достаточной мере устойчивых тонких различий в химизме между петрографически сходными породами разного происхождения. В этой книге основное внимание уделено методике и технике выявления этих различий. Вопросы региональной петрохимии рассматриваются лишь попутно, хотя все примеры в книге иллюстрируют решение реальных и конкретных геологических задач.

---

# ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

## ВЫДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИЙ

---

ГЛАВА I

### ПРЕДПОСЫЛКИ И УСЛОВИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

---

#### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

##### ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМИНА «ФОРМАЦИЯ»

Хотя термин «формация» появился в геологии более века назад, в течение длительного периода времени он почти не употреблялся, а попытки анализа содержания обозначаемого им понятия были редки. Тем более не были практически разработаны принципы формационного анализа, его методология и конкретные методы. Коренные изменения произошли в 40—50-х годах текущего столетия. Без преувеличения можно сказать, что начиная с этого времени развитие геологии протекает в первую очередь в русле формационных обобщений. В настоящее время трудно найти работы регионального плана, в которых не фигурировали бы различные «формации»: магматические, осадочные, рудные, метаморфические и др.

Это не исключает, однако, двойственного модуса формационного анализа. С одной стороны, новейшая история геологии дает множество примеров плодотворных исследований формационного плана, особенно в тесной связи с работами металлогенического или тектонического направления (работы Ю. А. Билибина, Е. Т. Шаталова, Ю. А. Кузнецова, В. И. Смирнова, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и многих других исследователей). С другой стороны, для современного периода развития геологии характерны: плюрализм подходов к выделению формаций, причем многие из подходов не формулируются эксплицитно, нестрогость исходных определений, весьма смутные представления о конечных целях формационных исследований. Наиболее благополучно дело обстоит, пожалуй, в области учения о магматических формациях, где, несмотря на отсутствие унифицированного теоретического подхода, конкретные исследования приводят к достаточно сходным результатам, причиной чего является в первую очередь специфика изучаемых реальных объектов и исторически сложившийся единый подход к выбору исследуемых признаков.

Двойственная ситуация — удовлетворительные практически результаты при отсутствии единой, строго обоснованной теории — не является чем-то особенным для развивающегося научного направления, однако именно она предопределяет повышенный интерес к основам формационного анализа. Теоретические проблемы учения о

формациях обсуждались в последнее время в работах И. В. Крутя [1968], В. И. Драгунова [1968], Э. А. Еганова [1971], Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова [1968], К. В. Боголепова [1970] и ряда других исследователей. Развернутый анализ содержания основных понятий о магматических формациях дан в статье Е. К. Устиева [1970], представленной от имени членов формационной комиссии Петрографического комитета. Приводимое далее авторское кредо формулируется с учетом как идей упомянутых исследователей, так и конкретных прецедентов выделения формаций.

Анализ, казалось бы, совершенно различных подходов показывает, что при построении многочисленных формационных схем исследователи явно или неявно придерживаются общей идеи и формационный анализ в первую очередь сводится к процедурам классификации. При создании же любой классификации можно говорить, по крайней мере, о двух вещах: об объектах классификации и о принципах ее построения.

Исходные неясности в области формационного анализа возникают уже в связи с тем, что сложилось разное понимание самого общего содержания понятия «формация». Термин «формация» может трактоваться, по крайней мере, в трех смыслах, которые зачастую не разделяются.

В ряде случаев под формой понимается агрегат — сложное тело, занимающее связную область геологического пространства, т. е. исходный объект классификации. Наиболее четко подобная трактовка термина выражена Н. П. Херасковым [1952] и Н. С. Шатским [1965]. Затем она принята рядом других исследователей, занимающихся проблемами общей геологии, литологии или тектоники [Крашенинников, 1962; Воронин, Еганов, 1968; Боголепов, 1970; Круть, 1968]. Так, например, К. В. Боголепов [1970, с. 43] определяет геологическую формуцию как «сложное геологическое тело», представляющее собой «сочетание (ассоциацию, сообщество) горных пород (осадочных, метаморфических, магматических), связь между которыми в вертикальном и горизонтальном направлениях осуществляется путем переслаивания, включения и взаимопереходов». Многие определения «осадочных», «геологических» или «петрографических» формаций, отличаясь от приведенного в нюансах, близки к нему в основе.

В других случаях «формация» понимается как класс эквивалентных в определенных отношениях агрегатов — сложных тел. Подобное понимание связано с введением терминов «формация» или «абстрактная формация» как синонимов терминов «формационный тип» или «вид» [Кузнецов, 1964]. При этом исследователи, отрицающие необходимость использования термина «абстрактная формация» [Круть, 1968; Устиев, 1970], приписывают ему смысл понятия, отражающего представления об объектах вообще, а не о видовых особенностях объектов. Наконец, в других случаях формация понимается как конечная совокупность эквивалентных в определенном отношении агрегатов, относящихся к одному формационному типу, развитых на фиксированной территории и имеющих фиксированный воз-

раст. Иными словами, термин «формация» приобретает смысл термина «популяция» в биологии. Подобный подход реализуется, по существу, при большинстве конкретных исследований, направленных на изучение как магматических или метаморфических, так и осадочных образований.

Наибольшие концептуальные затруднения возникают в области учения о магматических породах, где три указанных смысла термина систематически не различаются. Так, в одном из последних определений, отражающем «согласованное мнение большинства» [Устиев, 1970, с. 51] под формацией понимается «закономерно повторяющееся сообщество преимущественно монофациальных магматических пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований...» В соответствии с этим определением ранг «формации» в первую очередь может быть приписан многофазному интрузивному телу или толще, сложенной вулканитами. Вместе с тем в тексте говорится, например, о формации гранитоидных массивов Колымского пояса, т. е. термин трактуется в смысле «популяция массивов определенного типа».

Конечное множество сходных в определенном отношении агрегатов может в ряде случаев рассматриваться в качестве «сверхсложного агрегата», являющегося исходным объектом классификации. Это касается и «популяций». Однако когда речь идет одновременно о разноуровневых вещах, то трудно различать, к какой из них относятся те или иные требования, если последние не разделены эксплицитно. При определении «магматических формаций» подобное разделение не производится, что видно и на примере цитируемой работы. Общие требования, предъявляемые [Устиев, 1970, с. 50] к «сообществу пород», определяемому в качестве «формации», относятся к разноуровневым объектам. Так, условие, требующее, чтобы наблюдалась «парагенетическая связь всех членов сообщества, которая является следствием либо единства магматического источника, либо общего структурообразующего и породообразующего процесса», относится в первую очередь к составляющим частям таких объектов как массивы, серии и т. п. В то же время такое условие, как «сходство петрографических, петрохимических и металлогенических признаков» объектов, является уже характеристикой класса объектов. Как показывают конкретные исследования, исходные объекты — вулканические серии, многофазные массивы — могут быть весьма неоднородными, а их составляющие резко различаться по петрографическим, петрохимическим, металлогеническим и многим другим признакам. Резкие различия (по перечисленным признакам) характерны, например, для основных и кислых членов вулканических серий, относимых к одним формациям, основных и щелочных составляющих сложных массивов, относимых к габбро-сиенитовой формации. Вместе с тем вулканические серии и сложные массивы, относимые к одному типу, сходны между собой как целое по набору слагающих их пород.

Аналогичными недостатками страдают и многие другие определения, в том числе приведенные в «Обзоре геологических понятий и терминов в применении к металлогении» (М., изд-во АН СССР,

1963). Термин «формация» здесь многозначен и также употребляется для обозначения ассоциаций пород, их типов и «популяций» — ассоциаций одного типа [формально, если  $a_{ij}$  — элементы множества (класса)  $A_j$ ,  $A_{kj}$  — подмножества (подклассы)  $A_j$ , т. е.  $a_{ij} \in A_j$ ;  $A_j = \bigcup_k A_{kj}$ , термин «формация» приписывается одновременно  $a_{ij}$ ,  $A_j$  и  $A_{kj}$ , т. е. и элементам, и множествам, и подмножествам].

Выработка общего единого подхода в различных областях геологии возможна лишь путем унификации терминологии, основанной на соглашении. В каком бы смысле не употреблялся термин «формация» — для обозначения ассоциаций пород, их «видов» или «популяций», этот смысл должен быть фиксирован, при этом возникает, очевидно, необходимость введения других терминов для обозначения остальных объектов. До обсуждения терминологических вопросов необходимо остановиться, однако, на вопросе о том, как и зачем выделяются ассоциации пород и проводится их типизация, т. е. те операции, которые и являются основой формационного анализа независимо от того, в каком из перечисленных смыслов употребляется термин «формация».

#### К ОБОСНОВАНИЮ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Теоретическое обоснование формационного анализа производится в последнее время с двух позиций. Одна группа исследователей [Круть, 1968; Драгунов, 1968], отражая точку зрения большинства геологов, пытается обосновать свой подход, основываясь на представлениях о некоторых «естественных классах» сложнопостроенных объектов с однозначно определенными природой «естественными границами». Тем самым подразумевается, что выбор исходного объекта и классификация объектов не зависят от произвола исследователя, а полностью определяются фактом существования объектов и их «природных» классов. Подобная точка зрения, отражающая позицию ряда естествоиспытателей, подвергнута справедливой критике во многих работах по диалектической логике. Недостаточность этого подхода применительно к задачам формационного анализа отмечалась Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым [1968, 1969, 1971], связавшими его с наивнореалистическими представлениями, которые отводят познающему субъекту роль пассивного наблюдателя.

В большинстве работ авторов, придерживающихся обсуждаемой концепции, отсутствуют попытки ее обоснования, т. е. она считается столь же «естественной», как и представление о «естественных» классах, объектах, границах. Совершенно очевидно, что вопросы типа: «Существуют ли формации, естественные классы и т. п.» могут иметь смысл, но лишь при условии, если определены понятия, обозначаемые терминами «формация», «естественный класс» и т. д. Если же понятия не определены, термины употребляются автономно, т. е. обозначают лишь самих себя, и обсуждение переходит из сферы естествознания в сферу лингвистики. Именно подобная ситуация возникла, например, во время известной дискуссии о том, существуют ли метаморфические формации, когда ни одна из сторон не опреде-

дила более или менее корректно исходного понятия. Поэтому возникает вопрос о том, какой смысл может быть придан таким словосочетаниям как «естественное тело», «естественная ассоциация» или «естественная классификация» и какую выгоду может приносить оперирование ими исследователю.

Термин «естественный» применительно к материальным объектам, изучаемым геологией, можно понимать, вероятно, в смысле «не образованный в результате технологического процесса». Этот смысл учтен исторически сложившимся представлением о предмете геологии, поэтому определения, в которых одновременно фигурируют термины «геологический» и «естественный», в значительной мере тавтологичны, их совместное употребление нецелесообразно и может лишь вводить в заблуждение.

Сложнее обстоит дело с термином «естественная классификация», не допускающим однозначной семантической интерпретации. Любая классификация — это продукт субъективной деятельности, являющийся абстракцией от реальности, и поэтому она искусственна. Если не вкладывать в словосочетание «естественная классификация» какого-либо особого смысла, оно становится противоречивым. Вероятно, первым, кто пытался придать этот «особый смысл» обсуждаемому термину, был Лейбниц, выдвинувший идею о необходимости систематизации знаний в соответствии с тем порядком, который существует в природе. Таким образом, «естественная классификация» — это такая система знаний, которая наиболее адекватно отражает природу такой, какая она есть.

Однако, «когда материалист говорит о том, что ученый должен анализировать объективный мир в соответствии с его законами, видеть его таким, какой он есть в действительности, он правильно формулирует задачу, но эта формулировка остается благим пожеланием, если не указывается, как именно эту программу можно реализовать на практике» [Митрохин, 1964, с. 479]. Как отмечает В. И. Ленин (Соч., т. 38, с. 178), «человек не может охватить — отразить — отобразить природы всей, полностью, ее непосредственной цельности, он может лишь вечно приближаться к этому, создавая абстракции, понятия, законы, научную картину мира и т. д. и т. п.». На разных ступенях познания реальные объекты выступают в разных формах, рассматриваются в разных плоскостях мысленного расчленения.

Поэтому при изучении одного и того же объекта могут выполняться различные виды анализа. Иными словами, одному и тому же реальному объекту может соответствовать не один объект, или предмет исследования, характер которого зависит не только от того, какой реальный объект он отражает, но и от того, зачем этот предмет формируется, для достижения каких целей. Как справедливо отмечают Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1968], у любого геолога имеется, по существу, бесконечное множество возможностей выбора свойств, проведения границ по этим свойствам и выделения объектов. Все эти границы «естественны» в той мере, в какой они отражают реальные закономерности, и в то же время они искусственны, так как и выбор

свойств и прочие операции несут субъективную окраску. Это же касается и классификации объектов. Выделяя объекты по одним признакам, исследователь всегда имеет возможность изучать эти объекты во множестве других аспектов и строить классификации по любым конечным комбинациям признаков. В частном случае ряд классификаций может совпасть, но если они и не совпадают, то любая классификация так или иначе является «естественной», опять-таки в той мере, в какой она отражает реальные закономерности.

Основной недостаток концепции «нецелевого» подхода к выделению границ, объектов, классов, в том числе «ассоциаций пород» и «формаций», заключается в том, что он не дает критериев для оценки проведенного исследования, объявляя априори о «естественности» лишь одного из множества «равноестественных» результатов. Очевидно, что при подобном положении единственным критерием оценки научной значимости тех или иных построенных становится эмоциональная удовлетворенность исследователей, ведущая к волюнтаризму в науке. Не всякий ученый согласится с тем, что построенная им классификация является менее «естественной», чем классификация, предложенная его коллегой, или с тем, что выделяемые им «формации» не являются таковыми. Не спасает положения дел и введение несколько иного понимания «естественной классификации» как классификации, «в основе которой находится существенный признак, определяемый природой изучаемых предметов и явлений» (Логический словарь, с. 151).

Подобной точки зрения придерживается, например, И. В. Круть, [1968, с. 110], определяющий «естественную систематику» формаций (понимаемых как тела), как классификацию «по совокупности *главных для них* (курсив наш. — А. Г.) структурно-вещественных признаков». С. Ф. Васильченко [1968, с. 140], рассматривая вопрос о выделении объектов, точно заметил, что «границы равноправны по роли, которую они играют в строении тела, ибо природа без человека не имеет принципов или критериев, с точки зрения которых одни границы окажутся более предпочтительными, чем другие». Это же касается и признаков. Говорить о существенности признаков для объекта как такового не имеет смысла. Должно быть задано какое-либо отношение, в котором этот объект рассматривается. Структурно-вещественные признаки, действительно, существенны, но не безотносительно, не для реальных тел самих по себе, а с учетом задач геологии, причем существенность этих признаков установлена в процессе развития геологической практики. Не исключено, однако, что дальнейшее развитие геологии может привести к выявлению признаков, изучение которых позволит более эффективно решать практические задачи, стоящие перед геологией, и в этом отношении признаков более существенных. Прагматический аспект, очевидно, не единственный, в котором можно рассматривать существенность признаков. Отсюда та же неопределенность в оценке того, что является «естественным» или «искусственным», и та же неконструктивность подхода, что и в предыдущей ситуации.

Принципиально иной подход к проблемам формационного анализа по сравнению с традиционным развит Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым [1968, 1969, 1971], справедливо подчеркивающими модельность наших представлений о природе и целевой аспект процесса познания. Отчетливо видя недостатки общеметодологических установок, господствующих среди большинства геологов, эти исследователи предлагают собственную программу, основанную на представлении о необходимости введения критериев, позволяющих производить оценку целесообразности проводимого исследования. Сам по себе последний тезис абсолютно справедлив. Однако конкретная программа, построенная на его основе, не представляется безупречной в гносеологическом плане.

Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1969, с. 139] отмечают, что выделять формации (как индивидуальные объекты. — А. Г.) «безотносительно можно множеством способов. Поэтому содержательно говорить о формациях можно только в фиксированном смысле». В конечном итоге этот «фиксированный смысл» тесно связывается Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым с некоторой конструктивно назначаемой целью, дающей возможность контролировать весь ход конкретного исследования: априори определять набор изучаемых признаков, выбирать характеристики сходства (с точностью до значений весовых коэффициентов различных признаков) при проведении формальных процедур классификации и, наконец, оценивать правомочность продельваемых операций в целом или «истинность получаемого описания», по выражению Э. А. Еганова [1971, с. 268]. Утверждается, что «попытки разработать положения о той единой, однозначно понимаемой основе для выделения формаций... упирается в ту же самую необходимость отчетливых формулировок того, в каком отношении и в каких пределах важны выбранные свойства объекта (курсив наш. — А. Г.) и, главное, как убедиться — верно ли они подобраны. Короче говоря, требуется операция оценки факторов» [Еганов, 1971, с. 269].

Выделенное требование, казалось бы, логично вытекающее из признания целевого аспекта познания и необходимости введения критериев оценки результатов исследований, является, однако, слишком сильным. Любой исследовательский процесс — это поиск некоторых новых общих законов, частных закономерностей или редких единичных фактов. Даже при четко осознанной цели исследования, при формулировке требований, которым должен удовлетворять результат, исследование проводится методом «проб и ошибок» или «дикой кошки», так как выбор пути исследования всегда основывается на имеющемся весьма ограниченном опыте — багаже уже выработанных категорий, против использования которого столь недвусмысленно возражает Э. А. Еганов [1971, с. 269]: «Можно убедиться, что во всех геологических работах, в которых производятся действия по расчленению земной коры на фации, формации, слои и т. п., операция оценки факторов практически отсутствует. Она подменяется рассуждениями и декларациями о «важности», «существенности», «естественности» тех или иных свойств;

о «резкости» или «естественноисторическом понимании» предлагаемых границ, которые определились не столько их значением, сколько тем багажом уже выработанных категорий, с которым геолог подошел к объекту».

Идя по выбранному пути, исследователь, убеждаясь в его бесплодности или трудоемкости, выбирает другой путь или вносит коррективы согласно багажу вновь вырабатываемых категорий. «Блуждание в потемках» продолжается до тех пор, пока не получается результат, отвечающий определенным заранее выработанным требованиям, или не обнаруживается отсутствие подобных результатов. При этом всегда имеется возможность апостериори доказать, что реализованный путь не являлся оптимальным. Багаж выработанных категорий является единственной основой, на которой выбираются исходные признаки и строятся критерии (предварительные) для оценки результатов, так как только он дает ответ, приближенный и весьма неполный, на вопрос о том, «в каком отношении и в каких пределах важны выбранные свойства объекта» и получаемые зависимости между ними.

В дальнейшем при вовлечении полученных результатов в более широкую научную область и сферу практической деятельности происходит переоценка полученных результатов, а следовательно, и значимости выбранных признаков в тех или иных отношениях. Процесс переоценки, по существу, бесконечен. Установление значимости различных признаков в различных отношениях собственно и является общей задачей не только науки, но во многом и практики. Принятие идеи о том, что значимость признаков может быть установлена априори и независимо от багажа выработанных категорий, приводит к логическому кругу: постановка исследований становится возможной лишь при условии точного знания его конечных результатов. К логическому кругу приводит и идея о существовании «конструктивной цели», соглашаясь с которой можно априори не только выбирать объекты и признаки, но и задавать все операции с ними. Реализация этой идеи требует знания не только конечных, но и любых промежуточных результатов исследований. Подобный подход мог бы быть возможен лишь при условии абсолютной познаемости природы, сомнительный акт достижения которой сделал бы проведение исследований ненужным.

Таким образом, если традиционный подход к выделению формаций вообще не учитывает целевой аспект познания, то сторонники «целевого подхода» переоценивают конструктивный аспект целепостановки и требуют введения операций оценки факторов, столь жестких, что ограничивают возможность познания. В связи с этим встает вопрос о том, какие цели могут быть приписаны формационному анализу в геологии и каковы те критерии, основываясь на которых, можно оценивать результаты формационных исследований.

Зародившись при региональных геологических исследованиях, формационный анализ, во всяком случае на современном уровне развития, является эмпирической процедурой, направленной на установление неоднократно повторяющихся ассоциаций пород и основан-

ной на изучении структурно-вещественных признаков пород. Выбор последних предопределяется исторически сложившимся подходом к объектам геологии, общегеологической практикой, свидетельствующей о существенности этих признаков при решении практических задач, в первую очередь при поиске месторождений полезных ископаемых. (Отмеченное понимание является относительно узким. С позиций авторов, не было бы ничего криминального и в еще более широком понимании формационного анализа, как любой процедуры построения научной классификации геологических объектов разных уровней по наборам разнотипных признаков. При условии, если оговаривается, какие объекты и по каким признакам классифицируются, терминологическая путаница исключена).

Установление типовых ассоциаций пород — внутренняя функция формационного анализа. Одной из основных его внешних функций является прогнозная оценка территорий на те или иные виды полезных ископаемых. Предпосылкой возможности реализации этой функции является вхождение в состав ассоциаций как закономерных составляющих таких пород, которые собственно и рассматриваются в качестве полезных ископаемых, либо тесная пространственная связь месторождений и породных ассоциаций определенных типов.

С учетом внутренней функции формационного анализа основным требованием, которое может быть предъявлено к его результатам, является выделение таких классов ассоциаций пород, в которых элементы каждого класса максимально близки по структурно-вещественным признакам между собой и вместе с тем наиболее резко отличаются от элементов других классов, при необходимом условии, что классификация является достаточно общей. Лишь классификация, удовлетворяющая этому требованию, позволяет кодировать информацию таким образом, чтобы потеря информации об исходных объектах при приписывании им характеристик классов была минимальной, и соответственно позволяет удовлетворительно решать задачи диагноза, являющиеся основными при прогностических построениях. Однако нельзя сказать, что те формационные построения, которые приводят к наиболее четкой типизации объектов, являются лучшими во всех отношениях. Более надежным критерием оценки формационных построений служат их способность быть средством достижения новых целей и способность выполнять внешние функции, в первую очередь прагматического плана. Последнее не может быть ни задано в окончательной форме заранее — до проведения формационного анализа, ни определено единым актом после получения его результатов. Процесс проверки ценности получаемых результатов, как отмечалось, может быть достаточно длительным, а в принципе и бесконечным.

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ ПРИ ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

В последнее время широко дискутируется вопрос о роли «генетических» построений при формационном анализе. В этом вопросе, как представляется, необходимо различать, по крайней мере, два переплетающихся аспекта. Первый связан с возможностью

использования «генетических» признаков как основы формационного анализа, второй — с целесообразностью введения «генетических» определений формаций и их ролью.

Будучи средством обобщения первичных данных, получаемых при региональных геологических исследованиях, формационный анализ выступает в настоящее время в качестве типичной описательной процедуры эмпирического уровня исследования и в этом статусе не должен основываться на гипотетических данных. Развитие наук или отдельных научных дисциплин приводит или может привести к построению теорий, позволяющих получать на основе строгого вывода теоретические данные, не связанные непосредственно с экспериментальными процедурами, надежность которых может, однако, достаточно точно оцениваться. Совершенно очевидно, что данные, устанавливаемые теоретическим путем, могут быть основой классификации, в частности и в геологии. Процедура подобной классификации вправе рассматриваться как формационный анализ, но уже «не тот», что анализ эмпирического уровня.

Как свидетельствует опыт многих наук, использование признаков, отражающих причинные связи между объектами, дает возможность успешнее решать научные и практические задачи, и в этом плане призыв выделять геологические формации на «генетической» основе, учитывающей причинно-следственные отношения [Кен, 1968], обоснован, но лишь потенциально. Современное состояние геологии таково, что теории процессов, позволяющие делать строгие заключения о геологическом прошлом (определять, в частности, комагматичность тех или иных образований), не построены. Более того, не совсем ясны даже общие логические схемы, придерживаясь которых можно создать теории, отвечающие современным требованиям. Поэтому суждения о различных «генетических отношениях и свойствах» изучаемых в настоящее время геологических объектов зачастую целиком относятся к области гипотезы и, следовательно, не могут служить основой формационного анализа.

По этой же причине определения типа «Магматическая формация — естественная комагматическая ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно появляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры» (Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2500 000, 1971, с. 8) — не могут быть использованы при практической работе и отражают лишь гипотетические представления об объектах, выделенных совершенно по другим признакам, причем представления, которые в настоящее время не могут быть ни опровергнуты, ни доказаны.

Необходимость строить современный формационный анализ на эмпирической основе вполне осознана [Кузнецов, 1964; Боголепов, 1970; Круть, 1968; Драгунов, 1968]. Однако при попытках выработки общего подхода к проблемам формационного анализа исследователи, призывающие к игнорированию «генетических» признаков, так или иначе изменяют исходной позиции.

Так, К. В. Боголепов [1970], критикуя за непоследовательное отношение к «генезису» Ю. А. Кузнецова, сам оперирует «генетическими» категориями, используя представления о «первичных» и «вторичных» формациях. И. В. Круть [1968] приходит к «генетическим» принципам, обосновывая нецелесообразность выделения формаций метаморфических пород. Кажется, что истоки подобного положения заключаются в непоследовательности петрографических классификаций, которые используются при процедурах описания пород, предшествующих формационному анализу. В своей основе эти классификации базируются на «эмпирических» признаках (минеральный состав, структурные и текстурные особенности), устанавливаемых путем наблюдений или экспериментов. Однако на высших таксономических уровнях деление пород производится по признакам, недоступным для непосредственной оценки (осадочные, магматические, метаморфические, метасоматические и т. п.), использование которых зачастую не позволяет получать однозначные результаты. Кроме того, система страдает алогичностью, так как объекты того или иного вида, относимые к какому-нибудь одному классу, реально могут принадлежать нескольким классам. Так, «гранит», являющийся таковым минералогически и структурно и относимый только к классу изверженных пород, с учетом современных представлений может быть не только изверженным, но и метасоматическим и метаморфическим.

При построении собственно петрографических классификаций первоначальное «генетическое» значение терминов зачастую не учитывается, что также приводит к путанице.

Очевидно, пока исходные классификации пород будут базироваться на различных признаках: эмпирических и гипотетическо-теоретических одновременно, до тех пор определенная непоследовательность будет присуща и формационному анализу. Тем более, что создание петрографических классификаций пород на строго эмпирической основе и в соответствии с формально-логическими требованиями не может быть выполнено путем единовременного акта, будучи связанным с коренной ломкой установившихся представлений. В настоящее время употребление изначально генетических терминов при процедурах формационного анализа может быть ограничено теми из них, которые допускают наиболее четкую эмпирическую интерпретацию. К подобным терминам относятся, в частности, термины «вулканическая толща», «интрузивный массив» и т. п. Вполне могут быть увязаны с эмпирическими процедурами и представления о геологическом возрасте.

Высказанное с учетом современного состояния теоретической геологии скептическое отношение к определениям на генетической основе касается их использования в качестве фундамента формационного анализа. Подобное отношение не отрицает однако гипотетическо-теоретических построений, использующих результаты формационного анализа, проводимого на эмпирическом уровне исследований.

Известно, что любая область естественно-научного знания при своем развитии проходит несколько стадий. Первая — описательная —

стадия связана с получением и систематизацией эмпирических данных, установлением на их основе общих связей — законов и закономерностей. Понятия при этом определяются путем введения операциональных или остенсивных соотношений. Операциональные соотношения задают последовательность действий, основываясь на которых могут быть выделены объекты, установлены характеристики этих объектов, соотношения между объектами и т. п.; остенсивные соотношения вводятся указанием на конкретные примеры. Соотношения задают понятия в некоей мере формально, не раскрывая их смысла. Вместе с тем они являются основой при проведении описательных процедур.

Смысловая нагрузка терминов раскрывается на следующей — теоретической — стадии развития данной отрасли знания, когда значения терминов определяются через другие понятия, не обязательно связанные с эмпирическими процедурами. Иными словами, при достаточном развитии науки термины, первоначально определяемые остенсивно или операционально, получают дополнительное содержание в рамках теории. Теории являются более сильными эвристическими средствами, чем средства эмпирического уровня исследования. Они лучше выполняют как объяснительные, так и предсказательные функции, при условии, однако, если они отвечают определенным логическим требованиям (непротиворечивость и т. п.).

Появлению теории предшествует формулировка гипотез. Любая научная гипотеза должна иметь следствия, которые могут быть опровергнуты (или подтверждены) на эмпирическом материале. Собственно, лишь в этом случае, при условии неоднократного совпадения следствий из гипотезы с эмпирическими данными, ей может быть присвоен статус теории. Большинство же геологических гипотез, используемых при определении формаций и во многих случаях трактуемых как теории, не отвечают этому требованию. В области учения о магматических породах это касается в первую очередь представлений об «общности происхождения из единого магматического очага», «потенциальной рудоносности», так или иначе привлекаемых для целей формационного анализа, и т. п. Поэтому, говоря о необходимости теоретического осмысливания результатов формационного анализа, мы имеем в виду гипотезы и теории в строго научном смысле слова. Последние же необходимы. Как следствие необходимо и введение определений, отражающих гипотетическо-теоретические представления об объектах, выделенных ранее с учетом эмпирического значения терминов. Использование этих понятий для научных целей (объяснение, предсказание) всегда должно сопровождаться четким осознанием их модуса, особенно степени гипотетичности.

#### ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Трактовка «формации» как термина, обозначающего сложное геологическое тело, занимающее связную область пространства, принятая в ряде работ, акцентирует внимание на исходный объект

классификации. Во многих отношениях это удобно. Однако подобное словоупотребление противоречит общенаучной внегеологической практике, так как термин «формация» традиционно используется для обозначения классов объектов (видов). В этом же смысле он гораздо чаще употребляется и при конкретных геологических исследованиях, в связи с чем приписывание термину «формация» смысла объекта, занимающего в иерархии «уровней организации материи» положение где-то между «породой» и «земной оболочкой» приводит к пересмотру существующих конкретных схем. Поэтому целесообразнее оставить этот термин для обозначения классов (видов), в которые группируются ассоциации пород по структурно-вещественным признакам.

Последовательное применение термина в подобном смысле позволяет говорить о формациях объектов разных типов (формации осадочных, вулканических, вулканогенных, интрузивных, магматических, метаморфических ассоциаций пород, смешанные геологические формации) и уровней. Если взять за основу такие объекты, как «интрузивные массивы», «вулканические серии», «осадочные толщи», то имеется возможность выделять ассоциации пород, представленные устойчивым сочетанием массивов, серий и толщ определенных типов, которые в свою очередь могут группироваться в объекты более высоких иерархических уровней. Таким образом, при наличии определенных онтологических предпосылок можно было бы говорить о формациях объектов начиная от массивов и серий вплоть до объектов, отвечающих рангу «структурных этажей», «складчатых областей» и т. п. В настоящей работе область применения термина «формация» ограничивается объектами низших иерархических уровней (массивами, сериями и т. п.).

Формации как множества могут быть в свою очередь классифицированы. В контексте данной работы достаточно ввести одно систематическое подразделение — класс формаций, — объединяющее ассоциации пород разных видов, близких между собой. Например, под классом гранитоидных формаций понимается совокупность массивов габбро-плагиогранитового, щелочно-гранитового и сходных (по преобладанию гранитоидов) типов. Класс базальтоидных формаций представляет собой совокупность диабазо-спилитовых, щелочно-базальтовых и других серий, среди пород которых преобладают базальтоиды, и т. д.

Совокупность объектов определенной формационной принадлежности, развитых на фиксированной территории и имеющих фиксированный возраст, обозначается термином «комплекс», как это принято во многих региональных работах. Авторы считают, что употребление для обозначения «популяционных» особенностей ассоциаций пород термина «формация» при условии, что последний приписан «видам», может лишь приводить к путанице, что и наблюдается реально. Комплексы пород определенных формаций как сверхсложные агрегаты, не занимающие связные области геологического пространства, в свою очередь могут классифицироваться по различным признакам. На основе группировки комплексов могут создаваться

новые объекты, также сверхсложные агрегаты тел, не занимающие связанные области пространства. Для их обозначения употребляются термины «ряд» и «группа комплексов» (применительно к стадиям или этапам тектоно-магматического цикла) или «серия комплексов» (применительно к тектоно-магматическим циклам). «Ряды», «группы» или «серии» также в свою очередь могут классифицироваться.

Особенности объектов одного формационного типа, определяемые конкретными условиями их проявления (т. е. «популяционные» особенности), трактуются далее в качестве «фациальных», что соответствует общепринятому подходу.

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРЕДПОСЫЛКИ И УСЛОВИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Формационный анализ выступает в качестве процедуры, направленной на выявление повторяющихся типов ассоциаций пород, выделяемых по структурно-вещественным признакам, т. е. в конечном итоге — законов и закономерностей, отражающих неоднородность геологических объектов. Среди задач, так или иначе связанных с формационным анализом, могут быть выделены два типа: задачи, направленные на создание формационных схем различной степени общности, и задачи, решаемые на формационной основе. Использование петрохимических данных для решения задач обоих типов предопределяется рядом причин. Во-первых, имеется определенное количество задач, привлечение петрохимических данных для решения которых, как можно судить по имеющемуся опыту, эффективно. Однако класс этих задач достаточно узок. В современных условиях для решения этих задач привлекается лишь небольшая часть накопленной петрохимической информации, объем которой стремительно возрастает.

Основная часть петрохимических данных разбросана в различных источниках, зачастую труднодоступных, и не используется. Разделы по петрохимии, включаемые не только в отчеты, но и в печатные работы, носят зачастую формальный характер и дополнительной информации в содержательном, геологическом плане не дают. В связи с этим вторая причина — необходимость поиска задач, для решения которых могут привлекаться петрохимические данные. Частным и в значительной мере опосредованным, но весьма важным случаем подобного поиска является обобщение петрохимических данных на формационной основе, позволяющее выявить общие эмпирические закономерности, которые могут служить базой при проведении других исследований.

Создание формационных схем различной степени общности — собственно формационный анализ — является сложной процедурой, при реализации которой тесно переплетаются обобщения разных уровней. Выявление повторяющихся ассоциаций пород в пределах отдельных регионов влечет пересмотр общих схем, которые в свою очередь влияют на характер исследований, проводимых в конкретных регионах. Одна из первых задач, для решения которой могут исполь-

зоваться петрохимические данные, — установление неоднородности изучаемых объектов и их первичная классификация. Непосредственной предпосылкой использования петрохимических данных для этих целей является тесная взаимозависимость минералогических особенностей пород и их химического состава, причем использование петрохимических данных позволяет привлекать современные методы обработки наблюдений.

Вторая задача — диагностика объектов, отнесение их к тому или иному формационному типу или определенному комплексу на основе петрохимических данных, что позволяет одновременно решать и задачи, связанные с прогнозом месторождений полезных ископаемых. В целом в рамках собственно формационного анализа петрохимические исследования имеют вспомогательный характер, давая дополнительные данные для построения формационных схем. Однако для решения частных вопросов, связанных с формационным анализом, они могут иметь и первостепенное значение, особенно будучи основанными на современных методах обработки данных. В частности, весьма интересные результаты при изучении неоднородности пород вулканических серий, которые могут служить основой при выделении комплексов, получены А. Ф. Белоусовым, Ю. Н. Кочкиным и З. Г. Поляковой [1969] при обработке петрохимических данных, характеризующих кембрийские вулканы Алтае-Саянской складчатой области. В плане диагностики пород различных комплексов магматических образований надежные критерии получены при привлечении так называемых методов распознавания образцов [Гольдин, Кутолин, 1964; Кутолин, 1969].

Решение этих же задач преследовалось в конечном итоге и ранее, при разработке многочисленных систем пересчетов данных химических анализов и способов их графического изображения. В этой связи, на наш взгляд, необходимо отметить следующее. Пересчет данных химических анализов, представленных в виде массовых (весовых) процентов, сам по себе является формальной процедурой — способом преобразования информации из одной формы в другую — и без строгого обоснования особого смысла не имеет. При проведении любых описательных процедур, т. е. на эмпирическом уровне исследования, возможности априорного выбора признаков ограничены. Предпочтение могло бы быть отдано тем признакам или таким способам представления составов пород, которые приводят к лучшим результатам в рамках конкретной задачи, что может быть оценено лишь апостериори, при переборе всех возможных вариантов, и лишь отчасти априори на основе результатов, полученных при решении задач сходных типов.

Если использованные признаки приводят к решениям задач, удовлетворяющим исследователя, то это еще не значит, что отсутствуют признаки, в том числе получаемые трансформацией исходных, не дающие относительно лучшие результаты. Однако если удовлетворительные решения задач получены, то поиск последних становится ненужным. В этой связи при отсутствии определенных априорных предпосылок исследование, всегда рациональнее начинать

с использования признаков, получение которых требует наименьших затрат труда, т. е. с использования данных химических анализов в той форме, в которой они представляются в лабораториях. Лишь отсутствие удовлетворительных результатов при решении той или иной задачи является достаточным оправданием необходимости поиска новых признаков — проведения различного рода пересчетов.

Существующие же общие обоснования необходимости трансформации данных анализов, выраженных в массовых процентах, малоубедительны как в случаях, когда они основываются на предпосылках онтологического плана, так и тогда, когда эти предпосылки имеют геологический характер.

Позиция исследователей, основывающихся на предпосылках первого типа, сводится к тому, что выражение состава пород в массовых (весовых) процентах «искажает истинный характер химизма пород», искажает «истинное содержание элементов» [Рудник, 1966] или «реальные соотношения элементов в горных породах» [Иванов, Подольский, 1971]. В частности, по этой причине отрицается возможность использования процентных величин при корреляционном анализе [Vistelius, Sarmanov, 1961; Сарманов, 1963]. Как отмечалось [Груза, 1969], термины «истинный характер химизма» или «истинное содержание элемента» в подобном контексте не несут смысловой нагрузки, так как нет каких-либо «истинных» или «ложных» содержаний, а можно говорить лишь о различных способах представления составов пород, при использовании любого из которых отражаются определенные стороны изучаемых объектов, и в этом плане совершенно равноправных.

Позиция исследователей, обосновываемая предпосылками второго типа, может быть иллюстрирована отношением к указанному вопросу С. Д. Четверикова [1956, с. 6]: «Решение петрохимических задач на современном методологическом уровне, т. е. с учетом всех взаимосвязей между химическими компонентами, невозможно путем сопоставления весовых количеств окислов, выражающих состав горной породы, так как весовые количества различных окислов не соизмеримы между собой, как это хорошо известно из элементарной химии. Рассмотрение взаимоотношений между компонентами можно проводить только используя молекулярные или, лучше, атомные соотношения», Т. Ф. Барта [Barth, 1955], отмечающего, что «анализы горных пород являются важными параметрами, но изображение их в виде таблиц весовых окислов не отражает количественных соотношений, которые нужны петрологу»; или авторов многочисленных систем пересчетов, постулирующих или подразумевающих, что необходимо использовать такие характеристики, которые отражают особенности минерального состава пород.

Каждое из этих утверждений требует дополнительного обоснования, которое, на наш взгляд, не может быть проведено. Первое утверждение противоречит опыту самой же химии, использующей величины, выраженные в массовых процентах, не только на уровне эмпирических обобщений, но и при построении содержательных теорий. Второе утверждение содержит ссылки не на имеющийся,

а скорее на весь будущий опыт, который собственно и должен решить, в «каком отношении и в каких пределах важны выбранные свойства объекта», о чем говорилось ранее. Третья же позиция, по нашему мнению, отражает стремление оперировать категориями, привычными петрографу.

По существу, целесообразность пересчетов, основанных на нормативно-минералогическом или сходном принципе, может быть обоснована априори в двух случаях. Во-первых, если при исследовании на эмпирическом уровне в качестве рассматриваемых признаков выступают величины, характеризующие особенности минерального состава пород, однако по тем или иным причинам непосредственная оценка подобных величин либо вообще затруднена, либо экономически менее выгодна, чем оценка их посредством пересчетов данных химических анализов, хотя бы в связи с тем, что минералогические исследования не произведены, но имеются химические определения. Во-вторых, если в результате теоретического или экспериментального моделирования получаются зависимости, связывающие нормативные характеристики, т. е. способы представления составов пород предопределяются характером решаемой теоретической задачи. Последнее положение имеет силу по отношению к признакам любой природы — наличие теоретической модели однозначно задает способы оперирования признаками. Оба указанных случая редко имеют место в ряду современных исследований, базирующихся на петрохимических данных. В связи с этим общая тенденция преобразования исходных данных применительно к петрохимии не может быть признана оправданной.

Вторая тенденция связана с попытками создания способов наглядного геометрического представления составов пород. Эта тенденция не вызывает возражений до тех пор, пока она не вступает в противоречие с возможностями аналитических методов. Если использование последних позволяет получать результаты, удовлетворяющие в содержательном плане, то обращение к ним становится более предпочтительным, чем визуальный анализ данных. В настоящее время имеется определенный круг задач, в первую очередь диагностического плана, строгие решения которых могут быть получены аналитическим путем, в связи с чем способы наглядной геометрической интерпретации результатов приобретают вспомогательный характер.

Задачи второго типа, решаемые на формационной основе, дают возможность более широкого использования петрохимических данных. Результаты петрохимических обобщений могут выявить эмпирические зависимости, характеризующие «фациальные» особенности пород различных формационных типов, и быть той реальной основой, с учетом которой должны строиться геотектонические теории.

Другой важный аспект связан с установлением генетических особенностей объектов различных формационных типов; выработкой петрохимических критериев, на основе которых могут решаться петрогенетические вопросы. Задачи подобного типа являются наиболее трудными и в настоящее время далеки от решений, получить которые можно лишь на основе разработки теоретических моделей

процессов. Однако объективные тенденции развития геологии таковы, что она только подходит к периоду развития, связанному с построением подобных моделей (в отношении геохимии это отмечено А. П. Виноградовым [1967]), привлекая для целей объяснения законы и закономерности других предметных областей, установленные в рамках физики, химии и т. п. В частности, для объяснения фактуальных положений, базирующихся на данных химических анализов, широко привлекаются законы и закономерности физической химии, в том числе закономерности, получаемые при изучении специфики кристаллизации в различных физико-химических системах.

Положения, являющиеся в той или иной области знания законами, будучи привлеченными для объяснения геологических данных (т. е. приложенные к другой предметной области), приобретают статус гипотез и требуют эмпирического подтверждения. Ситуация вместе с тем такова, что обычно вводятся гипотезы, но не задаются способы их проверки. Так обстоит дело, например, со многими положениями петрогенетического плана, призванными пролить свет на причины дифференцированности составов пород различных объектов — будь то представления о процессах кристаллизационной дифференциации, термо- или бародиффузии, диффузии в гравитационном поле (седиментации) или процессов ассимиляции.

В ряде случаев подобные положения привлекаются лишь с целью гипотетических объяснений, и никаких других функций им не приписывается, что вполне допустимо, хотя подобные объяснения сами по себе и имеют небольшое эвристическое значение. Однако зачастую эти положения привлекаются с целью ретросказания, т. е. реставрации определенных сторон геологического прошлого, а получаемым результатам приписывается абсолютное значение. Недостатки подобного подхода очевидны, однако именно он является основой большинства исследований, использующих петрохимические данные для петрогенетических построений. При этом реализуется следующий, обычный для геологии путь оперирования теоретической моделью. Модель, воплощающая гипотетические представления о механизме процесса, является базисом экстраполяции. Выводы об определенных характеристиках объектов или процессов прошлого получаются путем логической трансформации эмпирических данных, снимаемых с реального объекта. Этот путь представляется в следующем виде:

$$O_p \longrightarrow \mathcal{E}_p \xrightarrow{TM} \mathcal{E}_r \longrightarrow O_r,$$

где  $\mathcal{E}_p$  — эмпирические данные, характеризующие реальный объект  $O_p$ ;  $\mathcal{E}_r$  — характеристики, приписываемые гипотетическому объекту (процессу) прошлого  $O_r$ ;  $TM$  — знак логической транс-

формации (следования) на основе модели  $TM$ .

Точность выводов, получаемых при подобном пути познания, определяется двумя факторами: степенью адекватности теоретической модели геологическому процессу, приведшему к формированию реального объекта  $O_p$ , во-первых, и строгостью трансформации

эмпирических данных, во-вторых. Современное состояние геологии таково, что многие положения, на которых основывается ретросказание, носят качественный характер и формулируются в системе неформализованных понятий, что не позволяет логически строго производить операцию переноса знаний. Однако и наблюдающийся в последние годы процесс формализации понятийной базы геологии и математизации геологической науки может не привести к существенному повышению точности заключений о прошлом. Это связано с тем, что формулировка теоретической модели на языке математики может обеспечить возможность строгой трансформации эмпирических данных, но не может повысить надежности исходных предпосылок, составляющих содержательное ядро модели.

Естественным следствием стремления наиболее строго обосновать исходные предпосылки теоретической модели, используемой при ретросказании в соответствии с рассматриваемой схемой, является привлечение таких положений, которые кажутся максимально правдоподобными с позиций современного состояния знаний. Фундаментом подобного пути познания прошлого становится принцип актуализма, который, так же как и униформизм, предполагает полную аналогию в механизме процессов, протекающих в современную эпоху и имевших место в далеком геологическом прошлом.

Недостатки принципа актуализма широко обсуждались и хорошо известны. Возможность протекания в прошлом процессов, отличных от современных, ставит под сомнение те или иные выводы, получаемые путем экстраполяции в прошлое на основе аналогий с наблюдаемыми процессами. Можно спорить по поводу того, насколько последовательно при изучении прошлого Земли следует придерживаться принципа относительности конкретного [Свидерский, 1970], в соответствии с которым относительными как исторически, так и локально являются и законы. Существенно, однако, что в рамках обсуждаемого пути использования теоретических моделей этот вопрос не может быть решен в связи с невозможностью опытной проверки логически получаемых результатов. Для его решения необходимо установить механизм протекания тех или иных процессов геологического прошлого, т. е. решить первоначально ту задачу, ради решения которой и обосновывается принцип актуализма. Следовательно, для выхода из логического круга необходимо привлечение какого-либо иного пути познания прошлого. При этом должна быть учтена возможность широкого проявления конвергенции.

Ретросказание по приведенной схеме, основывающееся на непроверяемых гипотезах, превращается обычно в расчетную операцию, приводящую к получению из исходных данных таких чисел, содержательный геологический смысл которых не ясен. Отмеченное имеет прямое отношение к различного рода петрохимическим параметрам типа кристаллизационного индекса А. Польдерваарта и А. Паркера, дифференциационного индекса С. Торнтон и О. Таттла, индекса затвердевания Х. Куно, известных петрохимических характеристик, предложенных Л. Уэйджером и В. Диром, Е. Симпсоном и другими исследователями. Будучи выведенными из

представлений о процессах кристаллизационной дифференциации, основанных на данных экспериментального изучения закономерностей кристаллизации в различных физико-химических системах, перечисленные параметры призваны служить «неслучайными аргументами», характеризующими положение пород в ряду дифференциатов, а также критериями, по значениям которых можно было бы судить о роли фракционирования тех или иных кристаллических фаз.

Однако в связи с тем, что способ проверки гипотетических положений, лежащих в основе получения параметров, не задается, последние приобретают формальный характер, а их использование не способствует извлечению информации генетического характера. (Сходные недостатки присущи многим данным, получаемым в области баро- и термометрии, при определении абсолютного возраста и т. п.). В этих условиях целесообразность использования петрохимических характеристик типа перечисленных, как и в ранее рассмотренном случае, может быть поставлена под сомнение в связи с трудоемкостью соответствующих пересчетов.

Другая тенденция оперирования теоретическими моделями, которая в настоящее время с позиций авторов должна быть основной в геологии, отражает более сложный путь познания. Из некоторых предпосылок о состоянии гипотетического объекта  $O_{гп}$  в прошлом на основе представлений о механизме геологического процесса делаются заключения о возможном состоянии реального объекта  $O_p$  в настоящем. Иными словами, реализуется стратегия проверки гипотез, которая может быть представлена в виде схемы

$$O_{гп} \longrightarrow \mathcal{E}_{гп} \xrightarrow{TM} \mathcal{E}_{гп} \longleftarrow \mathcal{E}_p \longleftarrow O_p,$$

где  $\mathcal{E}_{гп}$  — теоретические характеристики объекта  $O_p$ ;  $\longleftrightarrow$  — знак сопоставления  $\mathcal{E}_{гп}$  и  $\mathcal{E}_p$ .

При отсутствии соответствия между теоретически получаемыми  $\mathcal{E}_{гп}$  и эмпирическими  $\mathcal{E}_p$  данными теоретическая модель отвергается, как не отвечающая природе реального объекта  $O_p$ . Если устанавливается соответствие между  $\mathcal{E}_{гп}$  и  $\mathcal{E}_p$ , то можно утверждать, что образование объекта  $O_p$  удовлетворительно описывается моделью  $TM$  и этот объект мог образоваться в результате процесса, отраженного моделью  $TM$ . Тем самым осуществляется ретросказание, причем в отличие от первого пути экспериментальная проверка теоретических положений становится неотъемлемой составной частью процесса познания.

Этот путь использования теоретических моделей по основным особенностям совпадает с тем путем, которым идет развитие теоретического знания в физике, химии и других естественных науках, достигших большего совершенства, чем геология. Широко распространен он и в геологии, где, однако, основывается на качественных, неформализованных представлениях, не дающих возможность более или менее строго оценивать гипотезы. В петрохимии попытки построения теоретических моделей, отвечающих современным требованиям, предприняты лишь в последнее время [Вистелиус, 1963].

Очевидно, что верификация предположений ретроспективного плана может иметь место лишь при наличии набора теоретических моделей полной группы процессов, которые могли протекать в прошлом. Возможность построения подобного набора проблематична. Если полная группа моделей не создана и нет уверенности в том, что отсутствуют явления конвергенции, удовлетворительное соответствие между теоретическими и эмпирическими данными не является свидетельством окончательного подтверждения теоретических представлений. Однако и в этих условиях теоретические модели, непротиворечиво описывающие определенные стороны объекта, могут выполнять функцию предсказания. При этом предсказание может вестись по двум линиям. Во-первых, для объекта, признаки которого совпадают с теоретически получаемыми, могут прогнозироваться другие свойства, дополнительно характеризующиеся в рамках теоретической модели. Во-вторых, прогностической оценке в отношении ряда свойств могут быть подвергнуты объекты, в определенном плане сходные с теми, на которых проверяется модель.

Есть еще один аспект, существенно отличающий путь оперирования теоретическими моделями в плане проверки гипотез от пути их использования для прямой экстраполяции в прошлое. При принятии последнего пути из его специфики вытекает прямая зависимость возможности познания геологических процессов не только от современного уровня развития геологии, но в первую очередь от уровня развития смежных наук, таких как физика, химия или география. М. С. Потапова [1963, с. 122] справедливо заметила, что на современном уровне исследований «геологические процессы — это процессы дважды открытые. Первоначально это широко известные природные процессы, с которыми с давних пор знакомы специалисты в различных отраслях науки и техники. Лишь после того, как эти явления научились различать в «омертвленном» виде — в геологической структуре, в составе, структуре и текстуре горных пород, — эти явления осознались нами как геологические, оставаясь обычно вместе с тем объектами изучения соответствующих естественных и технических наук». Поэтому геология становится в теоретическом плане в некотором роде «тенью» других наук. Особенно эта зависимость ощущается в области геохимии, и петрохимии в частности.

Обращают на себя внимание два положения. Во-первых, если действительно существуют геологические процессы, не похожие на современные процессы, изучаемые физикой, химией или географией, то, как отмечалось, в рамках первого подхода они принципиально не могут быть открыты. Любая модель, даже адекватно отражающая специфику тех или иных геологических процессов, но противоречащая сумме накопленных знаний (т. е. «здоровому смыслу»), должна быть отброшена именно в связи с наличием этого противоречия. Второй путь позволяет проверять модели, основанные на «сумасшедших» идеях, содержание которых может казаться неверным с позиций сегодняшних знаний. При этом существует лишь один критерий работоспособности теоретических положений — степень

совпадения следствий из теории с эмпирическими данными. Таким образом, появляется возможность выхода из того логического круга, о котором говорилось ранее.

Во-вторых, даже при условии, что развитие всех геологических процессов подчинялось тем общим законам и закономерностям, которые устанавливаются в настоящее время, путь оперирования теоретическими моделями в плане проверки гипотез позволяет в какой-то мере ликвидировать прямую зависимость геологии от смежных наук, способствуя выявлению тех законов, управляющих течением геологических процессов, которые хотя и не противоречат общим положениям, например физики или химии, но еще не открыты в рамках этих наук.

Разработка теоретических моделей, допускающих операцию их строгой оценки на эмпирическом материале, создаст также предпосылки для более надежной экстраполяции в прошлое в соответствии с первой из приведенных схем. Построение теоретических моделей геологических процессов становится в настоящее время одной из основных задач петрохимии.

### **ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И РОЛЬ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ**

Современный этап развития геологии характеризуется широким использованием средств математики, в первую очередь вероятностно-статистических методов. Общая тенденция математизации не в последней очередь затронула и геохимию (включая петрохимию), одной из причин чего явилась тесная связь исходных геохимических данных с числами через процедуру измерения. Хотя математические методы используются в настоящее время при проведении большинства исследований, основанных на количественной информации, остаются неясными не только многие вопросы, связанные с оценкой роли математической обработки данных, но и вопросы, связанные с принципиальной возможностью привлечения того или иного аппарата. Один из таких вопросов — о предпосылках и специфике использования теоретико-вероятностных методов — широко дискутируется в геологической литературе, при этом различные точки зрения приводят к противоречивым оценкам перспектив развития геологической науки и практики.

Так, А. Б. Вистелиус [1969, Vistelius, 1967] считает, что специфике геологии отвечает только теория вероятностей, причем «геологу приходится иметь дело с теорией вероятностей только из-за того, что явления, исследуемые им, носят стохастический характер» [Вистелиус, 1969, с. 16]. Из представления о случайности геологических процессов и требования адекватности математической модели объекту изучения следует вывод о том, «что большой круг дисциплин этой науки (математики, — А. Г.) вряд ли может быть привлечен для решения принципиальных задач геологии, так как он основан на принципе детерминизма. Таковы области классического анализа, в широком смысле этого слова (т. е. включая математическую физику), геометрии, математической логики и т. д.» (там же, с. 14).

Сходные представления о вероятностной природе геологических процессов высказаны и другими исследователями [Шурыгин, 1966; Brown, 1961]. Нетрудно видеть, что более или менее строгое обоснование приведенной позиции должно привести к существенной переоценке современного состояния геохимии, петрологии и других областей геологического знания, основная часть моделей которых не основана на теории вероятностей. Вместе с тем достаточно широко распространена и альтернативная точка зрения, в соответствии с которой «применение вероятностно-статистических методов в геологии принципиально ограничено» [Круть, 1968], причем этот тезис обосновывается ссылками на невероятностную природу геологических процессов или на невозможность рассмотрения различных характеристик геологических объектов в качестве «случайных величин» [Matheron, 1963; Карлье, 1966; Четвериков, 1965; Köchler, 1965] в связи с наличием закономерной пространственной изменчивости характеристик.

Наличие противоположных точек зрения, ориентирующих конкретные исследования в различных направлениях, предопределяет необходимость рассмотрения методологических вопросов, связанных с использованием математических, в первую очередь вероятностно-статистических методов в геологии. При этом некоторая ясность может быть достигнута, если различать те аспекты, которые связаны со спецификой статистических описаний, с одной стороны, и вероятностных построений — с другой. Будучи в определенных ситуациях тесно связанными, статистические и вероятностные построения вместе с тем не могут быть отождествлены, и им принадлежит различная роль в процессе исследования.

В большинстве работ логического плана под статистическим понимается описание совокупности по некоторым общим признакам индивидов. (При более узком понимании термин «статистические характеристики» отождествляется с термином «средние характеристики», что имеет место, например, в работах А. Н. Колмогорова.) Таким образом, фиксируя свойства некоторой совокупности объектов, статистические факты могут быть верными, неверными или вообще бессмысленными по отношению к объектам, составляющим совокупность.

Статистические описания сами по себе не связаны с какими-либо вероятностными концепциями, могут проводиться без введения представлений о «случайных величинах» и т. п. и при оперировании количественной информацией представляют собой процедуры получения значений некоторых формальных конструктов. При определенных условиях последние могут быть интерпретированы в вероятностном плане. Однако в общем случае подобная интерпретация возможна не всегда. Например, такой конструкт, как «косинус угла между векторами», способ вычисления значений которого задается формулой

$$\cos \theta = \frac{(\xi_1, \xi_2)}{\|\xi_1\| \cdot \|\xi_2\|},$$

где в числителе — скалярное произведение, а в знаменателе — нормы векторов, в ряде случаев можно интерпретировать как характеристику зависимости случайных величин в вероятностном смысле. Однако подобная интерпретация возможна лишь при условии, если векторы  $\xi_1$  и  $\xi_2$  отвечают довольно жестким требованиям. Невыполнение последних не ограничивает, однако, возможность использования величины  $\cos \theta$  как статистической характеристики совокупности объектов.

Целесообразность редукции множества исходных индивидуальных фактов к статистическим, вообще говоря, не всегда очевидна. Обычно отмечается, что подобная редукция или позволяет получать характеристики объектов нового уровня рассмотрения, причем характеристики более устойчивые, чем индивидуальные, или является средством свертки (кодирования) информации — получения таких групповых характеристик, по значениям которых можно судить с достаточной точностью о свойствах индивидов. Использование статистических характеристик в качестве «информоемких параметров» тесно связано с областью теоретических оценок и соответственно с вероятностными построениями, вызывающими серьезные разногласия методологического плана.

Собственно статистические описания, связанные с редукцией индивидуальных эмпирических фактов к статистическим, являющиеся в настоящее время основой простейшей обработки данных, гораздо более простые процедуры. Однако и они вызывают вопросы методологического плана, в первую очередь связанные с общей проблемой ценности информации.

Стремительное развитие техники дает возможность многоаспектного изучения природных объектов и подводит геологию к такому положению, когда любой исследователь сможет получать в неограниченных количествах самую разнообразную эмпирическую информацию. Имеется также возможность, основываясь даже на ограниченном количестве исходных данных, получать неограниченное множество выводных, в том числе статистических характеристик. В этой ситуации индивидуальные факты, относящиеся к единичным объектам, взятые изолированно, перестают играть какую-либо научную роль, кроме редких случаев, когда они являются принципиально новыми или могут быть интерпретированы в рамках содержательных теорий.

Собственно научное значение приобретают универсальные закономерности, выявляемые на базе единичных фактов и могущие служить основой для предсказания. Статистические описания сами по себе чаще всего приводят к получению данных того же уровня универсальности, что и исходные, хотя получаемые характеристики и относятся к объектам другого уровня рассмотрения. Поэтому статистические описания не могут являться самоцелью и имеют определенное значение, если на их основе устанавливаются новые универсальные закономерности или их получение обусловлено необходимостью решения теоретических задач, предопределяющих выбор исходных характеристик. Иными словами, статистическое описание

как эмпирическая процедура должно проводиться на начальных стадиях научного исследования и служить основой для дальнейших построений. Однако ситуация, существующая как в петрохимии, так и в геохимии и в геологии в целом, такова, что большинство исследований заканчивается получением единичных статистических характеристик тех или иных объектов, используя которые нельзя решать какие-либо теоретические и практические задачи. Статистическая обработка в данном случае становится средством формального преобразования информации, получения данных, которые не имеют научного значения и содержательный смысл которых обычно не ясен.

Решение вопроса о роли вероятностных построений, понимаемых как любые построения, в которых фигурирует термин «вероятность», требует первоначального уточнения его смысла, особенно в сочетании с другими терминами. Можно показать, что появление различных точек зрения предопределяется употреблением сложных терминов, содержащих слово «вероятность» в несовпадающих значениях. Такие словосочетания, как, например, «вероятностная», или «стохастическая», модель, полисемичны. Кроме того, выяснение роли вероятностных построений затрагивает проблему соотношения объективного и субъективного, т. е. требует ответа на вопрос, какие отношения, реальные или нереальные, отражают вероятностные построения. По последнему вопросу существует обширная литература логико-философского плана, и заинтересованные могут обратиться к ней. Мы ограничимся изложением незначительной части сведений, необходимых для установления статуса вероятностных построений в геологии.

Наиболее полное и законченное с математических позиций аксиоматическое определение вероятности  $P$ , как известно, дано А. Н. Колмогоровым. В соответствии с этим определением под вероятностью понимается неотрицательная счетно-аддитивная нормированная мера, заданная на  $\sigma$ -алгебре элементарных событий. Будучи предельно абстрактным, математическое определение вероятности ничего не говорит и не может сказать о природе этого понятия.

Аксиоматику теории вероятностей можно истолковать посредством соотнесения с объектами весьма различной природы, интерпретацией теории может быть бесконечное множество. В частности, под  $\sigma$ -алгеброй элементарных событий можно понимать пересечение и объединение различных геометрических фигур, покрывающих заданный компакт в двумерном Евклидовом пространстве, а в качестве вероятностной меры — площадь этих фигур. Заметим, что по этой причине представляется неудачной попытка А. В. Вихерта и М. А. Гончарова [1969] противопоставить при анализе структурных поверхностей в геологии «детерминистские некоординатные модели» (ДНМ) «вероятностно-статистическим некоординатным» (ВСНМ).

А. В. Вихерт и М. А. Гончаров определяют ДНМ как функцию  $\psi(z)$ , представляющую собой «плотность распределения значений аппликата  $z$ » в пределах заданной области, и сводят задачу ее

нахождения к определению доли, которую составляет площадь фигур с заданными значениями  $z$  от всей площади. Авторы отмечают, что получаемые в результате «функции формально обладают теми же свойствами, что и любая функция и соответствующая ей плотность распределения вероятностей. Но фактически в рассуждениях полностью отсутствовали вероятностные категории, что и дает право рассматривать эти функции как ДНМ» (там же, с. 68). Не вдаваясь в детали, заметим, что в данном случае авторы задают способ определения вероятностной меры, оперируя геометрическими терминами, т. е. «вероятностные категории» получают геометрическую интерпретацию. Вводимые ими функции аналогичны функциям распределения не только формально, но и содержательно, так как можно одни и те же вещи называть разными терминами, однако разными по этой причине сами вещи не станут.

В конкретных условиях вероятность как формальная мера может вводиться для отражения обусловленности между реальными явлениями, степени частичного подтверждения гипотез, степени реализуемости события при многократном осуществлении комплекса условий и т. п. Специфика содержательных вероятностных представлений заключается в том, что эти представления характеризуют определенную динамическую ситуацию (процесс), в то время как статистическое описание направлено преимущественно на результат процесса. Нетрудно видеть, что все три перечисленные ситуации, допускающие введение формальной вероятностной меры, так или иначе подразумевают наличие именно процесса. Эта особенность имеет значение при анализе роли вероятностных построений, базирующихся на данных эмпирических описаний геологических объектов.

В силу специфики реальных объектов и подхода к ним в геологии при эмпирических исследованиях используются главным образом ее статические модели, так как изменения объектов в обозримые промежутки времени несущественны и ими пренебрегают. Исходные эмпирические данные уже в определенной мере имеют субъективную окраску, однако и при этих условиях их использование как таковых не позволяет оперировать вероятностными представлениями. Последнее возможно при условии введения определенных операций, создающих динамическую ситуацию. Иными словами, для введения вероятностной меры должна быть создана динамическая модель, причем последняя должна отвечать вполне определенным требованиям. Например, в ряде случаев динамическая ситуация может быть создана путем введения операции выбора элементов из определенного множества, причем этот выбор должен быть случайным, а результаты последовательных выборов независимыми. Поэтому вероятностные построения, базирующиеся на эмпирических данных, приобретают дополнительную субъективную окраску, а сами значения вероятностей отражают не реальные соотношения сами по себе, а специфику определенных операций над данными, отражающими реальные соотношения.

Введение представлений о случайных величинах связано с дополнительными построениями на базе создаваемой вероятностной

модели. В связи с этим не может быть принята точка зрения тех исследователей [Matheron, 1963; Четвериков, 1965], которые утверждают, что содержания элементов и другие характеристики пород не вправе рассматриваться в качестве случайных величин, если в пределах изучаемого объекта имеются какие-либо закономерности в распределении рассматриваемого параметра. В данном случае требования, накладываемые на процедуру, создающую динамическую ситуацию (независимость опытов или выборов элементов из множества), переносятся на структуру изучаемого множества. Естественно, что при исследовании тех или иных сложных объектов, представленных в качестве совокупности более элементарных, может изучаться их внутренняя структура, и особенности последней могут учитываться при дальнейших построениях, в том числе и вероятностных, базирующихся, например, на теории случайных функций или полей. Это не означает, однако, что невозможны другие подходы. Выбор последних во многом предопределяется спецификой конкретных задач.

Отмеченный субъективный аспект вероятностных построений, базирующихся на эмпирических данных, не позволяет принять и другую достаточно распространенную точку зрения, объявляющую любые параметры геологических объектов случайными величинами. Нельзя говорить о случайных величинах безотносительно, но может быть задана ситуация, в которой те или иные параметры вправе рассматриваться в качестве случайных величин. Заметим, что онтологизация вероятностных отношений, получаемых при манипуляциях с данными, относящимися к статическим ситуациям, связана в некоторой мере с введением неудачной терминологии, акцентирующей внимание в первую очередь на исходном объекте исследования и оставляющей в стороне подход к их изучению. Так обстоит дело, например, с термином «функции распределения элементов в породах», который обозначает, как ясно из отмеченного ранее, не специфику «пород» или «содержаний элементов в породах» самих по себе, а в первую очередь специфику определенных действий с этими объектами, без учета которой термин лишается смысла.

Наиболее частый случай привлечения вероятностных представлений при операциях с эмпирическими данными связан с выборочным методом, заключающимся в конструировании частных совокупностей, наиболее адекватно отражающих свойства исходных изучаемых множеств объектов. (Подобные множества называются далее «генеральными совокупностями». Напомним, что последний термин употребляется часто и в иных значениях, например как синоним термина «вероятностное пространство».) С учетом того, что в последнее время в геологической литературе содержится критика по поводу недостаточно строгого подхода при оперировании выборочными данными, имеет смысл более детально рассмотреть специфику и возможности оценочных построений в геологии с учетом тех допущений, которые в связи с подобными построениями делаются.

Использование выборочного метода позволяет проводить прогностические операции: предсказывать свойства «генеральной совокупности» или отдельных ее элементов по свойствам выборки.

Прогностическими являются и построения, основанные на проверке статистических гипотез в более сложных случаях, когда изучаются данные, относимые к объектам нескольких генеральных совокупностей. Подобные построения могут считаться более или менее надежными, если выполнены следующие условия.

1. Однозначно заданы элементы исходного изучаемого множества — «генеральной совокупности» — и динамическая ситуация, в которой они рассматриваются, что является необходимой предпосылкой формального построения вероятностного пространства  $(\Omega, U, P)$ , где  $\Omega$  — множество элементарных исходов,  $U$  —  $\sigma$ -алгебра событий и  $P$  — вероятностная мера на  $U$ , а также задания случайной величины как функции на вероятностном пространстве:  $\xi = \xi(\omega)$ ,  $\omega \in \Omega$ .

2. Существует и известен закон в той предметной области, к которой относится изучаемая «генеральная совокупность», могущий служить базисом при прогностических построениях с учетом выборочных данных. Наличие подобного закона предопределяет возможность введения априорной информации о свойствах «генеральной совокупности» или, вернее, случайной величины  $\xi$ . Без привлечения подобной информации оценочные построения не могут быть проведены.

3. Заданы и соблюдены оптимальные правила выбора элементов из «генеральной совокупности», т. е. правила генерирования выборки.

4. Выводы, получаемые в результате прогностических построений, относятся к той «генеральной совокупности», которую характеризует выборка.

Перечисленные требования очевидны, однако при любых конкретных построениях в геологии те или иные из них нарушаются. Часть подобных нарушений (в первую очередь распространение выводов, получаемых в результате исследования выборки, на слишком широкую предметную область) относится к разряду явных ошибок, которые при более осознанном подходе могут быть исправлены. Однако условия для реализации части требований даже применительно к достаточно узкому классу задач геохимии и петрохимии обычно отсутствуют, что связано как с уровнем изученности собственно геологических объектов, так и с уровнем развития математической статистики.

Для иллюстрации ситуации, возникающей при привлечении вероятностных представлений с целью проведения оценочных построений в геохимии, предположим, что изучается распределение содержания какого-либо элемента  $x$  в породах, например, гранитоидного массива. Ввиду неопределенности понятия «порода» при подобной формулировке генеральной совокупности, вообще говоря, не может быть задана. Для этого необходимо сформулировать правила разбиения исходного объекта на совокупность областей — проб, которые собственно и подразумеваются, когда говорится о породах при геохимических исследованиях. Различные способы разбиения исходного объекта генерируют и различные генеральные совокупности. Для более или менее однозначного задания последней необходимо фиксировать, по крайней мере, хотя бы одно свойство изучаемых пород: их массу или объем.

Обычно подобная фиксация производится не априори — до проведения эмпирических исследований, а апостериори — из данных анализов, характеризующих пробу произвольного размера или массы, выводятся некоторые величины, приписываемые гипотетическим объектам с фиксированной массой (как при интерпретации данных, представленных в массовых процентах) или объемом (как при получении различных изообъемносопоставимых параметров с учетом объемных весов пород или на основе определенных содержанияльных представлений, например о постоянстве количества атомов кислорода). С учетом реальной обстановки (малый объем проб по сравнению с объемом всего тела, обычная относительная однородность магматических образований на значительных площадях) можно полагать, что подобный подход не приводит к существенным погрешностям при исследовании большинства объектов, сложенных магматическими образованиями. Однако эффекты, связанные с недостаточно четким определением объекта исследования, изучены слабо, и нет гарантий, что в ряде случаев, например при изучении крупнокристаллических пород с неоднородным распределением минералов, они не могут оказать влияния на конечные результаты.

Будем полагать, что способ разбиения исходного объекта задан однозначно, а значит, задана генеральная совокупность — множество пород. Вероятностное пространство может быть построено при введении представлений о неограниченной последовательности независимых опытов, исходом которых является «появление» той или иной породы из генеральной совокупности. Следовательно, множество элементарных исходов  $\Omega = \{\omega\}$  включает столько же элементов, сколько включает исходная «генеральная совокупность», и они могут быть отождествлены. Случайная величина  $x$ , характеризующая распределение содержаний элемента  $x$  в породах, задается как функция  $x = \xi(\omega)$ , каждому  $\omega \in \Omega$  ставящая в соответствие некоторое число, отражающее содержание элемента в породе. Поэтому случайная величина  $x$  является дискретной, причем она может принимать даже не счетное, а лишь конечное число значений (равное или меньшее количества элементов  $\Omega$ ).

С учетом того, что статистическая теория для дискретных случайных величин разработана слабо, на практике вводится допущение, что  $x$  является непрерывной и может принимать континуум значений. Подобное допущение с учетом того, что объем (масса) проб обычно несоизмеримо мал по сравнению с объемом (массой) изучаемых объектов в целом, в данной ситуации представляется вполне оправданным\*.

\* Некоторые построения, связанные с подобным неадекватным отражением реальной ситуации, могут оказаться сомнительными и не решать тех функций, которые им приписываются. Это касается в первую очередь различных аппроксимационных процедур, связанных с построением сложных моделей, например, поверхностей тренда. Стремление к подбору сложных гладких поверхностей, отклонение от которых точек, соответствующих эмпирическим данным, минимально, обычно приводит к получению результатов, на базе которых не могут быть проведены надежные экстраполяционные или интерполяционные процедуры и которые не интерпретируются в содержательном плане.

Менее оправдано допущение о нормальном или логарифмически нормальном распределении случайных величин, конструируемых при изучении особенностей распределения элементов в породах, и как следствие — допущение о неограниченности величин, которые реально являются ограниченными.

Аппарат проверки статистических гипотез лучше всего разработан для случаев, когда исследуемые случайные величины распределены нормально. Поэтому не удивительны попытки обосновать в геохимии возможность описания эмпирических гистограмм кривыми нормального распределения или распределений, легко нормализуемых путем трансформации исходных данных, в первую очередь логарифмически нормального. Широко известная дискуссия, начавшаяся в связи с появлением серии работ Л. Аренса, показала ортодоксальность позиции ряда исследователей, пытавшихся возвести логарифмически нормальное распределение элементов в породах, независимо от того, какие объекты эти породы слагают, в ранг геохимического закона.

В настоящее время очевидно, что вид кривых частот, построенных на базе изучения содержаний элементов в объектах того или иного ранга, определяется сложными процессами петрогенезиса и зависит также от специфики опробования, способов представления составов пород, особенностей распределения аналитических ошибок. Отсутствие универсальных законов, более или менее удовлетворительно описывающих распределение частот в различных объектах геохимии, ставит под сомнение возможность введения строгих оценок при изучении выборочных данных, так как при этом не выполняются условия, отмеченные ранее в п. 2. Априорной информации о свойствах «генеральной совокупности» оказывается недостаточно для проведения надежных построений. Исследователи вынуждены вводить слишком сильные, но в малой степени обоснованные допущения о функциях распределения изучаемых величин. В связи с этим результаты, получаемые в ходе дальнейших вычислений, зачастую лишь создают видимость строгости и точности.

В практике оценочных построений, связанных с выборочным методом, могут быть выделены две ситуации, сходные с ситуациями, отмечавшимися при обсуждении вопросов использования теоретических моделей для реконструкции процессов геологического прошлого. Одна из ситуаций связана с привлечением определенных теоретических представлений в условиях, когда имеется возможность введения критериев, позволяющих оценивать достоверность прогнозных построений. Например, при подсчете запасов полезных ископаемых предпочтение может быть отдано той теоретической модели, привлечение которой приводит к лучшей сходимости предсказанных запасов и количества добытой руды. Именно эта модель может быть использована в дальнейшем на месторождениях сходных типов. Ситуация, при которой производится обычно проверка статистических гипотез в геохимии, резко отличается от отмеченной. Получаемые результаты не могут быть проверены, а сами оценочные построения направлены не на процедуру предсказания, а в первую

очередь на доказательство. Надежность же последнего целиком зависит от того, насколько оправданы принятые допущения.

Как видно из изложенного, в настоящее время исследования, связанные с проверкой статистических гипотез, не позволяют получать достаточно обоснованные результаты при решении многих задач геологии. Использование методов параметрической статистики следует, на наш взгляд, рассматривать как средство унификации подходов, приводящее, быть может, и не к очень точным, но единообразным решениям.

Второй аспект, затрагивающий особенности теоретико-вероятностных построений в геологии, связан с моделированием процессов. Представления о вероятностной природе последних, лежащие в основе утверждения о выдающейся роли аппарата теории вероятностей в геологии, обосновываются в настоящее время ссылками на наши ограниченные предсказательные возможности, т. е. на особенности акта познания. Собственно онтологическая специфика геологических процессов не рассматривается. Очевидно, что представления о природе зачастую могут отражаться в вероятностной логике более адекватно, чем в логике классической. Это, однако, еще не является доводом ни в пользу, ни против использования теоретико-вероятностных формализмов при моделировании и не позволяет что-либо утверждать о природе моделируемых явлений.

Если касаться последних, то, по крайней мере, в настоящее время нет оснований для утверждений о их случайном характере, если под случайностью понимать беспричинность, представление о которой противоречит пока не опровергнутым законам сохранения материи и движения. Принятие принципа каузальности позволяет утверждать, что при соответствующем подходе динамические модели, более или менее точно отражающие механизм процессов, в своей основе могут быть построены без введения каких-либо представлений о случайности или вероятности и без привлечения соответствующих формализмов. Это, очевидно, не означает, что вероятностные соотношения не могут фигурировать, например, в следствиях из подобных моделей. Не означает это и того, что не может быть построена модель причинных явлений, целиком базирующаяся на вероятностных концепциях.

Модель, как гносеологическая конструкция, далеко не адекватно отражает реальные соотношения, и притом соотношения лишь отдельные. В процессе моделирования исследователи абстрагируются от тех сторон, учет которых представляется несущественным в рамках конкретной задачи. Поэтому в настоящее время должен ставиться вопрос не об априорном ограничении возможности использования того или иного формального аппарата при моделировании, а о выборе таких аппаратов, которые, отражая специфику частных аспектов, учитываемых при построениях, позволяют получить оптимальные решения конкретных задач. Априорно возможности подхода к моделированию, в том числе и к выбору формализмов, используемых при моделировании, не ограничены.

---

## ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ДИАГНОЗА

О КЛАССИФИКАЦИОННЫХ ПОСТРОЕНИЯХ  
ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Классификация, понимаемая как логическая операция, состоящая в разделении изучаемого множества на группы эквивалентных в определенном отношении объектов, является базой формационного анализа. Как отмечалось, в основе классификационных построений при этом лежат структурно-вещественные признаки ассоциаций пород, среди которых петрохимическим особенностям, вообще говоря, не отводится ведущей роли. Поэтому результаты классификационных построений, базирующиеся на эмпирических петрохимических данных, имеют для целей формационного анализа вспомогательное в целом значение, доставляя материал для детализации или уточнения создаваемых схем. Иными словами, результаты петрохимических исследований приобретают геологическое значение, если они тесно увязываются с общегеологическими исследованиями, либо привлекаются в рамках последних для решения частных задач. Учитывая, что темой настоящей работы являются исследования, основывающиеся на петрохимических данных, в разделе рассматриваются вопросы классификации с учетом специфики лишь этих данных, хотя несомненный интерес представляют и общие аспекты классификаций как основы формационного анализа в целом. При этом основной упор делается на идейную сторону классификационных построений.

Классическая логика рассматривала лишь свойства, делящие вещи на два класса: обладающие этим свойством и не обладающие им. Поэтому с любым понятием мог быть соотнесен класс свойств, каждое из которых делит данную предметную область на эквивалентные элементы, и класс свойств, разделяемых содержанием данного понятия. При оперировании логическим признаком (принимающим значения 0 или 1) построение классификации не вызывает трудностей в связи с простотой и однозначностью введения отношения эквивалентности. При использовании множества логических признаков может быть построена классификационная система (мультипликативная классификация), в которой к каждому классу относятся объекты, неотличимые по значениям признаков.

Таким образом, вопрос о построении мультипликативной классификации сводится к построению некоторой комбинаторной системы. В случае логических (или дискретных) признаков мультипликативные классификации хорошо выполняют свои функции, если число признаков (и их значений) невелико. Однако при большом количестве последних построение подобных классификаций может стать бес-

смысленным, так как число классов приближается к числу классифицируемых объектов или превышает его. Иными словами, в связи с нетождественностью реальных объектов при привлечении большого числа дискретных признаков каждый объект может отличаться по значениям каких-либо признаков от всех остальных и при рассматриваемом подходе отождествляться лишь сам с собой. Особенно резко последняя ситуация проявляется при введении в сферу исследования признаков, которым приписывается в принципе бесконечный спектр значений, а также в связи с осознанием того, что набор каких-либо признаков может рассматриваться в качестве единого признака объекта.

В этих условиях классификация становится возможной лишь при введении дополнительных критериев, с учетом которых задается отношение эквивалентности. Именно подобная ситуация возникает при попытках построения классификаций, основанных на петрохимических данных, когда результаты каждого анализа резко индивидуальны и совпадение чисел, характеризующих содержания петрогенных элементов в каких-либо двух пробах, является исключительным событием.

Имеется возможность введения разнообразных критериев для отождествления объектов, в связи с чем отсутствует и единый подход к классификационным процедурам на основе использования количественно характеризующих признаков. Большинство этих процедур чаще всего основывается на понятии близости элементов и требует, чтобы к одному классу относились наиболее «похожие» элементы. Вместе с тем понятие «близости» трактуется неоднозначно, а на его основе могут быть введены достаточно разнообразные формальные характеристики, что еще более усугубляет разноречивость в подходах.

При дальнейшем рассмотрении с учетом специфики петрохимических данных будем предполагать, что классификации подлежат  $N$  объектов. Каждому объекту поставлен в соответствие вектор  $Y_j$ ,  $j = \overline{1, N}$ , задаваемый столбцом координат в стандартном базисе  $X_j = (x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{ij}, \dots, x_{nj})'$ ,  $i = \overline{1, n}$ , где  $x_{ij}$  — числовая характеристика содержания элемента (окисла)  $i$  в пробе  $j$  или значение какого-либо другого петрохимического признака. Предполагается, что векторы системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$  различаются, исключая, быть может, лишь некоторые.

Большинство подходов к классификации основано на анализе так или иначе вводимых характеристик сходства или различия пар векторов системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$ . При этом отыскивается группировка векторов, удовлетворяющая критерию, вводимому на основе представлений о свойствах, которым должны удовлетворять выделяемые классы. Таким образом, построение классификации упирается в решение трех вопросов: 1) выбор характеристики сходства или различия; 2) выбор критерия группирования и 3) построение алгоритма, позволяющего обойти трудности, связанные с необходимостью перебора всех возможных вариантов разбиения исходного множества

объектов на подмножества при поиске варианта, удовлетворяющего заданному критерию.

Основное внимание в литературе акцентируется на третьем вопросе, при этом зачастую критерии классификации в явном виде не формулируются. Вместе с тем в содержательном плане именно этот вопрос представляет наибольший интерес. Предварительно отметим, что в качестве коэффициента различия обычно используется величина, удовлетворяющая аксиомам метрики (т. е. условиям неотрицательности, симметрии и неравенства треугольника). В случае классификации объектов по количественно характеризуемым признакам чаще всего вводится евклидово расстояние  $d$  (или любая монотонно возрастающая функция от него, в том числе  $d^2$ ):

$$d(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_l) = \left( \sum_{i=1}^n (x_{ik} - x_{il})^2 \right)^{1/2}.$$

В качестве коэффициента сходства рассматривается какая-либо монотонно убывающая функция от коэффициента различия. Критерии группирования, вводимые на основании выбранной характеристики различия (или сходства) могут быть разделены на две группы: 1) инвариантные относительно линейного преобразования исходных векторов системы  $\{\mathbf{Y}_j\}_{j=1}^N$  и 2) инвариантные относительно подобного преобразования. Аналогично делятся и классификационные процедуры, основанные на соответствующих критериях. При построении классификаций используются следующие критерии 1-го типа.

1. Разделение системы векторов  $\{\mathbf{Y}_j\}_{j=1}^N$  на  $k$  непустых классов  $S_t$ ,  $t = \overline{1, k}$ ,  $1 < k < N$  считается обоснованным, если из векторов каждого класса можно составить последовательность, такую, что расстояние между любыми двумя рядом находящимися элементами каждой последовательности меньше, чем минимальное расстояние между всевозможными парами, составленными из векторов разных классов. Обозначим последовательность векторов системы  $S_t$ , имеющую длину, равную количеству элементов  $S_t$ , как  $\{\mathbf{Y}_{jt}\}_{j_t=1}^{N_t}$ .

Для двух классов  $S_b = \{\mathbf{Y}_{jb}\}_{j_b=1}^{N_b}$  и  $S_c = \{\mathbf{Y}_{jc}\}_{j_c=1}^{N_c}$ ,  $b \neq c$ ,

зададим расстояние между классами как

$$d(S_b, S_c) = \min_{j_b, j_c} \{d(\mathbf{Y}_{j_b b}, \mathbf{Y}_{j_c c})\}.$$

Тогда более кратко критерий классификации запишется как

$$\forall S_t, \text{ где } t = \overline{1, k}, \exists \{\mathbf{Y}_{l_t t}\}_{l_t=1}^{N_t} : d(\mathbf{Y}_{l_t t}, \mathbf{Y}_{l_{t+1} t}) < \\ < \min_{\substack{b, c = \overline{1, k} \\ b \neq c}} \{d(S_b, S_c)\}.$$

Данный критерий используется в алгоритмах, основанных на правил «ближайшего соседа» [Jardine, Sibson, 1968]. Группирова-

ние при этом производится на основе анализа  $\frac{N(N-1)}{2}$  характеристик различия векторных величин. Подобный анализ осуществляется либо при последовательном вовлечении векторов в сферу рассмотрения и отнесении их к тем формируемым множествам, расстояние до которых наиболее близко, либо на основе методов теории графов. Данный критерий не является однозначным, и ему могут удовлетворять разбиения исходной системы на разное число классов. Поэтому часто вводится «порог»  $d_0$ , такой, что

$$\min_{\substack{h, l=1, N \\ h \neq l}} d(\mathbf{Y}_h, \mathbf{Y}_l) < d_0 < \max_{h, l=1, N} d(\mathbf{Y}_h, \mathbf{Y}_l).$$

Любые два вектора  $\mathbf{Y}_k$  и  $\mathbf{Y}_l$  при условии, что

$$d(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_l) < d_0,$$

считаются «сходными», а если

$$d(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_l) \geq d_0,$$

«несходными». Введение порога  $d_0$  обеспечивает единственность разбиения, удовлетворяющего критерию при заданном виде расстояния. При введении порога может быть рассмотрен неориентированный граф, в котором вершины отвечают классифицируемым векторам и каждое ребро означает, что соответствующие два вектора «сходны». Затем из графа выделяют компоненты связности, а исходные векторы классифицируют по принадлежности к той или иной из этих компонент.

Задание «порога» является сугубо произвольной операцией. Избежать произвола позволяет построение иерархической классификации (и отвечающей ей дендрограммы) на основе частных классификаций, создаваемых при последовательном выборе значений «порога». Достоинство подхода заключается в том, что при небольшом числе  $N$  классифицируемых объектов все операции легко реализуются вручную, а при большом — на ЭВМ. Кроме того, вводимый критерий не основывается на каких-либо сильных допущениях о свойствах выделяемых классов. Обычно отмечаемым недостатком является так называемый «цепной эффект», непосредственно вытекающий из специфики вводимого критерия классификации и приводящий к отсутствию «непрерывности» у процедуры классификации: небольшое изменение начальных данных может привести к резкому изменению иерархической системы.

2. Разделение системы векторов  $\{\mathbf{Y}_j\}_{j=1}^N$  на  $k$  непустых классов считается обоснованным, если наибольшее расстояние между парами векторов любого из выделяемых классов меньше, чем наименьшее расстояние между классами. При этом расстояние между двумя классами, как и в ранее рассмотренном случае, определяется как

минимальное расстояние между парами, составленными из векторов разных классов. С учетом введенных обозначений критерий имеет вид

$$\max_{t=1, k} \max_{k_t, l_t=1, N_t} \{d(Y_{k_t t}, Y_{l_t t})\} < \min_{\substack{b, c=1, k \\ b \neq c}} \{d(S_b, S_c)\}.$$

Данный критерий используется при создании алгоритмов, основанных на правиле «наимотдаленного соседа». Классификация, построенная с его учетом, автоматически удовлетворяет предыдущему критерию. Рассматриваемый критерий также не задает однозначного разбиения исходной системы на классы, однако он очень сильный: часто могут иметь место ситуации, когда либо для всех  $k-1 < k < N$ , либо для многих из них разбиения системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$ , удовлетворяющие критерию, не существуют. Алгоритмы нахождения разбиений, отвечающих данному критерию, как и в предыдущем случае, легко реализуются на ЭВМ.

3. Разбиение на фиксированное число классов  $k$  считается обоснованным, если достигается  $\min_{r \in U} \{\text{tr } W_r\}$ , где  $U$  — множество всех разбиений системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$  на  $k$  непустых классов,  $W$  — матрица внутреннего рассеяния по С. Уилксу. В терминах евклидовых расстояний

$$\text{tr } W = \sum_{t=1}^k \sum_{j_t=1}^{N_t} d^2(X_{j_t t}, \bar{X}_t),$$

где  $\bar{X}_t$  — столбец средних координат для класса  $S_t$ :

$$\bar{X}_t = \frac{1}{N_t} \sum_{j_t=1}^{N_t} X_{j_t t}.$$

(Часто также вводятся поправки на смещенность оценки дисперсии.)

Предложен ряд алгоритмов построения иерархических классификаций [Ward, 1963] или классификаций при заданном  $k$  [Demirpen, 1969], основанных на поиске приведенного минимума. Реализация алгоритмов связана с определенными вычислительными трудностями. Трудности содержательного плана связаны с априорным выбором  $k$ .

Кроме того, имеется ряд алгоритмов, основанных на анализе характеристик различия элементов, для которых соответствующий классификационный критерий не выражается в явном виде. К ним относятся, например, методы «медианы», «группового среднего» или «центроида» [Lance, Williams, 1966]. Все упомянутые процедуры обладают основным недостатком — неинвариантностью относительно линейного преобразования векторов системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$ , т. е. относительно изменения масштаба исходных признаков. Это может приводить к тому, что наибольший вклад в вычисляемые коэффициенты различия будут вносить, например, признаки, на основе которых относительно обособленные группы точек в  $n$ -мерном

пространстве не могут быть выделены, а признаки, разделяющие множество, практически не будут использоваться. Дальнейшие построения могут привести к результатам, не вызывающим доверия. Стремление избежать подобных эффектов приводит к трансформации исходной системы  $\{Y_j\}_{j=1}^N$  в систему  $\{Y_j^*\}_{j=1}^N$ , где векторы  $Y^*$  получаются линейным преобразованием  $Y_j$ . Подобная трансформация обычно осуществляется неявно — путем введения в качестве

коэффициента различия величин  $\left(\sum_{i=1}^n P_i (x_{ik} - x_{il})^2\right)^{1/2}$ , которые соб-

ственно и являются расстояниями между векторами новой системы.  $P_i$  представляют собой неотрицательные весовые коэффициенты, приписываемые исходным величинам  $X_i$ . В ряде случаев в качестве  $P_i$  рекомендуется выбирать величину  $1/\sigma_i^2$ , где  $\sigma_i^2$  — дисперсия значений  $X_i$ , вычисляемая с учетом всех классифицируемых объектов. Этот путь нельзя считать бесспорным уже в связи с тем, что часто могут встречаться «неделящие» признаки  $X_i$ , значения которых отражаются числами больших порядков, но характеризующиеся малой дисперсией, и, наоборот, «делящие» признаки с относительно малыми значениями, но большими дисперсиями. Введение весовых коэффициентов  $P_i = 1/\sigma_i^2$  в этих условиях может ухудшить ситуацию. Наконец, в ряде работ отмечается, что значения  $P_i$  должны выбираться с учетом содержательной стороны задачи. Эта рекомендация трудновыполнима.

Представляется, что классификация, построенная на основе анализа характеристик «близости» или «различия» изучаемых объектов может заслуживать доверия и быть принята за основу при дальнейших исследованиях, если ясно, что эта характеристика достаточно точно отражает интуитивные представления о «близости» или «различии» объектов. Если необходимость выбора в качестве характеристики «различия» евклидова расстояния обоснована априори, при  $n > 1$  такого «точного отражения» нет: у исследователя, по существу, имеется возможность выбора бесконечного числа формальных характеристик за счет изменения коэффициентов  $P_i$ . К тому же имеется возможность введения других величин, описывающих «различие» или «сходство», как удовлетворяющих аксиомам метрики (метрики Минковского и т. п.), так и не удовлетворяющих им (косинус угла между векторами и т. п.). Значения всех этих величин также зависят от выбора масштаба признаков. На базе этих величин могут быть введены новые, характеризующие «сходство» (например, типа «потенциальных функций»), но также инвариантные относительно линейного преобразования векторов исходной системы. Использование различных характеристик может приводить и к получению совершенно различных классификаций.

В этой ситуации разумный выбор формальных величин, описывающих «сходство» или «различие» объектов может быть произведен лишь при условии знания конечных результатов, к которым должна приводить данная процедура классификации. Поэтому в большинстве случаев стоит вопрос не об использовании классификационных

процедур, неинвариантных относительно линейного преобразования исходных векторных величин, для обработки эмпирических данных, а лишь о проверке их возможностей при рассмотрении ситуаций, очевидных в интуитивном плане, и изучении сходимости результатов, к которым приводят различные процедуры.

Классификационные процедуры II типа могут быть построены на основе ряда критериев, обсуждавшихся, в частности, Х. Фридманом и Д. Рубином [Fridman, Rubin, 1967]. Наилучшими разбиениями исходной системы векторов на фиксированное число классов  $k$  считаются такие, которые минимизируют отношение  $\Lambda C$ . Уилкса ( $\Lambda = \det W \det^{-1} T$ , где  $W$  — матрица внутреннего рассеяния;  $T$  — матрица рассеяния всей системы) или максимизируют  $\text{tr } W^{-1}B$  (где  $B$  — матрица межклассового рассеяния, характеризующая расхождения между средними формируемых классов), т. е. генерализованное расстояние Махаланобиса.

Использование их вызывает, однако, существенные трудности вычислительного характера. Кроме того, как и все ранее приведенные (исключая разве критерий, лежащий в основе алгоритмов, основанных на правиле «наимотдаленного соседа») данные критерии не являются достаточно «жесткими»: при фиксированном числе классов  $k$  всегда находится некоторое разбиение, удовлетворяющее им, хотя в принципе анализируемая система векторов может быть достаточно однородной. Иными словами, требуется введение дополнительных критериев для выбора числа классов  $k$ .

Стремление избежать осложнений, связанных как с возможной вырожденностью матриц  $W$ , так и с перебором колоссального количества вариантов при поиске соответствующих экстремумов, приводит к попыткам сведения задачи классификации к одномерному случаю, что делается путем проектирования рассматриваемой системы векторов на соответствующим образом выбранное направление. Обычно предполагается, что исходные величины, рассматриваемые в качестве случайных, имеют распределения, близкие к нормальным или, по крайней мере, характеризующиеся унимодальностью. Исходя из этих предпосылок предлагаются, в частности [Волохов, Зайченко, 1966; Васильев, 1969], процедуры последовательной дихотомии при проектировании исходной системы векторов сначала на направление, задаваемое вектором, отвечающим максимальному собственному числу матрицы всей системы  $T$ , а затем — на направления, отвечающие соответствующим векторам выделяемых подсистем. Если подходить с формальных позиций, то эти процедуры обоснованы слабо.

Как известно из теории дискриминантного анализа, направление, задающее наилучшее разделение двух многомерных величин, имеющих нормальное распределение с равными ковариационными матрицами, определяется вектором, отвечающим максимальному собственному числу матрицы  $W^{-1}B$ , но не матрицы  $T$ . Использование главных компонент с максимальной дисперсией, определяемых по всей совокупности данных, как нетрудно показать, даже в этом случае может приводить к выбору линейной комбинации исходных признаков, не лучшим образом разделяющих рассматриваемую систему. Вместе

с тем сама идея нахождения проекций векторов, по которым можно судить о неоднородности исходной системы, заслуживает внимания. При этом, если будет установлена неоднородность каких-либо линейных комбинаций, в том числе и главных компонент, соответствующие выводы могут быть перенесены и на исходную систему.

Нахождение подобных проекций легко осуществляется визуально, т. е. анализ может быть сведен к весьма наглядным ситуациям. Будем предполагать, что рассматривается смешанная совокупность объектов  $k > 1$  классов, характеризуемая  $n$ -мерной случайной величиной  $Y$ . Внутри каждого класса величины  $Y_t$ ,  $t = \overline{1, k}$  являются непрерывными, ограниченными и имеют унимодальное распределение, в связи с чем любые линейные функционалы от  $Y_t$  также являются непрерывными, ограниченными и имеют унимодальное распределение. Будем предполагать также, что области, отвечающие точкам каждого класса в  $n$ -мерном пространстве, не пересекаются. Представление о непрерывности величин  $Y_t$  может быть введено без ущерба, в связи с тем что количество проб, на которые разбивается любой объект при петрохимических исследованиях, весьма велико.

Представление об ограниченности  $Y_t$  отражает реальную специфику петрохимических данных, а об унимодальности — интуитивно очевидные представления о свойствах «однородных» совокупностей, выделение которых и может рассматриваться как одна из частных классификационных задач. Если будет найден какой-либо линейный функционал — проекция  $Y$  на прямую, функция плотности распределения которого характеризуется полимодальностью и не является непрерывной, то этот факт может рассматриваться как свидетельство наличия классов с отмеченными выше свойствами.

Поиск подобных функционалов при не заданном априори числе классов  $k$  и виде функций распределения случайных величин  $Y_t$  в пределах каждого класса сводится к формальному перебору, причем не ясно, какой формализованный критерий может быть введен для оценки «качества разделения» при проектировании на различные направления. Однако поиски оптимального решения не являются необходимыми. Нахождение любого функционала, разбивающего исходную смешанную совокупность, само по себе уже является результатом, заслуживающим внимания.

При проектировании системы векторов  $\{Y_j\}_{j=1}^N$ , рассматриваемой в качестве случайной выборки из смешанной совокупности, на то или иное направление при достаточно большом  $N$ , эта совокупность может считаться неоднородной, если график частот (при относительно небольшом числе интервалов группировки) распадается на обособленные гистограммы. Для более обоснованных выводов в частных ситуациях могут быть введены различные статистические критерии.

Для визуального анализа данных может быть использована следующая (последовательная) процедура, сходная с рекомендованной С. В. Гольдиным [1968] для случая  $n = 2$  или с использованной А. М. Шурыгиным [1969] при решении диагностических задач.

Пусть, как и ранее,  $X_j = (x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{ij}, \dots, x_{nj})^1$  — столбец координат, характеризующих вектор  $Y_j$ . Нанесем  $N$  точек, отвечающих парам величин  $x_1$  и  $x_2$ , на плоскость, поставив в соответствие  $x_1$  — ось абсцисс, а  $x_2$  — ось ординат. Можно визуально подобрать такое ортогональное преобразование плоскости, что проекции точек на новую ось  $Oz_1$  будут давать лучшее разбиение на группы, чем величины  $x_1$  и  $x_2$  по отдельности, т. е. может быть найден такой поворот координатных осей, что минимумы на гистограмме проекций на  $Oz_1$  будут проявлены наиболее отчетливо. Угол поворота осей (измеряемый между осью абсцисс  $Ox_1$  и  $Oz_1$  с учетом направления вращения) обозначим через  $\theta_1$ .

На следующем шаге будем рассматривать значения образованной величины  $z_1$  и  $x_3$  и вновь найдем такое ортогональное преобразование плоскости с углом поворота осей координат  $\theta_2$  (измеряемым между осью абсцисс  $Oz_1$  и  $Oz_2$ ), что проекции точек на ось  $Oz_2$  будут давать визуально более четко выраженное разбиение исходной совокупности на группы, чем величины  $z_1$  и  $x_3$  по отдельности. Далее будем рассматривать величины  $z_2$  и  $x_4$  и т. д. На последнем  $(n - 1)$ -м шаге рассмотрим величины  $z_{n-2} = z_{n-2}(x_1, \dots, x_{n-1})$  и  $x_n$ .

В результате будет найдена некоторая линейная комбинация  $z_{n-1} = z_{n-1}(X)$ , коэффициенты которой, задающие функционал, при отмеченных выше правилах измерения углов поворота осей определяются из соотношения

$$z_{n-1} = \frac{x_1}{\sqrt{\prod_{j=1}^{n-1} (1 + \operatorname{tg}^2 \theta_j)}} + \sum_{s=2}^n \frac{x_s \operatorname{tg} \theta_{s-1}}{\sqrt{\prod_{r=s-1}^{n-1} (1 + \operatorname{tg}^2 \theta_r)}}.$$

Процедура может быть прекращена на любом шаге при получении разбиения исходной совокупности объектов, например, на два класса, а данные, относимые к каждому из этих классов, подвергнуты дальнейшему анализу автономно. Очевидно, что конечные результаты в определенной мере могут зависеть от порядка перебора величин  $x_i$ . При установлении четко выраженной неоднородности анализируемых данных, как следует из вышеизложенного, это не имеет, однако, значения, так как, если принимаемые допущения вполне оправданы, функционалов, задающих фиктивное разбиение, не существует.

Может быть предложен ряд других процедур построения эмпирических классификаций по количественно характеризуемым признакам. Представляется, что в ближайшее время основное значение будут иметь те из них, которые сводятся преимущественно к наглядным геометрическим построениям, допускающим визуальный контроль. При накоплении опыта и получении результатов, интуитивно очевидных для большинства исследователей, вероятно, появится возможность достаточно однозначно формализовать критерии, на основании которых производится группировка данных, и создать отвечающие им строгие формальные методы классификации.

Возможности использования петрохимических данных для целей собственно формационного анализа рассмотрим на примере вулканитов каледонид Алтае-Саянской складчатой области.

Первый вопрос связан с формационным делением нижнекембрийских вулканических пород, развитых в пределах перчатых внутригеосинклинальных прогибов. В частности, в пределах Западно-саянского прогиба широко распространены как основные породы (диабазы, спилиты, диабазовые порфириты), так и кислые (кварцевые и базокварцевые кератофиры). Единое мнение о характере взаимоотношений этих образований отсутствует. Обычно кератофиры рассматриваются совместно с близкими по возрасту диабазами и спилитами в составе единого нижнекембрийского комплекса [Мусатов, 1964; Смышляев, 1965; Велинский, 1968; Семенов, Любалинская, 1970]. При этом отмечается, что между диабазами и спилитами, с одной стороны, и кератофирами — с другой, существуют и широко распространены промежуточные по составу породы — кератоспилиты (спилитовые порфириты). Отметим, что на основании этого, а также с учетом переслаивания эффузивов разного состава в ряде разрезов, считается, что диабазы, спилиты, спилитовые порфириты и кератофиры представляют собой продукты дифференциации единой родоначальной магмы [Смышляев, 1965; Велинский, 1968].

Принципиально отличная точка зрения высказана А. Н. Кеном [1964], указывающим на отсутствие пород, промежуточных по составу между спилитами и кератофирами, и на приуроченность толщ диабазов и кератофиров к различным тектоническим структурам. Отмечается, что толщи кератофиров в отличие от толщ основных эффузивов, тяготеющих к зонам глубинных разломов (собственно трогов) в пределах внутригеосинклинальных прогибов, приурочены к локальным тектоническим поднятиям, примыкающим к троговым зонам. На основе этого толщи нижнекембрийских эффузивов относятся к двум резко различающимся формационным типам, характеризующимся и различными генетическими особенностями. При подобных противоположных трактовках вопрос о наличии разностей, промежуточных по составу между диабазами и спилитами, с одной стороны, и кератофирами — с другой, приобретает принципиальное значение как для разработки формационных схем, так и при проведении различных петрогенетических построений.

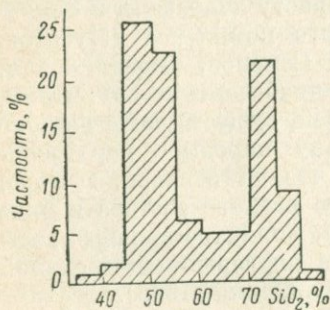
Ограничимся вначале рассмотрением нижнекембрийских образований вулканического пояса, протягивающегося вдоль северного фаса Западного Саяна. Именно в пределах этой территории широко развиты как основные, так и кислые нижнекембрийские эффузивы, в то время как в южнее расположенных районах (Борусский и Куртушибинский пояса) распространены только разности основного состава.

К настоящему времени выполнено 136 силикатных анализов интересующих нас пород, включаемых в состав нижнемонокской свиты. Значительная часть данных опубликована [Велинский, 1968].

Результаты ряда анализов любезно предоставлены авторам В. Б. Крюковым. Анализы выполнены по образцам различных исследователей и в разных лабораториях, в связи с чем нет оснований полагать, что отбор материала противоречит требованиям случайного опробования. Особенности распределения  $\text{SiO}_2$  (вес. %) в рассматриваемых образованиях уже свидетельствуют о некоторой их неоднородности (рис. 1): преобладают эффузивы с содержаниями  $\text{SiO}_2$  в пределах от 45 до 55%, с одной стороны, и с содержаниями от 70 до 80% — с другой. Вулканиды с промежуточной кремнекислотностью распространены в значительно меньшей степени.

Бимодальность распределения  $\text{SiO}_2$  подтверждается соответствующими статистическими критериями [Гольдин, 1968]. Сама по себе подобного рода бимодальность распределения  $\text{SiO}_2$ , проявляющаяся в единичном случае, еще не позволяет сделать вывод о неоднородном составе вулканитов. В принципе нельзя отрицать возможность появления ее в связи, например, с особенностями современного эрозионного среза, оказывающими влияние на специфику опробования. Вместе с тем установление бимодальности дает основания предполагать, что в пространстве признаков большей размерности рассматриваемая совокупность может распадаться на две обособленные группы. Использование главных компонент, определяемых на основе анализа корреляционной матрицы, к установлению более резкой неоднородности по сравнению с выявляемой при анализе содержаний  $\text{SiO}_2$  не привело. Поэтому данные химических анализов, характеризующие рассматриваемые вулканиды, были проанализированы с помощью приведенной ранее последовательной процедуры.

Рис. 1. Распределение  $\text{SiO}_2$  в нижнекембрийских эффузивах Северо-Саянской зоны. Число анализов  $N = 136$ .



на рисунке показана также гистограмма распределения значений проекций точек на новую ось  $0z_1$ . Распределение значений линейной комбинации

$$z_1(\text{SiO}_2, \text{MgO}) = 0,14 \text{ SiO}_2 - 0,71 \text{ MgO}$$

характеризуется бимодальностью, весьма схожей с бимодальностью распределения  $\text{SiO}_2$ . Вместе с тем использование наряду с  $z_1$  нового

признака — содержания железа ( $\text{Fe} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , вес. %), позволяет при угле поворота осей координат  $\theta_2 = 315^\circ$  найти новую линейную комбинацию

$$z_2 (\text{SiO}_2, \text{MgO}, \text{Fe}) = 0,10\text{SiO}_2 - 0,50\text{MgO} - 0,71\text{Fe},$$

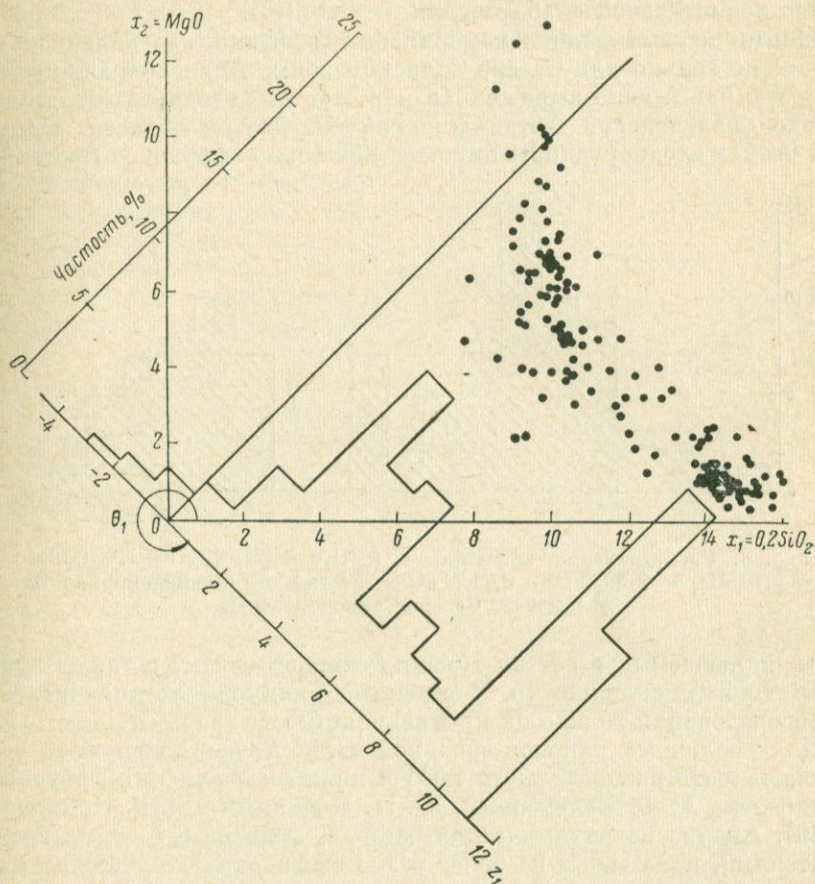


Рис. 2. Распределение значений  $z_1 (\text{SiO}_2, \text{MgO}) = 0,14\text{SiO}_2 - 0,71\text{MgO}$  в нижнекембрийских эффузивах Северо-Саянской зоны.

распределение значений которой свидетельствует о резкой неоднородности рассматриваемой совокупности эффузивов (рис. 3). Учитывая значительный объем использованных данных, полученную картину вряд ли можно считать случайной.

Содержательное значение формального разбиения становится очевидным, если рассмотреть специфику полученной группировки. Все анализы, принадлежащие группе с высокими значениями  $z_2$ , характеризуют кератофилы, в том числе и разности, обогащенные хлоритом (вейльбургиты). Другой группе принадлежат диабазы,

спилиты и спилитовые порфириды. При этом намечается и некоторая неоднородность последней группы, проявляющаяся в наличии дополнительной «моды», которой отвечают анализы ряда спилитов и спилитовых порфиридов. Появление этого максимума связано, на наш взгляд, с непропорциональным опробованием образований, подвергшихся значительной альбитизации.

Неоднородность нижнекембрийских эффузивов — явление, типичное не только для Северо-Саянской зоны. Аналогичная, причем зачастую более явно выраженная картина характерна и для других районов каледонской Алтае-Саянской складчатой области. Например, резкая неоднородность нижнекембрийских эффузивов Восточной

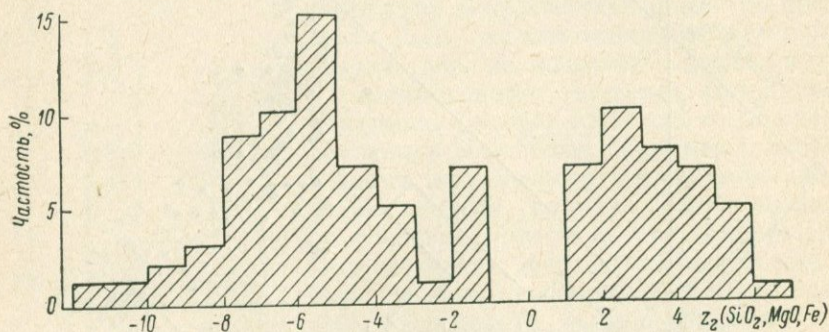


Рис. 3. Распределение значений  $z_2(\text{SiO}_2, \text{MgO}, \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,10\text{SiO}_2 - 0,50\text{MgO} - 0,71(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  в нижнекембрийских эффузивах Северо-Саянской зоны.

Тувы, включаемых в состав туматтайгинской свиты, а также эффузивов южных склонов хр. Восточный Таннуола устанавливается при исследовании только их кремнекислотности (рис. 4).

Для различных районов западной части Алтае-Саянской области бимодальность распределения  $\text{SiO}_2$  в нижнекембрийских эффузивах установлена А. Ф. Белоусовым, Ю. Н. Кочкиным и З. Г. Поляковой [1969]. Анализ петрохимических данных, приводимых этими исследователями, показывает на более резко выраженную неоднородность эффузивов различных районов: всегда находятся линейные комбинации содержаний элементов, распределения значений которых характеризуются двумя обособленными гистограммами, одна из которых отвечает анализам основных эффузивов, другая — кислых.

Значение приводимых данных очевидно в первую очередь в связи с вопросами петрогенетического плана: они свидетельствуют о непрерывности рассматривения кислых эффузивов в качестве продуктов непрерывной дифференциации базальтовой магмы. Вместе с тем эти данные дают и дополнительный материал, который обязательно должен быть осмыслен при создании формационных схем. Как следует из изложенного ранее, можно говорить о формациях ассоциаций пород различных рангов. Учитывая резкую полярность составов пород диабазо-спилитовой и кератофировой групп, а также некото-

рую пространственную разобщенность толщ, слагаемых этими образованиями, можно говорить о формациях толщ диабазов и спилитов, с одной стороны, и толщ кератофигов — с другой.

Отметим, что разобщенность толщ фиксируется не только для Западного Саяна [Жен, 1964; Семенов, Любалинская, 1970], но и Восточной Тувы [Кудрявцев, Агентов, 1961] и других регионов Алтае-Саянской области. Выделение диабазо-спилитового и кератофигового комплексов в пределах рассматриваемого региона имеет существенное значение в том плане, что оно позволяет при геологических исследованиях акцентировать внимание на объектах, с которыми пространственно связаны месторождения принципиально отличающихся типов.

При выделении формаций вулканических ассоциаций более высокого ранга, включающих как спилиты, так и кератофиры, возникают некоторые трудности. Последние связаны с тем, что при подобном подходе, обеспечивающем значительно меньшую детальность исследований, необходимо выделять три типа ассоциаций (диабазо-спилитовые, диабазо-спилито-кератофировые, кератофировые), принципы проведения границ между которыми не ясны. Выделение же «обобщенной» спилито-кератофировой формации как класса толщ, сложенных или диабазами и спилитами, или кератофирами, или теми и другими вместе, неудачно по той причине, что объекты, относимые к одному классу, реально могут иметь весьма мало общего. Выделение спилито-кератофировой формации имело бы, на наш взгляд, смысл лишь при наличии стабильно повторяющихся соотношений между кислыми и основными разновидностями в толщах вулканитов. Отметим, что совместное распределение толщ спилитов и кератофигов среди образований, заполняющих первичные внутригеосинклинальные прогибы, легко учитывается при рассмотрении связей на «популяционном» уровне при введении представлений о рядах комплексов. В конкретном случае можно говорить о спилито-кератофировом ряде комплексов вулканитов.

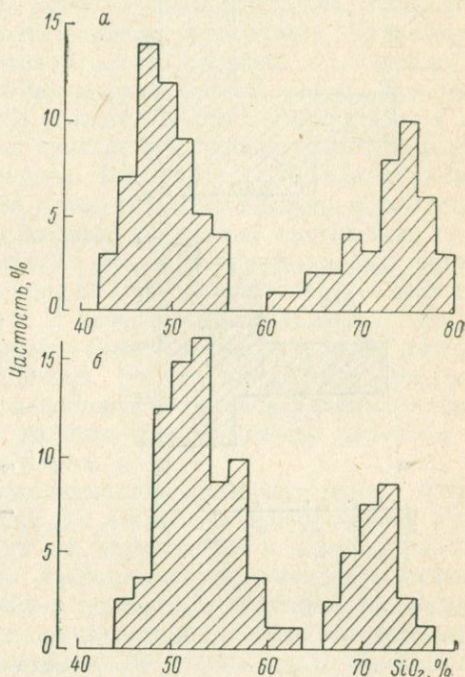


Рис. 4. Распределение  $\text{SiO}_2$  в нижнекембрийских эффузивах Тувы:

*a* — Восточная Тува, район Кызыл-Таштыга,  $N = 94$ ; *б* — южные склоны хр. Восточный Таннуола,  $N = 80$ .

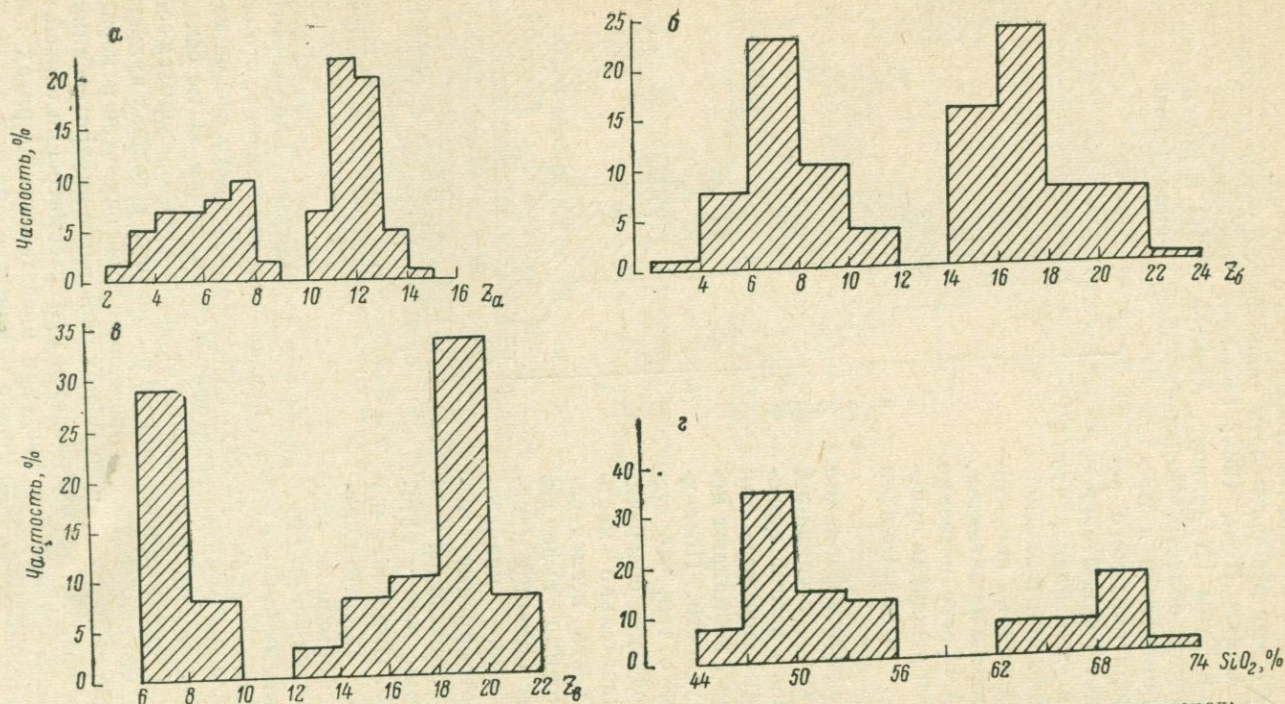


Рис. 5. Распределение значений петрохимических характеристик девонских вулканогенных пород:  
 а — восточных склонов Кузнецкого Алатау и прилегающих частей Сыдо-Ербинской впадины ( $N = 91$ ); б — междуречья  
 Бол. Кемчуг — Енисей ( $N = 78$ ); в — верховьев р. Маны ( $N = 38$ ); г — междуречья Мана — Енисей ( $N = 56$ ).  $Z_\alpha =$   
 $= 0,22SiO_2 - 0,47MgO$ ;  $Z_\beta = 0,30SiO_2 - 0,60MgO - 0,44(FeO + Fe_2O_3) + 0,29K_2O$ ;  $Z_\gamma = 0,20SiO_2 - 0,24MgO -$   
 $- 0,40(FeO + Fe_2O_3) + 0,78(K_2O + Na_2O)$ .

Вопросы, сходные с рассмотренными, возникают и в связи с особенностями девонских вулканических образований, широко развитых в пределах центральной части Алтае-Саянской области. Среди эффузивов, распространенных в периферических частях Южно-Минусинской, Сыдо-Ербинской, Чебаково-Балахтинской, Назаровской и других котловин, распространены основные и кислые, в ряде случаев повышенной щелочности разновидности. Часть исследователей [Кен, 1964; Анатольева, 1964; Британ, Рубанов, 1970] рассматривает эффузивы основного и среднекислого состава обособленно, относя толщи первых к базальтовой, а толщи вторых — к липаритовой формации. Другая группа исследователей [Поляков, Телешев, 1960; Погоня-Стефанович, 1970] рассматривает все эффузивы в составе единой формации, причем считает эти образования дифференциатами единой базальтовой магмы. Наконец, А. Д. Шелковников [1965], анализируя особенности вулканизма восточного обрамления Минусинских впадин, относит кислые эффузивы, слагающие здесь низы разрезов быскарской серии, к фельзит-ортофировому формационному типу, а залегающие выше по разрезу образования пестрого состава — к трахибазальтовому. В качестве представителей кислых эффузивов ассоциаций последнего типа рассматриваются плагиопорфиры Сыдо-Ербинской котловины. Возможность отнесения соответствующих образований к ассоциации трахибазальтового типа обосновывается ссылками на наличие непрерывного перехода от основных к кислым разновидям пород.

На рис. 5 показано распределение значений различных петрохимических характеристик в породах несколько обособленных областей развития девонских эффузивов, тяготеющих к периферическим частям Минусинских котловин. Значения коэффициентов линейных комбинаций  $Z_a$ ,  $Z_b$  и  $Z_c$  найдены в результате визуального анализа данных химических анализов в соответствии с вышеописанной процедурой. Во всех приведенных случаях эффузивы четко разделяются на две группы пород, одна из которых отвечает палеотипным аналогам базальтов и трахибазальтов, другая — липаритов и андезитов, в том числе и несколько повышенной щелочности. Пространственно толщи, сложенные девонскими эффузивами разного состава, не столь резко разобщены, как это имеет место для нижнекембрийских образований. Однако и в данном случае могут быть высказаны все те же соображения, что и в ранее рассмотренном.

#### О ДИАГНОСТИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ ПРИ ФОРМАЦИОННЫХ ПОСТРОЕНИЯХ

Методы формальной диагностики имеют определенное значение при уточнении частных формационных схем и решении вопросов о формационной принадлежности вновь изучаемых объектов. Предполагается, что объем отдельных формационных подразделений определен при изучении структурно-вещественных признаков, при этом необходимо построить критерий диагностики на основе дополнительно привлекаемых петрохимических характеристик. Решение

диагностической задачи, или задачи распознавания, сводится к решению ряда более частных задач: 1) выбору признаков; 2) построению критериев диагностики (решающего правила) и нахождению количественных оценок качества диагноза; 3) диагнозу новых объектов.

Процедура распознавания может строиться на базе как единичных признаков, так и их совокупностей, при этом их формальные процедуры априорного выбора исходного набора признаков отсутствуют. Предпочтение тому или иному набору признаков, той или иной форме представления аналитических данных может быть отдано лишь после построения решающего правила и нахождения количественных оценок качества диагноза. Из многочисленных методов диагноза при привлечении петрохимических данных наибольшее значение, на наш взгляд, имеют статистические методы, в первую очередь дискриминантные функции, допускающие ясную геометрическую интерпретацию результатов и при ряде допущений сводящиеся к простым вычислительным процедурам. После использования на геологическом материале А. Б. Вистелиусом в 1950 г. дискриминантный анализ неоднократно привлекался для решения различного рода петрохимических задач С. В. Гольдиным, В. А. Кутолиным, Ф. Чейзом, Д. Вельде, В. В. Грузой и другими исследователями.

Формально задача диагноза пород ставится следующим образом. Имеются выборки  $A_1$  и  $A_2$  (из совокупностей  $A_1^*$  и  $A_2^*$ ) объемом  $N_1$  и  $N_2$  соответственно. Каждый образец характеризуется вектором с координатами

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n)', \quad i = \overline{1, n}.$$

Имеется также новый объект  $a$ , характеризуемый координатами  $X_a$ , причем априори известно, что либо  $a \in A_1^*$ , либо  $a \in A_2^*$ . Необходимо: 1) выявить различия между  $A_1^*$  и  $A_2^*$  по данным выборов  $A_1$  и  $A_2$ ; 2) построить решающее правило для диагностики  $a$  и 3) определить, к какой совокупности относится образец  $a$ .

Р. Фишер [Fisher, 1936] предложил строить диагноз на основе анализа распределения значений линейной комбинации

$$D(X) = \sum_{i=1}^n b_i x_i,$$

находимой таким образом, чтобы минимизировать внутривыборочную дисперсию по отношению к межвыборочной. Значения  $D(X)$  представляют собой проекции на нормаль гиперплоскости, разделяющей векторы выборок  $A_1$  и  $A_2$  в  $n$ -мерном пространстве. Коэффициенты  $b_i$  линейной комбинации находят при решении линейной системы

$$Wb = \bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)},$$

где  $b$  — столбец коэффициентов  $b_i$ ,  $b = (b_i)_{i=\overline{1, n}}$ ;  $\bar{X}^{(2)}$  —  $\bar{X}^{(1)}$  — вектор разностей оценок средних в первой и второй выборках,

$\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)} = (x_i^{(2)} - x_i^{(1)})'_{i=1, n} W$  — матрица, характеризующая внутривыборочное рассеяние,

$$W = \frac{N_1 - 1}{N_1 + N_2 - 2} W_1 + \frac{N_2 - 1}{N_1 + N_2 - 2} W_2,$$

где  $W_1$  и  $W_2$  — матрицы ковариаций выборок  $A_1$  и  $A_2$ .

Как выяснилось в дальнейшем, дискриминантная функция Р. Фишера позволяет построить решающее правило для диагностики  $a$ , близкое к оптимальному, если распределения вектора  $X$  в совокупностях  $A_1^*$  и  $A_2^*$  нормальны, а дисперсии этих распределений равны (т. е. равны матрицы  $W_1^*$  и  $W_2^*$ ). В этом случае в качестве порогового значения, используемого при построении решающего правила, выбирается значение  $L$

$$L = \frac{1}{2} (\bar{X}^{(2)} + \bar{X}^{(1)})' W^{-1} (\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)}) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n b_i (\bar{x}_i^{(2)} - \bar{x}_i^{(1)}).$$

Если для образца  $a$

$$\sum_{i=1}^n b_i x_{ai} < L,$$

где  $x_{ai}$  —  $i$ -я координата  $X_a$ , то этот образец относится к совокупности  $A_1^*$ , а если указанные соотношения обратны, то образец  $a$  относится к  $A_2^*$ .

Обычно в качестве оценки надежности диагноза в соответствии с приведенным решающим правилом вводится так называемая вероятность ошибки классификации

$$P(A_2^*/A_1^*) = P(A_1^*/A_2^*) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{D/2}^{\infty} e^{-\frac{y^2}{2}} dy,$$

где  $D^2$  — обобщенное расстояние Махаланобиса, равное

$$D^2 = (\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)})' W^{-1} (\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)}).$$

Для случая, когда распределения  $X$  в  $A_1^*$  и  $A_2^*$  нормальны, но их дисперсии не равны, предложено несколько отличное линейное решающее правило [Anderson, Bahadur, 1962]. Оценку  $W$  находят как

$$W = tW_1 + (1-t)W_2,$$

причем коэффициенты  $t$  и  $1-t$  определяют методом проб и ошибок из уравнения

$$\begin{aligned} & \{ [tW_1 + (1-t)W_2]^{-1} (\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)}) \}' \cdot \{ t^2W_1 - (1-t)^2W_2 \} \times \\ & \times \{ [tW_1 + (1-t)W_2]^{-1} (\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)}) \} = 0. \end{aligned}$$

Пороговое значение  $L$ , задающее решающее правило, находится из уравнения

$$L = \frac{(b'W_2b)^{1/2}b'\bar{X}^{(1)} + (b'W_1b)^{1/2}b'\bar{X}^{(2)}}{b'W_2b^{1/2} + (b'W_1b)^{1/2}},$$

а вероятность ошибки классификации определяется как

$$P(A_1^*/A_2^*) = P(A_2^*/A_1^*) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_d^{\infty} e^{-\frac{y^2}{2}} dy,$$

где

$$d = \frac{b'(\bar{X}^{(2)} - \bar{X}^{(1)})}{(b'W_1b)^{1/2} + (b'W_2b)^{1/2}}.$$

Второй метод является более трудоемким в вычислительном плане, однако с формальных позиций он более предпочтителен, так как априори никогда нельзя ожидать выполнения условия равенства ковариационных матриц для разных классов. Вместе с тем чисто эмпирически устанавливается, что использование дискриминантных функций как Фишера, так и Андерсона — Бахадура на петрохимическом материале приводит к сходным результатам. Более того, достаточно удовлетворительные результаты дают и более простые решающие правила, например предложенное О. М. Калинин [1967] в предположении, что матрицы  $W_1^*$  и  $W_2^*$  равны и являются диагональными.

Специфика задачи заключается в том, что поиск оптимальных решающих правил или гиперплоскостей, наилучшим образом разделяющих выборки в  $n$ -мерном пространстве, является трудно-выполнимой и не всегда обязательной задачей. Ситуация сходна с рассмотренной ранее при обсуждении классификационных проблем: при малом количестве априорной информации о  $A_1^*$  и  $A_2^*$  достаточно найти любую линейную комбинацию исходных векторов, относительно резко разделяющую выборки. После этого уже можно пытаться строить правило последующего диагноза и вводить оценки его надежности.

Существенный недостаток существующих способов построения оценок качества диагноза заключается в том, что вероятность ошибки классификации является величиной, усредненной с учетом всех возможных реализаций значений  $X_a$ . Даже при условии, когда найденная вероятность ошибки классификации весьма мала, при значениях  $D(X)$  вновь изучаемого образца  $a$ , близких пороговому значению  $L$ , распознавание будет производиться весьма ненадежно. Естественно построить критерий таким образом, чтобы он относил изучаемый образец к первой совокупности при выполнении неравенства

$$\frac{P(A_1^*/a)}{P(A_2^*/a)} \geq K,$$

где  $P(A_1^*/a)$  — апостериорная вероятность гипотезы о принадлежности образца  $a$  классу  $A_1^*$ ;  $P(A_2^*/a)$  — апостериорная вероятность гипотезы о принадлежности  $a$  классу  $A_2^*$ ;  $K$  — константа, меняющаяся в зависимости от требуемой надежности диагноза.

В условиях диагноза при двух альтернативах ( $a \in A_1^*$  или  $a \in A_2^*$ )  $K$  может быть выбрано, например, равным 19, т. е. отвечающим

$P(A_1^*/a) = 0,95$  против  $P(A_2^*/a) = 0,05$ . Образец  $a$  будет относиться к классу  $A_2^*$ , если

$$\frac{P(A_2^*/a)}{P(A_1^*/a)} \geq K.$$

Тогда область

$$K > \frac{P(A_1^*/a)}{P(A_2^*/a)} > \frac{1}{K}$$

определится как область непринятия решения при классификации образца  $a$ . Если считать, что априорные вероятности классов  $A_1^*$  и  $A_2^*$  равны между собой, то значения  $D(X) = L_1$  и  $D(X) = L_2$ , являющиеся точными границами области непринятия решения, определяются из уравнений

$$\frac{f\{L_1/A_1^*\}}{f\{L_1/A_2^*\}} = K \quad \text{и} \quad \frac{f\{L_2/A_1^*\}}{f\{L_2/A_2^*\}} = \frac{1}{K},$$

где  $f\{L_\alpha/A_\beta^*\}$  — плотность вероятностей в точке  $L_\alpha$  при условии, что  $L_\alpha = D(X_k)$ ,  $X_k \in A_\beta^*$ .

Если известны функции распределения  $D(X)$  и их параметры для обоих классов  $A_1^*$  и  $A_2^*$ , значения  $L_1$  и  $L_2$  при заданном  $K$  легко находятся. При больших объемах выборок и знании типа функции распределения  $D(X)$  в классах  $A_1^*$  и  $A_2^*$  вместо параметров безболезненно могут быть использованы их оценки. При малых объемах выборок последнее может приводить к существенным ошибкам. Оценить же значения  $f\{L_1/A_1^*\}$  и  $f\{L_1/A_2^*\}$  по малым выборкам, даже основываясь на определенном представлении о функциях распределения  $D(X)$  в классах  $A_1^*$  и  $A_2^*$ , весьма трудно, так как в этих условиях соответствующие величины должны рассматриваться в качестве случайных с весьма сложными функциями распределения. Впрочем, такая же проблема возникает и при использовании других оценок качества диагноза (в том числе и вероятности ошибки классификации): все они вычисляются в предположении, что статистические характеристики равны генеральным. Поэтому при малых объемах выборок вводимые критерии качества диагноза имеют условный характер.

Возможности применения дискриминантного анализа на петрохимическом материале могут быть проиллюстрированы на примере интрузивных образований повышенной основности (содержания  $\text{SiO}_2$  от 45 до 55%) различных комплексов каледонской Алтае-Саянской области. Выбор пород близкой кремнекислотности позволяет привести распределения содержаний всех окислов к более или менее симметричной форме и удовлетворительно аппроксимировать их кривыми нормального закона. Петрохимическая характеристика всех рассматриваемых образований приведена в табл. 1.

В табл. 2 приведены коэффициенты  $b_i$  уравнений линейных дискриминантных функций, найденных при применении процедуры Андерсона — Бахадура при попарном сравнении рассматриваемых

## Распределение элементов в основных породах интрузивных комплексов Алтае-Саянской складчатой области

Условный номер	Формации Название	Наименование*	Статистики									Объем выборки
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
I	Габбро-плагиогранитовая; комплексы: тануольский С <sub>т3</sub> , ольховский С <sub>т3</sub> , мартайгинский С <sub>т3</sub>	$\bar{x}$	50,05	0,99	15,62	3,33	6,59	6,66	9,48	2,93	1,08	133
		$s$	3,11	0,45	4,99	1,50	1,89	6,06	2,89	1,08	0,82	
		$Sk$	0,004	0,34	-1,63	0,73	0,04	4,96	0,96	-0,45	1,65	
		$Ek$	-1,27	-0,54	2,36	-0,04	0,46	31,50	1,16	-0,28	3,99	
			$\sigma_{Sk} = 0,21;$					$\sigma_{Ek} = 0,41$				
II	Габбро-гранодиорит-гранитовая; комплексы: тыгертышский С <sub>т3</sub> , беллыкский С <sub>т3</sub>	$\bar{x}$	50,72	1,19	17,28	3,74	5,31	4,71	9,07	3,53	1,95	34
		$s$	3,53	0,48	2,00	1,76	1,16	1,62	2,02	0,79	1,15	
		$Sk$	-0,40	0,80	-0,42	0,65	0,14	0,38	0,99	0,35	1,19	
		$Ek$	-0,82	-0,17	0,72	-1,15	0,56	-0,61	1,05	-0,69	1,23	
			$\sigma_{Sk} = 0,39;$					$\sigma_{Ek} = 0,72$				
III	Гранодиорит-гранитовая; комплексы: большепорожский S, шапшальский S	$\bar{x}$	50,66	0,96	16,38	2,70	5,82	6,99	9,04	2,61	1,14	20
		$s$	3,44	0,57	3,45	1,50	1,65	2,35	2,41	0,92	0,99	
		$Sk$	-0,38	0,08	-0,47	1,69	0,17	0,41	0,70	-0,92	0,07	
		$Ek$	-1,48	-0,04	0,89	4,45	-1,03	-1,29	0,71	0,37	-1,21	
			$\sigma_{Sk} = 0,49;$					$\sigma_{Ek} = 0,84$				
IV	Сиенит-граносиенитовая; комплексы: тейский D <sub>1-2</sub> , столбовский D <sub>1-2</sub>	$\bar{x}$	49,91	1,24	17,24	4,00	5,77	4,61	8,32	3,80	1,61	15
		$s$	3,74	0,48	2,57	1,83	2,16	1,88	1,51	0,68	0,43	
		$Sk$	-0,29	0,74	1,23	0,89	0,29	0,59	0,80	-0,10	0,65	
		$Ek$	-1,17	-0,27	0,64	-0,73	-0,65	-0,60	0,74	-1,23	-0,67	
			$\sigma_{Sk} = 0,54;$					$\sigma_{Ek} = 0,89$				
V	Габбро-сиенитовая; комплексы: торгалыкский D <sub>2</sub> , тускульский D <sub>2</sub>	$\bar{x}$	48,61	1,74	15,86	3,50	7,36	6,57	8,71	3,98	1,02	30
		$s$	2,82	1,06	3,42	1,64	1,64	2,48	3,01	1,50	1,08	
		$Sk$	0,67	1,24	-2,29	0,40	-0,10	-0,04	-0,28	0,20	2,34	
		$Ek$	-0,70	1,73	8,14	-0,62	-0,20	-0,73	0,04	-0,72	5,35	
			$\sigma_{Sk} = 0,41;$					$\sigma_{Ek} = 0,75$				
VI	Щелочных габброидов; горячегорский комплекс D <sub>2</sub>	$\bar{x}$	47,52	0,85	20,15	4,07	5,05	3,09	8,48	5,86	1,66	18
		$s$	2,34	0,42	1,73	1,82	1,40	2,24	4,04	3,51	1,20	
		$Sk$	0,51	1,05	-0,35	1,19	0,26	0,45	-0,28	0,56	2,49	
		$Ek$	-0,67	0,47	-1,19	0,95	0,41	-1,11	-1,26	-1,30	6,46	
			$\sigma_{Sk} = 0,51;$					$\sigma_{Ek} = 0,86$				
VII	Габбро-диабазовая; комплексы: бюйский С <sub>т1-2</sub> , кизирский С <sub>т1-2</sub> , тесхемский С <sub>т1-2</sub>	$\bar{x}$	50,05	1,00	17,06	3,35	8,03	5,06	8,79	2,88	1,19	67
		$s$	2,73	0,41	2,36	2,47	2,28	1,93	2,42	1,17	1,44	
		$Sk$	0,18	0,59	-0,02	1,37	1,28	1,03	0,11	0,73	3,64	
		$Ek$	-1,14	-0,86	-0,29	2,10	4,26	0,67	0,31	0,82	15,06	
			$\sigma_{Sk} = 0,29;$					$\sigma_{Ek} = 0,55$				
VIII	Расслоенных габброидов; комплексы: патынский D <sub>2</sub> (?), булжинский D <sub>2</sub> (?)	$\bar{x}$	49,14	1,14	19,04	3,31	5,39	4,95	10,97	3,25	1,32	125
		$s$	3,01	0,77	4,53	1,88	1,14	3,02	3,85	1,91	1,55	
		$Sk$	0,48	0,77	0,46	0,92	0,20	0,63	-0,31	1,36	1,67	
		$Ek$	-0,80	0,38	0,28	1,12	-0,20	-0,11	-0,24	1,75	2,58	
			$\sigma_{Sk} = 0,21;$					$\sigma_{Ek} = 0,41$				

\*  $\bar{x}$  — оценка математического ожидания;  $s$  — несмещенная оценка стандартного отклонения;  $Sk$  — оценка асимметрии;  $Ek$  — оценка эксцесса;  $\sigma_{Sk}$  и  $\sigma_{Ek}$  — стандарты асимметрии и эксцесса.

## Диагностические критерии формационных типов основных пород Алтае-Саянской складчатой области

Сравни- ваемые комплекс- сы	Коэффициенты уравнений $b_i$									Порог $L$	$d$	Вероятность ошибки клас- сификации $P(1/2) = P(2/1)$		
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O					
I	II	0,02	3,31	1,12	-0,27	-0,76	0,001	0,18	0,37	0,85	5,93	0,79	0,21	
	III	0,04	1,17	-0,006	-0,44	-0,59	0,02	-0,47	-1,12	-0,52	-9,76	0,56	0,29	
	IV	-0,09	1,79	0,09	-0,33	-0,37	-0,001	-0,004	0,91	1,24	0,40	0,70	0,24	
	V	-0,23	1,21	0,02	-0,27	0,11	-0,003	-0,08	0,35	-0,03	-9,16	0,61	0,27	
	VI	-0,49	0,76	0,23	-0,45	-0,36	-0,13	0,11	0,36	0,82	-19,77	1,01	0,16	
	VII	-0,02	-0,18	0,15	0,12	0,44	-0,09	-0,04	-0,21	0,09	3,48	0,51	0,31	
	VIII	-0,07	1,81	-0,17	-0,18	-0,17	-0,03	0,46	0,59	0,55	7,17	0,74	0,23	
	II	III	0,53	-2,63	0,16	0,09	0,93	0,91	-0,70	-1,39	-1,61	24,97	1,16	0,12
IV		-0,33	-1,37	-0,47	0,37	-0,09	-0,33	-0,58	0,41	-0,99	-33,61	0,53	0,30	
V		0,12	1,49	-0,19	-0,68	0,84	0,49	-0,23	0,16	-0,62	8,17	1,02	0,15	
VI		-1,09	-6,56	0,47	-0,11	1,23	-2,00	0,02	-0,92	-0,74	-58,26	1,40	-0,08	
VII		-0,11	-4,35	0,08	0,30	1,40	-0,30	-0,08	-0,78	-0,45	-5,32	1,05	-0,15	
VIII		0,30	-0,24	0,57	0,36	0,86	0,14	0,72	0,43	0,39	41,04	0,59	0,28	
III		IV	-0,52	1,62	-0,28	-0,45	-0,68	-0,29	0,53	2,42	2,90	-20,35	1,02	0,15
		V	-0,52	0,76	0,09	0,05	0,72	0,28	0,23	1,67	1,05	-8,77	0,93	0,18
	VI	-0,91	0,60	0,53	-0,30	0,87	1,51	0,55	0,03	1,35	-31,55	1,58	0,06	
	VII	-0,19	-1,19	0,31	0,29	1,10	-0,58	0,34	0,02	0,28	1,86	0,92	0,18	
	VIII	0,09	0,69	0,54	0,57	0,95	-0,03	1,64	1,75	1,91	44,99	1,21	0,11	
	IV	V	0,12	1,01	0,10	0,23	0,46	0,73	0,04	0,23	-0,38	17,82	0,77	0,22
		VI	-0,29	-1,40	0,29	-0,59	-0,35	-0,49	0,12	0,08	0,04	-15,09	0,83	0,20
		VII	0,19	-1,96	0,15	0,39	0,82	-0,001	0,06	-1,30	-0,33	12,29	0,90	0,18
VIII		0,68	2,12	0,99	0,24	0,77	0,96	1,08	0,53	1,93	79,11	0,83	0,20	
V	VI	-0,49	-1,88	0,33	-0,38	-0,62	-1,43	0,13	-0,64	0,07	-33,40	1,40	0,08	
	VII	0,10	-1,27	0,10	0,20	0,26	-0,56	0,02	-0,80	0,07	2,29	0,82	0,20	
	VIII	0,16	-0,61	0,15	0,41	-0,02	-0,29	0,53	-0,03	0,50	14,88	0,83	0,20	
VI	VII	0,26	-0,23	-0,32	0,14	0,46	0,21	-0,18	-0,39	-0,30	6,78	1,06	0,14	
	VIII	0,79	2,96	0,62	0,28	0,89	0,89	0,42	0,25	0,75	65,15	0,86	0,19	
VII	VIII	0,25	2,24	4,36	0,05	-0,28	0,56	0,64	1,26	0,41	35,39	0,85	0,20	

групп пород. Кроме того, приведены значения  $L$  и  $d$ , а также оценки вероятности ошибки классификации  $P(1/2)$  и  $P(2/1)$ . Как видно из табл. 2, основные породы различных комплексов характеризуются явно выраженной петрохимической спецификой, позволяющей во многих случаях достаточно уверенно диагностировать объекты даже по данным единичных химических анализов. Наибольший интерес с чисто практических позиций представляет установление существенных различий между породами интрузивов габбро-гранодиорит-гранитовой и габбро-диабазовой формаций, вопросы расчленения которых вызывают существенные разногласия.

Как отмечалось, привлечение петрохимических данных для решения частных диагностических задач в связи с общими задачами формационных исследований, может приводить к результатам, имеющим прямое отношение к прогнозно-металлогеническим построениям. Обращаясь к материалам по петрохимии магматических образований Алтае-Саянской области, это положение можно проиллюстрировать на примере пород интрузивов упомянутой выше габбро-плагиогранитовой формации и интрузивов Майнского типа.

Возможность объединения массивов, рассматриваемых в отдельных районах Алтае-Саянской области в составе таннуольского (Тува), ольховского (Восточный Саян), лебедского (Горная Шория), а также мартайгинского (Кузнецкий Алатау) комплексов, в единый комплекс габбро-плагиогранитовых интрузивов в настоящее время не вызывает сомнений. Наряду с этими образованиями в пределах Западного Саяна распространены интрузивы плагиогранитов так называемого Майнского типа, аналоги которых обнаруживаются в последнее время и в других районах. Ряд исследователей [Пинус, 1961] интрузивы Майнского типа рассматривает в качестве аналогов образований габбро-плагиогранитовой формации. Вместе с тем отмечается [Кен, 1964] тесная пространственная и временная связь интрузивов Майнского типа с нижнекембрийскими кислыми эффузивами типа кератофиров, что является основанием для отнесения этих интрузивов к формации, отличной от габбро-плагиогранитовой.

Вопрос о сходстве пород интрузивов габбро-плагиогранитовой формации и массивов Майнского типа представляет интерес также в связи с тем, что эти образования резко различаются по характеру ассоциирующих с ними месторождений. Если к интрузивам Майнского типа тяготеют медноколчеданные и золотоколчеданные месторождения, то к интрузивам габбро-плагиогранитового комплекса — контактовые магнетитовые, золоторудные в скарнах и жильные кварцево-золоторудные с висмутом или вольфрамом месторождения. Иными словами, задача выявления различий между породами интрузивов Майнского типа и габбро-плагиогранитовых комплексов является задачей разделения плагиогранитов Алтае-Саянской области, характеризующихся разной металлогенической специализацией.

Результаты соответствующих вычислений (рис. 6) показывают, что породы габбро-плагиогранитовой формации и интрузий Майн-

ского типа резко разделяются по значениям линейной дискриминантной функции

$$D(X) = 0,36\text{SiO}_2 - 3,61\text{TiO}_2 - 1,05\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 + \\ + 1,55\text{FeO} - 0,07\text{CaO} - 0,70\text{MgO} + 0,06\text{Na}_2\text{O} - 2,51\text{K}_2\text{O}.$$

При вычислении функции использовались данные 90 химических анализов, характеризующих породы габбро-плагиогранитовых комплексов, и 69 химических анализов плагиогранитов Майнского типа. Резкие различия сравниваемых пород по совокупности петрохимических данных, очевидно, свидетельствуют в пользу взглядов тех исследователей, которые на основании общегеологических соображений отрицают возможность отнесения пород Майнского типа к габбро-плагиогранитовому комплексу и выделяют их в состав самостоятельного комплекса.

Распределение значений  $D(X)$ , рассчитанных по данным сравниваемых выборок, хорошо аппроксимируется нормальным законом, несмотря на то, что распределения содержаний ряда окислов петрогенных элементов отклоняются от нормальных. Учитывая значительный объем выборок, можно в первом приближении считать, что статистики распределения  $D(X)$  равны соответствующим параметрам распределения, и построить классификационные критерии, обеспечивающие большую надежность при диагнозе единичных образцов. Учитывая, что  $\bar{D}_1(X) = 16,21$ ;  $\hat{S}_{D_1(X)} = 2,84$ ;  $\bar{D}_2(X) = 3,07$ ;  $\hat{S}_{D_2(X)} = 3,48$ , значение  $L_1$ , соответствующее оценке точной нижней границы зоны непринятия гипотезы при диагнозе образца  $a$  при  $k = 19$ , определяется как  $L_1 = 7,9$ .  $L_2$ , соответствующее оценке точной верхней границы зоны непринятия решения, равно 11,2. В целом область непринятия гипотезы весьма мала, и диагноз вновь изучаемых образцов плагиогранитов может быть произведен достаточно часто.

В заключение отметим, что выводы о надежности диагностических процедур во многом зависят от того, насколько допущения о свойствах классов соответствуют реальной картине. При оперировании численно характеризруемыми признаками основное влияние оказывают допущения о их функциях распределения. Как отмечалось, ситуация такова, что утверждать о наличии универсальных законов, которыми могут быть описаны кривые частот распределения содержаний элементов в породах различных объектов, в настоящее время

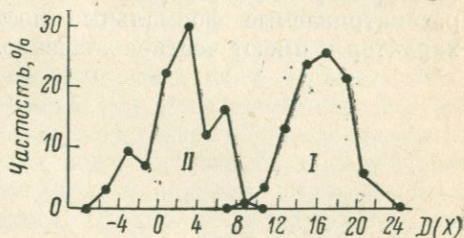


Рис. 6. Распределение значений дискриминантной функции  $D(X) = 0,36 \text{SiO}_2 - 3,61\text{TiO}_2 - 1,05\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 + 1,55\text{FeO} - 0,07\text{CaO} - 0,70\text{MgO} + 0,06\text{Na}_2\text{O} - 2,51\text{K}_2\text{O}$  в породах Майнского комплекса (I) и эталонных габбро-плагиогранитовых комплексов Алтае-Саянской области (II).

не приходится. Кардинальное решение вопроса о функциях распределения элементов упирается в построение моделей процессов, определяющих современный облик пород. Поэтому дальнейший прогресс даже в области сугубо формальных процедур, например процедур «распознавания образцов», упирается в развитие содержательных (геологических) представлений, создание теорий, увязывающих в единую систему разрозненные эмпирические факты. Возможности построения формальных диагностических процедур на основе эмпирических данных не должны переоцениваться и по той причине, что получаемые результаты не дают возможности для далеко идущих заключений по аналогии. В частности, неправомерно использование вырабатываемых решающих правил для диагноза пород, развитых на территориях, не охарактеризованных выборками  $A_1$  и  $A_2$ . Поэтому рассматриваемые формальные построения носят вспомогательный характер и имеют частное значение.

---

ЧАСТЬ ВТОРАЯ  
ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

---

В соответствии с определением, данным в гл. I, к фаціальным особенностям магматических образований авторы относят все то, из чего слагается неповторимость индивидуального облика отдельных магматических тел и их комплексов, все то, что отличает конкретные проявления формаций от их абстрактных образов. Такое широкое определение фаціальной специфики, однако, не исключает, а, наоборот, предполагает выделение и изучение отдельных ее слагаемых: региональных, локальных (фаціальных в узком смысле этого термина) и возрастных особенностей. В простейшем случае, когда рассматриваются средние химические составы магматических образований, вектор среднего химического состава конкретного объекта, очевидно, может быть представлена в виде суммы:

$$X = X_{\text{форм. типа}} + X_{\text{фац.}}$$

В свою очередь

$$X_{\text{фац}} = X_{\text{регион}} + X_{\text{локальн}} + X_{\text{возрастн.}}$$

В дальнейшем изложении последовательно рассматриваются пути оценки каждого из выделенных слагаемых и ставится вопрос об изучении петрогенетических процессов, определяющих наблюдаемое разнообразие химизма пород. Таким образом, вторая часть работы, по существу, посвящена характеристике изменчивости химического состава пород в пространственно-временных координатах. Эта изменчивость, отражающая эволюцию земной коры и верхней мантии, может учитываться при тектоническом районировании и прогнозе некоторых видов полезных ископаемых.

О региональных и возрастных особенностях химизма магматических проявлений пишут довольно часто. По существу, нет ни одной работы в плане региональной петрохимии, в которой не определялась бы петрохимическая специализация региона. И, как это нередко случается в геологии, разные авторы в понятие «петрохимическая специализация региона» (или «региональные петрохимические особенности магматизма») вкладывают совершенно различный смысл. Иногда при этом понимают специфику химизма пород, выявляемую

в результате сопоставления региональных кларков. Чаще, однако, фиксируются такие петрохимические особенности пород, которые являются прямым следствием возникновения в разных регионах (структурно-тектонических зонах) разнотипных формаций.

Показательны в этом отношении интересные обобщения по Востоку СССР, где четко проявляется закономерная смена магматических формаций при движении от побережья Тихого океана в глубь континента, в частности смена «андезитовой линии» П. Маршалла [Marshall, 1910] на «липаритовую линию» М. И. Иддиксона [1964].

В сходные этапы развития складчатых структур, расположенных на разных меридианах, появляются близкие, но не тождественные формации. Так, например, лахарской формации в вулканогенных дугах Курило-Камчатского типа соответствует порфировая формация Сихотэ-Алиня [Быковская, 1964]. Убедительно и наглядно Е. К. Устиевым [1959] показано направленное изменение средних химических составов изверженных пород крупных регионов, сменяющих друг друга с востока на запад.

В интересующем нас аспекте такого рода закономерности не имеют существенного значения. Мы уделим внимание региональным и возрастным особенностям формаций, оставив в стороне формационные особенности регионов.

В литературе довольно часто отмечают в качестве региональных такие особенности химизма формаций, которые выявляются при сравнении средних химических составов формаций в целом. Они обычно обусловлены различной эродированностью структур регионов и проявляются в первую очередь как различия в основности пород. По ряду причин подобные данные имеют ограниченное значение для понимания фациальных особенностей магматических тел и практически непригодны для формационного анализа.

Под региональными петрохимическими особенностями магматических формаций авторы понимают такие, которые в той или иной мере присущи некоторой группе формаций изучаемого региона и которые выявляются при сравнении химизма конкретных разновидностей пород с соответствующими эталонами либо (при отсутствии эталонов) с формационными аналогами других регионов. Это определение содержит конструктивную методику выявления и изучения региональных особенностей.

Под возрастными петрохимическими особенностями формаций кажется разумным понимать те специфические черты химизма формационных разновидностей пород, которые можно устанавливать у разновозрастных проявлений формационного типа.

---

## ЭМПИРИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Построение и анализ эмпирических функций распределения петрогенных элементов является важным звеном петрохимического исследования. С этого обычно начинается первичная обработка аналитических данных. Помимо количественной оценки средних содержаний и степени равномерности распределения элементов в горных породах, функции распределения позволяют более объективно оценивать распространенность в природе тех или иных петрохимических разновидностей изверженных горных пород, иногда выявлять естественные границы между отдельными их разновидностями [Chayes, 1963], а в ряде случаев служить средством контроля генетических построений [Вистелиус, 1964]. Несмотря на скептическое отношение некоторых видных петрографов, и в частности А. Н. Заварицкого [1955], к идее о генетической интерпретации кривых распределений, в советской геологии восторжествовало мнение о принципиальной возможности судить по характеру эмпирических кривых распределений о типах процессов, их обусловивших [Вистелиус, 1952, 1964; Родионов, 1964].

В гл. I мы уже касались вопросов соответствия эмпирических кривых распределения нормальному и сводящимся к нему законам. Тогда нас это интересовало в связи с тем, что теория подавляющего большинства статистических методов базируется на нормальном распределении. Сейчас мы рассмотрим возможности использования кривых распределения для целей фациально-формационного анализа.

Хотя задачи фациально-формационной диагностики в современной формулировке были поставлены сравнительно недавно, тем не менее исследования в этом плане, сопровождавшиеся построением частотных кривых по петрохимическим данным, имеют длительную историю. После первого опыта, имеющего полувековую давность [Richardson, Sneesby, 1922], принципиальное значение имели работы Н. К. Разумовского [1941, 1948], впервые указавшего на случаи логнормального распределения химических элементов в горных породах.

Повышенный интерес к этой проблеме обнаружился восемнадцать лет назад. Внимание геологической общественности привлекла серия публикаций Л. Х. Аренса [Ahrens, 1953, 1954а, б], в которых автор, опираясь на сравнительно малочисленный цифровой материал, пришел к выводу о том, что ряд химических элементов (в том числе петрогенных) во многих типах изверженных горных пород распределен логарифмически нормально. Подмеченную закономерность Л. Х. Аренс возвел в ранг «фундаментального геохимического закона» [Ahrens, 1953].

Выступление Л. Х. Аренса вызвало оживленную дискуссию [Chayes, 1954; Miller, Goldberg, 1955; Aubrey, 1956; Jizba, 1959; Durovic, 1959; Vistelius, 1960; Родионов, 1961; Shaw, 1961], большинство участников которой критически отнеслось к идее о логнормальном типе распределения как о фундаментальном законе геохимии.

Ф. Чейз [Chayes, 1954] указал, что логарифмическая трансформация распределения, дающая симметрию, еще не является доказательством логнормального закона, ибо симметрия может быть достигнута и в результате некоторых других преобразований. К. В. Абри [Aubrey, 1956] отметил, что в многокомпонентных системах наряду с имеющими положительную асимметрию элементами, содержание которых обычно менее 50%, должны быть элементы с отрицательной асимметрией, например кремнезем.

З. В. Джизб [Jizba, 1959] напомнил, что логнормальный закон распределения вытекает как частный случай теоретической модели И. Каптейна [Kapteyn, 1903]. Поскольку теоретически логнормальное распределение не имеет верхней границы, то эта модель не может быть признана корректной в геохимии, где значение признака (содержание элемента) всегда ограничено 100%. Кроме того, характер распределения элемента зависит не только от особенностей процесса его накопления, но также и от комплементарности состава породы. Учет этого фактора приводит к стохастической модели Н. Джонсона [Johnson, 1949], существенно отличающейся от логнормальной. Лишь при низком содержании элемента распределение Джонсона приближается к логнормальному. Таким образом, согласно З. В. Джизбу, модели И. Каптейна и Н. Джонсона дают нам право ждать распределения, близкого к логнормальному, лишь для малых элементов и отнюдь не для главных компонентов породы.

А. Б. Вистелиус [Vistelius, 1960], проверяя соответствие исходных данных Л. Х. Аренса и ранее опубликованных Н. К. Разумовского логнормальному закону, показал, что 95%-ные доверительные границы могут включать не только логнормальный, но и многие другие асимметричные типы распределений. Подобно К. В. Абри [Aubrey, 1956], А. Б. Вистелиус полагает, что главнейшие породообразующие элементы не могут давать распределения с положительной асимметрией, более характерной для малых элементов. Вместе с тем А. Б. Вистелиус подчеркивает, что лишь в редких случаях мы можем с высокой степенью уверенности говорить о логнормальном законе.

Принципиальное значение имеет концепция А. Б. Вистелиуса о «локальном» и «обобщенном» распределении. А. Б. Вистелиус полагает, что в ограниченной части пространства, в пределе сводимой к точке, геохимический процесс накопления элемента в каждый отдельный момент идет по нормальному закону (локальное распределение); при опробовании более крупных объектов влияние петрохимического тренда приводит к асимметричным распределениям.

С иных позиций к интерпретации кривых распределений подошел Д. А. Родионов [1961]. Опираясь на полученные им эмпирические данные, свидетельствующие о том, что в большинстве изверженных

горных пород содержание минералов в породах и элементов в минералах распределено логнормально, Д. А. Родионов сделал вывод о преобладании в природе двух видов распределений содержаний элементов:

1) логнормального — при концентрации элемента в одном минерале;

2) нормального — при нахождении элемента в состоянии рассеяния во многих минералах приблизительно равными порциями. Не исключалось также и возникновение распределений, кривая плотности вероятности которых занимает промежуточное положение между нормальной и логнормальной кривыми.

Д. М. Шоу [Shaw, 1961], а затем Дж. Р. Батлер [Butler, 1964] обратили внимание на аналитическую ошибку определения химических элементов и на зависимость от нее типа распределения\*.

В порядке проверки высказываний К. В. Абри [Aubrey, 1956] о зависимости типа распределения от процентного содержания элемента в породе Л. Х. Аренс [Ahrens, 1963a] на примере японских гранитов показал, что действительно распределение  $\text{SiO}_2$  имеет сильную отрицательную асимметрию. Наряду с этим отрицательной асимметрией обладает также распределение калия, несмотря на то, что среднее содержание этого элемента далеко не достигает 50%.

В дальнейшем детальное изучение природы отрицательной асимметрии привело Л. Х. Аренса к выводу о том, что она обусловлена сочетанием двух, иногда трех усеченных нормальных распределений [Ahrens, 1963b, 1964]. При этом распределение, отвечающее более высоким содержаниям, обладает во всех случаях меньшей дисперсией.

Последние работы Л. Х. Аренса на эту тему [Ahrens, 1963b, 1964] свидетельствуют об отказе автора от представлений об универсальности логнормального закона и переходе к трактовке асимметричных кривых как результатов сочетаний нескольких усеченных нормальных распределений с различными дисперсиями.

Обосновывая свои выводы графическим путем с использованием метода пробита, Л. Х. Аренс, как и в своих более ранних работах, не давал строгой статистической проверки выдвигаемых гипотез. В основном по этой причине наряду с выступлениями в поддержку новых выводов Л. Х. Аренса [Green, 1963] имело место и явно скептическое отношение к ним [Jizba, 1964; Ianovici, Dimitriv, 1967]. Во всяком случае, и новые данные Л. Х. Аренса, несмотря на всю их привлекательность, не дают уверенности в том, что на этот раз мы имеем дело с выявленным фундаментальным законом природы, а не с еще одним формальным приемом аппроксимации эмпирических данных.

Сейчас, когда дискуссия о законах распределения, по существу, завершена, можно констатировать, что ее итогом явилось признание того, что вид эмпирической кривой отражает совокупное влияние многих факторов. Хотя среди геологов нет единого мнения об относительной роли того или иного фактора, тем не менее большинство

\* О влиянии точности исходных данных на тип распределения в 30-е годы писал Стюдент.

из них сходится на том, что модели нормального и логнормального распределения не должны трактоваться как «фундаментальные» законы геохимии. Вместе с тем нет сомнений в том, что эти модели и в дальнейшем не утратят своего значения. Последнее объясняется возможностью аппроксимировать ими подавляющее большинство эмпирических распределений с достаточной для практики точностью, а это, как уже отмечалось выше, во многих случаях обеспечивает корректное использование аппарата статистики.

В сфере фациально-формационного анализа модели нормального и логнормального распределений, безусловно, не могут играть роли универсального диагностического критерия, хотя отдельные попытки теоретически обосновать такую возможность время от времени повторяются. К ним относятся, в частности, высказывания В. И. Бондаренко [1967], в которых автор приводит доводы в пользу представлений о том, что в эффузивных породах петрогенные элементы распределены преимущественно нормально, а в интрузивных — логнормально.

В этой связи представляют интерес полученные авторами сравнения эмпирических распределений петрогенных элементов в кислых изверженных породах разной фациально-формационной принадлежности. Оценка гистограмм, построенных по данным более чем 8 тыс. частных определений 11 петрогенных элементов, не выявила закономерной смены типов распределений в ряду близких по составу пород, формировавшихся в условиях различной глубинности: граниты средних глубин — гипабиссальные граниты — излившиеся породы (липариты, трахилипариты). В настоящее время авторы располагают фактическим материалом в виде нескольких десятков тысяч частных определений. Результаты его обработки также приводят к выводу об отсутствии явного преобладания распределений, приближающихся к логнормальному среди глубинных пород и нормальному среди излившихся. Этот вывод находится в согласии с данными В. А. Кутолина [1969], содержащимися в его последней обстоятельной работе, посвященной химизму базальтов различных формационных типов.

#### СРЕДНИЕ ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ

Средний химический состав магматического комплекса, вычисленный с учетом относительной распространенности всех разновидностей входящих в него пород, не играет существенной роли в фациально-формационном анализе. Его вычисление, однако, оправдано в связи с естественным желанием исследователя получить количественную оценку общей эволюции химизма региона [Ицкисон, 1964; Устиев, 1964; Салтыковский, 1966]. Кроме того, в последнее время цифры средних химических составов магматических комплексов используются как вспомогательные при вычислении региональных кларков [Устиев, 1960, 1965]. Это дает возможность получать их более точные оценки, поскольку ранее практиковавшаяся методика — непосредственное осреднение имеющихся химических анализов по региону [Чирвинский, 1946], иногда даже без учета относительной распро-

странности петрографических разновидностей пород, — безусловно, давала искаженные результаты. В полной мере это стало очевидным, когда выяснилось, что в ряде случаев различия в химизме формационных типов пород соизмеримы с различиями, которыми обладают петрографические разновидности.

В свою очередь региональные средние служат основой для вычисления планетарной распространенности элементов, а также для целей «петрохимического районирования»\*. Наконец, средние химические составы комплексов дают материал для выявления некоторых общих закономерностей распределения химических элементов («базит-салитовый показатель» П. П. Смолина [1965] и т. п.).

Подчеркнем еще раз, что в интересующем нас аспекте значение средних по комплексам весьма ограничено. Это связано с тем, что тонкие петрохимические особенности, отражающие формационную специфику, обычно замаскированы значительно более сильным влиянием относительной распространенности петрографических разновидностей пород в пределах комплекса. При этом ошибка в оценке соотношения типов пород непосредственно сказывается на вычисленном среднем составе. Распространенность петрографических типов пород, как известно, во многом зависит от уровня эрозионного среза и некоторых других, в известном смысле случайных причин.

Помимо этого, сравнение между собой средних химических составов комплексов, как правило, дает очень мало информации, допускающей генетическую интерпретацию. Оно позволяет (при различии средних содержания  $\text{SiO}_2$ ) лишь сделать заключение об относительной основности комплексов. Сравнение содержаний большинства других окислов выявляет главным образом особенности, связанные с различиями в основности, т. е. естественный петрохимический тренд.

Оценки средних химических составов магматических комплексов, таким образом, не являются устойчивыми, т. е. они не могут использоваться для создания системы петрохимических эталонов и рассматриваться в качестве петрохимических критериев, пригодных для решения диагностических задач, если, конечно, не иметь в виду тривиальные случаи резко контрастных комплексов. Практически бесполезным представляется вычисление средних химических составов петрографических типов пород для региона в целом. Подобные средние при их сравнительном анализе не дают информации, пригодной для генетической интерпретации.

Примером могут служить «среднее габбро южной части Дальнего Востока» или «средний гранит Советского Союза», являющиеся, по существу, не более чем условными реперами. При этом, однако, трудно представить себе геологическую ситуацию, при которой они оказались бы предпочтительнее средних по Р. А. Дэли. Исключение

---

\* В последние годы растет число работ, показывающих тесную связь петрохимии и тектоники. Средние составы формаций (иногда вычисляют средние составы возрастных групп пород) хорошо отражают зональность и мозаичность строения земной коры крупных регионов [Ициксон, 1964; Устиев, 1965; Вергунов, Прялухина, 1967].

составляют средние тех разновидностей пород, формационная принадлежность которых очевидна. Например, «средний спилит Урала» или «средний спилит Горного Крыма».

Средние химические составы магматических тел (интрузивных массивов, вулканических потоков и т. п.) вычисляются чаще всего для определения химизма исходного расплава. Подобно средним для магматических комплексов, они неустойчивы и также малопригодны для решения вопроса о формационной принадлежности объектов, хотя и позволяют иногда делать некоторые общие заключения о их фациальных особенностях.

Среди интрузивных массивов заведомо одного формационного типа очень редко можно встретить вполне сходные по среднему химическому составу. В этом отношении петрохимические данные существенно отличаются от количественно-минералогических подсчетов, выполняемых с точностью, обеспечиваемой общепринятой методикой. Можно напомнить результаты, полученные Ф. Чейзом [Chayes, 1950], который статистически обработал количественно-минералогические анализы ряда гранитовых массивов Англии. Последние оказались удивительно единообразными. Как справедливо подчеркнул Ф. Чейз, количественно-минералогические анализы в этом случае несут минимальную информацию о происхождении гранитов.

В качестве примера, иллюстрирующего возможности сравнительного анализа средних химических составов интрузивных массивов, можно указать на детально изученные Хибинский и Ловозерский массивы пермского возраста, расположенные в непосредственной близости друг от друга и принадлежащие единой формации нефелиновых сиенитов. Как показали подсчеты, выполненные с дробным подразделением и учетом петрографических разновидностей пород [Галахов, 1966; Кухаренко и др., 1968], массивы существенно различаются по содержанию почти всех химических элементов. Это обстоятельство с учетом общей тенденции эволюции химизма формации позволило [Кухаренко и др., 1968] отнести Ловозерский массив к образованиям, отвечающим более поздней стадии дифференциации родоначальной магмы.

Исключительную роль в фациально-формационном анализе играют средние химические составы разновидностей пород формации. Будем их в дальнейшем для краткости называть формационными средними. Их сопоставление лежит в основе методики решения многих петрологических проблем.

Особое значение формационных средних, их центральное положение в системе петрохимических эталонов (на этом мы остановимся подробнее несколько позже) определяются рядом обстоятельств. Прежде всего отметим совершенно очевидное преимущество их перед средними для магматических тел и комплексов в целом: они свободны от ошибок, связанных с учетом относительной распространенности разновидностей пород. Рациональной системой вычисления формационных средних нетрудно добиться того, чтобы при их сравнении оказались элиминированы особенности химизма, обусловленные общим петрохимическим трендом. Это приводит в конечном итоге

к тому, что при их сравнении выявляются устойчивые петрохимические критерии в виде тонких петрохимических особенностей состава пород, связанных со спецификой условий их формирования.

Наконец, можно отметить, что анализ химизма пород формации отвечает наиболее типичной ситуации в геологии, когда исследователь в силу ряда причин располагает лишь обрывочными данными по изучаемой серии пород.

Вычисление формационных средних — новое направление в петрохимии. Накопленный к настоящему времени опыт еще невелик. Тем не менее он дает право утверждать, что между петрографическими аналогами разных магматических формаций, как правило, существуют закономерные различия в средних химических составах. Эти различия отчетливо проявляются при сопоставлении базальтов [Кутюлин, 1967, 1969], гипербазитов [Велинский и др., 1970] и даже таких близких пород, как анхизевтектические граниты [Абрамович и др., 1967].

Иногда различия в формационных средних соизмеримы с различиями между петрографическими разновидностями, хотя обычно последние преобладают. Примеры полного отсутствия формационных различий крайне редки и по этой причине заслуживают особого внимания. В литературе нередко можно встретить указания на проявление полной конвергенции такого рода. При ближайшем рассмотрении, однако, часто обнаруживаются изъяны в аргументации.

Так, например, уральскими геологами отмечалось, что дуниты из дунит-гарцбургитовых и габбро-пироксенит-дунитовых формаций по химизму неразличимы [Штейнберг, Соболев, 1965; Штейнберг, Малахов, 1965]. В более поздней обстоятельной работе И. А. Малахова [1966] высказывания по этому поводу уже не столь категоричны. Автор ее пишет, что в отличие от базитов и салитов гипербазиты различаются не столько по формационной принадлежности, сколько по типам пород. Следует заметить, однако, что фактический материал, на который опирался И. А. Малахов, в формационном плане проработан недостаточно полно. Из разных формаций сравнительному анализу подвергались только дуниты. Но даже среди этих пород формационные различия достаточно отчетливы: в дунитах Платиноносного пояса Урала содержание щелочей приблизительно в два раза выше, чем в их петрографических аналогах из дунит-гарцбургитовой формации. Характерно, что существование подобных различий, в том числе и среди гипербазитов, перестает вызывать сомнение всякий раз, как только они становятся предметом специального изучения [Кутюлин и др., 1966; Велинский и др., 1970].

Вычисление формационных средних является одним из этапов, предшествующих выводу средних формационных типов, которые призваны стать основным звеном в системе петрохимических эталонов [Абрамович, 1967а]. Создание такой системы является реальным делом ближайшего будущего. Это вызвано тем, что важнейшая задача петрохимии (так, как ее, в частности, понимал А. Н. Заварицкий) — изучение соотношений между химическими составами горных

пород — решается в настоящее время явно на неудовлетворительной методологической основе.

Традиционное сравнение химических составов со средними по Р. А. Дэли [1936] или С. Р. Ноккольдсу [Nockolds, 1954], как правило, оказывается чисто формальной операцией. Результаты такого сравнения мало что дают для познания особенностей генезиса изучаемых пород. Обычно мы не можем дать однозначного ответа на вопрос о природе выявляемых различий, даже если этот вопрос стоит в виде альтернативы: специфика химизма изучаемого объекта обусловлена региональными особенностями или формационной принадлежностью. Обычная бесплодность попыток такого рода объясняется тем, что мы сравниваем, по существу, несравнимые цифры, не располагая обязательным промежуточным звеном — химическими составами формационных типов пород.

Химические составы петрографических разновидностей пород конкретных объектов имеет смысл сравнивать не с мировыми, а с формационными средними или, в крайнем случае, со средними формационных типов, и лишь последние пригодны для сопоставления с цифрами регионального кларка и мировыми средними, подобными вычисленным Р. А. Дэли и С. Р. Ноккольдсом. Добавим, что игнорирование промежуточных звеньев, как правило, обесценивает операцию сравнения, лишая ее геологического смысла.

Будущая система петрохимических эталонов, вероятно, должна включать эталоны двух типов: на количественно-минералогической (петрографической) и химической основе. Примером эталонов первого типа могут служить широко известные средние Р. А. Дэли [1936], С. Р. Ноккольда [Nockolds, 1954], а также В. Мэнсона и А. Полдверваарта [Manson, Poldervaart, 1965], В. А. Кутолина [1969]: второго — средние Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [1925], А. А. Беуса и А. А. Ситнина [1965].

Вычисление эталонов различных уровней, вероятно, будет вестись параллельно. При этом эталоны более высоких уровней будут неоднократно уточняться по мере накопления первичных данных и осреднения их в эталонах низших уровней.

Из-за отсутствия общепринятой классификации изверженных пород по петрографическим данным и терминологического разнобоя петрохимические эталоны первого типа не могут быть получены путем непосредственного осреднения всех накопленных к настоящему времени химических анализов. Использована может быть лишь небольшая их часть, которая сопровождается надежными количественно-минералогическими подсчетами. В основном же предстоит организация специальных работ, включающих опробование, петрографическое изучение и комплекс аналитических определений\*.

---

\* При организации этих работ, вероятно, должно быть предусмотрено создание долговременных хранилищ дубликатов первичного материала, что обеспечивает возможность получения дополнительных аналитических определений малых элементов. Иначе говоря, подготовка петрохимических эталонов должна стать составной частью программы создания эталонов геохимических.

Значительная трудоемкость перечисленных операций не позволяет надеяться на быстрые успехи в этом направлении. Поэтому в настоящее время целесообразно ориентироваться главным образом на создание эталонов второго типа, что может быть выполнено достаточно оперативно.

Мы отдаем предпочтение эталонам второго типа, учитывая также их незаменимость при изучении вулканических образований и, кроме того, их большую надежность, поскольку для их создания гораздо полнее могут быть использованы многочисленные химические анализы, уже имеющиеся в распоряжении геологов.

Как известно, существует немалое количество вариантов классификации пород на химической основе. Тем не менее из года в год разрабатываются новые и совершенствуются уже известные, широко распространенные системы П. Ниггли, А. Н. Заварицкого и американских геологов [Чейз, 1959; Chayes, Metais, 1964; Иванов, 1965; Штейнберг, 1964; Раджабов, Мирходжаев, 1966].

Очевидно, что выводу средних на химической основе должно предшествовать решение некоторых общих методических вопросов. В их числе выбор той или иной системы петрохимического пересчета и обоснование границ между группами пород.

А. Н. Заварицкий, как и многие другие авторитеты в этой области, учитывая постепенные взаимопереходы в химизме пород, неоднократно подчеркивал неизбежность выделения искусственных границ. Опыт последних лет подтверждает справедливость этой точки зрения [Штейнберг, 1964; Беус, Ситнин, 1965].

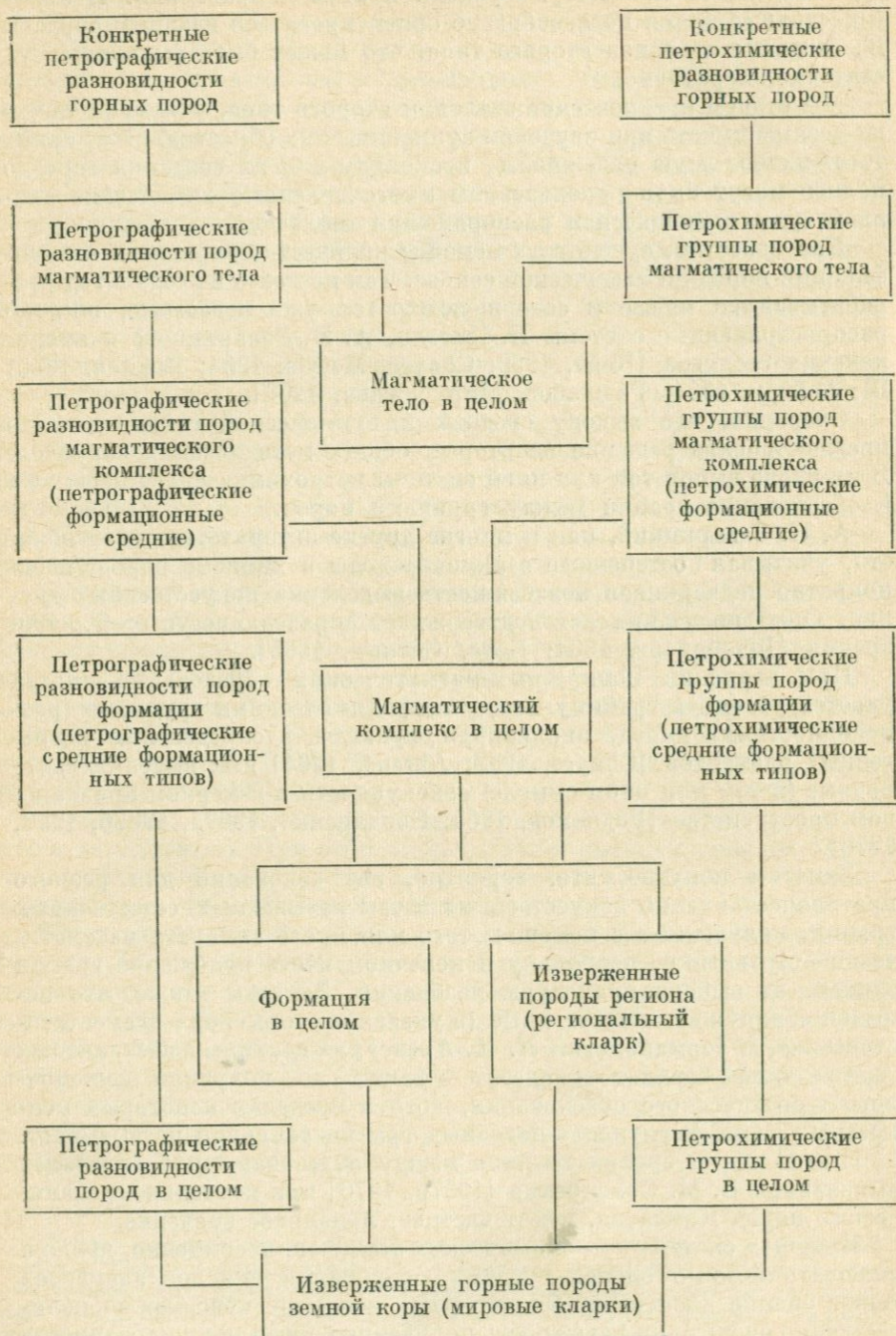
При изучении конкретных магматических образований иногда удается уточнить границу между петрохимическими группами (разновидностями) пород, анализируя функции распределения петрогенных элементов [Chayes, 1963; Ahrens, 1964] или выделяя однородные (в том или ином смысле) совокупности в  $n$ -мерном признаковом пространстве [Родионов, 1965; Бондаренко, 1967а, 1967б, 1968, 1970].

Заметим попутно, что, вероятно, нет оснований для резкого противопоставления искусственных и так называемых естественных границ, полученных с помощью того или иного аппарата математической статистики, поскольку в конечном итоге положение границ зависит от выбора процедуры разбиения. Заметим также, что попытки обнаружить естественные (в указанном смысле) — хеMOSTатистические, в терминологии Л. Х. Аренса, — границы в абстрактных сериях типа базальт — андезит — дацит не получили достаточного теоретического обоснования, хотя в пределах некоторых конкретных серий реальность подобных границ сомнений не вызывает.

С этой точки зрения граница между андезитами и базальтами, выявленная В. М. Бондаренко [1967в, 1970] при изучении вулканических пород Камчатки, имеет частное, локальное значение.

Будущая система петрохимических эталонов, несомненно, должна включать помимо оценок средних содержаний окислов элементов также оценки дисперсий, без чего, как известно, невозможно количественно оценить ни надежность полученных цифр, ни достоверность

Схема возможных сопоставлений химических составов изверженных горных пород



различий между ними. На обязательность этого требования неоднократно обращал внимание в своих работах А. Б. Вистелнус.

Так в общих чертах рисуется система петрохимических эталонов, важнейшим звеном в которой (с учетом требований фациально-формационного анализа) являются средние составы пород, выделенных на химической основе, отдельно для каждого формационного типа. Схема возможных сопоставлений средних химических составов пород показана на стр. 76.

В настоящее время, при отсутствии необходимых эталонов, задачи фациально-формационного анализа решаются на основе систематического сравнения средних химических составов разновидностей пород магматических комплексов. При этом может возникнуть необходимость выделять в качестве эталона наиболее типичную в определенном смысле совокупность пород — петрохимический голотип.

На практике во многих случаях целесообразно ограничиться вычислением средних химических составов главных петрохимических типов пород, границы между которыми проведены с учетом классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга или А. Н. Заварицкого по содержанию кремнекислоты. Значительная часть иллюстративного материала, приведенного в этой книге, построена на петрохимических данных, систематизированных именно таким образом.

---

#### ГЛАВА IV

### КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РЕГИОНАЛЬНОЙ СПЕЦИФИКИ

---

Изучение причин (факторов), ответственных за наблюдаемое разнообразие химизма пород, может начинаться с установления существенности региональной специфики формаций. Во многих случаях эта задача решается с помощью аппарата дисперсионного анализа.

#### ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ ХИМИЗМА ПОРОД

Рассмотрим химический состав гранитов Горного Алтая и Западного Саяна — двух сопредельных регионов Алтае-Саянской складчатой области. При этом мы будем иметь возможность сравнивать граниты, которые являются аналогами в формационном отношении. Это представители гранодиорит-гранитовой формации — граниты нижнепалеозойских интрузивных комплексов [шпашальского Горного Алтая и большепорожского (онинского) Западного Саяна] и гранит-лейкогранитовой формации — девонских интрузивных комплексов (горноалтайского одноименного региона и джойского Западного Саяна). Исчерпывающую геолого-петрографическую

характеристику названных гранитов можно найти в работах Е. Б. Высокоостровской, Т. Н. Ивановой, Д. М. Орлова и других геологов.

Ограничимся рассмотрением кислых разновидностей пород, содержащих от 68 до 75%  $\text{SiO}_2$ . Исходные данные — 96 химических анализов гранитов — были заимствованы из литературных источников, главным образом из работ перечисленных выше геологов.

Средние содержания и стандартные отклонения окислов приведены в табл. 3. Как оказалось, распределение окислов в подавляющем большинстве случаев не противоречит нормальному закону при 1%-ном уровне значимости.

Рассматривая результаты химического анализа проб гранитов в качестве случайных 10-компонентных векторов, а принадлежность их к определенному региону и формационному типу — в качестве организованных факторов, мы получаем возможность построить модель двухфакторного десятимерного дисперсионного анализа с двумя уровнями для каждого из факторов (табл. 4).

Здесь  $X_{11k}$ ,  $X_{21k}$ ,  $X_{12k}$ ,  $X_{22k}$  — векторы химических составов гранитов соответственно большепорожского, шашальского, джойского и горноалтайского интрузивных комплексов.

Влияние строк (формационный фактор), столбцов (региональный фактор), их взаимодействия и остаточных (неорганизованных) факторов определяются как суммы квадратов отклонений векторов с помощью следующих формул [Андерсон, 1963]:

$$Q_A = n \left( r \sum_{i=1}^m X_{.j} X'_{.j} - r m X \dots X' \dots \right);$$

$$Q_B = n \left( m \sum_{j=1}^r X_{i..} X'_{i..} - r m X \dots X' \dots \right);$$

$$Q_{AB} = n \left( \sum_{ij} X_{ij} X'_{ij} - r \sum_{i=1}^m X_{i..} X'_{i..} - m \sum_{j=1}^r X_{.j} X'_{.j} + r m X \dots X' \dots \right);$$

$$Q_e = \sum_{ijk} (X_{ijk} - X_{ij.}) (X_{ijk} - X_{ij.})',$$

где  $i$  — уровень фактора  $B$  ( $i = 1, \dots, r$ );  $j$  — уровень фактора  $A$  ( $j = 1, \dots, m$ );  $n_{ij}$  — объем выборки в  $ij$ -й ячейке (все  $n_{ij}$  равны между собой либо пропорциональны);  $X_{ijk}$  — случайный вектор

$ij$ -й ячейки ( $k = 1, \dots, n_{ij}$ );  $X_{ij.} = \frac{1}{n_{ij}} \sum_{k=1}^{n_{ij}} X_{ijk}$  — вектор средних  $ij$ -й

ячейки;  $X_{i..} = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^r X_{ij.}$  — вектор средних для уровня фактора  $B$ ;

$X_{.j} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m X_{ij.}$  — вектор средних для уровня фактора  $A$ ;  $X \dots =$

$$= \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m X_{i..} = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^r X_{.j} — вектор общего среднего.$$

ТАБЛИЦА 3  
Средние химические составы гранитов Западного Саяна и Горного Алтая

Интрузивный комплекс (регион)	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
Джойский (ЗС) . . . . .	71,23	0,81	0,31	0,10	13,83	1,08	1,13	0,63	2,25	0,39	0,06	0,03	0,84	0,22	2,08	0,50	3,17	0,65	3,99	0,71
Большепорожский (ЗС) . . .	71,02	2,18	0,39	0,13	13,94	0,79	0,95	0,42	3,05	1,40	0,08	0,05	1,07	0,49	2,01	0,95	3,55	0,49	2,61	0,78
Горноалтайский (ГА) . . . . .	71,04	0,78	0,34	0,17	14,75	0,83	1,22	0,55	1,24	0,50	0,08	0,04	0,77	0,34	1,41	0,65	3,49	0,58	4,61	0,59
Шаншалынский (ГА) . . . . .	71,12	1,89	0,29	0,21	14,07	1,07	1,34	0,66	1,57	0,87	0,06	0,03	1,00	0,46	1,78	0,87	3,52	0,80	3,66	1,34

Примечание. Объем каждой выборки—24 анализа.

ТАБЛИЦА 4

Формационный фактор		Региональный фактор	
		A	
		A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>
B	B <sub>1</sub>	X <sub>11k</sub>	X <sub>21k</sub>
	B <sub>2</sub>	X <sub>12k</sub>	X <sub>22k</sub>

ТАБЛИЦА 5

Результаты оценки существенности влияния факторов и их взаимодействия

Факторы	$-v \ln U_{p, s-1, N-rm}$	$\chi^2_{10} (0,95)$
A	67,78	3,94
B	49,01	
AB	29,83	

ТАБЛИЦА 6  
Средний химический состав базальтоидов Кузнецкого Алатау (КА) и Западного Саяна (ЗС)

Формация	Регион	Возраст	Кол-во анализов	[SiO <sub>2</sub> ]		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
				$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
Спилито- диабазовая	КА ЗС	Сm <sub>1-2</sub>	44	50,08	2,62	1,01	0,42	16,56	2,88	4,41	2,47	6,41	1,96	0,16	0,09	4,45	1,90	8,03	1,36	3,11	1,27	0,76	0,54
			68	49,90	2,93	1,27	0,74	14,54	3,35	4,13	3,16	7,95	2,21	0,20	0,05	6,06	2,26	7,38	2,58	3,61	1,11	0,52	0,49
Андезито- базальтовая	КА ЗС	D <sub>1-2</sub>	83	49,13	3,18	1,22	0,48	17,47	1,88	4,87	2,19	5,16	2,23	0,20	0,17	4,99	2,33	8,37	4,91	3,94	1,65	1,12	0,76
			16	50,18	2,81	1,17	0,51	15,03	2,12	4,76	2,44	5,23	2,31	0,18	0,11	5,25	1,82	8,47	3,01	3,58	1,42	1,26	0,79

Пропорциональность чисел наблюдений в ячейках дисперсионного комплекса позволяет достаточно просто вычислить полную сумму квадратов отклонений

$$Q = Q_A + Q_B + Q_{AB} + Q_e$$

и оценить долю влияния каждого слагаемого по формулам

$$q_A = \frac{\xi Q_A \xi}{\xi Q \xi} \cdot 100\%, \quad q_B = \frac{\xi Q_B \xi}{\xi Q \xi} \cdot 100\% \text{ и т. д.,}$$

где  $\xi$  — случайный  $p$ -мерный ( $p = 10$ ) вектор.

Вычисления дали следующие результаты (%):

Главные эффекты

Региональный фактор  $A$  . . . . .  $q_A = 1,0$

Формационный фактор  $B$  . . . . .  $q_B = 6,53$

Взаимодействия  $AB$  . . . . .  $q_{AB} = 0,42$

Остаточные эффекты (неорганизованные факторы) . . .  $e q_e = 92,02$

Полная сумма квадратов отклонений . . . . .  $q = 100$

Для оценки существенности влияния факторов и их взаимодействия можно воспользоваться статистиками

$$U_A = \frac{|Q_e|}{|Q_e + Q_A|}; \quad U_B = \frac{|Q_e|}{|Q_e + Q_B|}; \quad U_{AB} = \frac{|Q_e|}{|Q_e + Q_{AB}|}.$$

Они имеют  $U_{p, s-1, N-rm}$  распределение, где  $N = \sum_{ij} n_{ij}$ , а  $s$  — количество уровней исследуемого фактора.

Для достаточно больших  $N$  можно допустить, что  $-\ln U_{p, s-1, N-rm}$  распределено как  $\chi^2_{p(s-1)}$ , где  $\nu = N - s - 1/2 (p - s + 2)$ .

Вычисленные оценки и табличное значение 95%-ной точки  $\chi^2$  распределения с  $p(s-1)$  степенями свободы приведены в табл. 5.

Как показывает эта таблица, мы вправе говорить о реальности влияния регионального и формационного факторов на химизм пород. Как и следовало ожидать, эффект взаимодействия этих факторов оказался крайне незначительным. Это означает, что региональные особенности химизма пород практически в равной мере проявляются в гранитах разной формационной принадлежности, и наоборот, формационные особенности пород проявляются вне зависимости от места локализации интрузивных комплексов.

Не оказался неожиданным и весьма высокий эффект неучтенных факторов. Среди них основную роль, по всей очевидности, играет естественный петрохимический тренд, т. е. разнообразие химизма, обусловленное достаточно широкими границами кислых пород — 68—75%  $\text{SiO}_2$ , подчиненную — аналитические ошибки.

К аналогичным результатам приводит дисперсионный анализ вулканогенных формаций, что может быть проиллюстрировано на примере распространенных в Кузнецком Алатау и Западном Саяне базальтоидов кембрийского и девонского возраста (спилит-диабазы).

зовая и андезит-базальтовая формации соответственно). Средние химические составы указанных пород даны в табл. 6.

Существенно различное число наблюдений в ячейках дисперсионного комплекса заставляет отказаться от системы расчета, использованной в предыдущем примере. С помощью преобразования, предложенного Р. А. Зайдманом, имеем в прежних обозначениях

$$X_{ij.} = \frac{1}{n_{ij}} \sum_k X_{ijk}; \quad X_{i..} = \frac{1}{k_{i.}} \sum_j k_{ij} X_{ij.};$$

$$X_{.j.} = \frac{1}{k_{.j}} \sum_i k_{ij} X_{ij.}; \quad X_{...} = \frac{1}{k_{..}} \sum_{ij} k_{ij} X_{ij..}$$

где  $k_{ij} = \sqrt{n_{ij}}$ ;

$$k_{i.} = \sum_j k_{ij}; \quad k_{.j} = \sum_i k_{ij}; \quad k_{..} = \sum_{ij} k_{ij}.$$

Далее, в соответствии с формулами, рекомендуемыми Т. Андерсоном [1963], имеем

$$Q_A = \frac{1}{r} \sum_i k_{i.}^2 (X_{i..} - X_{...})(X_{i..} - X_{...})';$$

$$Q_B = \frac{1}{m} \sum_j k_{.j}^2 (X_{.j.} - X_{...})(X_{.j.} - X_{...})';$$

$$Q_{AB} = \sum_{ij} \left[ k_{ij} X_{ij.} - \frac{k_{i.}}{r} X_{i..} - \frac{k_{.j}}{m} X_{.j.} + \left( \frac{k_{i.}}{r} + \frac{k_{.j}}{m} - k_{ij} \right) X_{...} \right] \times$$

$$\times \left[ k_{ij} X_{ij.} - \frac{k_{i.}}{r} X_{i..} - \frac{k_{.j}}{m} X_{.j.} + \left( \frac{k_{i.}}{r} + \frac{k_{.j}}{m} - k_{ij} \right) X_{...} \right]';$$

$$Q_e = \sum_{ijk} (X_{ijk} - X_{ij.})(X_{ijk} - X_{ij.})';$$

$$Q = \sum_{ijk} (X_{ijk} - X_{...})(X_{ijk} - X_{...})'.$$

При этом, как и ранее,

$$Q = Q_A + Q_B + Q_{AB} + Q_e.$$

Вычисления привели к следующим результатам (%):  $q_A = 4,9$ ,  $q_B = 5,1$ ,  $q_{AB} = 1,5$ ,  $q_e = 88,5$ , причем как и в предыдущем примере, влияние регионального и формационного факторов, а также их взаимодействия приходится считать хотя и относительно небольшим, но существенным.

Понятно, что общая картина разложения дисперсии несколько изменится, если ввести в рассмотрение существенно различные

формационные типы. Это можно продемонстрировать, если вместо девонских вулканитов в последнем примере взять ранне-среднекембрийские гипербазиты — саланский комплекс Кузнецкого Алатау и актовракийский Западного Саяна. Полученные цифры (%) —  $q_A = 0,7$ ,  $q_B = 39,7$ ,  $q_{AB} = 3,8$  и  $q_e = 55,8$  — свидетельствуют о том, что роль формационного фактора существенно возросла при сохранении регионального влияния на прежнем уровне.

#### ЗАДАЧА УТОЧНЕНИЯ ОБЪЕМА ФОРМАЦИОННОГО ТИПА

Существенность региональной специфики магматических формаций порождает ряд проблем, важнейшими из которых являются типизация региональных особенностей пород и выяснение причин, их обуславливающих, а также диагностика формации или, иначе говоря уточнение объема формационного типа. В общем виде последняя из перечисленных проблем рассмотрена в гл. II. Здесь мы на конкретном примере проиллюстрируем возникающие в связи с этим трудности, а затем рассмотрим один из возможных путей установления региональных особенностей пород.

Наиболее частый, наиболее общий и вместе с тем наиболее сложный случай диагностики мы имеем тогда, когда необходимо сделать заключение о формационной принадлежности фрагментов магматического комплекса, т. е. установить формационную принадлежность той или иной разновидности изверженной горной породы.

Казалось бы, естественный путь решения этой задачи заключается в установлении тождества химизма изучаемой породы и соответствующего эталона или (в случае его отсутствия) той конкретной разновидности породы, формационная принадлежность которой считается обоснованной. Тогда, если рассматривать имеющуюся у исследователя совокупность химических анализов в качестве выборки случайных векторов, то при статистическом подходе задача сводится к проверке гипотезы об однородности двух или нескольких выборок или, иначе говоря, к решению вопроса о правомерности отнесения сравниваемых химических анализов к одной генеральной совокупности. В действительности из-за проявления региональной специфики все оказывается значительно сложнее.

В гл. II были рассмотрены вопросы формационной диагностики петрографических разновидностей пород с помощью дискриминантных функций. Там же были определены условия построения региональных диагностических систем. Напомним, что тогда мы исходили из представления о том, что локальные вариации составов пород в большинстве случаев не настолько велики, чтобы приводить к полной конвергенции химизма. Действительно, в многомерном признаковом пространстве, как правило, удается провести разделяющую гиперплоскость, которая обеспечивает приемлемую ошибку классификации.

В случае, когда диагностируемые объекты и эталон находятся в различных регионах, т. е. тогда, когда сравниваются породы разных магматических комплексов или, иначе говоря, решается за-

дача уточнения объема формационного типа, можно априори предполагать широкое проявление конвергентности химизма. Это означает, что практически тождественный состав может наблюдаться у петрографических аналогов, отвечающих разным формациям и наоборот, существенные различия в петрохимии будут иметь представители одного формационного типа.

Обратимся к петрохимической характеристике габбро-плагиогранитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Это берикунский комплекс Кузнецкого Алатау, саракочинский Горного Алтая, майнский Западного Саяна, ольховский Восточного Саяна и таннуольский Тувы. Все они имеют средне-верхнекембрийский возраст (480—500 млн. лет) и занимают сходные позиции в геологических структурах области, редко выходя за пределы эвгеосинклинальных зон Алтае-Саянских каледонид.

Ведущую роль в составе комплексов играют крупные сложно построенные массивы, включающие широкую гамму пород от габбро — габбро-диоритов до биотит-роговообманковых гранитов и плагиогранитов, причем преобладающими являются породы типа кварцевого диорита, тоналита. По оценкам разных исследователей, глубина становления интрузивных тел составляла 5—8 км, и лишь формирование интрузивов майнского комплекса протекало в гипабиссальных, а частично в приповерхностных условиях. Подробную геолого-петрографическую характеристику рассматриваемых образований можно найти в работах Е. В. Высокоостровской, Т. М. Дембо, А. Л. Додина, Э. Ф. Дорофеевой, Т. Н. Ивановой, Д. М. Орлова, Г. В. Пинуса, В. Н. Смышляева, Г. В. Полякова, Г. С. Федосеева, А. Д. Шелковникова и других геологов. Здесь нам важно только подчеркнуть, что с учетом всей суммы геологических признаков геологи постоянно отмечают большое сходство перечисленных выше комплексов, что оправдывает отнесение их к одному формационному типу. При этом ряд геологов, среди которых и соавтор настоящей работы [Груза, 1965], указывая на специфику майнской интрузии, считает ее субвулканическим комагматом кислых кембрийских эффузивов Западного Саяна.

В общей сложности в распоряжении авторов имелось около 600 полных химических анализов пород, заимствованных главным образом из опубликованных работ многих геологов, изучавших габбро-плагиогранитовую формацию. Результаты обработки анализов — средние содержания и средние квадратичные отклонения каждого из окислов для каждого типа пород — приведены в табл. 7. Цифры этой таблицы, как и следовало ожидать, свидетельствуют об отсутствии резких различий химических составов сопоставимых пород из разных регионов области.

Проверка соответствия эмпирических распределений окислов нормальному закону с помощью оценок асимметрии и эксцесса показала, что в большинстве случаев они не противоречат ему при 1%-ном уровне значимости. В связи с этим сравнение средних химических составов главных типов пород оказалось возможным свести к задаче сравнения центров двух нормально распределенных

Содержание окислов петрогенных элементов (вес. %) в глав

Тип пород	Регион	Кол-во анализов	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO	
			$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
			Ультракислые	КА ЗС ВС ГА Т	3 5 11 6 7	76,50 77,30 76,23 76,33 76,56	— 1,77 0,53 0,45 0,76	— 0,18 0,15 0,09 0,18	— 0,06 0,07 0,03 0,07	13,50 11,81 12,50 12,89 12,03	— 0,87 0,58 0,63 1,17	0,24 1,21 0,35 0,94 1,85
Кислые	КА ЗС ВС ГА Т	46 25 53 18 37	70,32 72,74 72,44 70,84 70,56	5,50 1,73 2,11 1,80 1,93	0,28 0,26 0,29 0,30 0,33	0,14 0,08 0,18 0,12 0,12	15,26 13,15 13,46 14,78 14,03	1,63 0,89 0,87 0,95 1,16	1,34 1,43 0,90 1,47 1,73	1,22 0,71 0,55 0,77 0,78	1,97 2,41 2,64 1,73 2,00	0,76 0,99 0,93 0,86 0,58
Умереннокислые	КА ЗС ВС ГА Т	31 3 34 26 26	65,14 64,35 64,79 64,26 64,74	1,72 — 1,66 1,43 1,65	0,48 0,50 0,54 0,44 0,54	0,13 — 0,22 0,12 0,18	16,55 15,16 15,57 16,08 15,55	1,17 — 1,47 1,39 0,85	1,70 3,05 1,43 2,07 1,77	0,64 — 0,72 1,58 0,87	2,74 4,92 4,08 3,23 2,98	1,01 — 1,50 0,98 1,07
Средние	КА ЗС ВС ГА Т	27 2 27 11 16	59,01 58,43 57,82 58,56 58,60	1,66 — 1,37 1,50 1,99	0,83 0,41 0,90 0,72 0,67	0,24 — 0,22 0,16 0,18	17,49 13,71 15,84 16,58 16,34	1,17 — 1,68 0,95 1,60	2,82 1,38 2,09 2,46 2,46	0,99 — 0,80 0,93 1,03	3,61 5,86 5,00 4,39 4,93	1,02 — 1,65 1,28 1,23
Основные	КА ЗС ВС ГА Т	51 11 95 33 19	49,80 50,07 49,87 50,55 48,61	3,02 1,96 3,30 3,05 2,42	1,11 0,65 1,15 0,93 0,71	0,46 0,34 0,49 0,47 0,30	16,92 16,33 16,22 16,74 16,66	2,56 1,64 2,63 4,21 2,69	3,82 3,33 3,50 2,84 2,99	1,75 0,91 1,52 2,00 1,63	6,21 7,84 6,99 6,88 6,65	1,57 1,16 2,05 1,55 1,57

Примечание. Здесь, как и в последующих таблицах, приняты обозначения: КА—Горный Алтай, Т—Тува.

ТАБЛИЦА 7  
ных типах пород габбро-плагиогранитовой формации Алтае-Саянской области

MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
—	—	0,48	—	0,97	—	4,04	—	2,85	—	—	—
0,02	0,01	0,76	0,68	0,85	0,62	3,85	0,95	0,91	0,84	0,06	0,05
0,05	0,01	0,35	0,19	1,12	0,46	4,20	0,35	2,39	1,18	0,03	0,01
0,05	0,01	0,26	0,11	0,86	0,41	4,14	0,71	2,97	1,87	0,03	0,01
0,04	0,01	0,40	0,35	1,04	0,37	3,97	1,30	2,14	1,61	0,05	—
0,07	0,05	0,72	0,45	2,37	1,07	4,40	0,81	2,29	1,47	0,12	0,07
0,06	0,04	0,82	0,52	2,50	0,95	4,22	0,42	0,87	0,95	0,08	0,04
0,07	0,04	0,62	0,34	1,95	1,02	3,89	0,92	2,60	1,20	0,05	0,03
0,07	0,03	0,66	0,26	2,40	1,06	4,45	1,20	2,34	1,40	0,22	0,21
0,06	0,02	0,79	0,40	2,49	0,96	3,27	0,99	2,93	1,34	0,15	0,10
0,08	0,03	1,46	0,52	3,43	1,04	4,66	0,91	2,23	0,86	0,16	0,05
0,11	—	2,05	—	4,70	—	3,30	—	0,97	—	—	—
0,13	0,08	1,62	0,80	4,68	1,64	0,64	0,91	1,38	0,76	0,12	0,06
0,12	0,06	1,82	0,50	4,48	1,38	4,23	1,19	1,91	1,02	0,16	0,07
0,07	0,03	1,75	0,83	4,08	1,40	3,58	0,92	2,45	1,10	0,17	0,03
0,09	0,04	2,63	0,88	4,86	1,19	4,45	0,68	2,55	1,06	0,35	0,17
—	—	6,62	—	8,43	—	2,23	—	1,16	—	—	—
0,14	0,05	3,28	0,91	7,19	1,71	3,21	0,64	1,08	0,48	0,25	—
0,07	0,03	2,99	1,15	5,82	1,26	3,58	0,94	1,65	0,48	0,26	0,08
0,14	0,07	3,67	1,15	6,02	1,87	2,98	0,59	1,92	0,91	0,33	0,14
0,13	0,05	7,23	2,79	9,31	2,42	3,27	1,02	1,02	0,74	0,30	0,15
0,16	0,02	8,24	2,01	9,66	1,32	1,90	0,81	0,25	0,13	0,16	0,07
0,27	0,06	5,63	2,97	9,62	2,51	2,88	1,15	0,88	0,65	0,44	0,32
0,16	0,05	5,58	2,42	8,47	2,96	3,80	1,87	1,12	0,85	0,21	0,11
0,12	0,03	6,64	2,35	9,97	1,70	2,20	0,72	1,41	0,81	0,24	0,16

чения: КА—Кузнецкий Алатау, ЗС—Западный Саян, ВС—Восточный Саян,

многомерных случайных величин и воспользоваться для ее решения обобщенным  $T^2$ -критерием Хотеллинга.

$$T^2 = \frac{N_1 N_2}{N_1 + N_2} (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)}) \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)})',$$

где  $N_1, N_2$  — объемы выборок;  $\mathbf{X}^{(1)}, \mathbf{X}^{(2)}$  — векторы средних первой и второй выборок соответственно;  $\mathbf{S}$  — общая ковариационная матрица, определяемая формулой

$$\mathbf{S} = \frac{1}{N_1 + N_2 - 2} \left[ \sum_{\beta=1}^{N_1} (\mathbf{X}_{\beta}^{(1)} - \mathbf{X}^{(1)}) (\mathbf{X}_{\beta}^{(1)} - \mathbf{X}^{(1)})' + \sum_{\beta=1}^{N_2} (\mathbf{X}_{\beta}^{(2)} - \mathbf{X}^{(2)}) (\mathbf{X}_{\beta}^{(2)} - \mathbf{X}^{(2)})' \right].$$

Как известно [Андерсон, 1963], общим условием эффективного использования  $T^2$ -критерия является равенство ковариационных матриц сравниваемых выборок. Хотя, как показали У. Шуль и И. Койши [Shull, Koichi, 1964], в случае двух выборок приблизительно равного размера на критерий несущественно влияет умеренное неравенство ковариационных матриц до тех пор, пока выборки остаются достаточно большими.

Проверка гипотезы о равенстве векторов математических ожиданий ( $H_0: \mu^{(1)} = \mu^{(2)}$ ) осуществлялась построением критической области при 1%-ном уровне значимости согласно неравенству

$$T^2 \geq T_0^2 = \frac{(N_1 + N_2 - 2) p}{N_1 + N_2 - p - 1} F_{p, N_1 + N_2 - p - 1, \alpha}$$

где  $F$  — точки  $F$ -распределения с  $p$  (количество компонентов вектора) и  $N_1 + N_2 - p - 1$  степенями свободы.

Вычисленные значения  $T^2$  и соответствующие значения критической области помещены в табл. 8. Как видим, в большинстве случаев гипотеза  $H_0$  должна быть отвергнута. Выборки отвечают разным генеральным совокупностям.

Для решения вопроса о том, за счет каких именно компонентов векторов обнаруживается это различие, производились дополнительные проверки нулевой гипотезы при последовательном исключении одного или одновременно нескольких компонентов. Результаты этой процедуры частично иллюстрирует табл. 9. Таким образом, специфика химических составов проявляется при попарном их сравнении в значимом различии средних содержаний одного, двух, реже трех-четырех компонентов (при незначимых различиях содержаний кремнекислоты). Особого внимания заслуживают те случаи, когда повышенным (или пониженным) содержанием элемента характеризуются все типы пород одного комплекса. Примером может служить относительная обогащенность глиноземом пород бериккульского комплекса Кузнецкого Алатау, магнием — майнского комплекса Западного Саяна и т. д. Иногда можно говорить о своего рода рядах комплексов в зависимости от величины средних содержаний того или

## Результаты проверок гипотезы о равенстве многомерных средних

Тип пород	Регионы		Кол-во анализов		Кол-во компонентов хим. состава $p$	$T^2$ (вычисленный)	$T_0^2$ — граница критической области (1%-ная точка $F$ -распределения)
	1	2	$N_1$	$N_2$			
Кислые	КА	ЗС	46	25	11	97,71	33,49
	КА	ВС	46	53	10*	90,52	28,20
	КА	ГА	46	18	11	30,40	34,53
	КА	Т	46	37	11	51,78	31,02
	ЗС	ВС	25	53	10*	69,59	29,57
	ЗС	ГА	25	18	10*	59,17	37,68
	ЗС	Т	25	37	11	97,88	34,96
	ВС	ГА	53	18	10*	73,37	30,25
	ВС	Т	53	37	11	177,18	31,22
	ГА	Т	18	37	11	34,00	36,71
Умеренно кислые	КА	ЗС	31	3	10*	110,01	44,66
	КА	ВС	31	34	11	92,42	34,32
	КА	ГА	31	26	11	45,83	36,16
	КА	Т	31	26	11	45,84	36,16
	ЗС	ВС	3	34	10*	22,02	41,65
	ЗС	ГА	3	26	10*	17,66	52,62
	ЗС	Т	3	26	10*	36,31	52,62
	ВС	ГА	34	26	11	51,37	35,42
	ВС	Т	34	26	11	108,12	35,42
	ГА	Т	26	26	11	42,84	40,58
Средние	КА	ВС	27	27	11	179,69	36,99
	КА	ГА	27	11	11	88,39	46,09
	КА	Т	27	16	11	94,23	41,06
	ВС	ГА	27	11	11	64,20	46,09
	ВС	Т	27	16	11	80,77	41,09
	ГА	Т	11	16	11	25,51	68,47
Основные	КА	ЗС	51	40	11	57,95	35,18
	КА	ВС	51	95	10*	21,86	26,27
	КА	ГА	51	33	11	31,01	30,86
	КА	Т	51	19	11	30,39	33,30
	ЗС	ВС	10	95	11	39,19	27,85
	ЗС	ГА	10	33	11	42,64	41,03
	ЗС	Т	10	19	11	40,16	61,57
	ВС	ГА	95	33	10*	30,79	26,75
	ВС	Т	95	19	11	88,78	29,63
	ГА	Т	38	19	11	27,26	37,57

\* Исключен  $P_2O_5$ .

Результаты проверок гипотезы о равенстве многомерных средних при различном числе компонентов

Тип пород	Регионы		Кол-во анализов		Кол-во компонентов хим. состава $p$	Исключенные компоненты (из числа 11 обычных)	$T^2$ (вычисленный)	$T^2_0$ (граница критической области при 1%-ном уровне значимости)
	1	2	$N_1$	$N_2$				
Умеренно кислые	КА	Т	31	26	11	—	45,84	36,16
					10	$Al_2O_3$	35,14	32,85
					10	$Na_2O$	29,44	32,85
					9	$Al_2O_3, Na_2O$	9,93	29,82
Умеренно кислые	ВС	ГА	34	26	11	—	51,37	35,42
					10	$Fe_2O_3$	30,72	32,18
					9	$Fe_2O_3, FeO$	27,04	29,20
Основные	ВС	Т	95	19	11	—	88,78	29,63
					10	$P_2O_5$	59,54	27,35
					9	$P_2O_5, TiO_2$	42,25	25,22
					8	$P_2O_5, TiO_2, MnO$	40,27	23,04
					7	$P_2O_5, TiO_2, MnO, K_2O$	12,59	20,93

иною элемента. Так, например, в наибольшей мере обогащены натрием породы габбро-плагиогранитового комплекса Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, менее — Восточного Саяна, далее в порядке убывания среднего содержания элемента следуют породы Тувы и, наконец, Западного Саяна. Повышенным содержанием глинозема, как сказано, характеризуются породы Кузнецкого Алатау, заметно ниже концентрация этого элемента в породах Горного Алтая, затем Восточного Саяна и Тувы, минимальная — Западного Саяна.

Специфика химизма комплексов проявляется также в количественных различиях вполне однотипных тенденций изменения содержания элемента по мере возрастания кислотности пород. Так, например, содержание окисного железа более резко убывает с увеличением кислотности в породах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна по сравнению с аналогичными образованиями Западного Саяна, Горного Алтая и Тувы. Мерилом этого различия может служить разность между регрессионными коэффициентами ( $-0,05$  и  $-0,13$ ) в соответствующих линейных уравнениях.

$$Fe_2O_3 - 2,33 = -0,05(SiO_2 - 64,02) \text{ (Тува);}$$

$$Fe_2O_3 - 2,35 = -0,13(SiO_2 - 60,22) \text{ (Кузнецкий Алатау).}$$

Наибольшим своеобразием отличается майнский комплекс Западного Саяна, что, вероятно, можно связывать с относительно малой глубиной его становления.

Таннуольский комплекс Тувы и саракокшинский Горного Алтая по содержанию петрогенных элементов занимают как бы промежуточное положение среди рассматриваемой группы комплексов и имеет наибольшее сходство химическими составами. О последнем свидетельствуют сравнительно невысокие значения  $T^2$ -критерия (см. табл. 8), меньшие либо незначительно превосходящие принятую границу критической области —  $T_0$ . Комплексы Горного Алтая и Тувы можно считать поэтому наиболее типичными представителями габбро-плагиогранитовой формации Алтае-Саянской области.

К аналогичным результатам приводит сравнение химизма пород иных формационных типов. Рассмотрим в качестве еще одного примера химические составы гранитов девонского возраста двух смежных регионов Алтае-Саянской складчатой области: Тувы и Западного Саяна (сютхольский и джойский интрузивные комплексы соответственно). Эти граниты весьма близки петрографически, и практически всеми без исключения геологами относятся к одному формационному типу — гранит-лейкогранитовому\*.

В табл. 4 и 10 приведены средние содержания и средние квадратические отклонения окислов петрогенных элементов. Проверка с помощью оценок асимметрии и эксцесса показала, что распределения большинства окислов с 99%-ной доверительной вероятностью могут быть аппроксимированы нормальным законом.

ТАБЛИЦА 10

Средние химические составы гранитов сютхольского интрузивного комплекса (по результатам 104 анализов)

Окислы	$\bar{x}$	$\hat{s}$	Окислы	$\bar{x}$	$\hat{s}$
SiO <sub>2</sub>	72,54	2,17	MnO	0,06	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,15	MgO	0,45	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	1,14	CaO	1,11	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	0,81	Na <sub>2</sub> O	3,77	0,90
FeO	1,68	0,69	K <sub>2</sub> O	4,40	0,97

В отличие от предыдущего примера, мы откажемся от априорного допущения о равенстве (умеренном неравенстве) ковариационных матриц изучаемых выборок. Для проверки соответствующей гипотезы

$$H_0: \Sigma_1 = \Sigma_2 = \dots = \Sigma_q,$$

\* Название формационного типа не является общепринятым. Наряду с приведенным в литературе часто употребляются названия: микроклиновые граниты, калиевые граниты и др.

где  $\Sigma q$  — ковариационная матрица  $q$ -й совокупности, можно, согласно Т. Андерсону [1963], воспользоваться отношением правдоподобия

$$\lambda = \frac{\prod_{g=1}^q |S| \frac{1}{2} N_g}{|S| \frac{1}{2} N} \cdot \frac{N \frac{1}{2} pN}{\prod_{g=1}^q N_g \frac{1}{2} pN_g},$$

где  $N = \sum_{g=1}^q N_g$ , а  $N_g$  — объем  $g$ -й выборки:  $S = \sum_{g=1}^q S_g$ , а  $S_g = \sum (X_i^g - X^g)(X_i^g - X^g)$  — оценка  $g$ -й ковариационной матрицы;  $g = 1, 2, \dots, q$ ;  $X_i^g$  — случайный вектор  $g$ -й выборки. Оценку критерия  $\lambda$  можно получить, зная распределение  $U = \lambda^{\frac{2}{N}}$ , поскольку известно, что статистика  $-m \ln U_{p, q-1, n}$ , где  $m = N - q - \frac{1}{2} \times (p - q + 2)$ , а  $n = N - q$ , при достаточно больших выборках ( $N_g > 20$ ) может быть аппроксимирована  $\chi^2$ -распределением с  $p(q-1)$  степенями свободы.

Гипотеза  $H_0$  отвергается при

$$-m \ln U_{p, q-1, n} > \chi_{p(q-1)}^2(\alpha).$$

Вычисленные ковариационные матрицы (табл. 11) довольно близки друг к другу. Тем не менее статистика

$$-m \ln U_{p, q-1, n} = 306.4 > \chi_{10}^2(1\%) = 2.56,$$

что свидетельствует о том, что имеющиеся различия следует считать существенными при 1%-ном уровне значимости. При неравенстве ковариационных матриц решение вопроса об однородности выборок сводится к проблеме Беренса — Фишера. Используемый при этом обобщенный  $T^2$ -критерий Хотеллинга при разных объемах выборок ( $N_1 < N_2$ ) вычисляется по формуле

$$T^2 = N_1 (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)}) \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)}),$$

где  $S$  — общая ковариационная матрица

$$\begin{aligned} S = & \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N_1} \left[ \mathbf{X}_i^{(1)} - \mathbf{X}^{(1)} - \sqrt{\frac{N_1}{N_2}} \left( \mathbf{X}_i^{(2)} - \frac{1}{N_1} \sum_{i=1}^{N_1} \mathbf{X}_i^{(2)} \right) \right] \times \\ & \times \left[ \mathbf{X}_i^{(1)} - \mathbf{X}^{(1)} - \sqrt{\frac{N_1}{N_2}} \left( \mathbf{X}_i^{(2)} - \frac{1}{N_1} \sum_{i=1}^{N_1} \mathbf{X}_i^{(2)} \right) \right]' \end{aligned}$$

в прежних обозначениях.

## Ковариационные матрицы химических составов гранитов

## Джойский интрузивный комплекс Западного Саяна

297,5	-20,69	-62,23	-1,580	-9,998	-39,25	-59,87	32,16	-91,23	-97,47
-20,69	29,37	-1,726	-0,075	-0,492	3,004	-9,306	-5,580	5,430	-7,117
-62,23	-1,726	32,70	0,642	3,012	8,944	19,50	-6,231	19,55	15,95
-1,580	-0,075	0,642	0,004	0,153	0,109	0,303	-0,041	0,490	0,884
-9,958	-0,492	3,012	0,153	1,994	2,570	5,195	-0,889	4,391	6,429
-39,25	3,004	8,944	0,103	2,570	12,88	7,594	-6,318	14,67	15,80
-59,87	-9,396	19,50	0,304	5,195	7,594	1,073	-22,51	33,75	36,58
32,16	-5,580	-6,231	-0,041	-0,889	-6,318	-22,41	40,54	-15,90	-26,36
-91,23	5,430	19,35	0,499	4,331	14,67	33,75	-15,90	43,23	34,97
-97,48	-7,117	15,94	0,884	6,429	15,40	36,58	-26,56	34,37	92,12

## Сютхольский интрузивный комплекс Тувы

37,03	-41,48	-35,71	-0,830	-17,30	-33,77	-2,591	-19,95	-63,46	-92,77
-41,48	40,40	-4,023	0,710	3,133	4,384	5,509	-12,44	2,954	-12,16
-35,71	-4,023	42,31	0,507	4,187	3,797	2,244	-13,85	8,749	-11,32
-0,830	0,710	0,507	-7,800	0,140	0,044	0,452	-1,272	0,334	-0,234
-17,30	3,133	4,187	0,140	1,981	1,874	0,429	-2,093	3,278	0,678
-33,77	4,384	3,797	0,044	1,874	8,785	-4,719	-6,595	9,899	-0,124
-2,531	5,509	2,244	0,452	0,430	-4,719	-0,45	-30,77	-8,906	14,53
-19,94	-12,44	-13,35	-1,272	-2,098	-6,595	-80,78	111,0	-9,226	60,53
-63,46	2,994	8,749	0,334	3,278	9,900	-3,906	-9,226	32,84	23,96
-92,77	-12,16	-11,32	-0,234	0,679	-0,180	14,58	60,53	23,96	252,6

Проверка гипотезы о равенстве векторов математических ожиданий ( $H_0 : \mu_1 = \mu_2$ ) осуществляется построением критической области при определенном уровне значимости, согласно неравенству

$$T^2 \geq T_0^2 = \frac{(N_1 - 1) p}{N_1 - p} \cdot F_{p, N_1 - p},$$

где  $F$  —  $\alpha$ -процентные точки  $F$ -распределения с  $p$  и  $N_1 - p$  степенями свободы.

Вычисленное значение  $T^2 = 50,4$  превышает граничное значение критической области при 1%-ном уровне значимости  $T_0^2 = 28,6$ , что заставляет отвергнуть гипотезу  $H_0$ . Изучаемые выборки, таким образом, отвечают разным генеральным совокупностям.

Как и в предыдущем примере, полученный результат означает, что петрографически близкие породы из разных интрузивных комплексов, заведомо относящихся к одному и тому же формационному типу, имеют существенные различия в химизме. Весь накопленный к настоящему времени опыт убеждает нас в том, что тождество химического состава петрографических аналогов одного формационного типа является скорее исключением, нежели правилом. По этой причине существенные различия векторов средних химических составов петрографических аналогов, выявляемые с помощью обобщенного  $T^2$ -критерия Хотеллинга, не могут служить основанием для отнесения пород к разным формационным типам.

По аналогичным причинам представляются неприемлемыми для формационной диагностики приемы обобщенного дисперсионного анализа, использованные при петрохимических исследованиях В. Н. Бондаренко [1967] \*. В дальнейшем, совершенствуя методику, В. Н. Бондаренко использовал аппарат сравнения условных многомерных средних \*\* [1968, 1970], что позволяло сопоставлять химические составы с одинаковым содержанием кремнекислоты. К сожалению, и этот аппарат не разрешает главной трудности, стоящей при

\* Для проверки нулевой гипотезы  $H_0 : \mu_1 = \mu_2$  В. В. Бондаренко использует критерий Рао  $V = -m \ln \frac{|S_1|}{|S_2|}$ , распределенный как  $\chi^2$  с  $p$  степенями свободы, где  $m = N_1 + N_2 - 1 + \frac{p+2}{2}$ . При этом ковариационная матрица  $S_1$  вычисляется в предположении, что средние составляющих векторов не равны, а  $S_2$  — в предположении их равенства. Соответственно в первом случае дисперсия между составляющими учитывается, во втором — пренебрегается. Все расчетные формулы и примеры использования критерия Рао приведены в указанной работе В. Н. Бондаренко.

\*\* Проверка гипотезы о равенстве векторов условных математических ожиданий осуществляется с помощью статистики

$$W^2 = \sum_{i=1}^p \frac{\bar{X}_i^2 m_i}{S_i^2},$$

где  $X_i$  — среднее арифметическое для  $i$ -й одномерной величины (процентное содержание окисла),  $m_i$  — количество ее определений и  $S_i^2$  — оценка соответствующей дисперсии.

В условиях нулевой гипотезы  $W^2$  распределена как  $\chi$  с  $p$  степенями свободы.

уточнении объема формационного типа. Его возможности В. Н. Бондаренко иллюстрирует на примере выделения комагматических пород, входящих в состав единой вулканоплутонической формации. Критерием комагматичности, как полагает В. Н. Бондаренко, может служить равенство векторов условных средних.

Несомненно, что определенная близость химических составов эффузивных и интрузивных образований часто свидетельствует об их генетической общности. Тем не менее аргументацией в пользу комагматичности должны служить не только и не столько признаки сходства, сколько признаки вполне закономерных различий между излившимися породами и их глубинными аналогами. Одна конкретная иллюстрация этого положения дана ниже, в гл. VI.

Таким образом, непосредственное использование  $T^2$ ,  $V$ ,  $W^2$  и им подобных критериев с целью решения вопроса о формационной принадлежности пород встречает серьезные трудности.

Несколько более перспективным представляется подход к решению поставленной задачи, связанный с использованием тех или иных «расстояний» между многомерными совокупностями. При этом, как уже отмечалось в гл. II, естественным кажется допустить, что сходство (расстояние) между породами одного формационного типа окажется большим, нежели между породами разной формационной принадлежности. Рассмотрим в этом плане возможности обобщенного расстояния Махаланобиса  $\delta$ , точнее, величину  $1/p\delta$ , иначе,  $D^2$ -статистику

$$D^2 = \frac{1}{p} (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)}) \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{X}^{(1)} - \mathbf{X}^{(2)})'$$

в прежних обозначениях.

Общая ковариационная матрица вычисляется по формулам, приведенным выше, в зависимости от предположения о равенстве или неравенстве ковариационных матриц сравниваемых совокупностей. Соответственно критические области для уровня значимости  $\alpha$  определяются неравенствами

$$D^2 \geq D_0^2 = \frac{(N_1 + N_2)^2}{N_1 N_2 (N_1 + N_2 - p - 1)} E_{p, N_1 + N_2 - p - 1}(\alpha);$$

$$D^2 \geq D_0^2 = \frac{N_1 - 1}{N_1 (N_1 - p)} F_{p, N_1 - p}(\alpha).$$

Итак, оценим с помощью  $D^2$ -статистики сходство химических составов пород магматических комплексов заведомо одинаковой и различной формационной принадлежности. Для получения нетривиального результата сравним представителей существенно гранитоидных формаций (габбро-плагιοгранитовой, диорит-плагιοгранитовой, гранит-лейкогранитовой и аляскитовых гранитов). Это хорошо известные интрузивные комплексы Урала, Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. Перечень их дан в табл. 12. По-прежнему мы ограничимся рассмотрением только кислых разновидностей пород, различия между которыми минимальны и диагностика которых, следовательно, представляет наибольшие трудности. Заметим

Обобщенные расстояния между химическими составами кислых (68—75% SiO<sub>2</sub>) разновидностей гранитов разных формационных типов)

Сравнимые интрузивные комплексы		D <sup>2</sup>	D <sub>0</sub> <sup>2</sup>
I. Берикульский (Кузнецкий Алатау)	I. Таннуольский (Тува)	0,232	0,142
	I. Ольховский (Восточный Саян)	0,368	0,117
	I. Майнский (Западный Саян)	0,547	0,202
	I. Саракокшинский (Горный Алтай)	0,213	0,252
I. Саракокшин- ский (Горный Алтай)	I. Таннуольский (Тува)	0,196	0,081
	II. Пластовский (Урал)	1,241	0,290
	II. Змеиногорский (Рудный Алтай)	0,565	0,368
	II. Саурский (Восточный Казахстан)	2,042	0,768
	III. Сютхольский (Тува)	0,274	0,428
	III. Горноалтайский (Горный Алтай)	0,375	0,414
	IV. Акчатауский (Центральный Казахстан)	0,593	0,113
IV. Бороундурский (Восточная Монголия)	0,337	0,120	
IV. Монастырский (Калба)	0,466	0,252	
III. Горно- алтайский (Горный Алтай)	II. Пластовский (Урал)	1,574	0,145
	II. Змеиногорский (Рудный Алтай)	0,993	0,145
	II. Саурский (Восточный Казахстан)	0,499	0,294
	III. Сютхольский (Тува)	0,261	0,0552
IV. Акчатауский (Центральный Казахстан)			0,0476
IV. Акчатауский (Центральный Казахстан)	I. Таннуольский (Тува)	1,25	0,080
	II. Пластовский (Урал)	3,27	0,151
	II. Змеиногорский (Рудный Алтай)	1,833	0,200
	II. Саурский (Восточный Казахстан)	1,33	0,427
	IV. Бороундурский (Восточная Монголия)	0,256	0,0527
	IV. Монастырский (Калба)	0,379	0,134

Примечание. Римские цифры отвечают формациям: I—габбро-плагиогранитовой; II—диорит-плагиогранитовой; III—гранит-лейкогранитовой; IV—алескитовых гранитов.

также, что трудности диагностики в данном случае усугубляются тем обстоятельством, что помимо региональных влияний мы вынуждены учитывать воздействие возрастного фактора, ибо рассматриваемые представители формационных типов не являются синхронными образованиями. Более подробно этот вопрос рассматривается в гл. VII.

Средние химические составы сопоставляемых пород приведены в табл. 4, 7, 10, 13, 15, а вычисленные значения  $D^2$  и соответствующие граничные области  $D_0^2$  в предположении равенства ковариационных матриц помещены в табл. 12. Как видим, в большинстве случаев обобщенные расстояния превосходят, хотя и незначительно, соответствующие граничные области при 1%-ном уровне значимости. При этом существенные расстояния наблюдаются не только между представителями разных формационных типов, но и между породами одинаковой формационной принадлежности. Вместе с тем табл. 12

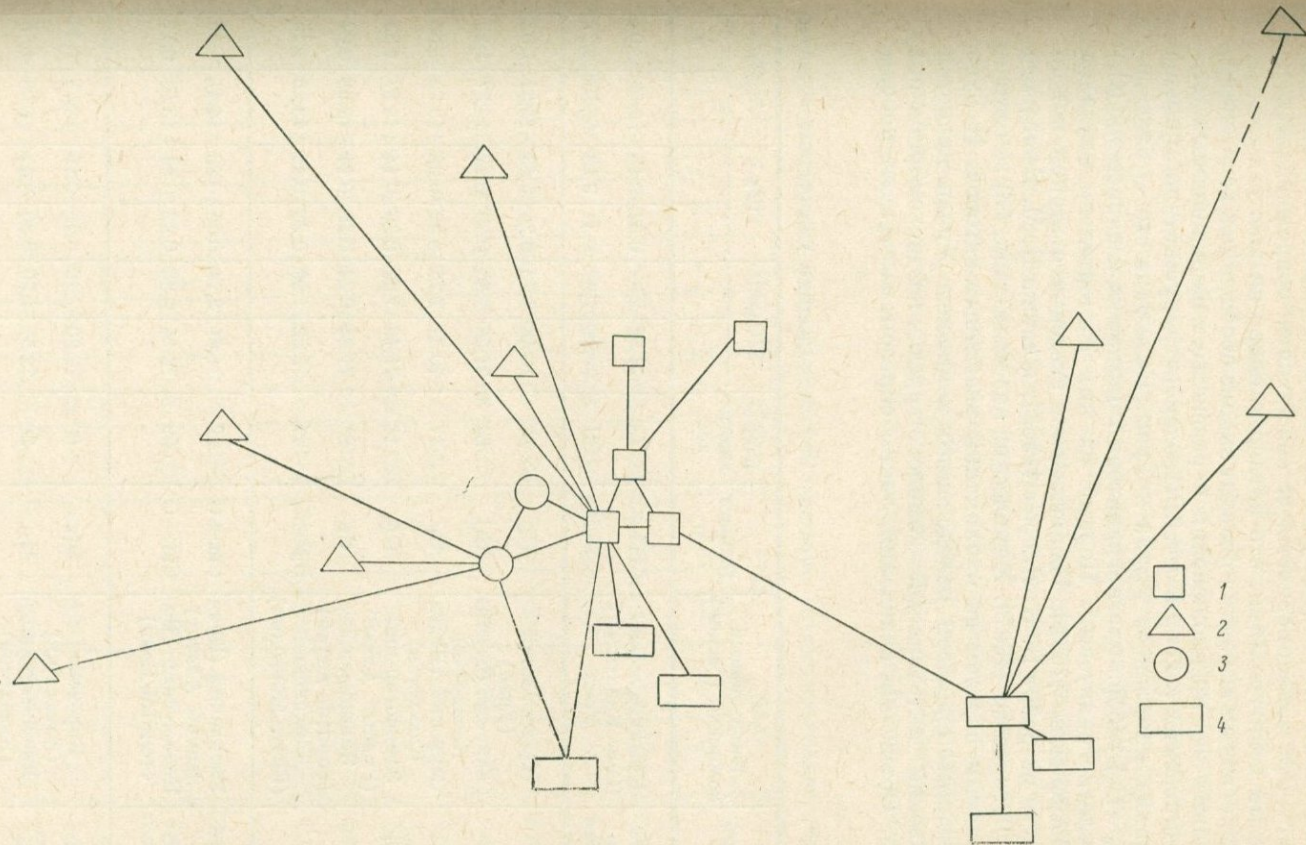


Рис. 7. Обобщенные расстояния между химическими составами гранитов разной формационной принадлежности по данным табл. 12.

не оставляет сомнений в том, что в целом формационные аналоги несколько ближе друг к другу по сравнению с породами из разных формаций. Эта закономерность, к сожалению, сопровождается не единичными исключениями, что наглядно видно на рис. 7.

К аналогичным выводам приводит анализ обобщенных расстояний, вычисленных без предположения о равенстве ковариационных матриц сравниваемых совокупностей. Продемонстрируем это на примере интрузивных комплексов Урала и Тувы. На Урале это — каледонский ( $S_2-D_1$ ) габбро-плагиогранитовый комплекс и варисский ( $C_1$ ) диорит-плагиогранитовый. Первый из них обстоятельно изучался Н. Д. Знаменским [1966]. Геологические сведения о втором можно почерпнуть из работ Б. К. Львова [1962], а также В. М. Яновского и Л. Д. Туголесова [1967]. Химические анализы (табл. 13) заимствованы главным образом из публикаций указанных авторов. В Туве формационным аналогом каледонского комплекса Урала является таннуольский интрузивный комплекс средне-позднекембрийского возраста. Объектами сравнения, таким образом, выступают породы

Средние химические составы

Формация	Интрузивный комплекс (регион)	Возраст	Кол-во анализов	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
				$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
				Габбро-плагиогранитовая	Крыккудукский (Сев. Казахстан) Урал	$C_m-O$ $S_2-D_1$	18 61	71,59 70,98	2,38 1,97
Диорит-плагиогранитовая	Пластовский (Урал)	$C_1$	22	70,48	1,70	0,25	0,13	15,61	1,02
	Саянский (Центр. Казахстан)	$C_1$	34	71,46	2,30	0,30	0,17	14,57	1,25
	Саурский (Вост. Казахстан)	$C_1$	17	70,32	2,74	0,29	0,05	15,29	1,58
	Змеиногорский (Рудный Алтай)	$C_1$	16	71,16	1,92	0,35	0,14	14,67	1,35
	Яломанский (Горный Алтай) Дарханский (Вост. Монголия)	$C_1$ $D_3-C_1$	28 44	71,84 72,52	2,24 1,99	0,28 0,26	0,11 0,14	13,68 13,76	0,97 1,15
Габбро-граносиенит-гранитовая	Уленьский (Кузнецкий Алатау)	$C_m-O$	92	71,61	2,11	0,25	0,13	14,47	1,16
	Беллыкский (Восточный Саян)	$C_m-O$	59	72,14	1,33	0,22	0,11	13,65	0,71
Гранит-лейкогранитовая	Боровской (Казахстан)	$D_{1-2}$	60	72,80	2,10	0,25	0,15	13,75	1,23
	Джельтауский (Казахстан)	$D_{1-2}$	28	72,58	1,75	0,30	0,17	13,53	1,36

одного формационного типа из разных регионов и их петрографические аналоги иной формационной принадлежности.

Вычисленные значения обобщенного расстояния, а также границы критических областей даны в табл. 14. Как показывают полученные цифры, во всех случаях обобщенные расстояния превосходят 99%-ную доверительную границу критической области. Графическое представление полученного результата (рис. 8) свидетельствует о том, что кислые породы каледонских комплексов Тувы и Урала более сходны по химизму, нежели их петрографические аналоги из разных формаций одного региона.

Кислые разновидности пород, на которых мы иллюстрировали возможности диагностики с помощью  $D^2$ -статистики, могут считаться в этом отношении наиболее «трудными» объектами в силу малой природной дисперсии их химизма. Обобщенные расстояния между формационными разновидностями основных и ультраосновных пород обычно более значительны, что можно видеть, в частности, в табл. 2, где приведены значения  $d$  — аналога обобщенного расстояния,

ТАБЛИЦА 13

кислых (68—75% SiO<sub>2</sub>) разновидностей гранитов разных формационных типов

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
1,33	0,64	1,72	0,99	0,06	0,05	0,95	0,76	2,67	1,11	4,24	0,68	2,96	1,25
1,32	0,75	1,77	0,71	0,08	0,05	0,98	0,60	2,42	1,22	4,54	1,04	1,72	1,51
1,04	0,46	1,30	0,61	0,04	0,03	1,08	0,60	2,09	0,83	3,92	0,86	3,13	0,77
1,70	0,63	1,34	0,90	0,08	0,06	0,66	0,53	1,92	1,06	3,85	0,75	3,39	1,10
1,57	0,33	1,52	0,72	0,05	0,01	0,91	0,25	1,94	0,65	3,87	0,50	3,69	0,50
1,63	0,75	1,67	0,70	0,06	0,03	0,82	0,25	2,79	0,64	3,52	0,60	2,64	0,95
1,22	0,68	2,14	0,64	0,07	0,04	0,55	0,43	3,64	0,88	1,80	0,52	3,66	0,87
1,51	1,11	1,21	0,71	0,04	0,03	0,76	0,64	1,36	0,82	3,72	0,81	3,77	0,89
1,35	0,86	1,52	0,11	0,07	0,05	0,61	0,51	1,78	1,06	4,11	1,01	3,70	0,90
1,45	1,02	1,41	0,37	0,07	0,06	0,51	0,29	1,45	0,62	3,47	0,35	4,08	0,70
1,14	0,73	1,40	0,70	0,06	0,05	0,53	0,44	1,21	0,81	3,41	0,81	4,47	0,95
1,44	0,61	0,86	0,61	0,04	0,03	0,78	0,41	1,11	0,59	3,69	0,96	4,33	1,13

вычисленного по схеме Андерсона — Бахадура. Об этом свидетельствуют также работы В. А. Кутolina [1965, 1970]. Тем не менее диагностика этих пород также оказывается однозначной далеко не всегда.

К числу путей, ведущих к расширению разрешающих возможностей  $D^2$ -статистики, как уже отмечалось в гл. II, можно отнести предложенную С. Р. Рао [1970] замену совокупности объединенных ковариационных матриц, вычисляемых при попарном сравнении выборок, единой средневзвешенной матрицей для всей совокупности выборок. Понятно, что в результате подобной процедуры вычисляемые расстояния оказываются в большей мере сопоставимыми, что может способствовать повышению эффективности диагностики, а также существенно облегчить интерпретацию результатов.

Дополнительным ресурсом повышения эффективности диагностической процедуры на базе  $D^2$ -статистики, по видимому, может служить такое преобразование исходных данных, которое позволяет исключить мешающее влияние тех тенденций дифференциации вещества, которые присущи любым породам магматического происхождения вне зависимости от их формационной специфики. Для этого, в частности, допустимо пользоваться предложением С. В. Гольдина [1970] — выявлять среди исходных признаков делящие и

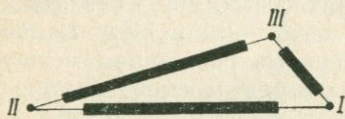


Рис. 8. Схема взаимного расположения векторов средних химических составов кислых пород интрузивных комплексов Урала и Тувы на основе оценки обобщенных расстояний  $D^2$

Жирные линии соответствуют граничной области при 1%-ном уровне значимости. Интрузивные комплексы I, II, III обозначены в соответствии с табл. 14.

неделящие, вычислять регрессию первых на вторые и далее оперировать отклонениями делящих признаков от их регрессионных оценок, т. е. так, как это рекомендовал в свое время У. Г. Кочран [Cochran, 1948] применительно к задачам диагностики с помощью метода дискриминантных функций.

Возможен и другой подход, связанный с вычислением главных компонент в процедуре факторного анализа. Как показывает опыт

ТАБЛИЦА 14  
Оценка сходства химических составов кислых пород интрузивных комплексов Урала и Тувы

Интрузивные комплексы	$D^2$	$D^2_0$
I—II	0,604	0,393
II—III	0,174	0,105
II—III	0,515	0,393

Примечание. Здесь, а также на рис. 8 римскими цифрами обозначены: I — каледонский габбро-плагиогранитовый комплекс Урала; II — варисский диорит-плагиогранитовый комплекс Урала; III — каледонский габбро-плагиогранитовый комплекс Тувы.

авторов, гранитоиды разной формационной принадлежности характеризуются качественно сопоставимым набором главных компонент — факторов. Это дает возможность при вычислении  $D^2$  использовать не все компоненты, а только такую их комбинацию, которая наилучшим образом отражает формационную специфику пород и, следовательно, обеспечивает максимальные расхождения между представителями разных формационных типов. Чисто теоретически такая комбинация представляется возможной, поскольку по результатам дисперсионного анализа, рассмотренным выше, формационный эффект проявляется независимо от регионального (взаимодействие факторов не существенно). Метод требует проверки на фактическом материале.

### СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЗМА ПОРОД

Существенность влияния регионального фактора приводит к необходимости изучения конкретных форм его проявления. При отсутствии системы петрохимических эталонов, о которой говорилось в гл. III, единственным эффективным путем выявления и изучения региональных особенностей магматических формаций является систематический сравнительный анализ химизма петрографически близких пород из разных регионов.

Поясним это на примере, для чего рассмотрим химизм позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии \*. В каждом из названных регионов эти граниты объединены в формации: гранит-лейкогранитовую и аляскитовых (альяскитовых и лейкократовых) гранитов. В Центральном Казахстане это калдырминский (более ранний) и акчатауский интрузивные комплексы [Перекалина, 1960, 1966], в Калбе соответственно калбинский и монастырский, а в Восточной Монголии — ульдазагольский и борундурский [Бобров, 1962]. По совокупности геологических данных представители каждого формационного типа уверенно параллелизуются между собой.

Исходные петрохимические данные, относящиеся к каждому из шести интрузивных комплексов (более 700 полных химических анализов), были объединены в группы: кислые (68—75%  $\text{SiO}_2$ ) и ультракислые (>75%  $\text{SiO}_2$ ) разновидности \*\*.

Средние химические составы (табл. 15) гранитов в целом оказались довольно близки друг к другу. Как для кислых, так и для ультракислых разновидностей средние содержания большинства окислов не различаются при 5%-ном уровне значимости. На векторной

\* Пример заимствован из работы И. И. Абрамовича и др. [1971].

\*\* Становление рассматриваемых комплексов происходило в несколько фаз внедрения. В связи с этим в упомянутой выше работе проведен сравнительный анализ химизма сопоставимых пород из разных интрузивных фаз. Выявлено соответствие петрохимических трендов, отвечающих фазовой и фациальной дифференциации, что дает возможность при сравнении химизма разных комплексов ориентироваться на средние химические составы главных типов пород, вычисленных путем объединения данных по разным интрузивным фазам. О близости химизма пород разных фаз внедрения в массивах акчатауского комплекса свидетельствуют также данные Г. Т. Скублова и др. [1969].

Средние химические составы кислых и ультракислых разновидностей гра

Форма-ция	Регион	Интрузив-ный комп-лекс и воз-раст	Тип пород и кол-во анализов	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
				$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$
Аляски-товых гранитов	Централь-ный Казах-стан	Акчатау-ский Р	Кислые 127 Ультра-кислые 216	74,03 76,76	1,32 0,82	0,22 0,15	0,11 0,09	13,24 12,36
	Калба	Монастыр-ский Р	Кислые 31 Ультра-кислые 4	72,66 76,19	5,47 —	0,19 0,09	0,04 —	14,16 12,46
	Восточная Монголия	Бороунду-рский Р <sub>2</sub> —Т <sub>1</sub>	Кислые 92 Ультра-кислые 44	72,47 76,52	2,13 3,64	0,26 0,14	0,13 0,07	13,84 11,89
Гранит-лейко-гранито-вая	Централь-ный Казах-стан	Калдыр-минский С <sub>2</sub> —С <sub>3</sub>	Кислые 62 Ультра-кислые 43	73,02 76,40	2,27 0,78	0,25 0,12	0,12 0,04	13,84 12,98
	Калба	Калбин-ский С <sub>2</sub> —С <sub>3</sub>	Кислые 30	70,94	2,18	0,34	0,17	14,95
	Восточная Монголия	Ульдза-гольский С <sub>2</sub> —Р <sub>1</sub>	Кислые 72 Ультра-кислые 25	71,90 77,18	2,18 2,46	0,29 0,14	0,13 0,06	13,96 12,42

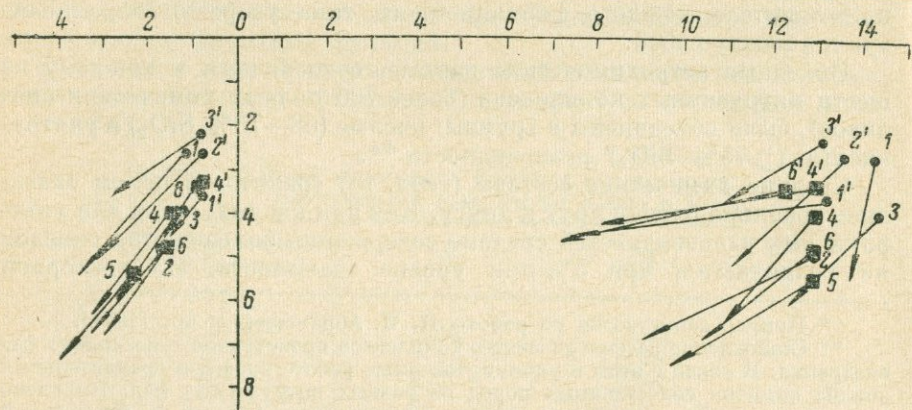


Рис. 9. Диаграмма средних химических составов герцинических гранитов Цент-рального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии.

1—6 — кислые и ультракислые разновидности гранитов следующих комплексов: 1 и 1' — Акчатауского; 2 и 2' — монастырского, 3 и 3' — бороундуского, 4 и 4' — калдырминского, 5 — калбинского, 6 и 6' — ульдзагольского.

ТАБЛИЦА 15

итов герцинид Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	
	0,87 0,80	1,15 0,96	0,66 0,45	0,88 0,54	0,49 0,42	0,06 0,05	0,05 0,04	0,44 0,22	0,39 0,20	0,99 0,64	0,50 0,39	3,66 3,61	0,69 0,65	4,83 4,24	0,68 0,60	0,09 0,08	0,10 0,08
	1,18 —	0,81 0,39	0,86 —	1,45 0,98	0,68 —	0,05 0,03	0,03 —	0,57 0,40	0,70 —	1,46 0,75	0,72 —	3,36 3,20	0,56 —	4,21 4,97	1,14 —	0,17 0,07	0,10 —
	1,24 1,31	1,53 0,98	1,10 0,80	1,19 0,65	0,78 0,34	0,04 0,02	0,04 0,01	0,47 0,22	0,36 0,13	1,09 0,74	0,64 0,51	4,00 3,66	0,89 0,60	4,10 4,03	0,92 0,78	0,08 0,03	0,06 0,02
	0,82 0,49	1,30 0,76	0,66 0,43	1,10 0,80	0,61 0,48	0,06 0,04	0,03 0,02	0,57 0,21	0,40 0,15	1,34 0,70	0,93 0,31	3,86 3,54	0,56 0,69	4,10 4,25	0,86 0,82	0,10 0,06	0,08 0,07
	1,20	0,70	0,38	2,01	0,88	0,06	0,02	0,72	0,36	1,88	0,82	3,39	0,62	4,13	0,88	0,27	0,20
	1,38 1,46	1,61 0,74	1,20 0,46	1,38 0,76	0,80 0,51	0,04 0,03	0,03 0,03	0,62 0,28	0,38 0,15	1,37 0,83	0,78 0,46	3,80 3,61	0,78 0,88	3,92 3,54	0,96 1,31	0,11 0,04	0,10 0,04

диаграмме А. Н. Заварицкого они образуют довольно компактный практически нерасчленимый рой векторов (рис. 9).

При более детальном поэлементном сравнении средних химических составов выявляются некоторые существенные различия между ними. К анализу этих различий мы будем обращаться неоднократно. Здесь мы покажем зависимость средних содержаний ряда окислов от формационной и региональной специфики гранитов.

Формационная принадлежность гранитов проявляется в том, что и в Центральном Казахстане, и в Восточной Монголии породы формации аляскитовых гранитов отличаются от сопоставимых по кислотности пород гранит-лейкогранитовой формации повышенным содержанием щелочей (особенно калия) и пониженным кальция (рис. 10, 11).

Совсем иная закономерность наблюдается при рассмотрении поведения марганца. Существенные различия в средних содержаниях этого элемента наблюдаются только между монгольскими и казахстанскими гранитами вне зависимости от их формационной принадлежности. На рис. 12, иллюстрирующем сказанное, приведены дополнительно средние содержания марганца в кислых и ультракислых

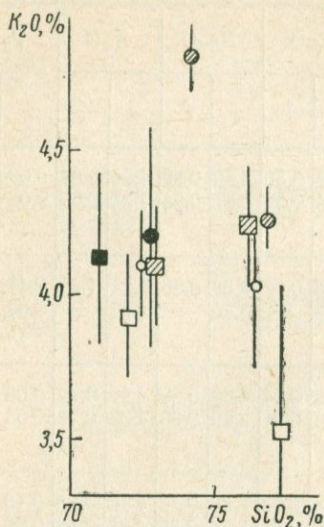


Рис. 10. Содержание  $K_2O$  в кислых и ультракислых разновидностях герцинских гранитов различной формационной принадлежности Центрального Казахстана (штриховка), Калбы (заливка), Восточной Монголии (не заштриховано).

Квадраты — гранит-лейкогранитовая формация; кружки — формация аляскитовых гранитов. Линиями показаны 95%-ные доверительные интервалы.

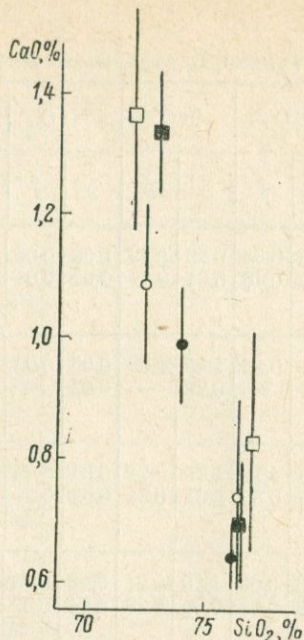


Рис. 11. Содержание  $CaO$  в кислых и ультракислых разновидностях герцинских гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии.

Условные обозначения те же, что на рис. 10.

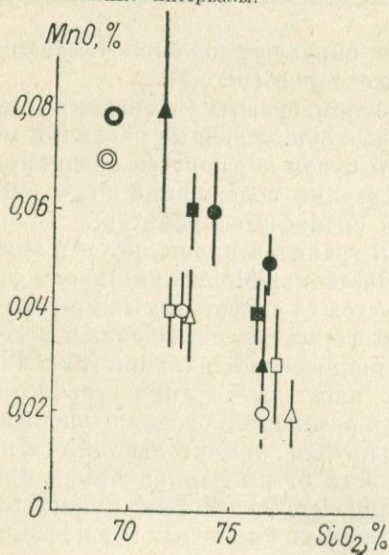


Рис. 12. Содержание  $MnO$  в породах герцинских формаций — диорит-плагитогранитовой (треугольники), гранит-лейкогранитовой (квадраты), аляскитовых гранитов (кружки) — Центрального Казахстана (заливка) и Восточной Монголии (не заштриховано).

Кларковые содержания  $MnO$  в кислых изверженных породах показаны: кружком двойной обводки — по С. Р. Нонкольдсу, утолщенной обводки — по А. П. Виноградову.

породах саякского (балхашского) комплекса Казахстана и дарханского Монголии, которые являются представителями диорит-плагио-гранитовой формации.

Как видим, разновозрастные и разнотипные граниты Монголии характеризуются весьма близкими средними содержаниями марганца. Не существенно в этом отношении различаются между собой и граниты Казахстана. С другой стороны, среднее содержание марганца в гранитах Монголии значительно ниже мировых кларков, по С. Р. Ноккольдсу [Nockolds, 1954] и А. П. Виноградову [1962], с которыми практически совпадает среднее содержание этого элемента в казахстанских гранитах. Такого рода различия, очевидно, можно трактовать как следствие региональных особенностей комплексов. В данном случае можно говорить о пониженном региональном кларке марганца в гранитоидах Восточной Монголии.

Влияние региональных особенностей сказывается и на содержании ряда других элементов, в частности Са, Na и К. При этом монгольские граниты в целом отличаются от казахстанских несколько более высоким содержанием кальция и натрия и пониженным — калия.

Небезынтересно отметить, что в данном случае роль формационного и регионального факторов оказалась приблизительно одинаковой, хотя влияние последнего несколько превалирует. Этот, на первый взгляд, неожиданный вывод вполне понятен, если принять во внимание, что рассматриваемые граниты являются представителями близких формационных типов.

Приведенные данные убеждают нас в реальности региональных особенностей гранитов. Можно, таким образом, считать, что формационное своеобразие пород проявляется на фоне их региональной специфики. Из этого следует, что многие петрохимические критерии, приемлемые для формационного анализа, могут оказаться и действительно оказываются не универсальными: их применение требует учета региональных влияний.

Не менее существенные региональные отличия устанавливаются и для других формационных типов. По данным В. Л. Масайтиса [1964], А. М. Виленского [1969] и ряда других геологов, на Сибирской платформе могут быть выделены магматические трапповые субпровинции, в пределах которых магматические проявления различаются по содержанию железа, магния и щелочей. На различия в средних содержаниях железа в базальтах разных провинций Мира указывают также Д. С. Штейнберг [1964] и В. А. Кутюлин [1969].

Существенные различия имеют и альпинотипные гипербазиты из разных районов Мира. Цепочка массивов высокожелезистых гипербазитов выявлена в Юго-Восточной Аляске [Ruckmick, Noble, 1959], а позднее в Японии [Onuki, 1966]. Авторы допускают, что химизм гипербазитов может отражать неоднородности состава верхней мантии. Региональные изменения железистости, а иногда щелочности и содержания титана в гипербазитовых поясах Западного и Восточного Саянов отмечает О. М. Глазунов [1966]. Е. Мерси и М. Дж. О'Хара [Mercy, O'Hara, 1967] установили, что гипербазиты

Норвегии обогащены марганцем и титаном по сравнению с их петрографическими аналогами Южной Африки. Весьма широкие региональные вариации химизма гипербазитов заставили американских геологов [Fisher a. o., 1969] вообще поставить под сомнение целесообразность вычисления каких-либо эталонных средних составов подобных пород.

Региональные петрохимические особенности кимберлитов выявлены В. А. Милашевым [1965]. Автор выделяет районы, для которых характерны кимберлиты с повышенным содержанием щелочей и глинозема, и районы с кимберлитами, уклоняющимися от среднего типа по содержанию Fe и Ti. Не продолжая этот перечень, отметим, что широкое и достаточно интенсивное проявление региональных особенностей магматизма определяет целесообразность проведения в дальнейшем специальных исследований. Последние дадут возможность типизировать петрохимическую специализацию регионов, выявят диапазон региональных вариаций и, несомненно, прольют свет на природу этих явлений. Не исключено, что удастся выделить и оценить количественно возможные слагаемые регионального фактора: влияние неоднородностей строения земной коры, верхней мантии и т. п. По существу, эти задачи оказываются составной частью программы изучения закономерностей состава литосферы в целом, что по своему значению, конечно, далеко выходит за пределы необходимого обеспечения фациально-формационной диагностики магматических образований.

## ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ

---

Ряд задач фациально-формационного анализа требует для своего решения знания особенностей пространственного распределения петрохимических параметров. Имеется в виду внутренняя структура тех объектов, которые ранее, в моделях дисперсионного анализа, фигурировали как однородные. Выявляемые при этом закономерности позволяют вводить коррективы в используемые петрохимические критерии, а в некоторых случаях эти закономерности сами начинают играть роль индикаторов тех или иных петрогенетических процессов.

Весьма эффективным средством выявления особенностей пространственного распределения изучаемых признаков на плоскости является аппроксимация эмпирических данных аналитическими поверхностями, которые после работы Р. Л. Миллера [Miller, 1956] получили название тренд-поверхностей. К настоящему времени в распоряжении петрографов имеется разнообразный арсенал технических приемов построения аппроксимирующих поверхностей.

Наряду с изучением распределения отдельных переменных на базе идей факторного анализа появилась возможность проследивать изменения векторных величин [Lee, Middleton, 1967; London, 1967].

#### ТРЕНД В МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛАХ

По странному стечению обстоятельств использование тренд-поверхностей при петрохимических исследованиях до сих пор ограничивалось почти исключительно гранитовыми массивами. Более того, в течение долгого времени едва ли не единственным источником опыта в этом отношении служили публикации Е. Х. Т. Уиттена [Whitten, 1959, 1961, 1962]. Между тем этот опыт оказался весьма интересным. В ряде случаев он заставил пересмотреть представление об однородности гранитовых массивов. Так, в гранитах горы Мурн (место взятия эталонной пробы «гранит G-2») Е. Х. Т. Уиттеном [Whitten, 1961] выявлен достаточно отчетливый тренд химизма, что предыдущими исследователями [Brown, Rushton, 1960] отрицалось. Выяснилось, что с помощью так называемых карт отклонений в гранитовых массивах удается выявлять реликты стратификации, существовавшей до гранитизации, зоны постмагматической переработки и другие существенные детали их строения (Whitten, 1959, 1963). В ряде случаев оказалось целесообразным учитывать помимо двух географических координат еще третью — высоту (глубину) отбора пробы. На примере Мальсбургского гранитового массива было показано [Whitten, 1962], что содержание щелочей весьма сильно зависит от третьей координаты, причем даже больше, нежели от положения точек опробования в плане.

В настоящее время опыт Е. Х. Т. Уиттена дополняют интересные результаты, полученные у нас в стране главным образом на гранитовых массивах Казахстана [Гендлер и др., 1968; Калаченко, Митрофанская, 1968]. Эти работы, решающие задачи фациального анализа, дают новые примеры того, как с помощью тренд-поверхностей удается уточнить принятые генетические концепции. Так, по данным А. А. Калаченко и С. Н. Митрофанской [1968], сравнительный анализ тренд-поверхностей для различных петрохимических параметров в пределах каждой интрузивной фазы массива Акчатау (Центральный Казахстан) показал, что в гранитах второй фазы почти все породообразующие окислы, за исключением  $TiO_2$  и  $MnO$ , перераспределены в зависимости от подвижности данного компонента в процессе кислотного метасоматоза. Нечто подобное в свое время наблюдал и Е. Х. Т. Уиттен [Whitten, 1963] в гранодиоритовом массиве Монт Капане (о. Эльба), где зоны метасоматического изменения выделялись повышенной дисперсией содержания щелочей и резким несовпадением трендов Na и K.

Большинство геологов сходится на том, что выбор вида аппроксимирующей функции должен определяться характером геологического материала. На практике, однако, предпочитают почти исключительно аппроксимацию полиномами, либо, вслед за А. Б. Вистеллиусом, с помощью экспонент. Не получил достаточно полного

теоретического решения и вопрос о выборе степени полинома. Обычно принимается, что с повышением степени полинома тренд-поверхность отражает все более локальные особенности геологического строения. В. Е. Гендлер и его коллеги [1968] отмечают, что «поверхности пятого порядка достаточно хорошо отражают сравнительно мелкие особенности строения массивов. Ими обрисовываются отдельные купола и провалы кровли, причем появляется возможность уточнить фациальные границы между отдельными разновидностями пород.

Поверхности второго порядка обнаруживают существенную сходимость с общими контурами массива и имеют значительную ценность для геолога, позволяя с большим основанием проводить анализ общей формы поверхности интрузива и отделять мелкие неправомерности, вызванные случайностью эрозионного среза. Еще более существенные данные дают поверхности первого порядка. Ими выявляются наиболее общие тенденции изменения содержания отдельных компонентов в пространстве. Анализируя эти поверхности, можно получить данные о направлении перемещения магмы при занятии ею камеры интрузивного тела и проходивших при этом процессах поглощения вмещающих пород и гибридизма.

К сожалению, далеко не всегда сложные поверхности высокого порядка допускают геологическую интерпретацию. Поэтому, несмотря на то, что в последнее время появились новые методы, обеспечивающие весьма высокую степень приближения [Cole, 1969; Read, 1970], на практике по-прежнему чаще предпочитают полиномиальную регрессию умеренного порядка. Вместе с тем проблема оптимизации аппроксимирующей функции продолжает оставаться актуальной и оттого пока, что множатся подходы к ее решению [Боганик, 1967; Вистелиус, 1968; Chayes, 1970].

#### ТРЕНД В ФОРМАЦИОННЫХ ТИПАХ ПОРОД

Тренд-поверхности, построенные по данным, отвечающим всему разнообразию пород, слагающих магматические тела или совокупность тел единой формации, отражают преимущественно те черты их строения, которые обычно уверенно картируются по петрографическим признакам. Столь же мало принципиально новой информации несут тренд-поверхности, учитывающие сведения по химизму ряда разнотипных формаций. В этом случае фиксируются особенности, обусловленные в первую очередь относительным размещением этих формаций на площади. В качестве примера исследований такого рода можно указать на крупное обобщение по территории Востока СССР [Вистелиус и др., 1969] — тренд-поверхность содержания калия в гранитоидных формациях ниже-верхнемелового и палеогенового возраста. Основная закономерность, выявленная авторами, — возрастание концентрации калия в гранитоидах по мере движения от океана в глубь континента — была известна и ранее по обобщениям Е. К. Устиева [1959, 1965], отметившего зональное (по отношению границы океана и континента) расположение гранитоидов разных формаций с различным средним содержанием щелочей в породах.

К нетривиальным в этом смысле результатам приводит построение тренд-поверхностей по данным, отвечающим достаточно узким группам фациальных и петрографических разновидностей пород в пределах единой формации. При этом обычно выявляются такие закономерности в изменениях химизма пород, которые находят объяснение в наиболее общих структурных особенностях региона и часто отражают глубинное строение территории. Понятно, что устанавливаемые таким путем вариации химизма петрографических аналогов имеют первостепенное значение для целей формационной диагностики.

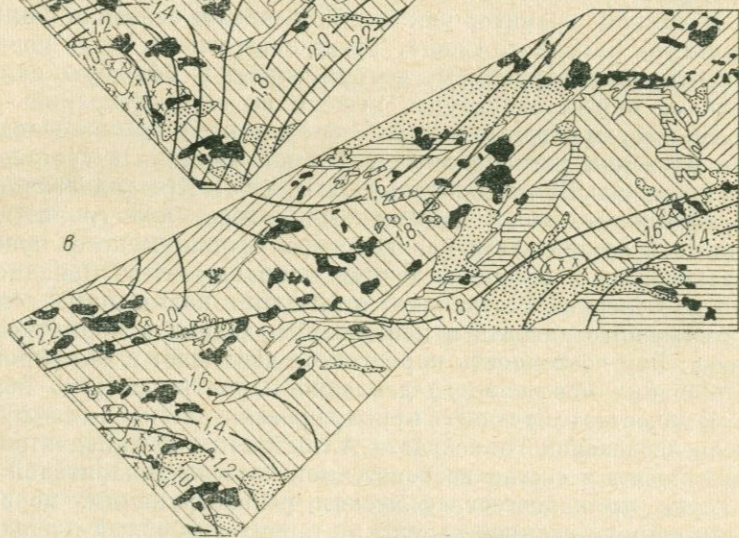
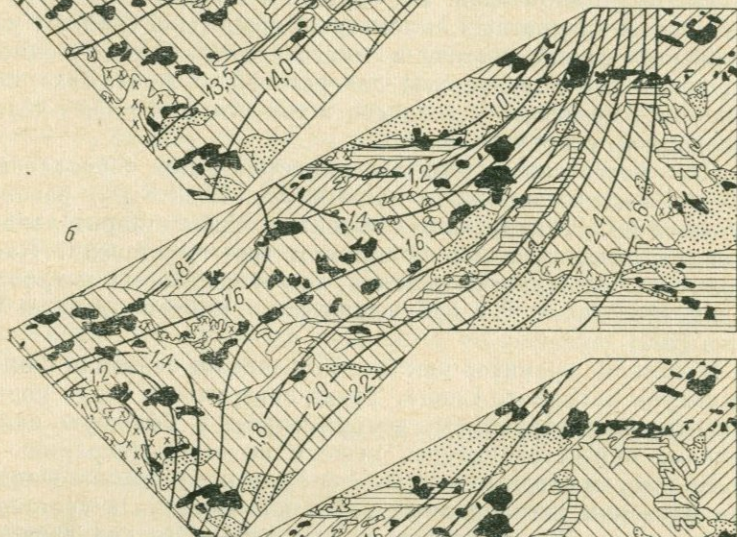
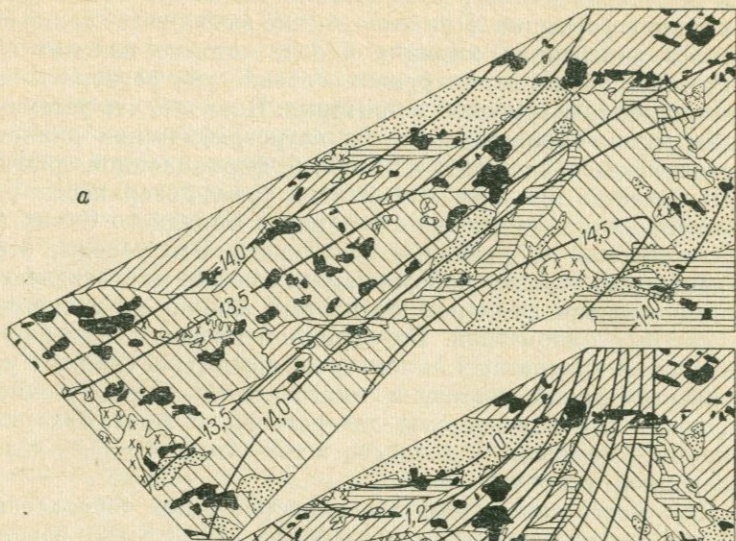
В качестве примера такого рода тренд-поверхности рассмотрим изменение химизма девонских гранитов Западного Саяна (джойский и сютхольский интрузивные комплексы). Эти породы, относящиеся к гранит-лейкогранитовой формации, слагают многочисленные интрузивные массивы размером от первых единиц до нескольких сотен квадратных километров. На огромной площади, измеряемой десятками тысяч квадратных километров, граниты сохраняют устойчивый петрографический состав, а многочисленные химические анализы их, сведенные в векторные диаграммы, по А. Н. Заварицкому, не оставляют сомнений у геологов в том, что они имеют дело с весьма однородной совокупностью.

Для построения тренд-поверхностей было использовано около 200 химических анализов кислых (68—75%  $\text{SiO}_2$ ) разновидностей гранитов из 50 интрузивных массивов. Удовлетворительная аппроксимация обеспечивалась полиномом третьей степени. Как для содержания большинства окислов, так и некоторых петрохимических параметров (в ат. %) наблюдаются во многом сходные тенденции (рис. 13).

В химизме гранитов как бы просвечивает основная синклинозная структура Западного Саяна. Тренд-поверхности четко подчеркивают ориентировку структуры, ее симметрию и большую изменчивость химизма вкост структуры, нежели по ее простиранию.

Во многом сходные результаты были получены в последнее время при изучении региональных вариаций химизма в составе каледонских гранитов Великобритании [Hall, 1969]. При аналогичном способе обработки исходных данных выяснилось, что граниты, приуроченные к осевой части каледонского орогенического пояса, протягивающегося в северо-восточном направлении от Западной Ирландии до Северной Шотландии, отличаются повышенным содержанием нормативного альбита и пониженным кварца и нормативного ортоклаза. Эту особенность пород автор связывает с формированием их в условиях повышенного давления паров воды (1—5 кбар).

В качестве следующего примера рассмотрим кислые эффузивы нижне-среднедевонского возраста Алтае-Саянской складчатой области. Они входят в состав посторогенной базальт-липаритовой формации и, судя по палеогеографическим реконструкциям, первоначально были широко распространены на территории общей площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>. В современном эрозионном срезе сохранилась сравнительно небольшая часть вулканических покровов, слагающих многочисленные неправильной формы изолированные поля.



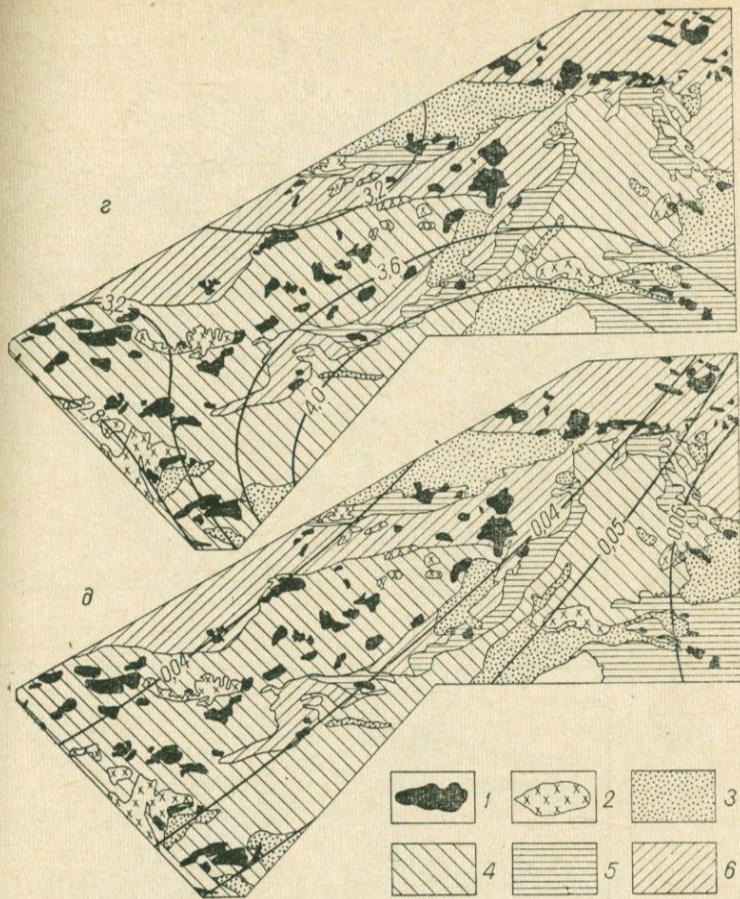


Рис. 13. Трехд-поверхности содержания петрогенных элементов (вес. %) в кислых (68—75%  $\text{SiO}_2$ ) разновидностях гранитов девонского возраста Западного Саяна.

*a* —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , *б* —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *в* —  $\text{CaO}$ , *г* —  $\text{Na}_2\text{O}$ , *д* —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  (ат. кол-во).

1 — девонские граниты гранит-лейкогранитовой формации; 2 — раннепалеозойские граниты гранодиорит-гранитовой формации; 3 — девонские вулканогенно-осадочные отложения; 4 — ордовикско-силурийские песчано-сланцевые отложения; 5 — кембрийские вулканогенно-осадочные отложения; 6 — протерозойские вулканогенно-осадочные отложения.

Алтае-саянские геологи давно подметили общую тенденцию повышения кислотности пород в южном и юго-западном направлении. При этом, однако, оставалось неизвестным, имеются ли закономерные различия в химизме эффузивов одинаковой кислотности. Для получения ответа на этот вопрос авторы отобрали из литературных источников 207 химических анализов, относящихся к кислым разновидностям излившихся пород, содержащих от 62 до 75%  $\text{SiO}_2$ . Из-за

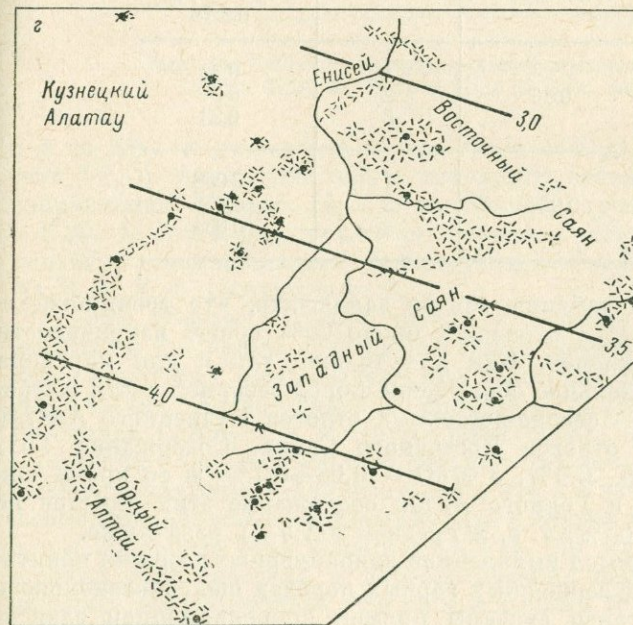
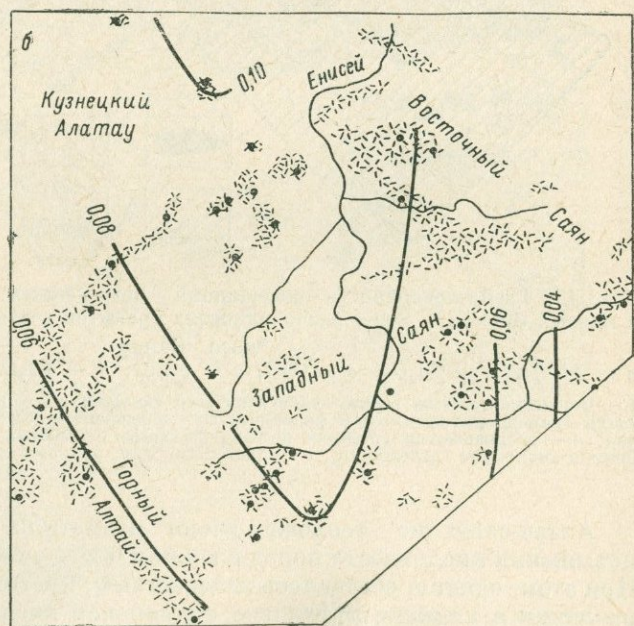
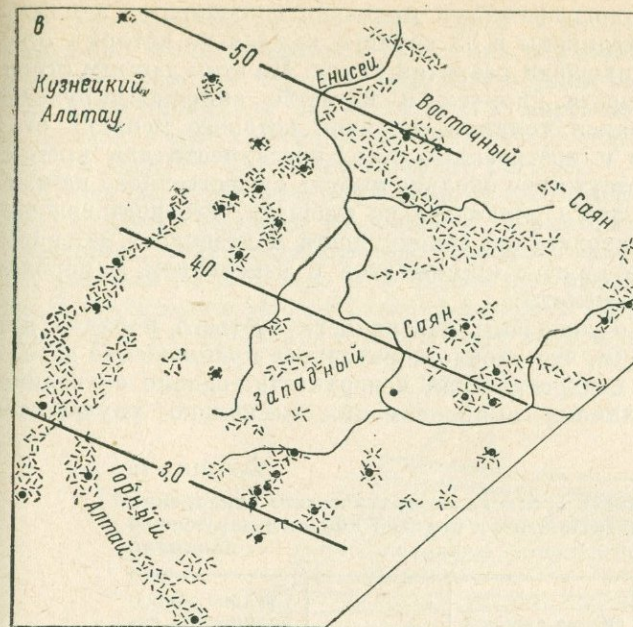
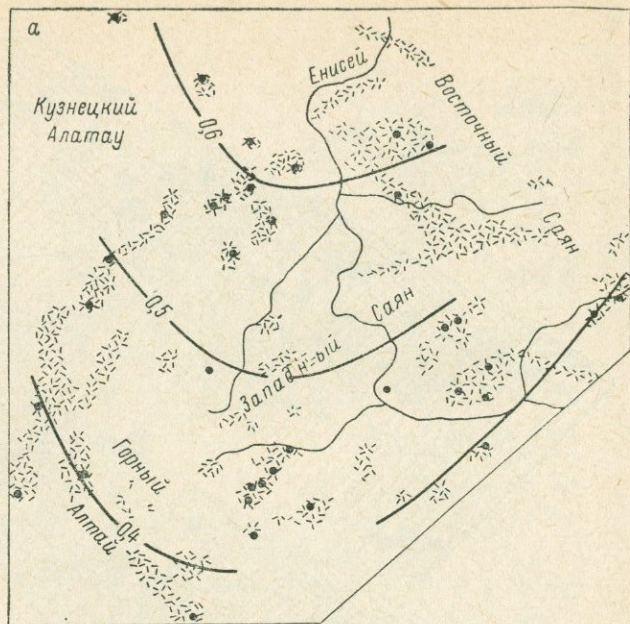


Рис. 14. Тренд-поверхности содержания петрогенных элементов (вес. %) в кислых вулканогенных породах среднедевонского возраста Алтае-Саянской складчатой области:  
 а —  $\text{TiO}_2$ ; б —  $\text{MnO}$ ;

в —  $\text{Na}_2\text{O}$ ; г —  $\text{K}_2\text{O}$ .

отсутствия точной географической привязки большинства анализов последние были объединены в 33 группы, каждая из которых отвечала определенной площади развития пород. По этим данным строились тренд-поверхности, причем в качестве аппроксимирующей функции использовался полином, порядок которого менялся от 1 до 3. Вычисленные и построенные тренд-поверхности для кремнекислоты показали отсутствие сколько-нибудь существенного направленного изменения этого параметра по площади. Это подтверждает однородность рассматриваемой совокупности и позволяет не связывать распределение других компонентов с изменением в породах содержания кремнекислоты.

На рис. 14, а, б показаны поверхности третьего порядка для  $TiO_2$  и  $MnO$ . Заметим, что удовлетворительное приближение давали также линейная и квадратическая поверхности, однако с увеличением порядка полинома аппроксимация несколько улучшалась (табл. 16).

ТАБЛИЦА 16

Зависимость среднего квадратического отклонения тренд-поверхности от порядка аппроксимирующего полинома

Оксид	Общее среднее квадратическое отклонение	Порядок полинома	Среднее квадратическое отклонение тренд-поверхности
$TiO_2$	0,36	1	0,32
		2	0,27
		3	0,23
$MnO$	0,085	1	0,058
		2	0,056
		3	0,054

По цифрам этой таблицы можно заключить, что тренд-поверхности третьего порядка отражают около 60% общей изменчивости рассматриваемых оксидов. Как для титана, так и для марганца наблюдается относительное обогащение пород северной части Алтае-Саянской области — северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау и северо-западных отрогов Восточного Саяна. Содержание  $TiO_2$  составляет здесь 0,5—0,6%, а  $MnO$  — 0,08—0,1%, в то время как в эффузивах Тувы и Горного Алтая содержание этих оксидов не превышает 0,4 и 0,05%, т. е. в среднем в 1,5—2 раза ниже.

Геологический смысл выявленной закономерности можно понять, если учесть, что в изверженных горных породах щелочноземельного ряда титан и марганец связаны прямой корреляционной зависимостью со щелочностью (содержанием натрия и калия). Для некоторых типов пород Алтае-Саянской области эта связь была отмечена ранее [Абрамович, Высокоостровская, 1963; Абрамович и др., 1963].

Для проверки реальности этой связи в рассматриваемых кислых эффузивах были вычислены уравнения двумерных полиномиальных регрессий третьего порядка. Они подтвердили наличие четкой обратной корреляционной связи титана и марганца с кремнекислотой и прямой связи с суммой щелочей. Характер регрессии  $TiO_2$  на  $SiO_2$  и  $Na_2O + K_2O$  иллюстрирует рис. 15.

Столь же отчетливо проявлена сопряженность изменения  $TiO_2$ ,  $MnO$  и суммы щелочей на площади. Щелочность пород возрастает в северном, точнее, в север-северо-восточном направлении. Существенно, что роль  $Na$  и  $K$  при этом прямо противоположна. Содержание  $Na_2O$  значительно увеличивается в северном направлении в среднем от 3 до 5%, в то время как  $K_2O$  убывает, хотя и не столь интенсивно,

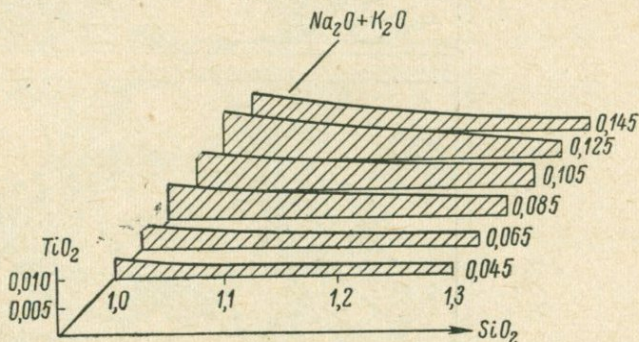


Рис. 15. Сечения полиномиальной кубической регрессии  $TiO_2$  на  $SiO_2$  и  $K_2O$  (в мол. кол-ве).

с 3 до 2%. В результате сумма  $Na_2O + K_2O$  (исключительно за счет  $Na_2O$ ) имеет отчетливую тенденцию возрастания в указанном направлении. На рис. 14, *в*, *г* изображены тренд-поверхности  $Na_2O$  и  $K_2O$ . В том и другом случае оказалось возможным ограничиться линейной аппроксимацией, фиксирующей 80 и 72% общей дисперсии  $Na_2O$  и  $K_2O$  соответственно.

Таким образом, тренды титана и марганца отражают хорошо известную тенденцию обогащения этими компонентами относительно более щелочных пород. Последние несколько преобладают в северных частях Алтае-Саянской области — в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне, т. е. в структурных зонах, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе и, возможно, отличающихся повышенной жесткостью. Примечательно, что в Кузнецком Алатау повышенной щелочностью обладают породы и других формационных типов, о чем подробнее речь пойдет в гл. VII. Не останавливаясь на возможных геологических и петрологических аспектах наблюдаемого явления, отметим только, что попытки найти геологическое объяснение появлению в северных частях области пород повышенной щелочности приводят к представлениям о ведущей роли глубинных процессов в земной коре и верхней мантии [Абрамович, 1967, б; Груза, 1967].

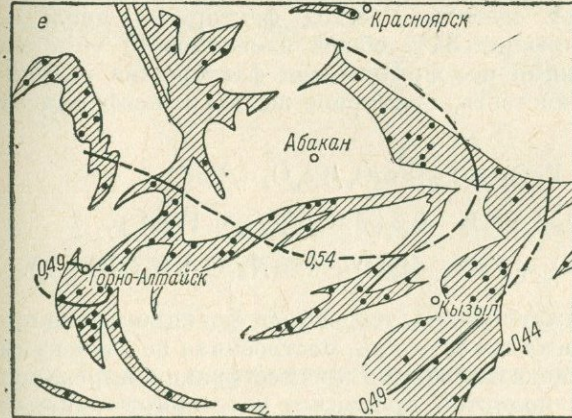
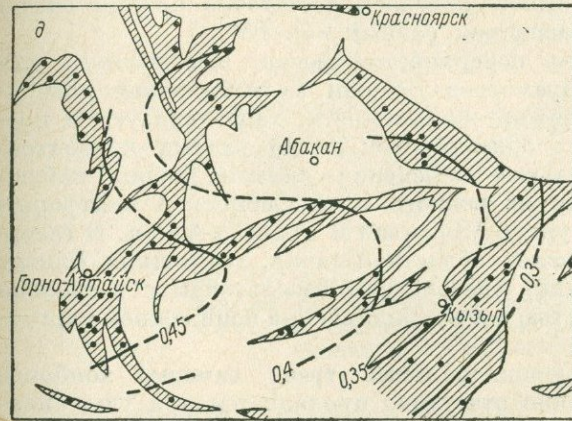
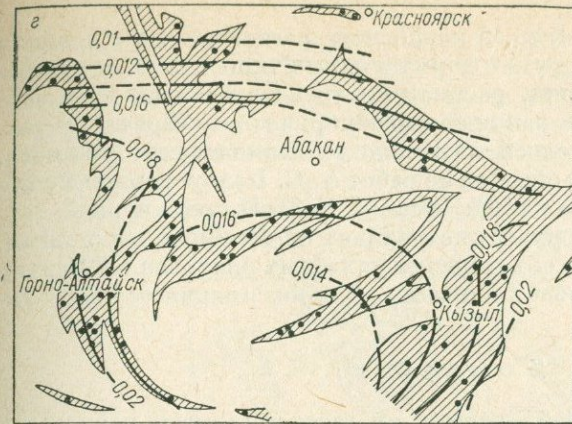
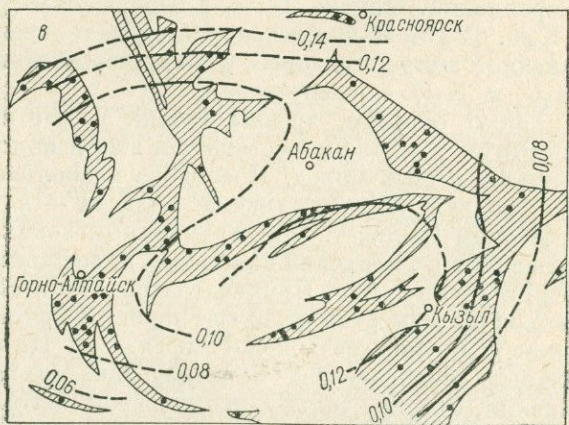
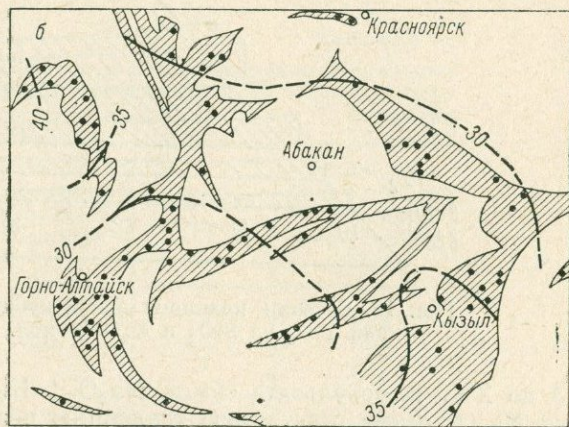
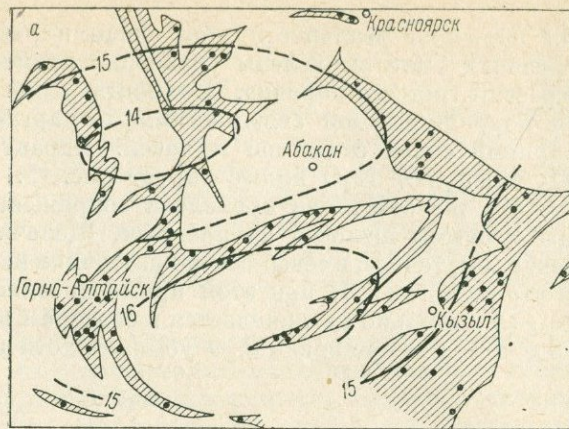


Рис. 16. Тренд-поверхности петрохимических параметров в базальтоидах спилит-диабазовой формации той области (ат. %).  
 а —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}$ ; б —  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; в —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ;

г —  $\text{MnO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; д —  $\text{MgO}$ ; е —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Для того чтобы выяснить, в какой мере региональные тенденции проявляются в породах других формационных типов, распространенных на той же территории, рассмотрим тренд в базальтоидах спилит-диабазовой формации ранне-среднекембрийского возраста. В расположении авторов имелось 712 полных химических анализов, заимствованных главным образом из работ А. С. Белоусова, В. В. Веллинского, В. В. Волкова, Б. И. Лапина, Г. В. Пинуса и ряда других геологов. Тренд-поверхность строилась по осредненным данным, полученным в результате объединения исходных анализов в 79 групп с учетом их территориальной близости. Аппроксимация осуществлялась экспонентой вида

$$Z = \exp n_3(x, y),$$

где  $n_3$  — полином третьей степени от географических координат. Устойчивость решения гарантировалась достаточно низким значением числа Тогда, оказавшегося равным  $\sim n \cdot 10^3$ .

На рис. 16 показаны поверхности тренда, построенные для ряда петрохимических параметров. Все они, за исключением поверхности, отражающей изменение железистости, характеризуются преобладанием субширотных ориентировок линий равных концентраций. Наиболее значительные изменения химизма пород наблюдаются при перемещении от южного края Сибирской платформы в сторону варисских структур Монголии и Рудного Алтая. В северных районах Алтае-Саянской области (Салаир, Кузнецкий Алатау и отчасти Восточный Саян) преобладают базальтоиды с несколько более высокой титанистостью и щелочностью при пониженной марганцевистости.

Преобладающий субмеридиональный тренд химизма кембрийских базальтоидов особенно отчетливо проявляется при учете коррелированных изменений всех рассматриваемых параметров одновременно, что позволяет сделать  $R$ -метод факторного анализа. Первый фактор, определяющий 34% общей изменчивости химизма пород, включает с высокими положительными факторными нагрузками железистость, титанистость, суммарное железо и коэффициент апгаитности

$$\begin{aligned} &+ 0,6 (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + 0,4 (\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \\ &+ 0,6 (\text{TiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - 0,5 (\text{MnO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \\ &+ 0,7 (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) + 0,6 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3). \end{aligned}$$

Очевидно, что он отражает общую тенденцию фракционирования базальтоидной магмы. Тренд-поверхность, построенная по значениям этого фактора (рис. 17), показывает, что процесс фракционирования с относительно большей полнотой проявился в северных районах Алтае-Саянской области, которые, вероятно, уже в кембрийское время отличались повышенной жесткостью структур.

Резюмируя результаты изучения латеральной изменчивости кислых девонских эффузивов и кембрийских базальтоидов Алтае-Саян-

ской области, можно констатировать, что в разнотипных (в формационном и петрографическом отношении) и разновозрастных породах наблюдаются сходные тенденции поведения ряда петрогенных элементов. Кроме того, обнаруживается определенная зависимость химизма вулканитов от их положения относительно края Сибирской платформы.

Для количественной характеристики сопряженности изменения химизма девонских и кембрийских пород можно воспользоваться

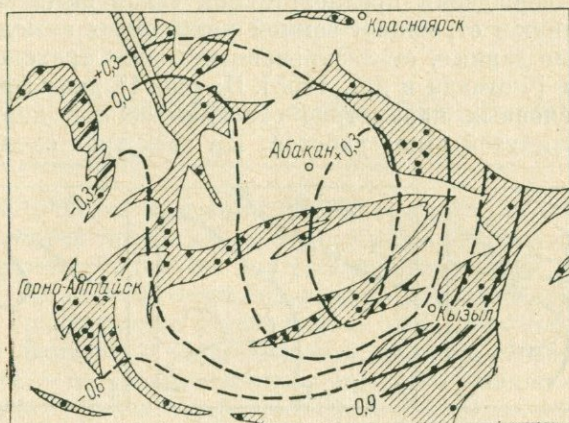


Рис. 17. Тренд-поверхность значений главного фактора петрохимической дифференциации базальтоидов спилит-диабазовой формации Алтае-Саянской складчатой области.

«коэффициентом корреляции векторов», определяемым в соответствии с разработками И. М. Гельфанда и А. М. Яглома [1957] следующей формулой:

$$R = \sqrt{1 - \frac{\det C}{\det A \det B}},$$

где

$$C = \begin{vmatrix} A & D' \\ D & B \end{vmatrix};$$

$A$ ,  $B$ ,  $D$  — матрицы вторых моментов, порождаемые  $k$ -мерным и  $l$ -мерным пространствами.

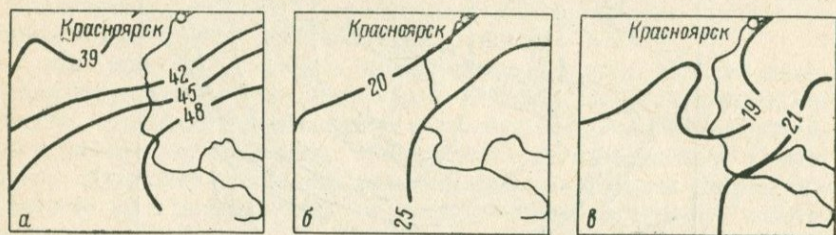
$$A = \|M\xi_{ij}\| = \|a_{ij}\|; \quad B = \|M\eta_i\eta_j\| = \|b_{ij}\|; \quad D = \|M\xi_i\eta_j\| = \|d_{ij}\|,$$

где  $\xi$  и  $\eta$  — соответственно  $k$ -мерный и  $l$ -мерный гауссовские случайные векторы.

В нашем конкретном случае имеем четырехмерный вектор химизма девонских эффузивов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и шестимерный вектор химизма эффузивов кембрия ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MnO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 +$

+ FeO + MgO, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Значения компонент векторов взяты в 40 точках по квадратной сети с соответствующих карт тренд-поверхностей. Вычисленное значение коэффициента корреляции, как и следовало ожидать, оказалось достаточно высоким ( $R = 0,8$ ). С этим результатом хорошо согласуются преобладающие значимые величины общих парных коэффициентов корреляции, получаемых при покомпонентном сопоставлении химизма рассматриваемых пород.

Для подтверждения предполагаемой связи выявленных тенденций с глубинным строением земной коры имеет смысл рассмотреть геофизические данные, синтезированные в виде трехслойной модели земной коры [Фотиади и др., 1965]. На рис. 18 даны фрагменты карт изолиний основных параметров строения земной коры в соответствии с упомянутой выше работой. На всех трех схемах отчетливо



18. Строение земной коры в пределах Алтае-Саянской области по геофизическим данным [Фотиади и др., 1965].

Изолинии: а — мощности земной коры (глубина поверхности Мохоровичича), б — мощности базальтового слоя, в — мощности гранитного слоя.

видна тенденция возрастания мощности земной коры и составляющих ее слоев в южном направлении. Вычисленные на основе этих данных коэффициенты корреляции трехмерного «вектора строения земной коры» с ранее рассмотренными векторами химизма пород оказались также достаточно высокими. Для девонских эффузивов  $R = 0,71$ , для кембрийских  $R = 0,75$ .

Полученный результат дополняет многочисленные примеры тесной зависимости химизма мезозойско-кайнозойских вулканитов от строения соответствующих участков земной коры [Ротман, Марковский, 1968; Condie, Potts, 1969; Куно, 1970]. Вместе с тем этот результат кажется особо интересным потому, что таким образом фиксируется несомненная связь особенностей химизма древних пород с современной структурой земной коры. Наиболее вероятное объяснение этой связи заключается, с нашей точки зрения, в явлениях унаследованности геологического развития крупных блоков земной оболочки, причем масштабы и многообразие форм унаследованности, по-видимому, более значительны, нежели это обычно предполагается.

В прикладном аспекте дальнейшее изучение характера рассматриваемой связи, вероятно, позволит уточнить устанавливаемое влияние структуры и мощности земной коры не только на специфику

петро-, но и рудогенеза. При этом, по-видимому, появится возможность прогнозировать с этих позиций характер и интенсивность эндогенного оруденения не только в областях мезозойско-кайнозойской складчатости [Андреев, 1958; Канищев, Менакер, 1971; Фаворская, 1971], но и в пределах варисских и каледонских зон.

## СОБСТВЕННО ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Естественный путь изучения разнообразия химизма магматических образований лежит через оценку роли тех или иных причин (факторов), ответственных за это разнообразие. При этом во многих случаях на первом этапе оказывается целесообразным ограничиваться сравнительно небольшим их числом. Так, выделяя четыре фактора — формационный, региональный, возрастной и фациальный — и количественно оценивая влияние каждого из них, обычно удается приблизиться к уяснению причин, определяющих многие из интересующих нас особенностей химизма пород.

При таком подходе собственно фациальными петрохимическими особенностями магматических образований мы будем называть такие, которые проявлены локально, т. е. не являются общими для данного региона и изучаемого формационного типа. Иными словами, это означает, что собственно фациальные особенности определяют отличия химизма пород той или иной формации после исключения влияния регионального и возрастного факторов.

В принятом понимании границы между фациальными, региональными и формационными особенностями пород проводятся в известной степени условно. Так, например, при разном уровне эрозионного среза интрузивного массива мы встречаем тот или иной набор отличающихся по химизму фациальных разновидностей пород. Однако при общей значительной эродированности региона, которая может приводить к выводу на дневную поверхность преимущественно ядерных частей интрузивов разных формаций, мы будем вынуждены, согласно определению, считать соответствующие петрохимические особенности региональными. Другой пример. К разным формационным типам иногда относят магматические образования близкого состава, которые могут рассматриваться также как члены единого фациального ряда глубинности: излившиеся породы (эффузивы), субвулканы, гипабиссальные интрузии и т. д.

Фациальная (как, впрочем, и формационная, и региональная) специфика магматизма обусловлена сложным взаимодействием разнообразных петрогенетических процессов. Их изучение с оценкой

относительной роли каждого и построение системы петрохимических индикаторов этих процессов составляет содержание следующего этапа фашиально-формационного анализа.

## ЛОКАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Вполне очевидно, что локальные неоднородности как проявление фашиальной специфики могут быть выявлены при условии, что исследователь не выходит за пределы соответствующего уровня формационной таксономии. Каждому формационному типу присущ специфический набор фашиальных разновидностей пород, которому отвечает свой спектр петрохимических особенностей. Недоучет этого обстоятельства, проявляющийся в попытках выявить универсальные петрохимические критерии, пригодные для фашиального анализа разнотипных формаций, часто приводит к неудаче. В этом, в частности, заключается одна из причин противоречивости известных из литературы многочисленных петрохимических критериев, предложенных для различения глубинных и излившихся пород.

Из-за отсутствия разработанной системы петрохимических эталонов, и в частности обобщенных петрохимических характеристик формационных типов, выявление фашиальных петрохимических особенностей пород может производиться путем систематического сравнительного изучения химизма однотипных пород из разных регионов. Поясним это на конкретных примерах.

Обратимся к петрохимической характеристике позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии, уже рассматривавшейся нами в гл. IV. Как хорошо видно на рис. 19 и 20, граниты Калбы (особенно калбинского комплекса) резко выделяются повышенным содержанием фосфора и пониженной окисленностью железа. Последняя в калбинских гранитах составляет в среднем 22 ат. %, хотя по суммарному железу все рассматриваемые граниты практически неразличимы.

Относительно высокий процент  $P_2O_5$  в калбинских гранитах минералогически проявляется в повышенном содержании акцессорного ксенотима, а пониженная окисленность железа — в преобладании среди железосодержащих минералов таких, в которых железо входит преимущественно в закисной форме (ильменит, шерл, алмадин). По совокупности имеющихся петрологических и геологических данных К. Г. Богданова эту локально проявленную фашиальную особенность калбинских гранитов связывает с несколько большей глубиной их становления по сравнению с таковой гранитов Центрального Казахстана и Восточной Монголии.

В качестве следующего примера мы укажем на некоторые черты химизма габбро-плагитогранитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Краткая геолого-петрографическая характеристика магматических комплексов этой формации — бериккульского (Кузнецкий Алатау), саракокшинского (Горный Алтай), танноульского (Тува), майнского (Западный Саян) и ольховского (Восточный Саян) — приведена в гл. IV. Там же даны средние содержания оки-

слов в главных типах пород (см. табл. 7). Анализ этих средних выявляет много тонких, но вместе с тем существенных и закономерных особенностей химизма, из которых мы отметим сейчас только следующие. Сопоставимые по кислотности породы майнского комплекса характеризуются повышенным содержанием двухвалентных компонентов FeO, MgO, CaO, отчасти MnO и пониженным одно- и трехвалентных K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отчасти Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Эта специфика химизма майнского комплекса может быть объяснена с учетом малой глубины его формирования. Она отражает восстановительную обстановку в среде, вмещающей тела майнской

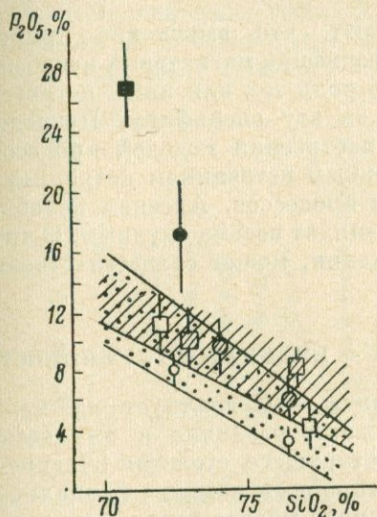


Рис. 19. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в кислых и ультракислых разновидностях гранитов разной формационной принадлежности.

Условные обозначения те же, что на рис. 10, дополнительно 95%-ные границы показаны штриховкой и крапом.

малой глубины его формирования. Она отражает восстановительную обстановку в среде, вмещающей тела майнской

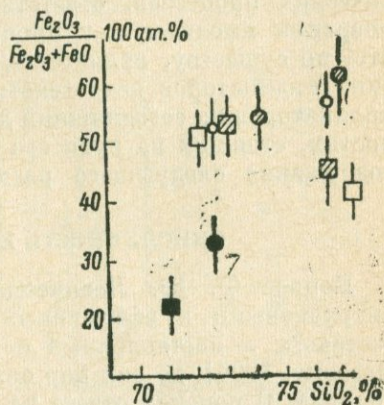


Рис. 20. Окисленность железа в кислых и ультракислых разновидностях гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии.

Условные обозначения те же, что на рис. 10.

интрузии, что было обусловлено существовавшим в течение нижнего — среднего кембрия в Западном Саяне морским режимом.

Упомянем еще о ждущей своего объяснения локально проявленной особенности ольховского комплекса — относительной обогащенности его пород элементами группы железа: MnO, TiO<sub>2</sub>, FeO и отчасти Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Хорошим примером петрохимической специфики гранитов, отражающей особенности условий становления интрузии, может служить установленная Ю. С. Соломиным [1965, 1966] резко пониженная железистость пород амуджиканского интрузивного комплекса в Забайкалье. В интервале 54—72% SiO<sub>2</sub> железистость меняется от 25 до 55 ат. %, что значительно ниже железистости рапакиви, с которыми граниты амуджиканского комплекса имеют петрографическое сходство, и ниже железистости средних типов пород, по Р. А. Дэли. Автор приводит убедительные данные, свидетельствующие о том, что

пониженная железистость пород амуджиканского комплекса не является региональной особенностью и что она не свойственна также формационному типу, к которому относится этот комплекс.

Автор дает два возможных объяснения выявленной особенности. Согласно первому, низкая железистость явилась следствием процесса «раскисления» исходного базальтового расплава, обладавшего повышенной магнезиальностью. Согласно второму, повышение кислотности исходного расплава было в значительной мере обусловлено интенсивным привнесом летучих.

Приведенные примеры показывают, что выяснение природы локальных проявлений химической специфики магматизма неизбежно приводит к необходимости оценивать роль тех или иных петрогенетических процессов, ответственных за эту специфику. Последняя операция мыслится как процедура построения моделей процессов, что, по существу, является единственным источником петрохимических индикаторов петрогенетических процессов. Арсенал подобных индикаторов на сегодняшний день выглядит весьма скудным. О трудностях, стоящих на пути его пополнения, может свидетельствовать содержание следующего раздела.

#### ОКИСЛЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗА — ИНДИКАТОР ГЛУБИННОСТИ?

Вопрос Ф. Ю. Левинсона-Лессинга — «Существует ли между интрузивными и эффузивными породами различие в химическом составе?», — поставленный в начале текущего столетия [Левинсон-Лессинг, 1906], до сих пор остается «пробным камнем» фациального анализа. В поисках ответа на этот вопрос многие геологи по понятным причинам обращались прежде всего к соотношению двух- и трехвалентного железа в породах, не без основания полагая, что этот параметр окажется надежным критерием глубинности. На этом пути не раз брезжил призрак успеха, сменявшийся, однако, периодами явного разочарования. Достаточно вспомнить хотя бы категорические высказывания А. Н. Заварицкого [1944] о том, что соотношение окисного и закисного железа является малохарактерным для породы.

По существу, и сегодня попытки использовать степень окисленности железа при фациальной диагностике часто встречают значительные трудности. Тем не менее усилия геологов в этом направлении не ослабевают, причиной чему является возросшее в последнее время внимание к вулcano-плутоническим формациям, а также интригующие указания на возможность с помощью этого параметра прогнозировать повышенные концентрации железа, титана [Evrard, 1949], хрома [Jackson, 1963] и некоторых других металлов [Охалкин, Бозин, 1970]. Хорошо известны высказывания видных петрологов [Дэли, 1936; Тернер, Ферхуген, 1961] о том, что интрузивные породы по сравнению с эффузивными в целом (среднестатистически) характеризуются пониженным отношением окисного железа к закисному. Известно также мнение Дж. К. Кеннеди, полагавшего, что «свежие базальты почти всегда менее окислены, чем габбро»

[Йодер, Тилли, 1965]. Вопрос этот продолжает оставаться дискуссионным, поскольку и в новейшей литературе много примеров, свидетельствующих о разнотипности соотношений между глубинными и излившимися породами в рассматриваемом аспекте.

При обращении к конкретным вулкано-плутоническим формациям нетрудно убедиться в том, что наряду с четко выраженным возрастанием окисленности железа в ряду гипабиссальные интрузии — субвулканы — эффузивы — пирокласты [Шукин, 1963; Куцев, 1964; Кежежинскас, 1966; Хамрабаев и др., 1969] фиксируется стабильность окисленности и прямо противоположная тенденция [Борисова, 1965; Семенов, 1969]. Подобные наблюдения (рис. 21)

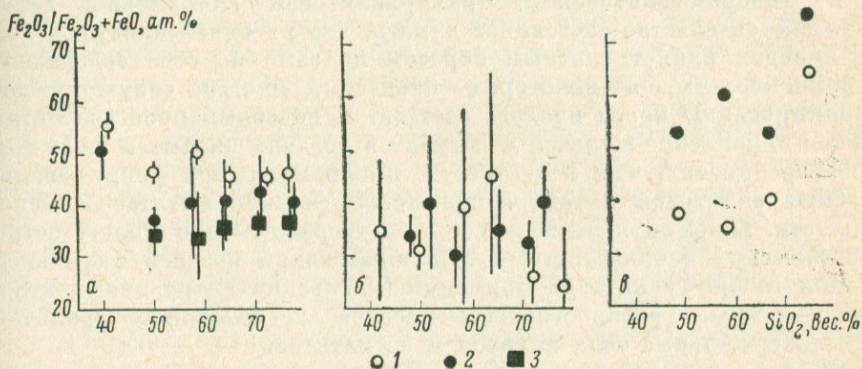


Рис. 21. Окисленность железа в породах вулкано-плутонических формаций, а — андезитовой и липаритовой раннего — среднего девона Алтае-Саянской складчатой области (853 анализа); б — спилито-кератофировой раннего — среднего кембрия Западного Саяна (159 анализов); в — современные и третичные эффузивы и экструзии Тихоокеанского кольца (последнее, по данным В. Н. Борисовой [1956]). 1 — эффузивы; 2 — субвулканические интрузии; 3 — гипабиссальные интрузии. Вертикальные линии — 95%-ные доверительные интервалы.

однозначно свидетельствуют о том, что глубина формирования магматических тел является не единственной влияющей на поведение железа причиной.

Анализ обширного петрохимического материала приводит к выводу о прямой и косвенной зависимости окисленности железа от многих локально и широко влияющих факторов. Среди них, вероятно, на первое место следует поставить тип исходного расплава: содержание в нем щелочей [Щербина, 1946; Коржинский, 1963; Комов, Нюссик, 1971] и парциальное давление кислорода [Кеннеди, 1950; Osborn, 1962].

В полном согласии с теоретически обоснованным соотношением между щелочностью и окислительно-восстановительными реакциями в расплавах и следствиями некоторых положений теории кристаллического поля мы постоянно наблюдаем, как параллельно с возрастанием щелочности пород идет закономерное увеличение роли окисного железа. О всеобъемлющем характере влияния этого фактора свидетельствует весь фактический материал по Алтае-Саянской складчатой области, равно как и многочисленные данные, относящиеся

к разнотипным и разновозрастным объектам в других регионах [Злобин, 1960; Волков и др., 1961; Kushiro, Kuno, 1963].

Следующим, заслуживающим внимания фактором является кремнекислотность пород. Анализируя средние составы изверженных пород по Р. А. Дэли, Ф. И. Абрамов [1935], а позднее Н. И. Хитаров [1958] выявили тенденцию возрастания роли окисного железа с увеличением в них количества кремнекислоты. Есть основания утверждать, однако, что подобная тенденция проявляется далеко не в каждой конкретной серии пород. В пределах Алтае-Саянской складчатой области, например, она устанавливается только для трех из пятнадцати выделяемых формаций, а именно для габбро-гранитовой, габбро-сиенитовой и трахириолитовой [Абрамович, 1965]. Это обстоятельство заставляет думать, что на окисленность железа в породах влияет главным образом не само по себе содержание кремнекислоты, а некоторые процессы, иногда сопутствующие формированию пород кислого состава. К подобным процессам относятся накопление щелочей и летучих в поздних кислых и щелочных дифференциатах, что, в частности, имело место при формировании габбро-гранитовой и габбро-сиенитовой формаций Алтае-Саянской области. Такое объяснение находит подтверждение и в геолого-петрографических наблюдениях: среди образований поздней фазы внедрения габбро-гранитовой формации (уленьский интрузивный комплекс) широко распространены массивы пегматоидных гранитов, а также жильные тела аплитов и пегматитов.

К аналогичному эффекту может приводить частичное окисление закисного железа под влиянием наложенных постмагматических, в том числе и автотасоматических процессов. Эти процессы, однако, более характерны для гранитов иных формационных типов. Так, например, как показали детальные исследования Л. Л. Леоновой и Н. С. Классовой [1964], низкотемпературный гидротермальный метаморфизм, вызывающий покраснение щелочных гранитов Кызыл-Омгула в Северном Тянь-Шане, приводит к локальным перераспределениям железа с одновременным частичным его окислением. Другим примером может служить характерная автотасоматическая переработка лейкократовых и аляскитовых гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии (акчатауский, монастырский и бороундурский интрузивные комплексы).

В отношении трахириолитовой формации приемлемым кажется другое объяснение. Увеличение окисленности железа является следствием возрастания роли пирокластического материала среди более кислых продуктов вулканической деятельности. К подобному выводу ранее пришел А. Р. Ярмухамедов [1965], наблюдавший аналогичное явление в ранне-среднекарбонových вулканитах Кураминского хребта.

К числу факторов, регионально меняющих соотношение окисного и закисного железа в вулканогенных толщах, некоторые авторы [Комаров, 1962] склонны относить процессы скрытого (начального) метаморфизма, что, однако, не может пока считаться твердо доказанным.

Локальные вариации окисленности железа, ставшие предметом изучения преимущественно в последние годы, наблюдаются в виде определенной зональности гранитовых массивов и кислых субвулканических тел [Ляхович, 1965; Амшинский и др., 1968; Волюнец, 1970; Исмаилов и др., 1970], а также вулканических потоков, в частности базальтовых лав Исландии [Watkins a. o., 1966; Watkins, Haggerty, 1967; Харт и др., 1971].

Все перечисленные факторы приходится иметь в виду при анализе данных по вулcano-плутоническим формациям. Однако решающее значение для понимания наблюдаемых различий между глубинными и излившимися породами, с нашей точки зрения, имеет соотношение между окисленностью исходного магматического расплава и окислительно-восстановительными условиями среды, где происходит консолидация интрузий. В ходе длительного остывания плутонов они в той или иной мере приближаются к равновесию со средой. При этом в интрузировавшей массе возможно окисление, сохранение стабильности и частичное восстановление железа. Этот процесс сопровождается перераспределением щелочей и летучих, что, в частности, наблюдалось в субвулканических интрузиях щелочного состава в Южной Гренландии [Upton a. o., 1971]; наоборот, в быстро охлаждающихся эффузивах подобных явлений практически не наблюдается. Роль процессов поверхностного окисления в лавовых потоках сравнительно невелика. Они не захватывают всей массы потока, так что в целом вулканические породы достаточно близко отражают соотношение окисного и закисного железа в исходном расплаве [Watkins a. o., 1970; Харт и др., 1971].

Убедительным подтверждением меньшей равновесности и однородности эффузивов в указанном смысле служит большая дисперсия содержаний  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  [Груза, 1965] и степени окисленности железа в них, а также, по данным В. А. Кутолина [1969], более сильные отрицательные корреляционные связи между  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  по сравнению с их глубинными комагматами.

Таким образом, с помощью рассмотренной модели удастся объяснить реально наблюдаемые случаи, когда вулканические породы оказываются более, в равной мере и менее окисленными по сравнению с их плутоническими аналогами. На схеме (рис. 22), иллюстрирующей сказанное, верхний ряд отвечает возможным соотношениям окисленности расплава и вмещающей среды в момент вулcano-плутонической активности, нижний — после консолидации интрузий. Интенсивность штриховки пропорциональна окисленности породы. Буквами *a*, *б*, *в* определяется соответствие схемы конкретным примерам, изображенным на рис. 19.

Принимая во внимание тесную связь между содержанием в магматическом расплаве двух- и трехвалентного железа, с одной стороны, и щелочных металлов \* — с другой, можно полагать, что относительно низкую окисленность эффузивов мы будем чаще наблюдать

---

\* Следует иметь в виду неодинаковость влияния натрия и калия на окисленность расплава [Щербина, 1963].

в вулканоплутонических формациях начальных и ранних этапов развития подвижных зон, повышенную — в поздних и конечных. В соответствии с этим, петрохимический параметр  $Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO$  может с успехом использоваться для целей фацальной диагностики только при условии, что последняя проводится в рамках конкретных вулканоплутонических формаций вполне определенных типов.

Прямым следствием рассмотренной модели оказывается требующее проверки предположение о существовании различных типов

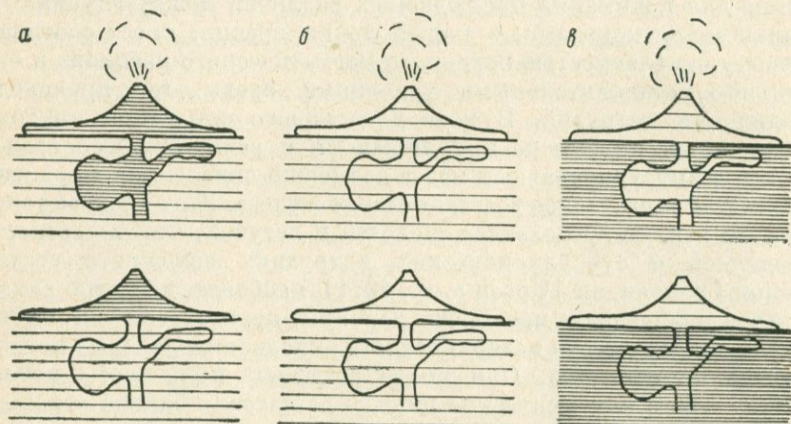


Рис. 22. Схема возникновения различий в окисленности железа в эффузивных и интрузивных породах вулканоплутонических формаций.

зональности субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел, что может оказывать влияние на локализацию оруденения, генетически связанного с вулканоплутоническими формациями.

#### ЭРОЗИОННЫЙ СРЕЗ МАССИВОВ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГАББРОИДОВ

Вертикальная зональность интрузивных массивов, проявляющаяся в условиях неодинакового эрозионного среза, относится к числу слабо изученных явлений. Между тем в некоторых случаях вносимый ею вклад в общее разнообразие химизма интрузий оказывается столь значительным, что существенно затрудняет формационную диагностику. В этом нетрудно убедиться, обратившись к петрохимии расслоенных базитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области. Эти массивы, довольно широко распространенные в области, объединяются в комплексы: булгинский и лысогогорский в Западном Саяне, кизирский и нижнедербинский в Восточном Саяне, патынский (когдахский) и усинский в Кузнецком Алатау.

Тяготеющие к узлам сопряжения крупных разломов разного направления дискордантные массивы имеют характерную воронко-

образную форму, которая дает в плане округлые очертания. Их размеры колеблются от первых единиц (Коксинский) до 100 км<sup>2</sup> (Булкинский). Массивы сложно дифференцированы: наряду с породами ультраосновного состава и преобладающими габброидами встречаются дериваты умеренно кислого и щелочного состава. В пределах хорошо изученных массивов установлена расслоенность разного характера, отражающая интенсивно проявленные процессы дифференциации базальтоидной магмы.

Для выяснения интересующего нас вопроса из нескольких десятков известных массивов были отобраны 16, наиболее полно изученных. Их перечень и местоположение даны на рис. 23. Многочисленные данные по химизму (в том числе 684 полных химических и частично квантометрических анализа) и петрографическому составу заимствованы из работ О. А. Богатикова, В. И. Богникова, И. М. Волохова, В. Н. Довгаля, В. М. Иванова, С. С. Ильенка, М. П. Кортусова, А. П. Лебедева, В. М. Немцовича, Д. М. Орлова и ряда других геологов. Хотя в работах перечисленных выше авторов можно найти детальную петрографическую и геохимическую характеристику отдельных массивов и комплексов в целом, тем не менее ряд весьма существенных вопросов генетического плана продолжает оставаться дискуссионным. Среди них и интересующий нас вопрос о роли глубины эрозивного среза интрузивов в объяснении разнообразия их состава.

Обратимся вначале к данным по распространенности петрографических разновидностей пород. Используем их для оценки сходства массивов по петрографическому составу, что облегчит в дальнейшем интерпретацию петрохимических материалов. С этой целью каждому массиву поставим в соответствие вектор, компонентами которого являются баллы (I — 5%, II — 5—10%, III — 10—20%, IV — 20%), отражающие относительную распространенность каждой из тринадцати выделенных разновидностей пород. Мерой близости таких векторов, как известно, может служить коэффициент корреляции. Матрица сходства, полученная в результате вычисления этих коэффициентов, дала возможность построить круговую диаграмму, отражающую интересующую нас относительную близость массивов (рис. 24).

Как видим, изучаемая совокупность интрузивных массивов распадается на две ассоциации. Одна из них — более компактная —



Рис. 23. Схема размещения габброидных массивов Алтае-Саянской области.

1 — Куль-Тайгинский; 2 — Патынский; 3 — Ког-Тахский; 4 — Булкинский; 5 — Осередонский; 6 — Кизирский; 7 — Большетаскельский; 8 — Узасский; 9 — Лысогорский; 10 — Шаманский; 11 — Нижнедербинский; 12 — Коксинский; 13 — Сыдыгский; 14 — Карьерный; 15 — Малоатайский; 16 — Среднетерсинский.

включает Патынский, Куль-Тайгинский и другие массивы, которые большинство геологов относит к габбро-сиенитовой (иногда габбро-

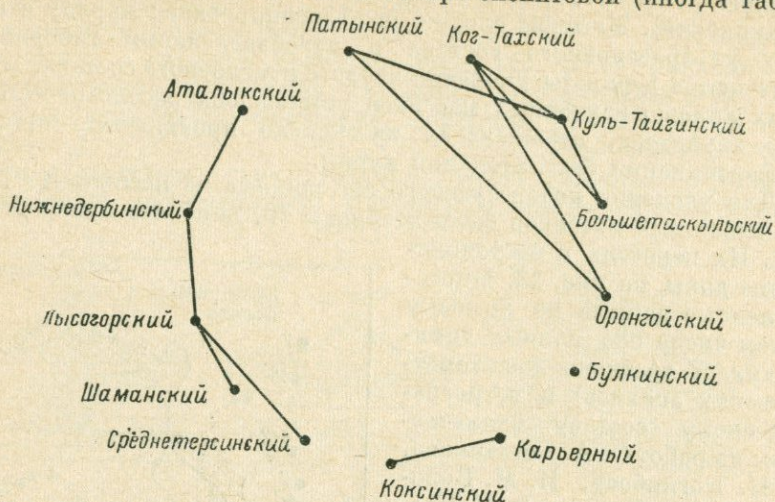


Рис. 24. Ассоциации габброидных массивов по относительной распространенности главных петрографических типов пород.

Линии — сильное сходство ( $r > 0,6$ ).

анортозитовой) формации. Вторая ассоциация — массивы Лысагорский, Шаманский, Нижнедербинский и другие — отвечает, согласно господствующим ныне представлениям, габбро-пироксенит-

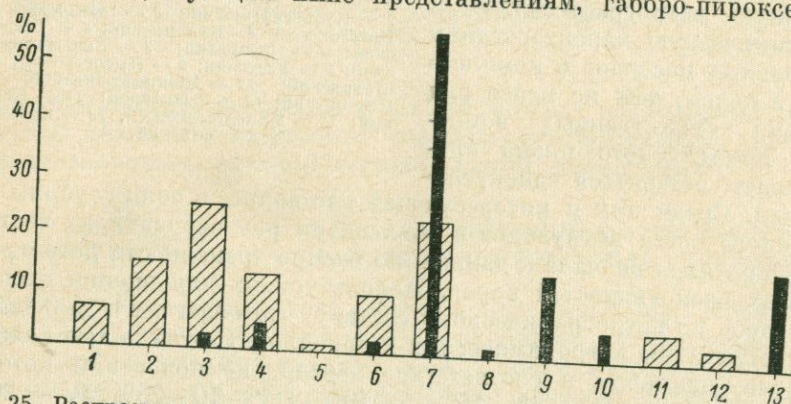


Рис. 25. Распространенность главных петрографических типов пород габбро-сиенитовой (заливка) и габбро-пироксенит-дунитовой (штриховка) формаций.

1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — оливиновые габбро; 5 — горнблендиты; 6 — габбро-нориты; 7 — габбро; 8 — троктолиты; 9 — анортозиты; 10 — рудные (титаномагнетитовые) габбро-диориты; 12 — кварцевые диориты; 13 — сиениты и нефелиновые сиениты.

дунитовой формации. Несколько обособленно располагаются Карьерный и Коксинский массивы, также обычно относимые к последней из названных формаций.

Выявленное соответствие кажется вполне естественным, поскольку при формационном анализе наряду с другими признаками важнейшую роль играют данные о распространенности в интрузивах главных петрографических разновидностей пород. Причем различия в распространенности, как наглядно показывает рис. 25, весьма значительны.

При попарном сравнении средних химических составов однотипных пород из разных массивов во многих случаях обнаруживаются существенные различия. Это делает небезынтесным рассмотрение всей совокупности изучаемых массивов с целью выявления степени

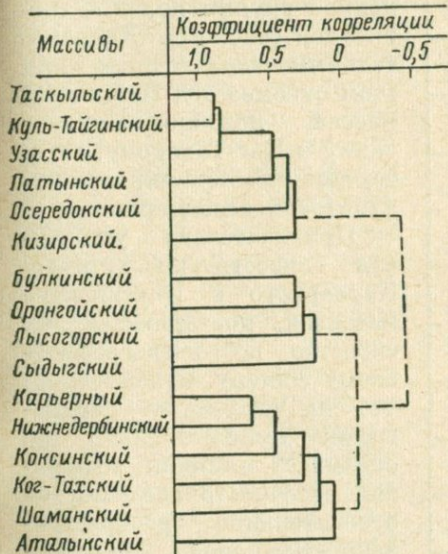


Рис. 26. Дендрограмма сходства массивов по химическому составу слагающих их пород.

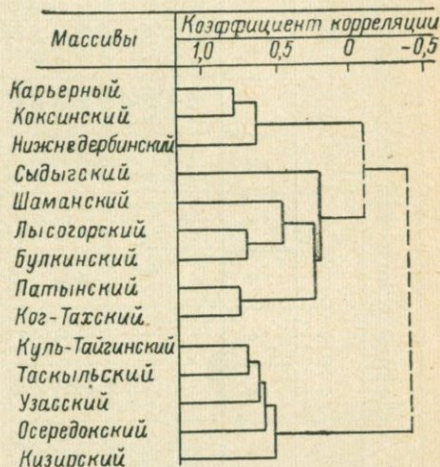


Рис. 27. Дендрограмма сходства массивов по химическому составу габбро.

сходства между ними по содержанию петрогенных элементов в главных петрографических разновидностях входящих в них пород. Как и в предыдущем случае, задача сводится к установлению сходства между векторами, компонентами которых являются нормированные оценки содержания каждого из 10 петрогенных окислов. Мерой сходства, по-прежнему, служит коэффициент корреляции.

Далее используется процедура группирующего (cluster) анализа в варианте, предложенном Дж. Парксом [Parks, 1966]. В результате этой процедуры осуществляется разбиение множества в выявлении определенных ассоциаций элементов множества (в данном случае интрузивных массивов), причем структура этих ассоциаций отражает иерархию сходства изучаемых объектов (рис. 26). Нетрудно убедиться в том, что группировка интрузивов оказалась близкой к той, что была получена ранее при учете петрографического состава массивов. Исключение составляют массивы Ког-Тажский, Булкинский и

Средний химический состав пород габбро-сиенитовой формации, %

Породы	Кол-во образцов	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
		-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ	-x	Σ
Перидотиты . . . . .	5	38,73	1,94	2,58	1,35	9,25	0,64	5,55	3,67	12,28	5,32	0,27	0,09	17,45	6,65	10,96	3,44	0,88	0,64	0,24	0,28
Пироксениты . . . . .	38	43,16	4,34	2,41	1,77	10,16	2,60	5,57	3,02	7,90	3,63	0,21	0,14	10,47	3,41	17,19	4,14	1,05	0,48	0,34	0,19
Оливиновые габбро . . . . .	26	44,62	3,74	1,62	1,16	16,54	3,22	4,74	3,29	7,65	2,28	0,17	0,08	7,94	2,07	12,27	2,00	1,92	0,61	0,47	0,51
Габбро . . . . .	14	47,21	2,57	1,33	0,80	18,12	3,37	3,66	2,24	6,42	2,38	0,17	0,12	6,46	2,53	11,49	2,89	2,50	0,99	0,74	0,58
Габбро-нориты . . . . .	13	46,47	3,00	1,09	1,05	19,51	3,22	3,96	1,83	6,79	1,70	0,13	0,04	6,88	1,74	11,66	1,84	2,41	0,85	0,32	0,18
Анортозиты . . . . .	6	48,97	2,03	1,22	1,60	21,56	3,02	2,30	1,04	5,05	1,78	0,10	0,04	4,28	1,02	10,49	2,67	3,44	0,55	0,96	0,90
Рудные габбро . . . . .	18	44,80	4,68	2,45	1,60	19,00	5,90	4,95	3,60	6,74	2,70	0,17	0,10	5,65	2,24	12,15	1,93	2,21	1,22	0,28	0,26
Габбро-диориты . . . . .	22	43,34	5,31	2,88	1,58	14,78	3,93	6,89	3,71	7,96	2,69	0,18	0,14	6,34	1,90	12,12	3,97	2,05	0,97	0,61	0,55
Диориты . . . . .	13	52,22	3,18	1,34	0,21	17,60	1,83	2,64	1,24	8,09	2,61	0,20	0,09	2,36	0,97	6,90	1,90	4,09	1,22	1,98	1,12
Кварцевые диориты . . . . .	41	52,30	3,99	1,52	0,50	17,22	2,17	3,94	2,38	5,92	2,37	0,16	0,05	3,91	1,19	7,12	2,66	3,39	0,81	2,10	1,00

Оронгойский, имеющие больше сходства с представителями габбро-пироксенит-дунитовой формации.

По существу, к однотипным результатам приводит разбиение с использованием того же алгоритма, но учитывающее химизм только одной, наиболее распространенной группы пород — габброидов (рис. 27). Дополнительным исключением при этом оказывается Патынский массив, подобно Булгинскому и Ког-Тухскому, тяготеющий к габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации.

Примечательна устойчивая близость по химизму Карьерного и Коксинского массивов, повторяющая их сходство по петрографическому составу. Существенно, что на структуру дендрограмм принципиально не оказывает влияния возможная неточность сведений об относительной распространенности пород. Таким образом, наблюдаемое единообразие разбиений по вполне независимым признакам свидетельствует о правомерности выделения двух упоминавшихся выше формаций.

Обобщенная характеристика формационных разновидностей пород основного и ультраосновного состава с учетом их относительной распространенности дана в табл. 17 и 18. Сравнительный анализ этих таблиц выявляет существенные различия в химизме петрографических аналогов разной формационной принадлежности. Породы габбро-сиени-

ТАБЛИЦА 18

## Средний химический состав пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, %

товой формации характеризуются повышенной железистостью, титанистостью, глиноземистостью и щелочностью. Причем различия в содержании соответствующих компонентов в ряде случаев достигают двукратного.

Столь же существенные различия в химизме обнаруживаются при сравнении цифр, характеризующих состав формаций в целом (табл. 19). Однако в этом случае различия обусловлены не столько спецификой петрографических аналогов, сколько их неодинаковой распространенностью. Данные табл. 19 можно рассматривать также как грубую оценку среднего химического состава исходного расплава. Если ориентироваться на глобальные обобщения У. К. Кеннеди [Kennedy, 1933] и в равной мере ряда других более поздних авторов, то габбро-сиенитовой формации соответствует типичная толеитовая магма, а габбро-пироксенит-дунитовой — магма оливин-базальтового типа.

Определенный интерес представляет сравнение средних химических составов массивов, вычисленных с учетом площадной распространенности слагающих их пород (табл. 20). Эти средние, очевидно, можно рассматривать как обобщенные характеристики эрозийных срезов массивов и с этой точки зрения установить степень соответствия их группировке по формационной

Породы	Количество образцов	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
		±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧	±	∧
Дуниты . . . . .	15	40,04	2,45	0,16	0,13	1,10	0,80	4,43	5,69	12,87	5,43	0,24	0,13	39,61	4,00	0,98	0,80	0,15	0,13	0,04	0,05
Перидотиты . . . . .	28	41,49	3,61	0,44	0,37	3,30	2,30	4,73	3,95	8,96	4,59	0,22	0,08	34,57	5,68	5,01	4,03	0,43	0,40	0,10	0,12
Верлиты . . . . .	26	44,09	2,51	0,35	0,34	3,03	1,88	3,13	1,59	8,68	3,63	0,21	0,07	28,03	4,34	8,55	3,65	0,36	0,30	0,04	0,06
Вебстериты . . . . .	13	48,62	3,23	0,41	0,18	3,65	1,33	2,02	1,57	7,91	1,03	0,19	0,07	23,43	4,21	11,35	3,82	0,36	0,19	0,10	0,10
Широксениты . . . . .	78	47,32	3,35	0,51	0,55	5,24	3,86	2,78	1,65	6,90	1,97	0,19	0,08	20,71	5,15	13,81	3,30	0,53	0,43	0,09	0,10
Оливиновые габбро . . . . .	13	45,06	3,54	0,58	0,38	45,09	3,31	3,25	1,91	6,89	1,65	0,17	0,04	11,24	2,75	13,20	3,84	1,28	0,93	0,22	0,20
Горнблендиты . . . . .	11	43,70	2,31	1,15	0,56	16,74	5,01	3,73	1,32	7,88	2,19	0,23	0,05	9,52	3,21	12,90	2,39	1,78	0,65	0,44	0,20
Габбро . . . . .	38	47,12	3,24	0,68	0,51	16,19	3,77	4,45	3,64	6,23	1,95	0,16	0,06	9,74	3,63	12,49	3,15	1,62	0,92	0,31	0,31
Габбро-нориты . . . . .	43	49,17	3,31	0,86	0,54	17,50	2,44	2,72	1,63	6,82	1,60	0,31	0,06	8,78	2,56	10,13	1,72	2,43	0,78	0,45	0,43
Габбро-диориты . . . . .	36	52,51	3,20	0,82	0,19	17,35	2,40	2,94	0,91	5,82	0,99	0,15	0,04	7,33	2,42	8,38	1,45	2,69	0,56	0,83	0,39
Диориты . . . . .	9	56,62	5,10	0,82	0,25	17,44	1,16	3,56	2,22	4,70	1,43	0,12	0,08	5,61	1,75	6,74	1,18	3,09	0,53	1,19	0,36

Средний химический состав габбро-сиенитовой  
и габбро-пироксенит-дуניתовой формаций, %

Формации	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Габбро-сиенитовая . . . . .	49,9	1,4	17,1	3,6	6,1	0,2	5,3	9,9	3,1	1,6
Габбро-пироксенит-дуניתовая	46,9	0,6	14,0	3,1	6,6	0,2	13,8	10,7	1,4	0,2

## Средние химические составы габброидных массивов, %

Окислы	Кизир-ский	Куль-Тай-гинский	Ког-Таш-ский	Больше-таскыль-ский	Оронгой-ский	Паттыл-ский	Осередок-ский	Узаскский	Булжин-ский
SiO <sub>2</sub>	55,42	55,38	56,22	45,50	49,44	44,98	43,96	47,16	45,96
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,18	0,97	1,23	1,57	2,44	2,12	1,49	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,40	15,38	15,84	17,80	18,16	14,82	13,74	16,98	20,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	3,19	3,81	3,70	2,88	6,21	4,96	3,66	3,16
FeO	5,33	5,78	4,25	9,13	3,75	6,41	7,64	6,04	6,61
MnO	0,15	0,19	0,12	0,26	0,11	0,17	0,14	0,37	0,13
MgO	3,10	3,03	2,93	5,87	3,89	6,69	9,20	6,13	7,63
CaO	5,68	6,59	6,56	10,64	9,42	14,59	13,89	13,95	11,57
Na <sub>2</sub> O	4,92	3,78	3,73	2,57	2,99	1,67	1,76	2,48	2,49
K <sub>2</sub> O	2,76	2,71	2,82	0,53	2,68	0,61	0,55	0,49	0,16

Окислы	Аталык-ский	Льсогор-ский	Сыдыг-ский	Шаман-ский	Коксин-ский	Карьер-ный	Нижнедер-бинский	Среднедер-синский
SiO <sub>2</sub>	42,35	47,95	51,78	48,06	46,11	44,95	47,38	45,41
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,79	0,71	0,65	0,53	0,42	0,65	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,10	13,46	15,60	11,23	15,76	14,29	9,41	4,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,53	3,10	3,91	3,20	2,55	2,53	1,95	2,36
FeO	6,02	7,45	5,06	8,14	6,59	6,03	6,89	4,84
MnO	0,20	0,16	0,12	0,32	0,07	0,14	0,16	0,11
MgO	8,22	13,87	9,96	16,18	11,70	15,49	17,22	26,05
CaO	14,46	6,35	9,07	8,85	13,75	11,73	11,31	10,82
Na <sub>2</sub> O	0,55	2,25	2,26	1,67	0,96	0,96	1,09	8,37
K <sub>2</sub> O	0,03	0,50	0,32	0,49	0,12	0,17	0,16	0,06

принадлежности. В качестве меры сходства в данном случае представлялось оправданным использовать евклидово расстояние

$$a_{ik} = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_j^i - x_j^k)^2},$$

где  $x_j^i$  и  $x_j^k$  —  $j$ -я компонента вектора среднего химического состава;  $i$  и  $k$  массивов соответственно;  $p$  — мерность вектора (в данном случае  $p = 10$ ).

По всей совокупности вычисленных таким образом расстояний находилось среднее, а также среднее для каждого из рассматриваемых массивов. Далее вычислялись разности между этими средними, которые, очевидно, можно интерпретировать как оценки сходства и степени своеобразия массивов.

Результаты описанной процедуры изображены на рис. 28. Как и следовало ожидать, более сходными между собой оказались массивы одинаковой формационной принадлежности. В целом габбро-сиенитовая формация выглядит более однородно: между входящими в нее массивами преобладают сравнительно небольшие евклидовы расстояния; наоборот, среди массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации встречаются представители с весьма специфическим химическим составом: массивы Сыдыгский, Нижнедербинский и особенно Среднетерсинский.

Отметим еще «аномальное» положение Коксинского массива, имеющего наибольшее сходство не с представителями габбро-пироксенит-дунитовой формации, а с Патынским и Булкинским массивами.

Итак, по совокупности петрографических и петрохимических данных расслоенные интрузии группируются в две ассоциации, что отвечает господствующим представлениям о наличии в Алтае-Саянской

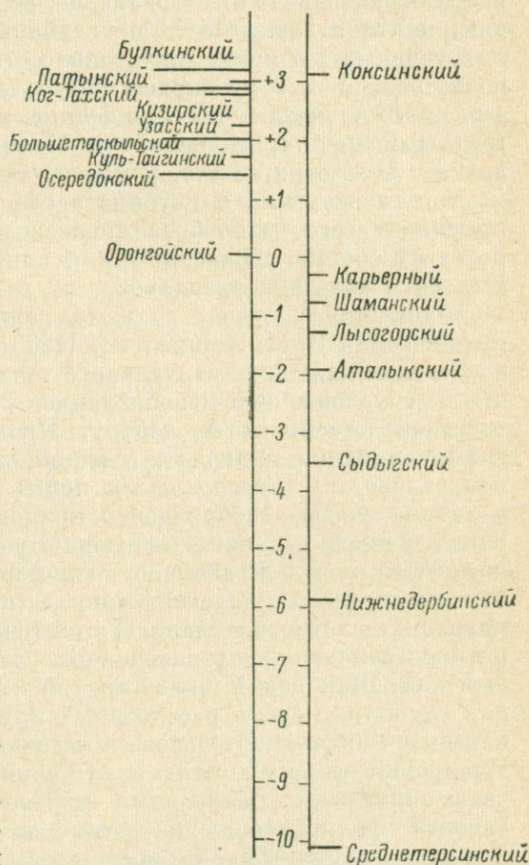


Рис. 28. Средние расстояния между химическими составами массивов в целом.

области двух формационных типов габброидных интрузий — габбро-сиенитового и габбро-пироксенит-дунитового. Детальными петрологическими исследованиями, проводившимися на объектах той и другой формации, давно уже установлены существенные изменения петрографического состава массивов по разрезу слоистых серий, которые отражают результаты достаточно интенсивных процессов внутрикамерной дифференциации магматического материала. Естественно, что интенсивность дифференцированности отдельных интрузивов зависит от их размеров, возрастая с увеличением последних, и что в зависимости от глубины эрозии наблюдаемые срезы интрузивных тел могут значительно отличаться по составу. Прямым подтверждением тому служат результаты сравнительного петрографического изучения пар сближенных массивов: Большого и Малого Куль-Тайгинских, Большого и Малого Аталыкских и некоторых других. Несмотря на это, у многих петрологов остаются сомнения: можно ли различия в глубине эрозионного среза считать главной причиной всего разнообразия расслоенных массивов? Или особенности их состава отражают также влияние различных типов исходных магматических расплавов.

Концепция ведущей роли эрозионного среза, последовательно отстаиваемая В. М. Немцовичем [1968], предполагает формирование в пределах каждого интрузивного тела исходно однотипной зональности, обусловленной консолидацией расплава от периферии магматической камеры к ее центру. Проявление кристаллизационной дифференциации приводит, с одной стороны, к преимущественной концентрации ультраосновных пород в глубинной зоне плутонов, а лейкократовых габброидов в приповерхностной и, с другой стороны, к прогрессивному окислению расплава по мере кристаллизации, т. е. в грубой схеме от периферии к центру, где возникают породы среднего, кислого, а иногда (при карбонатной ассимиляции магмы) и щелочного состава. С этой точки зрения массивы с широким распространением ультраосновных пород (Нижнедербинский, Аталыкский, Шаманский, Лысогорский и др.) могут рассматриваться как глубинные срезы расслоенных плутонов, а существенно габброидные и габбро-анортозитовые массивы (Булкинский, Патынский, Кизирский и др.) — как срезы, обнажающие кровлю и среднюю часть интрузива. Карьерный и Коксинский массивы, обособляющиеся на круговой диаграмме, вероятно, представляют собой наиболее глубинные эрозионные срезы расслоенных плутонов, большую часть которых составляют слабо дифференцированные габброиды краевой зоны.

С таким объяснением хорошо согласуется намечающаяся зависимость петрографического состава массивов от размеров их выходов на дневную поверхность. Существенно габброидные массивы, как правило, крупнее габбро-пироксенит-дунитовых, их площадь, отвечающая верхним срезам вертикальных воронкообразных тел, достигает 100 км<sup>2</sup>, тогда как площадь массивов с широким распространением ультраосновных пород не превышает первых десятков квадратных километров.

Концепция эрозионных срезов позволяет объяснить и ряд особенностей химического состава массивов в целом и отдельных разновидностей слагающих их пород. В соответствии с изложенной выше моделью кристаллизации массива мы вправе ожидать относительно большего сходства химизма высокотемпературных габброидов, возникающих приблизительно одновременно в приповерхностных и в наиболее глубинных зонах магматических камер. От них, естественно, должны отличаться повышенной железистостью и титанистостью относительно низкотемпературные более поздние габброиды срединных зон массивов. Не менее разительны различия двух генераций пироксенитов — ранних эндоконтактных и остаточных, обогащенных титаном, аналогичных тем, что выделяются в расслоенных интрузиях других регионов, например Печенги [Жангуров, 1971]. Таким путем можно объяснить определенное несоответствие между ассоциациями массивов по петрографическому и петрохимическому составу.

Это несоответствие, как уже отмечалось, заключается в особом положении некоторых представителей габбро-сиенитовой формации — массивов Булкинского, Оронгойского, Ког-Тахского и отчасти Патынского, имеющих определенное сходство с типичными представителями габбро-пироксенит-дунитовой формации. В данном случае габброиды Булкинского и ему подобных слабо эродированных массивов по содержанию петрогенных элементов близки к породам Оронгойского, Шаманского и Нижнедербинского плутонов, вскрытых эрозией на значительную глубину. Иначе говоря, мы фиксируем сходство наиболее ранних дифференциатов, занимающих крайнюю верхнюю и нижнюю зоны в интрузивной камере.

Таким образом, концепция ведущей роли эрозионных срезов позволяет создать в первом приближении непротиворечивую модель ассоциаций габброидных массивов и объяснить ряд эмпирических закономерностей, касающихся специфики их петрографического и химического состава. Габбро-сиенитовая формация в таком случае оказывается объединяющей слабо и умеренно эродированные массивы, габбро-пироксенит-дунитовая — уцелевшие при глубокой эрозии придонные части массивов.

В рамках изложенной модели, однако, для объяснения существенных различий в щелочности петрографических аналогов разной формационной принадлежности (см. табл. 17, 18, рис. 29), а также частой пространственной ассоциации габброидов с породами щелочного ряда приходится допускать проявление в значительных масштабах процессов ассимиляции базальтовой магмой вмещающих пород карбонатного состава, что далеко не всегда оказывается легко доказуемым. В отношении пород щелочного ряда в принципе допустима альтернатива — считать их вообще не связанными генетически с габброидами. Определенным свидетельством в пользу такого допущения служат имеющиеся у авторов данные о том, что химические составы щелочных и нефелиновых сиенитов, связанных с габброидами и гранитоидами, практически конвергентны.

Существенно иная интерпретация эмпирических наблюдений может быть дана на основе концепции разнотипных расплавов. Последняя,

несомненно, более популярная среди алтае-саянских геологов [Волохов и др., 1964], находит сторонников также среди авторов монографии. Согласно этой концепции, разнообразие петрографического и химического состава расслоенных интрузий обусловлено в основном двумя типами исходных расплавов, отличавшихся общей железистостью, титанистостью и отчасти щелочностью. Эти различия явились предопределяющими для направления дифференциации в магматической камере. При этом в расплавах, обогащенных магнием

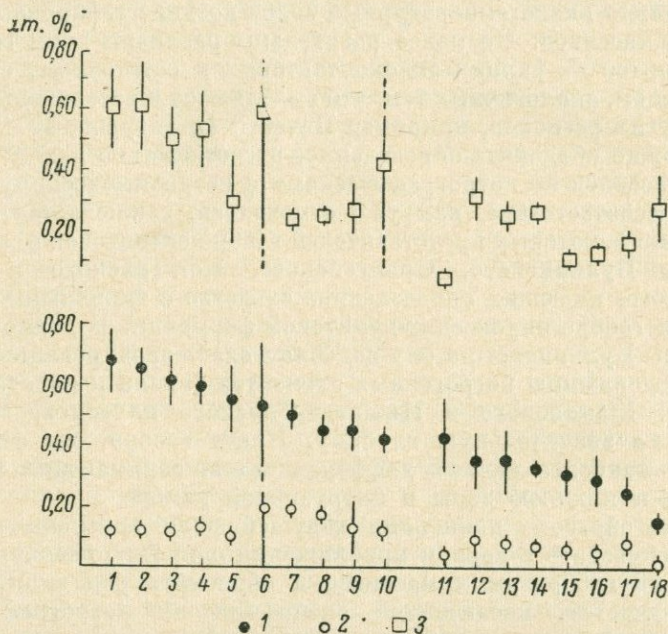


Рис. 29. Вариации железистости, титанистости и щелочности пород габброидных массивов (ат. %).

1 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ ; 2 —  $\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; 3 —  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ .  
 Линиями показаны 95%-ные доверительные интервалы.

в феррической группе и щелочами и кремнием в силикатной, первым начинает кристаллизоваться оливин. В условиях гравитационного фракционирования твердой фазы это ведет к обогащению этим минералом придонной части камеры. Эволюция расплава идет в сторону относительного обогащения его железом, а также кремнием. В разрезе стратифицированных серий в этом случае должна наблюдаться снизу вверх смена оливинитов перидотитов, троктолитами, норитами и габбро и, наконец, диоритами и еще более кислыми породами вплоть до гранофиров.

Совсем иначе происходит кристаллизация базальтовых расплавов, обогащенных железом и титаном. Повышенная концентрация этих элементов в расплаве сдвигает точку эвтектики силикатных и феррических минералов в сторону последних. В результате первым из

расплава начинает кристаллизоваться плагиоклаз. Остаточный расплав, оказываясь более тяжелым по сравнению с исходным, при кристаллизации в придонной части камеры образует застойные зоны, однако при кристаллизации у кровли и стенок камеры он будет частично или полностью погружаться и, перемешиваясь с исходным расплавом, обогащать его феррическими компонентами. В конечном итоге это приводит к преимущественной концентрации дунитов, перидотитов и пироксенитов в центральных частях интрузивных тел.

Ранняя кристаллизация плагиоклаза влечет за собой и другое важное следствие. Обоеднение остаточного расплава кремнекислотой

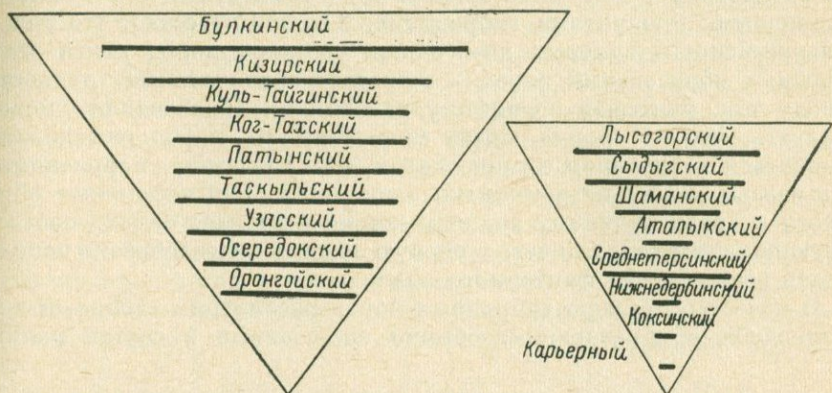


Рис. 30. Схема разжиривания расслоенных габброидных массивов по глубине эрозионного среза.

Линии — относительные поперечные размеры выходов интрузивных тел.

может закончиться формированием достаточно щелочного остатка, из которого образуются щелочноземельные, а иногда и щелочные сиениты.

Таким образом, концепция разнотипных расплавов привносит иной генетический смысл в принятое формационное деление расслоенных интрузий. Габбро-сиенитовые массивы в этом случае, в отличие от габбро-пироксенит-дунитовых, могут рассматриваться как производные относительно более железистой, титанистой и щелочной магмы. С этих позиций получают простое объяснение наблюдаемые резкие различия в щелочности габброидов (см. табл. 15, 17, рис. 29). С другой стороны, установленная группировка массивов по сходству химического состава не укладывается, строго говоря, в простую схему двух непересекающихся ассоциаций, но находит, однако, объяснение при учете степени эродированности интрузий.

Таким образом, имеется возможность наблюдаемое разнообразие расслоенных габброидных интрузий Алтае-Саянской области рассматривать как результат совокупного влияния двух главнейших факторов — типа исходного расплава и глубины эрозионного среза массива. На приводимой схеме (рис. 30) представлен вариант генетической интерпретации эмпирических данных в соответствии

с указанной двухфакторной моделью. Понятно, что при определенных соотношениях этих факторов может проявиться конвергенция петрографических и петрохимических признаков, что, однако, сохраняет целесообразность принятого объединения интрузий в два упоминавшихся выше фациальных типа.

### ПРОЯВЛЕНИЯ ГИБРИДИЗМА

Наряду с гибридными породами в узком смысле этого термина, т. е. породами аномального, неравновесного состава, возникшими в результате неполной ассимиляции магмой инородного материала, мы рассмотрим здесь импактиты, в некоторых отношениях сходные с типичными продуктами гибридизма. Хорошо известно, что в силу конвергентности валовых химических составов пород диагностика подобных образований нередко встречает значительные трудности. Между тем, учитывая специфику условий их образования, можно полагать, что от «нормальных» магматических пород они должны отличаться характером химических и, как следствие, корреляционных связей между петрогенными элементами. Это заставляет обратиться к сравнительному анализу корреляционных матриц соответствующих составов, для чего в первую очередь целесообразно использовать возможности факторного анализа.

В качестве примера гибридных пород рассмотрим габбро- и диоритоподобные образования, обычно включаемые в состав ранних

ТАБЛИЦА 21

Средние химические составы пород габбро-плагиогранитовой формации Восточного Саяна

Оксиды	Типы пород									
	Габбро и габброподобные гибридные породы (33)		Диориты (61)		Кварцевые диориты (38)		Гранодиориты (43)		Плагиограниты (24)	
	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
SiO <sub>2</sub>	47,76	3,46	53,48	4,16	59,19	3,72	65,51	5,31	72,78	4,40
TiO <sub>2</sub>	1,17	0,63	1,07	0,45	0,85	0,43	0,56	0,40	0,29	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,63	2,30	17,41	1,78	16,50	1,63	15,34	1,52	14,11	1,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,61	2,42	2,97	1,21	2,36	1,16	1,61	1,29	0,73	0,51
FeO	7,47	1,51	6,08	1,69	5,42	1,48	4,18	1,42	2,32	0,75
MnO	0,17	0,06	0,15	0,07	0,14	0,08	0,11	0,07	0,06	0,04
MgO	7,98	3,22	4,42	1,91	2,99	1,34	1,89	1,34	0,74	0,43
CaO	10,59	1,36	7,75	2,24	6,16	1,56	4,02	1,84	2,19	1,50
Na <sub>2</sub> O	2,29	0,83	3,42	0,91	3,49	0,77	3,70	1,03	4,44	0,67
K <sub>2</sub> O	0,57	0,30	1,33	0,70	1,45	0,95	1,71	0,98	1,46	1,06

Примечание. В скобках указано количество использованных анализов.

фаз внедрения габбро-плаггиогранитовых комплексов. По данным Э. Ф. Дорофеевой [1965], Г. С. Федосеева [1969] и других геологов, указанные породы несут отчетливые петрографические признаки типичных гибридных образований. По происхождению среди них выделяются продукты неполной ассимиляции гранитоидной магмой вмещающих диабазов и реликты альпинотипных гипербазитов кембрийского возраста.

Средние химические составы пород габбро-плаггиогранитовой формации Восточного Саяна (ольховский интрузивный комплекс) даны в табл. 21. Судя по петрографическим описаниям, гибридные образования преобладают среди габброидов и иногда приближаются по составу к диориту. Кварцевый диорит и более кислые разновидности по происхождению являются «нормальными» интрузивными породами, несущими признаки слабо проявленного постмагматического щелочного метасоматоза. В табл. 22 представлены результаты факторного анализа (*R*-метод) этой серии пород. В скобках приведены веса факторов (в %). Эти цифры показывают, что во всех типах пород три-четыре некоррелированных фактора определяют приблизительно 75% общей изменчивости химизма. При этом наиболее кислые разновидности пород характеризуются большей дифференцированностью весов факторов: соотношение весов I и III факторов достигает пяти-семикратного, в то время как для пород умеренно кислого, среднего и основного состава оно приблизительно двукратное.

Это обстоятельство, вероятно, отражает формирование кислых пород преимущественно в русле единого процесса магматической дифференциации, в то время как габброиды и диориты наследуют влияние ряда процессов, порождавших не до конца ассимилированный материал вмещающих толщ. Анализ факторных нагрузок позволяет конкретизировать эту интерпретацию. Обращая внимание главным образом на большие по абсолютной величине значения факторных нагрузок (в таблице они показаны полужирным шрифтом), нетрудно заметить определенную смену факторов при переходе от габброидов к плаггиогранитам. В первые три фактора гибридных пород с большими нагрузками входят почти все окислы, причем сочетание знаков факторных нагрузок таково, что содержательная интерпретация факторов оказывается крайне затруднительной, что, в конечном счете, и заставляет видеть в них результат суперпозиции разнотипных влияний, т. е. проявление гибридизма. Для диоритов роль такого рода факторов заметно скромнее, а для более кислых пород они вообще не характерны. По мере перехода к кислым породам, лишенным признаков гибридизма, неуклонно возрастает вес фактора, с которым положительно коррелировано содержание  $\text{SiO}_2$  и отрицательно — почти всех остальных окислов, т. е. фактора, отражающего главную тенденцию магматической дифференциации, — естественный петрохимический тренд.

Аналогичные соотношения устанавливаются в породах этой формации и за пределами Восточного Саяна, что позволяет построить обобщенную факторную диаграмму формационного типа. На рис. 31

## Факторный анализ габбро-плаггиогранитовой формации Восточного Саяна

Оксиды	Факторы по типам пород																	
	Габбро и габброподобные гибридные породы				Диориты				Кварцевые диориты				Гранодиориты			Плаггиограниты		
	I (32)	II (23)	III (19)	IV (11)	I (31)	II (17)	III (15)	IV (11)	I (33)	II (22)	III (13)	IV (11)	I (52)	II (12)	III (10)	I (55)	II (22)	III (7)
SiO <sub>2</sub>	+0.2	+0.9	+0.2	-0.0	+0.9	+0.0	-0.4	-0.1	+0.9	+0.4	-0.2	-0.1	+0.9	-0.2	-0.2	+0.9	-0.0	+0.3
TiO <sub>2</sub>	-0.7	-0.3	-0.6	-0.1	-0.2	-0.7	+0.4	+0.1	-0.6	-0.2	+0.3	+0.1	-0.7	-0.3	+0.6	-0.9	-0.0	+0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.7	-0.0	+0.6	-0.2	+0.1	+0.4	+0.7	-0.0	-0.1	-0.8	-0.0	+0.4	-0.3	+0.9	+0.1	-0.9	-0.1	-0.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.6	-0.6	-0.2	-0.1	-0.4	-0.2	+0.6	-0.3	-0.4	+0.01	+0.7	-0.4	-0.8	-0.2	+0.2	-0.8	+0.0	+0.1
FeO	+0.5	-0.2	-0.6	-0.4	-0.6	-0.5	-0.2	-0.2	-0.6	+0.5	+0.3	-0.2	-0.8	-0.3	-0.1	-0.7	+0.4	+0.0
MnO	-0.5	-0.3	+0.5	+0.4	-0.5	-0.3	-0.4	-0.6	-0.2	+0.8	+0.1	+0.2	-0.6	-0.1	+0.2	-0.2	+0.8	+0.3
MgO	+0.8	-0.3	+0.0	+0.4	-0.7	+0.1	-0.2	+0.5	-0.8	-0.2	-0.4	-0.2	-0.8	+0.1	+0.0	-0.9	-0.3	+0.1
CaO	+0.2	-0.7	+0.6	-0.0	-0.6	+0.6	+0.2	-0.1	-0.8	-0.0	-0.4	+0.3	-0.9	+0.1	-0.3	-0.9	-0.0	-0.0
Na <sub>2</sub> O	+0.7	-0.6	+0.0	+0.0	+0.7	-0.2	+0.2	-0.4	+0.6	-0.1	+0.4	+0.6	+0.5	+0.2	+0.7	-0.1	+0.8	+0.2
K <sub>2</sub> O	-0.3	+0.1	-0.5	+0.7	+0.03	-0.5	+0.2	+0.6	+0.3	-0.6	+0.3	-0.6	+0.5	-0.1	+0.3	-0.4	-0.7	+0.6

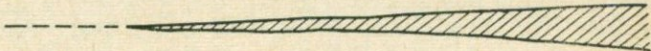
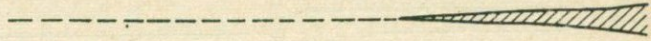
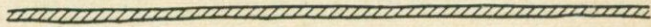

Фактор		Вес фактора
Название	Компоненты	
Главная тенденция магматической дифференциации („нормальный“ петрозимический тренд)	$+SiO_2, -TiO_2, -Al_2O_3, -Fe_2O_3, -FeO, -Mg, -CaO$	
Щелочной метасоматоз?	$+Na_2O, (+MnO), -K_2O$	
Кристаллохимическая индивидуальность калия	$+K_2O$	
Гибридизм	Компоненты фактора неустойчивы	
Типы пород		Габбро-диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-плагиогранит

Рис. 31. Обобщенная факторная диаграмма габбро-плагиогранитовой формации.

Иерархия связей (по Ю. К. Буркову) между окислами петрогенных элементов в породах габбро-плагиогранитовой формации Восточного Саяна

Породы	Иерархия связей
Габбро и габброподобные гибридные породы	$\underbrace{\text{MgO, MnO, FeO}}_{\text{CaO SiO}_2} \quad \underbrace{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2}_{\text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O, Na}_2\text{O}}$
Диориты	$\underbrace{\text{MgO, FeO, MnO}}_{\text{CaO, Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2} \quad \underbrace{\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O, K}_2\text{O}}_{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Кварцевые диориты	$\underbrace{\text{MgO, CaO, TiO}_2}_{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO MnO}} \quad \underbrace{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{K}_2\text{O}}_{\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}_3}$
Гранодиориты	$\underbrace{\text{MgO, CaO, Fe}_2\text{O}_3}_{\text{MnO, FeO TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3} \quad \underbrace{\text{K}_2\text{O, SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}}$
Плагиограниты	$\underbrace{\text{MgO, CaO, Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3}_{\text{FeO MnO}} \quad \underbrace{\text{Na}_2\text{O}}_{\text{SiO}_2, \text{K}_2\text{O}}$

в схематизированном виде показан характер такого рода обобщения. На диаграмме генерализированы результаты факторного анализа, выполненного на ряде объектов Алтае-Саянской складчатой области и Северного Казахстана. При этом показаны только наиболее типичные, устойчиво повторяющиеся факторы. Среди них помимо уже упоминавшихся факторов — «главной тенденции» и «гибридизма» — фактор, включающий с большими нагрузками противоположного знака содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Сугубо условно этот фактор можно связывать с позднемагматическими или постмагматическими метасоматическими преобразованиями, затрагивающими преимущественно наиболее поздние кислые дериваты. Характерна при этом такая деталь. Одинаковую по знаку с Na корреляцию с фактором практически всегда имеет Mn, что объясняется его способностью изоморфно замещать натрий, но отнюдь не калий [Щербина, 1963].

Наконец, еще один фактор, приблизительно в равной мере характерный для всех типов пород, —  $\text{K}_2\text{O}$ . Он отражает автономную петрогенетическую роль калия, что, вообще говоря, и не удивительно, если иметь в виду совокупность существенных различий в кристаллохимических свойствах Na и K, на которую специально обращал внимание В. В. Щербина [1963].

С результатами факторного анализа хорошо согласуются наблюдения над последовательным изменением иерархии корреляционных связей между петрогенными элементами при переходе от гибридных габброидов к «нормальным» магматическим породам кислого состава. Особенно наглядно это можно проследить с помощью алгоритма «многократной корреляции» Ю. К. Буркова. Табл. 23, где помещены соответствующие диаграммы, показывает, как «протоестественная» ассоциация двухвалентных элементов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  и др.) с  $\text{SiO}_2$  сменяется в габброидах типичным для негибридных магматических пород антагонизмом этих элементов. С полученными результатами перекликаются выводы, к которым пришел А. С. Аврашов [1971], изучавший с помощью факторного анализа явления базификации и гранитообразования.

Диагностика природных стекол ударно-метеоритного происхождения — импактитов, часто петрографически и по химическому составу неотличимых от вулканических стекол, относится к числу особенно сложных задач. Между тем количество объектов такого рода резко возросло в связи с началом изучения вещественного состава Луны и других планет солнечной системы.

В распоряжении авторов имелось 88 химических анализов импактитов из метеоритных кратеров: Рисского [Engelhardt, 1967], Попигайского [Масайтис и др., 1971] и Болтышского \* [Никольский, 1969]. Средние химические составы их приведены в табл. 24. Иерархию корреляционных связей между компонентами, определенную

---

\* Точка зрения, согласно которой Болтышский кратер имеет метеоритное происхождение, не является общепризнанной и, в частности, не разделяется А. П. Никольским [1969].

## Средние химические составы импактитов, %

Окислы	Название кратеров и пород							
	Рис (13)		Попигай, зювиты (17)		Попигай, таганиты (23)		Болтыш (35)	
	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
SiO <sub>2</sub>	64,33	1,15	62,73	3,84	63,10	1,20	67,35	3,84
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,06	0,81	0,23	0,73	0,20	0,50	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,61	0,85	13,51	1,25	14,70	0,52	15,11	1,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,41	2,36	1,62	1,99	1,06	1,71	0,82
FeO	3,55	0,52	4,83	2,71	5,12	1,60	1,99	1,29
MnO	0,23	0,13	0,07	0,04	0,08	0,03	0,13	0,08
MgO	2,53	0,35	3,29	0,66	3,80	0,50	1,17	0,53
CaO	3,76	0,42	4,06	1,69	3,41	0,97	2,47	0,78
Na <sub>2</sub> O	3,48	0,68	1,72	0,33	2,03	0,45	3,06	0,42
K <sub>2</sub> O	3,30	0,64	2,52	0,35	2,68	0,29	3,99	1,16

Примечание. В скобках указано количество использованных анализов.

ТАБЛИЦА 25

## Иерархия связей (по Ю. К. Буркову) между окислами петрогенных элементов в импактитах

Кратер	Иерархия связей
Рис	$\underbrace{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{CaO}} \quad \text{MnO}, \text{SiO}_2 \quad \text{TiO}_2\text{K}_2\text{O} \quad \underbrace{\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}, \text{FeO}}$
Попигай (зювиты)	$\underbrace{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{SiO}_2} \quad \text{CaO} \quad \text{K}_2\text{O} \quad \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O} \quad \underbrace{\text{MnO}, \text{FeO}, \text{TiO}_2}$
Попигай (таганиты)	$\underbrace{\text{MgO}, \text{CaO}} \quad \underbrace{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2} \quad \text{K}_2\text{O} \quad \text{Na}_2\text{O} \quad \underbrace{\text{Al}_2\text{O}_3, \text{MnO}, \text{TiO}_2, \text{FeO}}$
Болтыш	$\underbrace{\text{MgO}, \text{CaO}, \text{Fe}_2\text{O}_3} \quad \text{Al}_2\text{O}_3 \quad \text{FeO} \quad \underbrace{\text{TiO}_2, \text{MnO}, \text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}}$

по алгоритму Ю. К. Буркова, иллюстрирует табл. 25. Обращает на себя внимание слабая положительная связь кремнекислоты с магнием в импактитах Рисского и Попигайского кратеров, в то время как для Болтышского устанавливается сильная отрицательная связь, т. е. такая, какая характерна для пород вулканического происхождения. Этот факт получает объяснение в предположении,

что ударно-метеоритное плавление горных пород не сопровождается существенной перестройкой связей между компонентами состава и что импактиты наследуют связи исходного субстрата. Тогда «аномальная» связь кремнекислоты с магнием, очевидно, отражает плавление преимущественно осадочных и метаморфических пород, что и предпологается исследователями Риса и Попигаая. На Болтыше метеоритному воздействию подверглись главным образом интрузивные породы гранитоидного состава, для которых типична сильная обратная корреляционная связь кремнекислоты и магния.

Подобно региональным петрохимическим особенностям формаций, зависимость химизма пород от возраста постоянно привлекает внимание геологов и тем не менее продолжает оставаться слабо изученной областью. Это связано с тем, что возрастные вариации химизма пород крайне редко оказывались предметом специальных исследований. Большая часть сведений в этом плане получена попутно либо в итоге детального петрологического изучения единичных магматических комплексов и обособленных магматических тел, либо в связи с достаточно общими тектоно-магматическими построениями.

Насколько позволяют судить несистематизированные сведения, рассеянные по многочисленным литературным источникам, диапазон количественного и качественного разнообразия в проявлениях довольно значителен. Наряду с некоторыми общими тенденциями наблюдаются закономерности, присущие лишь объектам определенного таксономического уровня. В связи с этим в весьма сложном и многоуровневом процессе эволюции химизма пород целесообразно различать явления разного масштаба\*.

**Эволюция в пределах единичных магматических тел и формаций.** В общих чертах хорошо известна. Имеется немало примеров детальных исследований, не ограничивающихся чисто феноменологическим аспектом рассмотрения. Сюда относится изучение фаз внедрения в гранитоидных массивах, антидромной и гомодромной последовательности вулканических излияний и т. п. Тем не менее авторам не известны обобщающие работы в этом плане, выполненные на строго количественной основе.

**Эволюция, проявляющаяся в последовательной смене формационных типов в пределах единого региона (тектоно-магматического**

---

\* Мы сознательно не касаемся тех аспектов рассмотрения эволюции, которые игнорируют формационную основу. К ним относятся, в частности, глобальные закономерности, намеченные Б. Шубертом [Choubert, 1966].

цикла). Для основных типов структурных зон — геосинклиналей и платформ — работами Г. Штилле, М. М. Тетяева, Ю. А. Библина установлены некоторые общие закономерности. В последние годы получены новые интересные данные, в том числе и такие, которые весьма существенно дополняют господствующие ныне представления. Можно сослаться на работы В. Л. Масайтиса [1970], В. В. Жданова [1969] и А. А. Кухаренко [1971].

Петрохимические различия между формационными типами в тектоно-магматическом цикле отражают эволюцию химизма исходных расплавов, а также условий и характера их дифференциации. Постмагматический метаморфизм пород, степень эродированности магматических тел и другие факторы имеют в этом отношении меньшее значение. По этой причине оказывается возможным выявление определенных петрохимических индикаторов, отражающих направленные изменения химизма исходных расплавов. Одним из таких индикаторов является отношение  $Mn/Fe$ , закономерно возрастающее от древних к более молодым вулканогенным сериям тектоно-магматического цикла, а также в ряду хондриты — мантийные магмы — коровые магмы.

Из-за недостаточной формализованности и потому неопределенности существующих схем типизации структурно-тектонических зон, тектоно-магматических циклов и формаций многие важные вопросы эволюции магматизма в этом аспекте остаются нерешенными. Среди них, в частности, и вопрос о повторяемости формационных типов в разновозрастных структурных зонах (каледонидах, варисцидах и др.).

**Эволюция химизма формационного типа в пределах одного региона.** Слабо изученное явление, хотя в литературе можно найти немало указаний в этом плане. В большинстве своем эти указания противоречивы, что в значительной мере объясняется неоднозначным пониманием объема формационного типа, а также относительной редкостью регионов с отчетливой повторяемостью интересующих нас событий. Исключительно благодатным объектом в этом смысле является магматизм Урала, в связи с чем особый интерес представляют петрохимические обобщения Д. С. Штейнберга, В. М. Сергиевского, Н. А. Румянцевой и ряда других геологов.

**Эволюция химизма формационного типа в разновозрастных структурно-тектонических зонах.** Это — наиболее общий случай, наиболее трудный для изучения (требуется учет региональных влияний) и едва ли не наиболее слабо изученный. На нем в дальнейшем авторы и сосредоточат основное внимание. При этом мы ограничимся рассмотрением формационных типов подвижных зон и совсем не будем касаться магматизма платформ. Последнее оправдывается тем, что существовавший до последнего времени пробел в этом отношении в значительной мере ликвидирован работой В. Л. Масайтиса [1970].

Разнообразие и разномасштабность петрохимической эволюции магматических формаций во многих отношениях напоминает общую картину филогенеза месторождений полезных ископаемых, описанную Д. В. Рундквистом [1968]. Это сходство не представляется

случайным, оно отражает единые тенденции дифференциации вещества земной коры. По этой причине программа будущих исследований месторождений, намеченная в упомянутой работе, во многих своих пунктах совпадает с кругом вопросов, подлежащих решению в области магматической геологии. Особый интерес представляет перспектива сопряжения этих исследований, ведущая к построению общей картины эволюции петро- и рудогенеза.

## РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Обращаясь к непосредственному сравнению химизма разновозрастных магматических комплексов одного формационного типа из разных регионов, мы неизбежно сталкиваемся с серьезными трудностями методологического порядка. Какие именно комплексы сопоставимы в интересующем нас плане? Едва ли допустимо ориентироваться на авторские названия «хорошо известна их неунифицированность». Но даже в тех случаях, когда авторы построением корреляционных схем достигают некоторого взаимопонимания, сохраняется обычная в геологии ситуация «несовпадения мнений», в данном случае о формационной принадлежности одних и тех же магматических комплексов.

Приемлемой для решения поставленной нами задачи является следующая формализация. Мы будем сравнивать магматические комплексы, занимающие строго одинаковую позицию в тектоно-магматических циклах. Исключая таким путем нежелательный произвол в подборе объектов, мы убедимся при этом, что и целостность формационного подхода не окажется нарушенной.

Рассмотрим химический состав формаций, включающих первые \* в тектоно-магматическом цикле проявления гранитоидного магматизма, т. е. тех интрузий, внедрение которых совпадало с периодом завершения инициального вулканизма. Сюда попадают, в частности, все ранне-среднекембрийские габбро-плагиогранитовые комплексы Алтае-Саянской области. Учитывая сходство петрографического состава и химизма, многие геологи [Пинус, Шенкман, 1966; Федосеев, 1969] не без основания видят в них представителей одного (габбро-плагиогранитового) формационного типа. Наряду с этим имеются высказывания [Поляков, 1971] о возможности отнесения некоторых из этих комплексов, в соответствии с классификацией Ю. А. Кузнецова, к формациям гранитоидных батолитов пестрого состава и гранодиорит-тоналитовых батолитов.

Существенно, однако, и это никогда не ставилось под сомнение, что представители этих, по крайней мере, частично конвергентных типов не встречаются совместно в одних и тех же структурно-тектонических зонах и как бы замещают друг друга в пространстве.

\* Не считая мелких субвулканических тел кислого состава, тесно ассоциирующих с эффузивами, а также небольших массивов диоритов и умеренно кислых гранитов, которые, по данным Н. П. Михайлова [1962], в некоторых регионах пространственно и, возможно, генетически связаны с гипербазитовыми поясами.

Любопытно, что и на карте магматических формаций под редакцией Д. С. Харкевича [1971] эти комплексы фигурируют в качестве представителей трех формационных типов: габбро-плагиогранитового, гранодиорит-плагиогранитового и габбро-диорит-гранодиоритового, причем без того соответствия, какое можно было бы предполагать, учитывая схему сопоставления классификаций формаций, данную в объяснительной записке к упомянутой карте.

По совокуности имеющихся данных мы не видим серьезных оснований для отнесения этих комплексов к разнотипным формациям и считаем возможным присоединиться к мнению тех геологов, которые рассматривают их в составе одной габбро-плагиогранитовой формации. Таким образом, как видим, принятая формализация в подходе к выделению объектов для сравнения сохраняет формационную основу. По аналогичным мотивам к габбро-плагиогранитовой формации мы относим и кембрийско-ордовикский крык-кудукский комплекс Северного Казахстана и каледонский ( $S_2 - D_1$ ) габбро-плагиогранитовый комплекс Урала, охарактеризованный в работе Н. Д. Знаменского [1966].

В варисских тектоно-магматических циклах аналогами перечисленных комплексов оказываются приблизительно одновозрастные (поздний девон, ранний — средний карбон) комплексы: саякский (балхашский) Центрального Казахстана, пластовский Урала, змеиногогорский Рудного Алтая, саурский Жармасаурской зоны Зайсанской складчатой системы, яломанский Горного Алтая, дарханский Восточной Монголии. Эти комплексы, как правило, относят к одному формационному типу («гранитоидных батолитов пестрого состава» или «диорит-плагиогранитовому») и, следовательно, нередко причисляют их к формационным аналогам перечисленных выше каледонских комплексов. Таким образом, если опираться на господствующие ныне представления, то первые в тектоно-магматическом цикле значительные проявления гранитоидного магматизма в равной степени правомерно и относить к одному формационному типу (габбро-плагиогранитовому), и видеть в них представителей двух типов: габбро-плагиогранитового, куда попадают в основном каледонские комплексы, и диорит-плагиогранитового, объединяющего преимущественно комплексы областей варисской складчатости.

Средние составы главных типов пород сопоставляемых комплексов представлены в табл. 7, 13, а на рис. 32, а дана гистограмма распределения химических составов пород по содержанию кремнекислоты. Анализ этих материалов приводит к выводу о том, что варисские габбро-плагиогранитовые комплексы отличаются от своих аналогов в каледонских структурах повышенной кислотностью, а сопоставимых по кислотности породах — более высокой щелочностью и менее резким преобладанием натрия над калием.

Подобные различия наблюдаются и при сопоставлении других формаций из каледонских и варисских складчатых областей. Аналогами кембрийско-ордовикских комплексов — уленьского Кузнецкого Алатау и беллыкского Восточного Саяна, а также шапшальского Горного Алтая, большепорожского Западного Саяна и курдайско-

чатыркульского Кандыктаса — оказываются среднекарбоновые комплексы: калдырминский Центрального Казахстана, калбинский Рудного Алтая, гиссарский Юго-Западного Тянь-Шаня, ульдзагольский Восточной Монголии. Все эти комплексы отвечают средней (инверсионной) стадии тектоно-магматического цикла и обычно относятся к гранит-гранодиоритовой формации, за исключением уленьского и беллыкского, которые чаще считаются представителями габбро-граносиенит-гранитовой формации. Распространенность пород по кислотности и средние химические составы кислых разновидностей пород названных комплексов даны на рис. 32, б и в табл. 4, 13.

Приведем еще данные по типичным постороженным гранитоидным формациям. В каледонидах — это ранне-среднедевонские комплексы: сютхольский Тувы, горноалтайский Горного Алтая, джойский Западного Саяна, боровской, сарысу-тенизский и джелтауский Казахстана; в вариссидах — позднекарбоновые и пермские комплексы: акчатауский Джунгаро-Балхашской складчатой системы, монастырский Восточно-Калбинской зоны, бороундурский Восточной Монголии. Соответствующие данные представлены на рис. 32, в и в табл. 4, 10, 13, 15. Все комплексы, в соответствии с классификацией Ю. А. Кузнецова, относятся к формации субвулканических гранитов, а на карте магматических формаций первые объединены в гранит-лейкогранитовую формацию, вторые — в аляскитовую формацию.

Таким образом, и в этом случае сохраняется двойная возможность: либо трактовать наблюдаемые различия как проявления эволюции формационного типа, либо как формационную несопоставимость магматизма каледонских и варисских областей. Какому варианту трактовки отдать предпочтение, — это, по существу, дело договоренности. Кажется, однако, что по мере совершенствования формационного анализа появится возможность построения достаточно подробной систематики, в рамках которой найдут место закономерно различающиеся магматические проявления каледонских и варисских структур. Что же касается природы наблюдаемых различий, то она может быть понята с учетом общих особенностей строения рассматриваемых разновозрастных областей.

Как показывает анализ истории геологического развития каледонид Алтае-Саянской складчатой области и Северного Казахстана, заложение геосинклинальных прогибов в синийскую (раннекембрийскую) эпоху происходило в условиях дробления (растяжения) земной коры, близкой по строению к коре океанического типа при незначительной мощности сиалического слоя. Гранитоидному магматизму предшествовало накопление мощной толщи вулканических пород основного состава при подчиненной роли вулканических продуктов кислого состава. Как справедливо отмечает А. Н. Кен [1963], многочисленные подводящие каналы вулканических излияний и субвулканические интрузии привели к существенной контаминации сиалического слоя базальтовым материалом. В связи с этим зарождение в пределах земной коры и развитие магматических

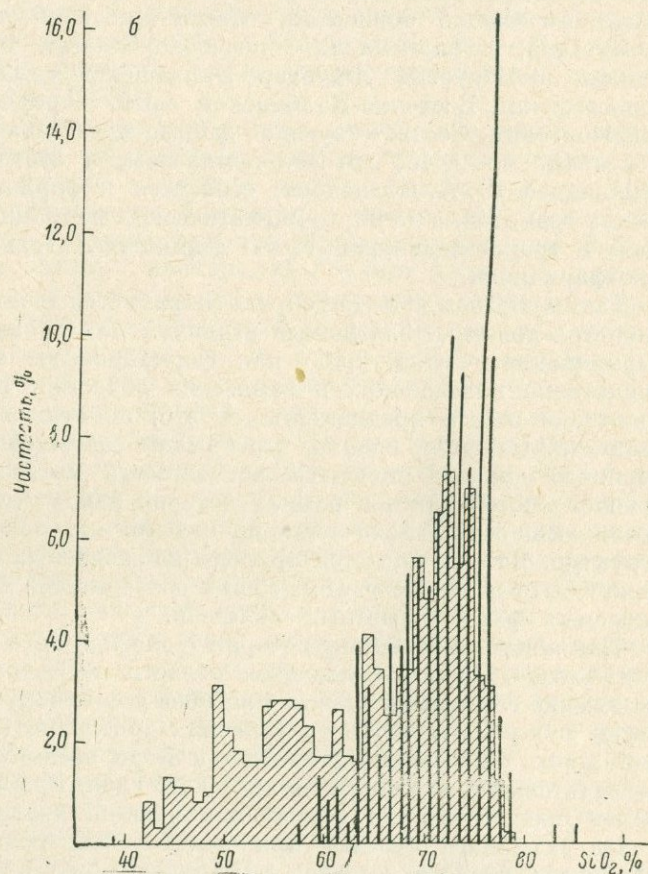
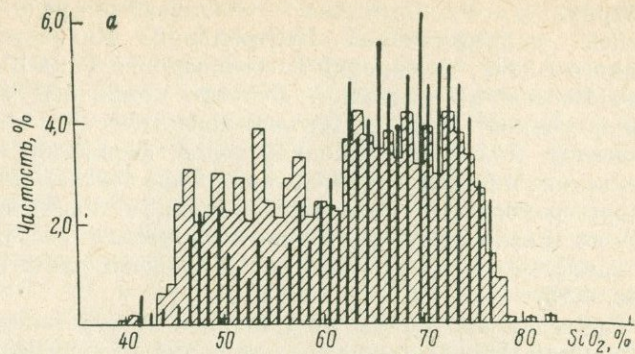
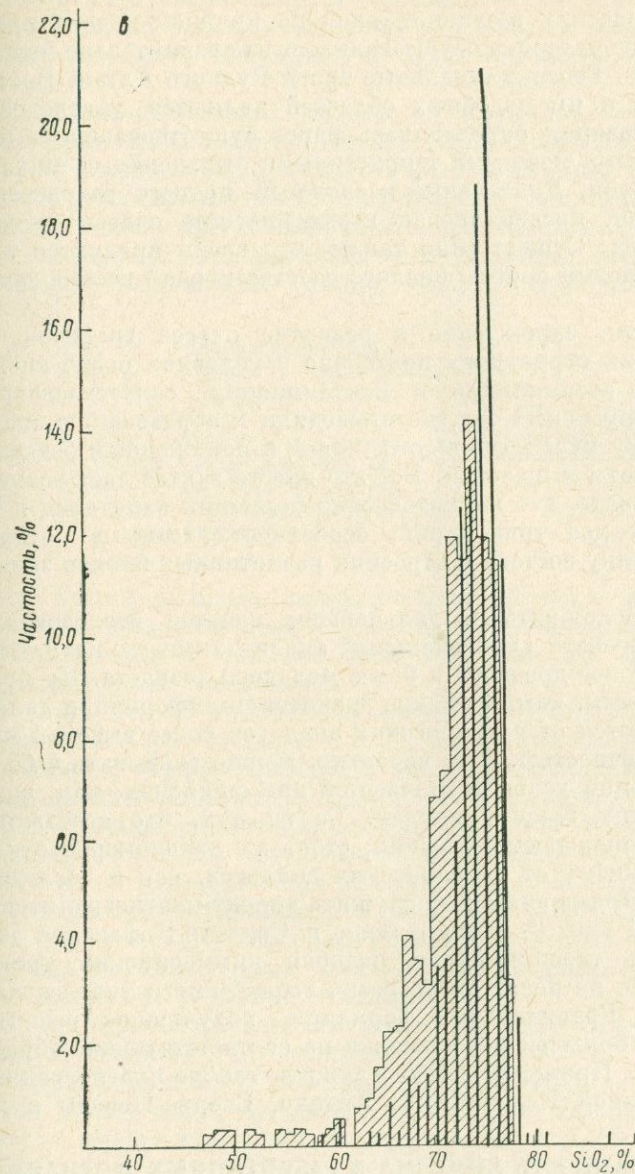


Рис. 32. Распределение пород по содержанию  $\text{SiO}_2$  в сопе и варисцид  
 Формации: *а* — габбро-плагисгранитовая (1025) и диорит-плагигранитовая (238); *б* — гранит-лейкогранитовая (186) и аляскитовых химических



ставимых интрузивных комплексах каледонид (штриховка) (заливка).

товая (260); *б* — габбро-гранодиорит-гранитовая (935) и гранит-лейкогранитов (172). В скобках указано количество использованных анализов.

очагов гранитового состава происходило в среде с пониженным содержанием кремнекислоты и щелочей.

В отличие от каледонид, заложение и развитие подавляющего большинства варисских геосинклиналей по крайней мере в пределах Евразийского материка осуществлялось на сравнительно мощной сиалической коре. Геосинклинальные трюги Рудного Алтая, Восточного Казахстана и им подобных областей являются унаследованными. Их локализация определялась ранее существовавшими прогибами, сложенными мощными терригенными отложениями нижнего и среднего палеозоя. Длительный и сложный процесс разрастания сиалического слоя предшествовал возникновению очагов кислого магматизма Урала. Существенно также, что среди продуктов инициального вулканизма породы кислого состава играют весьма заметную роль.

Таким образом, зарождение и развитие очагов гранитоидной магмы в варисских структурах протекало в условиях более кислой среды. Явления ассимиляции и контаминации, сопутствовавшие становлению интрузивных тел, не приводили к образованию значительной по объему массы гибридных пород с пониженным содержанием кремнекислоты и щелочей. Все это вместе взятое дает возможность констатировать, что магматические формации каледонид и варисцид образуют два типа серий, особенности химизма которых отражают специфику состава и строения разнотипных блоков земной коры.

Интересно продолжить в дальнейшем начатое исследование, и в частности провести сравнительный анализ химизма магматических формаций более древнего и более молодого возраста. По предварительным данным, киммерийские гранитоидные формации далеко не всегда отличаются от их варисских аналогов более высокой кислотностью и щелочностью. Это, вероятно, можно связывать с более широким диапазоном условий заложений киммерийских, как, впрочем, и альпийских геосинклиналей. Те из них, что составляют звенья Тетиса, порождают формации, столь же закономерно отклоняющиеся по химизму от их варисских аналогов, как и последние от каледонских. Примером может служить диорит-плагиогранитовый комплекс поздней юры — раннего мела в Сомхето-Кафанской зоне Кавказа. Другие геосинклинали подобно киммерийским трюгам Северной Америки не носят столь резко выраженного унаследованного характера. Гранитоидные формации, получившие развитие в их пределах, в большей мере похожи на соответствующие образования каледонид. Примером могут служить габбро-плагиогранитовые плутоны Южной Калифорнии, Айдахо, Сьерра-Невады и др.

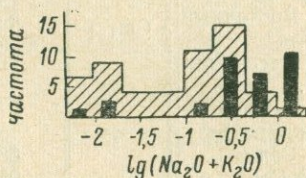
#### УНАСЛЕДОВАННОСТЬ ХИМИЗМА В РАЗНОТИПНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Теневой стороной эволюции формаций можно считать консервативность некоторых их петрохимических особенностей или, иначе, явление унаследованности химизма пород. Имеет смысл различать: а) унаследованность, проявляющуюся в возникновении специфич-

ческих рядов формаций, подобных тем, которые наблюдаются в каледонских и варисских тектоно-магматических циклах, и б) унаследованность таких черт химизма формационных типов пород, какие выявляются сравнением заведомо однотипных рядов формаций из разных регионов. Последнее и будет сейчас предметом нашего внимания.

В качестве примера укажем на формации северных районов Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкого Алатау и Салаира), которые отличаются от аналогичных формаций других районов области относительной обогащенностью глиноземом, щелочами, а иногда и несколько повышенной окисленностью железа. В Кузнецком Алатау получил развитие весь типичный ряд магматических формаций, отвечающих одному полному тектоно-магматическому

Рис. 33. Распределение логарифмов суммы щелочей (вес. %) в породах гипербазитовой формации Кузнецкого Алатау (заливка) и других регионов Алтае-Саянской области — Тувы, Горного Алтая, Западного и Восточного Саянов (штриховка).



циклу. Всем формациям, начиная с кембрийской вулканогенной, собственно геосинклинальной, и кончая девонской посторогенной щелочных габброидов, в той или иной мере присущи отмеченные выше петрохимические особенности.

В табл. 26—29 приведены средние и стандартные отклонения содержаний  $Al_2O_3$  и  $Na_2O + K_2O$ , полученные в результате систематизации и обработки более 2 тыс. химических анализов горных пород, заимствованных главным образом из литературных источников.

Базальтоиды спилит-диабазовой формации Кузнецкого Алатау и Салаира (табл. 26) существенно отличаются по указанным параметрам от петрографических сходных пород не только каледонских геосинклиналей Алтае-Саянской области, Урала и Северного Казахстана, но и от значительно более молодых девонских спилитов Урала и юрских Горного Крыма. Похожи на них лишь ордовикские спилиты билтской формации Англии.

Отчетливую обогащенность щелочами пород гипербазитовой формации Кузнецкого Алатау иллюстрирует рис. 33. Средние же содержания глинозема в гипербазитах из разных регионов довольно близки между собой. Столь же определенно эти отношения проявляются в сериях пород габбро-плагногранитовой формации (табл. 27, рис. 34).

Сравнение уленьского интрузивного комплекса Кузнецкого Алатау (габбро-граносиенит-гранитовая формация) с единственным в Алтае-Саянской области близким формационным аналогом — беллыкским комплексом западного склона Восточного Саяна — приводит к выявлению все той же закономерности (табл. 28).

## Содержание глинозема и щелочей в базальтоидах спилит-диабазовой формации, вес. %

Регион	Геологический возраст	Число анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		
			$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$	
Кузнецкий Алатау, в целом	Cm <sub>1-2</sub>	44	17,43	2,31	4,36	1,38	
Кузнецкий Алатау, северная часть (Марицкая Тайга)		29	18,21	1,64	4,68	1,33	
Салаир		47	17,04	1,79	5,21	1,50	
Горная Шория		41	16,98	1,90	4,21	1,44	
Горный Алтай		70	14,63	2,48	4,07	1,53	
Тува, хр. Восточный Танну-Ола		53	16,27	1,90	4,30	1,27	
Тува, Куртушибинский хр.		70	15,25	2,50	4,06	1,36	
Тува, Тапса-Кнахемское междуречье		27	15,54	2,30	3,46	1,12	
Западный Саян		68	14,54	3,35	4,13	1,32	
Восточный Саян		97	16,22	2,78	3,76	1,21	
Северный Казахстан (бошекульская свита)		18	15,84	2,80	4,53	1,68	
Юго-Западная Англия (билтская формация)		O	12	17,68	1,44	5,20	1,35
Урал		O-S <sub>2</sub>	142	16,25	2,15	4,07	1,42
		D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub>	124	16,40	2,04	3,57	1,52
Горный Крым	J	28	16,67	2,49	4,70	1,88	

Существенно более щелочными и глиноземистыми оказываются также породы посторогенных девонских базальт-андезитовой и липаритовой формации Кузнецкого Алатау (табл. 29). Генетически связанные с девонскими базальтоидами интрузивные массивы формации щелочных габброидов дают промышленные концентрации нефелинсодержащих пород (горы Горячая, Дедова и др.). В других районах Алтае-Саянской области щелочные габброиды распространены крайне ограниченно.

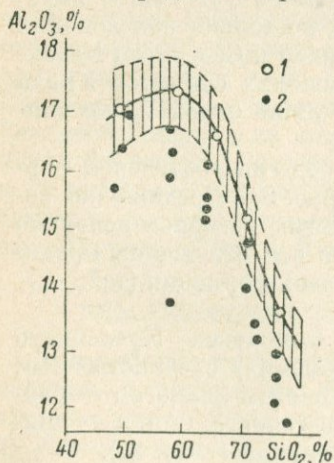


Рис. 34. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах габбро-диоритовой формации Кузнецкого Алатау (1) и других районов Алтае-Саянской области (2).

Штриховкой показаны 95%-ные доверительные границы.

## Содержание глинозема и щелочей в породах габбро-плагногранитовой формации кембрийского возраста, вес. %

Регион (интрузивный комплекс)	Основные (45—55% SiO <sub>2</sub> )					Средние (56—61% SiO <sub>2</sub> )					Умереннокислые (62—67% SiO <sub>2</sub> )		
	Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
		—	^	—	^		—	^	—	^		—	^
Кузнецкий Алатау (бериккульский)	51	16,92	2,56	4,28	1,26	27	17,49	1,17	7,00	1,26	31	16,55	1,17
Горный Алтай (саракошкинский)	33	16,74	4,21	4,08	2,06	11	16,58	0,95	5,23	1,05	26	16,08	1,39
Тува (таннуольский) . . . . .	23	16,18	3,55	3,95	1,72	16	16,34	1,60	4,90	1,07	26	15,55	0,85
Западный Саян (майнский) . . . . .	10	16,33	1,64	2,15	0,79	2	13,74	—	3,45	—	3	15,16	—
Восточный Саян (ольховский) . . . . .	128	16,54	2,47	3,78	1,27	31	16,22	1,68	4,40	0,87	39	15,75	1,35
Северный Казахстан (крыккудукский) . . . . .	21	16,20	2,37	3,78	1,22	24	16,59	1,65	5,67	1,53	39	15,23	1,55

Продолжение табл. 2

Регион (интрузивный комплекс)	Умереннокислые (62—67% SiO <sub>2</sub> )		Кислые (68—75% SiO <sub>2</sub> )					Ультракислые (75% SiO <sub>2</sub> )				
	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	
	—	^		—	^	—	^		—	^	—	^
Кузнецкий Алатау (бериккульский)	6,89	1,21	46	15,26	1,63	6,69	1,70	3	13,50	—	6,89	—
Горный Алтай (саракошкинский)	6,14	1,66	18	14,78	0,95	6,79	1,81	6	12,89	0,63	7,11	2,00
Тува (таннуольский) . . . . .	6,03	1,42	42	14,1	1,06	6,36	1,63	7	12,03	1,17	6,11	2,07
Западный Саян (майнский) . . . . .	4,27	—	32	13,24	1,07	5,08	1,35	7	11,81	0,87	4,76	1,26
Восточный Саян (ольховский) . . . . .	5,21	1,30	63	13,52	1,01	6,60	1,54	11	12,50	0,58	6,59	1,25
Северный Казахстан (крыккудукский) . . . . .	6,74	1,50	18	14,11	2,02	7,20	1,22	9	12,57	0,93	7,53	2,12

Пытаясь найти геологическое объяснение выявленной закономерности, отметим прежде всего следующее. Само по себе сочетание повышенных концентраций глинозема и щелочей при более высокой окисленности железа — явление распространенное и хорошо известное. Некоторые примеры зависимости окисленности пород от их щелочности рассматривались, в частности, в предыдущей главе. Что же касается собственно геологических причин, обусловивших специфику формационного ряда Кузнецкого Алатау, то о них мы

ТАБЛИЦА 28

Содержание глинозема и щелочей в породах габбро-граносиенит-гранитовой формации Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, вес. %

Тип пород	Кузнецкий Алатау (уленьский комплекс)					Восточный Саян (беллык- ский комплекс)				
	Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	
		-	^	-	^		-	^	-	^
Основные (45—55% SiO <sub>2</sub> ) . . . . .	88	17,51	2,88	7,11	5,76	5	16,87	1,57	4,12	0,56
Средние (56—61% SiO <sub>2</sub> ) . . . . .	63	17,87	2,14	8,20	2,16	7	16,07	1,12	5,39	1,40
Умереннокислые (62—67% SiO <sub>2</sub> ) . . . . .	47	16,72	1,50	7,36	2,03	4	15,80	—	6,58	—
Кислые (68—75% SiO <sub>2</sub> ) . . . . .	83	14,63	1,21	7,79	1,40	14	13,06	0,72	7,56	0,78
Ультракислые (>75% SiO <sub>2</sub> ) . . . . .	14	12,47	0,71	7,49	1,22	4	9,28	—	8,10	—

ТАБЛИЦА 29

Содержание глинозема и щелочей в породах девонских базальт-андезитовой и липаритовой формаций, вес. %

Регион	Основные (45—55% SiO <sub>2</sub> )					Средние (56—61% SiO <sub>2</sub> )				
	Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	
		-	^	-	^		-	^	-	^
Кузнецкий Алатау . . . . .	83	17,47	1,88	5,06	1,82	30	17,91	1,70	7,84	2,22
Горный Алтай . . . . .	14	16,02	2,31	4,84	0,71	10	16,48	1,66	6,01	3,07
Тува . . . . .	10	16,03	1,53	4,69	1,88	7	14,74	1,62	5,52	1,19
Западный Саян . . . . .	—	—	—	—	—	3	16,20	—	5,44	—
Восточный Саян . . . . .	23	17,91	2,50	4,49	1,57	8	15,55	1,58	5,83	1,35

Регион	Умереннокислые (62—67% SiO <sub>2</sub> )					Кислые (68—75% SiO <sub>2</sub> )				
	Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O		Кол-во анализов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	
		$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$		$\bar{x}$	$\hat{s}$	$\bar{x}$	$\hat{s}$
Кузнецкий Алатау	35	16,74	1,71	8,46	2,56	19	14,24	1,50	7,29	2,42
Горный Алтай . . .	13	15,82	1,48	6,88	2,27	62	13,50	1,49	7,09	2,54
Тува . . . . .	7	14,70	1,66	5,73	1,45	11	12,72	1,14	7,18	0,94
Западный Саян . . .	7	16,02	1,98	6,12	0,57	3	12,45	—	6,95	—
Восточный Саян . .	4	16,54	1,58	8,08	2,40	4	13,00	1,04	4,17	1,87

пока можем судить сугубо предположительно. Ясно, однако, что эти причины следует искать не только в особенностях состава земной коры в Кузнецком Алатау, поскольку выявленные петрохимические особенности присущи магматическим образованиям как корового, так и мантийного происхождения.

Опираясь на работы японских петрологов [Kuno, 1960; Kushiro, Kuno, 1963], обосновывающих зависимость химизма базальтов от глубины их выплавления, можно предположить, что кембрийские базальтоиды Кузнецкого Алатау и Салаира поступали на дневную поверхность с несколько больших глубин, нежели относительно обедненные глиноземом и щелочами базальтоиды Тувы, Западного Саяна и других регионов Алтае-Саянских каледонид. Последнее в свою очередь может быть связано с повышенной жесткостью структуры северных районов Алтае-Саянской области, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, и соответственно с большей глубиной разломов, контролировавших кембрийские вулканические излияния. В постороженный этап в условиях дальнейшей консолидации региона разломы еще более глубокого заложения выводили на поверхность магму трахибазальтового состава.

Объясняя особенности химизма магмы глубиной ее выплавления, нельзя вместе с тем полностью исключать влияние возможных неоднородностей верхней мантии. В пользу этого свидетельствует повышенная щелочность гипербазитов.

Унаследованность гранитоидным магматизмом петрохимических черт мантийных магм, возможно, объясняется контаминацией ими участков коры, в которых возникали очаги кислой магмы. Не исключено, однако, что в данном случае мы наблюдаем проявление соответствующей специализации глубинных сквозьмагматических растворов, в понимании Д. С. Коржинского [1962], которые сопутствовали инициальному магматизму и унаследовали его химическую специфику.

Явление унаследованности, проявляясь в региональном масштабе, в той или иной мере затрагивает все магматические проявления

региона. В связи с этим представляется целесообразным ввести понятие «региональный петрохимический фон» [Абрамович, 1967]. Под последним понимается совокупность петрохимических особенностей, свойственных разнотипным и разновозрастным магматическим породам региона. Выявление и учет этих особенностей — составная часть фациально-формационного анализа магматических комплексов, важная для оценки их металлогенической специализации.

В последние годы появились работы, свидетельствующие о весьма широком проявлении сопряженных вариаций химизма разновозрастных формаций и соответственно регионального петрохимического фона. В. И. Довгаль [1969] конкретизировал связь повышенной щелочности магматических формаций Кузнецкого Алатау с особенностями их тектонической позиции. Особый интерес представляют работы С. С. Зимина и его коллег [1969], в которых показаны закономерные сопряженные изменения химизма и металлогении вулканитов, гипербазитов и габброидов, слагающих офиолитовые пояса. Очевидно, что в дальнейшем работы этого направления дадут многое для понимания закономерностей эволюции вещества земной коры и верхней мантии и существенно повысят надежность тектонических и металлогенических построений.

---

# ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

ГЛАВА VII

### ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В КАЧЕСТВЕ ИНДИКАТОРОВ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

#### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

В плане петрогенетических построений данные химических анализов пород привлекаются главным образом для обоснования тех или иных концепций, связанных с проблемой магматической дифференциации. Общее не совсем удовлетворительное состояние теоретической базы петрохимии отмечалось в вводной части. Детализируя высказанные положения, рассмотрим более конкретно недостатки и достоинства существующих подходов.

Распределение элементов в магматических породах представляет собой интегральную картину, вид которой определяется соотношением частных распределений, которые могут возникнуть в связи с миграцией элементов при дифференциации жидкой магмы — однофазного расплава — и ее взаимодействии с вмещающей средой, при процессах кристаллизации, а также при последующих преобразованиях сформировавшихся пород. Ведущим направлением в магматической петрологии, активно опирающимся на петрохимические построения, остается направление, так или иначе связывающее дифференциацию составов пород с процессами кристаллизации. Идея о возможности существенного влияния кристаллизации на распределение элементов магматических серий в явной форме была сформулирована в начале прошлого века.

Немаловажная роль при этом принадлежала Ч. Дарвину. Любопытно, что прошло более полувека, прежде чем широкие круги петрографов, связывавших дифференциацию с докристаллизационными процессами, поверили в новую концепцию. Установление В. Бреггером, И. Фоггом, Н. Боуэном и другими исследователями согласия между представлениями о последовательности кристаллизации минералов, полученными при изучении простейших физико-химических систем, и особенностями распределения главных элементов в дифференцированных сериях, а также ясная формулировка Н. Боуэном реакционного принципа привели к фетишизации представлений о ведущей роли кристаллизации при образовании дифференцированных серий пород.

Реакционный принцип, так же как и более общий принцип фракционирования, достаточно хорошо подтвержден как эксперименталь-

ными физико-химическими данными, так и результатами микроскопического изучения магматических пород. Многие представления о существенном влиянии процессов кристаллизации на формирование дайковых образований, залегающих в пределах крупных интрузивных массивов, пегматитовых тел или руд, вполне обоснованы. Однако признание реакционного принципа еще не дает оснований для выдвижения тезиса о том, что процесс кристаллизации является ведущим при создании неоднородности пород вулканических серий или интрузивных массивов.

Действительно, если отдельные макроскопические области общей рассматриваемой системы близки к закрытым, то каким бы путем ни шла кристаллизация, какие бы реакционные взаимоотношения между выделяющимися минералами и остаточными расплавами не проявлялись, состав формирующихся пород будет определяться в основном изначальным составом расплава. Иными словами, дифференцированность составов пород будет зависеть главным образом от специфики докристаллизационных процессов. Поэтому признание кристаллизации в качестве фактора дифференциации предполагает и признание существования определенного механизма разделения различных фракций или фаз в процессе кристаллизации.

Как отмечал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1949, стр. 437], «вопрос сводится к тому, как перейти от микродифференциации внутри одной породы к макродифференциации исходной магмы на отдельные породы». Чаще всего предполагается, что механизмом, определяющим неоднородность пород дифференцированных объектов, является гравитационное осаждение тяжелых и всплывание легких минералов. Иногда предполагается наличие более сложного механизма, результатом которого является отжимание остаточной интерстициальной жидкости.

Критика концепции кристаллизационной дифференциации имела место неоднократно, однако, на наш взгляд, она не всегда была конструктивной в связи с тем, что зачастую основывалась на сугубо гипотетических соображениях, которые не могли быть связаны с эмпирическими данными. Так, Жен Жунг [Jung, 1958] пришел к выводу, что кристаллизационная дифференциация не может быть эффективной на значительных расстояниях, оперируя данными, характеризующими вязкость силикатных расплавов. Однако результаты опосредованной, особенно ретроспективной оценки свойств гипотетических объектов имеют малую гносеологическую точность. При принятии различных допущений о возможных состояниях расплавов могут быть получены противоположные результаты. Показательно, что Н. Боуэн [Bowen, 1928] обосновывал несущественность диффузионных процессов в противоположность процессам разделения кристаллических фаз также на основе оценок вязкости расплавов. Представляется, что при рассмотрении возможности привлечения тех или иных теоретических концепций основное значение имеет соответствие следствий, вытекающих из этих концепций, и эмпирических данных.

В основе большинства построений, связанных с оценкой роли кристаллизационной дифференциации, лежит схема Розенбуша — Боуэна, претерпевшая к настоящему времени значительные деформации. Предложены многочисленные модификации, отражающие идею о том, что любой минерал переменного состава может рассматриваться в качестве самостоятельной реакционной серии. В связи с этим создается такое положение, что в принципе почти любые закономерности совместного распределения главных элементов в сериях известково-щелочных пород могут быть подогнаны под ту или иную модификацию схемы при условии, что эффективные способы определения последовательности образования минералов в шлифах не всегда имеются.

В связи с этим для оценки возможного влияния процессов кристаллизации при изучении единичных дифференцированных серий пород интерес в первую очередь представляют особенности распределения петрогенных элементов в породах с «экзотической» последовательностью кристаллизации минералов, не укладывающейся в широкую область, полученную в результате модификаций схемы Розенбуша — Боуэна. Во-вторых, весьма показательными в этом плане могут быть особенности поведения малых литофильных элементов, не образующих собственных минералов (Li, Sr и др.): при проявлении кристаллизационной дифференциации должны устанавливаться вполне определенные соотношения между их содержаниями и содержаниями главных элементов, изоморфно замещаемых ими в кристаллических решетках. В-третьих, значительные возможности может дать рассмотрение особенностей распределения малых элементов, образующих собственные минералы (P, Zr и др.), в связи с тем что эти особенности могут быть легко интерпретированы в связи с поздней кристаллизацией аксессуарных минералов.

Наконец, существенный интерес для оценки роли кристаллизационной дифференциации может иметь наличие закономерностей в распределении элементов, стабильно выдерживающихся в сериях пород различного состава. Установление подобных закономерностей в связи с неуниверсальным характером схемы Розенбуша — Боуэна может явиться в принципе немаловажным доводом против существенного влияния кристаллизации на дифференциацию.

Из объектов с «экзотической» последовательностью кристаллизации весьма специфическими являются агпайтовые нефелиновые сиениты, слагающие, в частности, Ловозерский массив. Детальные исследования, проведенные Н. А. Елисеевым, И. В. Буссеном, А. С. Сахаровым, В. К. Герасимовским и другими, привели к выводу, что массив слагается породами трех интрузивных фаз. Наибольший интерес, с наших позиций, представляют образования II и III фаз.

Породы II фазы Ловозерского массива формируют так называемый «дифференцированный комплекс», в разрезе которого выделяются ритмично повторяющиеся пачки пород, обычно состоящие из трех горизонтов нефелиновых сиенитов, представленных соответственно луавритами, фойяитами и урритами. Специфика строения «дифференцированного комплекса» связывается [Власов, Кузьменко,

Еськова, 1959; Герасимовский, Волков и др., 1966; Виноградов, 1962] с явлениями кристаллизационной дифференциации, в той или иной мере осложненными отжиманием интерстициальной жидкости растущими кристаллами и процессами диффузии. При этом всеми исследователями признается последовательность кристаллизации: нефелин  $\rightarrow$  микроклин  $\rightarrow$  темноцветные минералы (эгирин и арфведсонит). Не требуется особо строгих рассуждений или тщательных

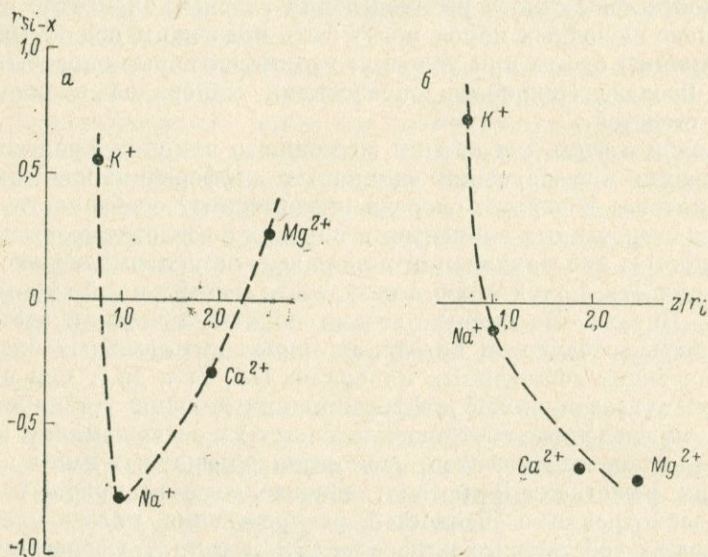


Рис. 35. Значения коэффициентов корреляции между содержаниями Si и содержаниями K, Na, Ca, Mg в породах II фазы (а) и III фазы (б) Ловозерского массива в зависимости от ионных потенциалов  $\frac{z}{r_i}$  ( $z$  — заряд,  $r_i$  — радиус иона) катионов  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ .

вычислений, чтобы показать, как должны вести себя элементы в породах при кристаллизации в соответствии с отмеченной последовательностью и отжимании остаточной жидкости в фиксированном направлении.

Из анализа составов выделяющихся минералов следует, что обогащение нефелином определенных областей магматической камеры должно обуславливать относительно низкие содержания Na в областях с высокими содержаниями Si и наоборот, т. е. установление отрицательной корреляционной зависимости между содержаниями этих элементов. Поздняя кристаллизация калиевого полевого шпата и темноцветных минералов в этом случае должна привести к совместному накоплению K и Si, K и Mg и, возможно, Si и Mg.

Если обратиться к эмпирическим данным (табл. 30, рис. 35, аналитические данные заимствованы из работ К. А. Власова и В. И. Герасимовского с соавторами), характеризующим особен-

Оценки коэффициентов корреляции между содержаниями элементов (вес. %) в породах II (числитель) и III (знаменатель) фаз Ловозерского массива

Элементы	K	Na	Mg	Ca	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Ti
Si	+0,54	-0,79	+0,27	-0,30	+0,48	+0,19	-0,71	+0,04
	+0,73	-0,12	-0,69	-0,64	-0,55	-0,17	+0,43	-0,76
Ti	-0,28	-0,16	+0,31	+0,17	+0,44	+0,36	-0,41	
	-0,62	-0,32	+0,49	+0,29	+0,36	+0,25	-0,76	
Al	+0,01	+0,69	-0,64	-0,13	-0,63	-0,68		
	+0,61	+0,42	-0,24	-0,13	-0,13	-0,55		
Fe <sup>3+</sup>	-0,48	-0,39	+0,34	+0,39	+0,40			
	-0,56	-0,28	-0,25	-0,01	-0,32			
Fe <sup>2+</sup>	-0,31	-0,37	+0,87	+0,27				
	-0,21	+0,25	+0,78	+0,56				
Ca	-0,53	-0,11	+0,27					
	-0,65	+0,20	+0,66					
Mg	-0,22	-0,45						
	-0,33	+0,18						
Na	-0,31							
	+0,13							

Примечание. Для пород II фазы объем выборки  $N_1 = 53$ ; 99%-ная зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,35$ ; 95%-ная зона при  $|r| \geq 0,27$ . Для пород III фазы  $N_2 = 24$ ; 99%-ная зона для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,50$ ; 95%-ная зона для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,40$ .

ности распределения петрогенных элементов в породах «дифференцированного комплекса», то именно подобная картина и наблюдается: Na накапливается в областях, обедненных Si (оценка коэффициента корреляции  $r_{\text{Si-Na}} = -0,79$ ), а K, так же как Mg и Fe<sup>2+</sup>, проявляет тенденцию накапливаться в породах совместно с Si ( $r_{\text{K-Si}} = +0,54$ ;  $r_{\text{Mg-Si}} = +0,27$ ;  $r_{\text{Si-Fe}^{2+}} = +0,48$ ). Отметим, что намечающаяся тенденция к совместному накоплению Mg и Si в своем роде уникальна — подобные прецеденты авторам неизвестны. Поэтому закономерности распределения элементов в породах «дифференцированного комплекса» не противоречат представлениям о том, что основное влияние на неоднородность состава пород могли оказывать процессы, связанные с отжиманием интерстициальной жидкости при агпаитовой последовательности выделения минералов.

Особенности пород III фазы, среди которых преобладают эвдиалитовые луавриты, уже не позволяют с такой легкостью приписать ведущую роль процессам кристаллизации при дифференциации.

Генетическая серия	Среднее содержание $P_2O_5$ , %	Стандартное отклонение	Парные ко		Эффект корреляции $r$ фосфора с элементами							Объем выборки $N$	Примечание *
			Si	K	Na	Ca	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Ti		
1. Биотитовые граниты, гранодиориты Актауского интрузива	0,17	0,15	-0,88	-0,57	-0,24	+0,79	+0,83	+0,82	+0,34	+0,65	+0,61	33	$r_{0,05}=0,34$ ; $t_{2-3}=3,4$ ; $t_{3-4}=3,2$ ; $t_{4-5}=0,9$
2. Габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты мяо-чанского интрузивного комплекса	0,16	0,13	-0,58	-0,32	-0,16	+0,44	+0,51	+0,48	+0,52	+0,53	+0,37	32	$r_{0,05}=0,35$ ; $t_{2-3}=0,7$ ; $t_{3-4}=2,4$ ; $t_{4-5}=0,2$
3. Нордмаркиты, ларвикиты грабена Осло	0,47	0,29	-0,69	-0,51	-0,43	+0,66	+0,58	+0,60	-0,09	-0,02	+0,61	50	$r_{0,05}=0,27$ ; $t_{2-3}=0,5$ ; $t_{3-4}=6,2$ ; $t_{4-5}=0,6$
4. Гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты Ахагганского интрузива	0,24	0,13	-0,57	-0,30	+0,21	+0,32	+0,63	+0,57	-0,20	+0,04	+0,70	18	$r_{0,05}=0,47$ ; $t_{2-3}=1,4$ ; $t_{2-4}=1,8$ ; $t_{2-5}=3,5$
5. Гранодиориты, тронцемиты, диориты, габбро-диориты Ольгинско-Ампалыкского интрузива	0,23	0,12	-0,32	-0,14	-0,07	+0,20	+0,08	+0,03	+0,55	+0,55	+0,64	30	$r_{0,05}=0,36$ ; $t_{2-3}=0,3$ ; $t_{3-4}=1,0$ ; $t_{2-4}=1,3$
6. Эссекситы, нефелиновые спениты Булаккульского интрузива	0,34	0,25	-0,52	-0,63	-0,61	+0,75	+0,85	+0,74	+0,27	-0,51	+0,83	15	$r_{0,05}=0,51$ ; $t_{3-4}=2,1$
7. Перидотиты, пироксениты массива Сопча (мончегорский плутон)	0,025	0,01	+0,16	+0,62	+0,34	+0,01	-0,22	-0,11	-0,09	+0,19	-0,43	82	$r_{0,05}=0,22$ ; $t_{2-3}=2,3$ ; $t_{3-4}=3,0$ ; $t_{4-5}=2,0$
8. Перидотиты, пироксениты Июко-Довыренского массива	0,06	0,04	+0,16	+0,06	+0,003	+0,21	-0,27	-0,08	-0,31	+0,32	-0,01	28	$r_{0,05}=0,37$ ; $t_{4-5}=1,8$
9. Дуниты, гарцбургиты, пироксениты, перидотиты Бурыктальского массива	0,10	0,03	+0,30	+0,41	+0,41	+0,45	-0,36	+0,32	-0,17	+0,25		48	$r_{0,05}=0,28$ ; $t_{4-5}=3,1$
10. Базальтовые андезиты вулкана Нгаурухое (Новая Зеландия)	0,10	0,05	-0,70	-0,60	-0,49	+0,66	+0,56	+0,69	+0,36	+0,74	+0,80	42	$r_{0,05}=0,30$ ; $t_{2-3}=0,8$ ; $t_{3-4}=5,8$ ; $t_{4-5}=0,8$
11. Толейтовые базальты, базальтовые андезиты, андезиты Тингмули (Исландия)	0,37	0,31	-0,64	-0,60	-0,46	+0,55	+0,41	+0,78	+0,51	+0,07	+0,81	24	$r_{0,05}=0,40$ ; $t_{2-3}=0,7$ ; $t_{3-4}=3,9$ ; $t_{4-5}=0,6$
12. Базальтовые андезиты, андезиты вулкана Парикутин, Мексика (извержения 1943—1952 гг.)	0,31	0,04	-0,25	+0,05	-0,11	+0,16	+0,21	+0,32	+0,02	-0,11	+0,57	22	$r_{0,05}=0,42$

Генетическая серия	Среднее содержание $P_2O_5$ , %	Стандартное отклонение	Парные ко	
			Si	K
13. Базальты, андезиты, пошониты Тибести (Центральная Африка)	0,40	0,28	-0,69	-0,67
14. Базальты, андезиты вулкана Эбеко	0,15	0,07	-0,10	+0,11
15. Долериты Карру (Южная Африка)	0,14	0,09	+0,24	+0,36
16. Кивиты, абсарокиты, пошониты вулкана Мпага, Центральная Африка (извержение 1954 г.)	0,41	0,18	+0,10	-0,02

\*  $r_{0,05}$  — критическое значение  $r$  при уровне значимости  $q=0,05$ ;  $t_{2-3}$  — т. д., при  $t \geq 1,96$  соответствующие оценки  $r$  различаются при  $q \approx 0,05$ .

Толща луювритов также расслоена, но в меньшей мере, чем «дифференцированный комплекс», при этом фиксируется та же последовательность образования минералов: нефелин  $\rightarrow$  микроклин  $\rightarrow$  темноцветные минералы. Однако закономерности совместного распределения элементов в толще луювритов резко отличаются от особенностей их распределения в породах «дифференцированного комплекса» (см. табл. 30, рис. 35). Появление подобных закономерностей следовало бы ожидать, скорее, в случае дифференциации при последовательной кристаллизации минералов в ряду: темноцветные минералы  $\rightarrow$  нефелин  $\rightarrow$  калиевый полевой шпат. Если закономерности совместного распределения элементов в породах II фазы отражают в первую очередь специфику соотношений пород в отдельных расплавах, то в данной ситуации они фиксируют в первую очередь общие тенденции изменения содержания элементов по разрезу толщи в целом. Процессы, сходные с приведенными к резкой расслоенности пород II фазы, при формировании толщи луювритов играли второстепенную роль. Таким образом, если для пород II фазы гипотеза о роли процессов кристаллизационной дифференциации не противоречит эмпирическим петрохимическим данным, то в отношении образований III фазы правильность этой гипотезы может быть подвергнута существенным сомнениям.

В плане оценки гипотезы о существенном влиянии кристаллизации на дифференциацию значительный интерес представляет поведение редких щелочных и щелочноземельных элементов, таких как Li и Sr. В соответствии с существующими представлениями закономерности распределения Sr и Li в породах различных серий опреде-

Эффекты корреляции $r$ фосфора с элементами							Объем выборки $N$	Примечание *
Na	Ca	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Ti		
-0,33	+0,64	+0,51	+0,66	+0,38	+0,28	+0,70	68	$r_{0,05}=0,24$ $t_{2-3}=2,7$ ; $t_{3-4}=6,3$ ; $t_{4-5}=1,1$
-0,11	+0,14	+0,01	+0,18	-0,15	+0,08	+0,25	29	$r_{0,05}=0,37$
+0,34	+0,18	-0,37	+0,04	-0,18	+0,25	+0,48	46	$r_{0,05}=0,29$ ; $t_{2-4}=1,0$ ; $t_{4-5}=2,6$
-0,06	-0,04	+0,16	+0,07	-0,06	-0,20	-0,04	31	$r_{0,05}=0,35$

критерий значимости  $r_{P-K}$  и  $r_{P-Na}$ ;  $t_{3-4}$  — то же, для  $r_{P-Na}$  и  $r_{P-Ca}$  и

являются явлениями кристаллохимической селекции, следствием которой при проявлении кристаллизационной дифференциации должно быть совместное накопление Sr и Ca, а также Li и Mg. Как ясно из данных, полученных В. Н. Бондаренко [1970], в ряде вулканических серий Sr действительно обогащает породы параллельно с кальцием. Однако не менее часто наблюдается и обратная картина, заключающаяся в том, что для пород, в среднем обогащенных Ca, характерны относительно пониженные содержания Sr. С учетом постоянного совместного вхождения Sr и Ca в полевые шпаты возникают очевидные затруднения при объяснении подобной картины с позиций гипотезы кристаллизационной дифференциации. То же касается и пары Li и Mg, так как эти элементы, совместно входящие в решетки ряда темноцветных минералов, в породах дифференцированных серий обычно вместе не накапливаются.

К еще более явным результатам приводит рассмотрение поведения фосфора [Груза, Мызников, 1970], подавляющая часть которого при кристаллизации входит в акцессорные апатит и (или) монацит. Учитывая достаточный интерес, который представляют, с наших позиций, данные по геохимии фосфора в дифференцированных сериях пород, рассмотрим их более детально.

В табл. 31 приведены статистики, характеризующие особенности распределения фосфора в сериях как интрузивных (нестратифицированных), так и эффузивных пород. Состав рассматриваемых серий широко варьирует: от ультрабазитов до кислых и щелочных образований. Степень дифференциации пород каждой серии, отражаемая характером вариаций содержания элементов, существенно различна.

Породы отдельных серий зачастую резко различаются и по общему содержанию фосфора. Так, в перидотитах и пироксенитах горы Сопча содержание  $P_2O_5$  не превосходит 0,1%, а в кивитах, абсарокитах, шшонитах вулкана Миага, наиболее обогащенных фосфором, достигает 0,7% и более, составляя в среднем для серии 0,41%. Приводимые

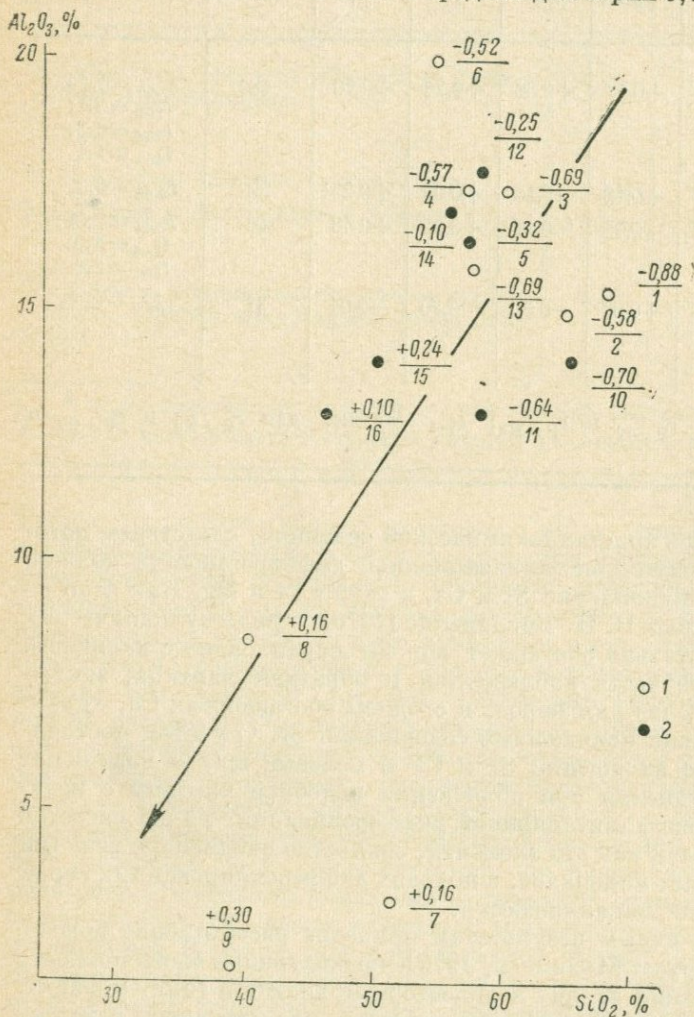


Рис. 36. Особенности корреляционных связей между фосфором и кремнием в образованиях сингенетических (1) и эпигенетических (2) серий в зависимости от средней насыщенности пород  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ .

В числителе — значения оценок  $r_{p-Si}$ , в знаменателе — номер серии в соответствии с табл. 31.

- 1
- 2

данные характеризуют поведение фосфора в природных образованиях весьма широкой области.

Характер распределения фосфора в сериях как интрузивных, так и эффузивных пород достаточно разнообразен. В ряде серий фосфор накапливается в разностях, бедных кремнеземом и калием и относительно обогащенных кальцием, магнием, а также железом и титаном (гранитоиды Актауского интрузива, щелочные породы Буланкульского интрузива и др.). В породах других серий, наобо-

рот, проявляется тенденция к накоплению фосфора в породах, относительно богатых кремнеземом и щелочными металлами (ультрабазиты Бурыктальского массива). Наконец, отмечаются серии, в породах которых фосфор абсолютно индифферентен: содержания его не коррелируются с содержаниями других элементов, в том числе

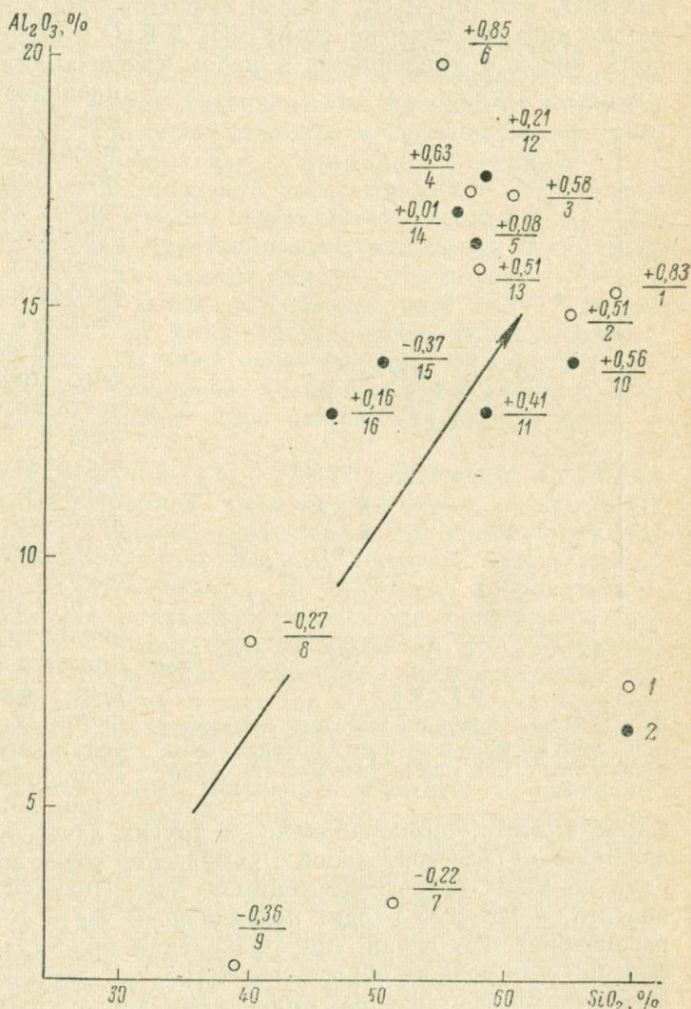


Рис. 37. Особенности корреляционных связей между фосфором и магнием в образованиях сингенетических (1) и эпигенетических (2) серий в зависимости от средней насыщенности пород SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В числителе — значения оценок  $r_{P-Mg}$ , в знаменателе — номер серии.

и кальция (ультрабазиты Иокко-Довыренского массива, породы вулканов Эбеко, Миага). При этом, однако, устанавливаются следующие общие закономерности.

1. Распределение фосфора зависит от общих особенностей состава пород рассматриваемых серий, и в частности от соотношения в них содержания кремния и алюминия. На рис. 36 и 37 отражен характер связи содержаний P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и SiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и MgO в породах отдельных серий в зависимости от средних содержаний SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в этих

сериях. Несмотря на то, что значения коэффициентов корреляции во многом определяются степенью дифференцированности той или иной серии пород, в общем-то не зависящей от состава последних, влияние особенностей состава пород серий в целом на поведение фосфора устанавливается весьма четко. В сериях, изначально богатых  $\text{SiO}_2$  или (и)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , фосфор накапливается в породах с относительно низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и высокими  $\text{MgO}$ . В сериях пород с умеренными в целом содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$

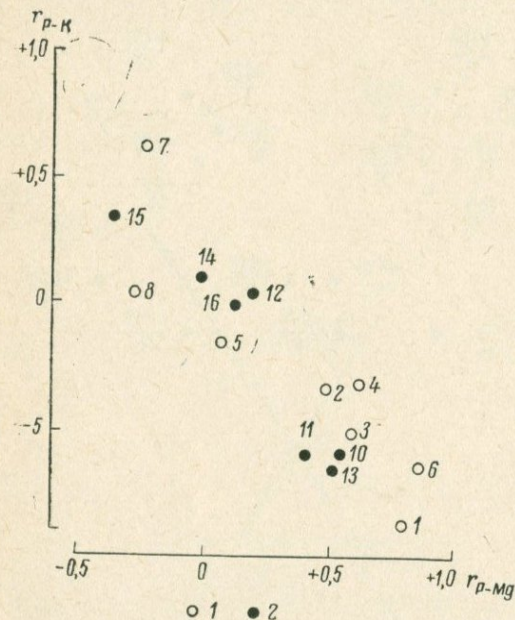


Рис. 38. Корреляционные зависимости фосфора с калием и фосфора с магнием в породах сингенетических (1) и эпигенетических (2) серий.

зацию апатита, циркона, сфена и других акцессорных минералов, оказывается несостоятельной с химической точки зрения и не может быть доказана петрографическим путем». Поздняя кристаллизация апатита, в который входит подавляющая часть фосфора в породах рассматриваемых серий, при проявлении кристаллизационной дифференциации должна обуславливать накопление фосфора в породах, относительно обогащенных минералами, также кристаллизующимися в последнюю очередь. Для пород рассматриваемых серий такими минералами являются кварц и полевые шпаты. В связи с этим при проявлении процессов кристаллизационной дифференциации фосфор должен обогащать породы с относительно повышенными содержаниями кремния или калия.

Как видно из приведенных данных, такая картина наблюдается только в сериях ультраосновных и ультращелочных пород. В остальных сериях пород стабильно наблюдаются обратные соотношения:

проявляется индифферентность фосфора по отношению к другим элементам. Наконец, в породах серий, в целом характеризующихся низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , фосфор накапливается совместно с кремнеземом.

2. В распределении фосфора проявляется полярность по отношению к калию и магнию (рис. 38): в сериях, где фосфор ассоциирует с магнием, он является антагонистом по отношению к калию и наоборот.

Ф. Смит [1968, с. 163], анализируя данные по кристаллизации в различных физико-химических системах, пришел к справедливому выводу, что «концепция, предполагающая раннюю кристалли-

фосфор ассоциирует с магнием, но не с калием или кремнием. В связи с этим следует либо отказаться от представлений о ведущей роли кристаллизации при образовании многих дифференцированных объектов, исключая разве что резко расслоенные интрузии, либо принять противоречащее физико-химическим данным положение о ранней кристаллизации аксессуарных минералов.

Одним из оснований для утверждения концепции кристаллизационной дифференциации было установление стабильно повторяющихся зависимостей между содержаниями различных элементов в сериях пород, таких как положительная корреляция содержаний кремнезема и калия, отрицательная — кремния и магния, устойчивые тенденции изменений отношений элементов и т. п. Эти зависимости находятся в соответствии с тенденциями изменения составов остаточных расплавов при кристаллизации различных силикатных систем в соответствии со схемой-вилкой Розенбуша — Боуэна. Многочисленные попытки найти обоснование этой схеме привели к формулировке тезиса о том, что в первую очередь должны кристаллизоваться соединения с большей энергией связи между составляющими ионами. Однако этот тезис не выдерживает критики и не может служить теоретическим обоснованием схемы Розенбуша — Боуэна.

В простейших системах  $Me_xO_y - SiO_2$  с катионами щелочных и щелочноземельных металлов даже при равных содержаниях в расплаве (в мол. %) в первую очередь зачастую кристаллизуются соединения, характеризующиеся меньшей энергией связи между ионами. Как справедливо отмечено В. В. Доливо-Добровольским [1968], принципиальная неудовлетворительность попыток обосновать схему Розенбуша — Боуэна «определяется тем, что в их основу молчаливо кладется совершенно ошибочное предположение, что последовательность выделения минералов в том или ином процессе целиком определяется внутренними энергетическими свойствами этих минералов... При этом как бы забывается, что в процессе минералообразования кроме самих минералов участвует и минералообразующая среда (в рассматриваемом случае магматической кристаллизации — магматический расплав), состав которой и термодинамические параметры процесса не в меньшей степени, нежели энергетические свойства минералов, определяют собой порядок выделения последних. В соответствии с хорошо известными физико-химическими закономерностями минерал будет находиться в равновесии с расплавом или раствором тогда, когда его химический потенциал или, точнее, химические потенциалы слагающих его компонентов будут равны химическим потенциалам этих компонентов в расплаве (растворе). Из этого непосредственно вытекает, что начало кристаллизации того или иного минерала и последовательность выделения минералов из расплава, как правило, в первую очередь будут определяться составом последнего». Влияние состава расплавов на особенности кристаллизации в наиболее яркой форме отражены в принципе кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского, являющегося теоретическим обоснованием того, что схема

Розенбуша — Боуэна отражает лишь частный случай возможных путей кристаллизации.

Учитывая это, следует ожидать, что процессы, происходящие при кристаллизации, если они оказывают влияние на общие закономерности распределения вещества в сериях пород, в зависимости от исходного состава расплавов и механизма разделения фаз должны генерировать самые разнообразные особенности совместного распределения петрогенных элементов. Реально наблюдается иная картина: общие закономерности совместного распределения элементов в породах широкого класса объектов, включая вулканические серии и массивы гранитоидов, весьма сходны. Установление в магматических породах стабильно повторяющихся зависимостей между содержаниями различных элементов следует рассматривать не в качестве доказательства ведущей роли кристаллизации при дифференциации, но, скорее, наоборот, как свидетельство весьма малой эффективности этих процессов.

Наряду с кристаллизационной дифференциацией для объяснения неоднородности составов магматических пород различных серий неоднократно привлекались и представления о других процессах, в первую очередь о диффузионных (в широком смысле) явлениях в однофазных расплавах, возникающих в связи с действием внешних силовых полей (гравитационного, электромагнитного) или из-за наличия градиентов интенсивных параметров. Отметим, что термодиффузию в качестве одного из ведущих процессов петрогенезиса признавали многие петрографы, в том числе И. Фогт и В. Бреггер, в конце прошлого — начале настоящего века до появления серии работ Н. Боуэна и Д. Беккера, отстаивавших мнение о том, что перенос массы в результате диффузии не может иметь практического значения. Представления о механизме термодиффузии привлекались Ю. А. Билибиным для объяснения образования лейцит-базальтовых магм и нашли отражение в классификации процессов магматической дифференциации, предложенной Д. П. Григорьевым. Повышение интереса к процессам дифференциации однофазных расплавов, обусловленных наличием градиентов температур, связано с появлением работ В. Валя [Wahl, 1946], отметившего, что наряду с диффузией существенную роль может играть конвекция. Последние представления привлекались для объяснения некоторых природных закономерностей Т. Ф. Бартом, А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, Б. И. Злобиным и др.

На седиментацию (диффузию в гравитационном поле) как фактор дифференциации обращали внимание А. Н. Заварицкий, А. М. Кузьмин, Е. Садецкий-Кардош и др. Интересная попытка оценить роль седиментации предпринята А. А. Кадиком [1963], выполнившим термодинамические расчеты гравитационных равновесий в расплавах физико-химических систем диоксид — анортит — альбит и диоксид — лейцит — кремнезем в предположении, что в расплаве разделяются соединения, отвечающие по составу выделяющимся позднее кристаллическим фазам, а поведение систем подчиняется идеальным законам. Ход теоретических кривых, оценивающих зависимость

содержаний различных окислов от содержаний  $\text{SiO}_2$ , полученных в результате расчетов, находится в неплохом соответствии с ходом кривых для резко дифференцированных природных серий.

Недостатком большинства работ, использующих представления о дифференциации в связи с диффузионными процессами, является неконструктивность подхода: из тех или иных концепций не выводятся следствия, которые могут быть сопоставлены с эмпирическими данными, т. е. не задаются способы проверки гипотетических положений. Эта же особенность присуща и работам, в которых акцентируется внимание на роль гибризма в создании неоднородности составов пород. Имеющиеся попытки разработать петрохимические критерии, позволяющие диагностировать гибридные образования, основываются на априорном выделении классов гибридных и негибридных образований на основе анализа эмпирических геологических признаков. Надежность подобных петрохимических критериев определяется в первую очередь обоснованностью исходного разбиения пород на гибридные и негибридные, которая во многих случаях вызывает сомнения, так как петрографические признаки, приписываемые гибридным образованиям (такситовое строение, обогащенность аксессуарными минералами и т. п.), могут быть интерпретированы и в терминах других процессов.

Дальнейшее развитие петрохимии упирается в привлечение более конструктивных представлений о процессах, т. е. в построение теоретических моделей, следствия из которых могут быть сопоставлены с эмпирическими данными. Наибольший интерес представляет поиск таких зависимостей, описывающих поведение элементов, которые были бы инвариантны относительно изменения свойств конкретных систем, в особенности их концентрационного состава. При этом в первую очередь должна быть рассмотрена специфика процессов, которые могут протекать в докристаллизационную стадию. Сложность заключается в том, что не существует законченной физико-химической теории диффузии, основываясь на которой можно было бы искать подобные инварианты, не задаваясь значениями величин (например, коэффициентов диффузии), которые не могут быть оценены непосредственно и от которых нельзя избавиться в рамках модели. Поэтому представляется, что в настоящее время имеет смысл пытаться строить модели, основанные на самых общих качественных представлениях о специфике тех или иных процессов, постепенно детализируя их и вводя более «строгие» предпосылки.

## КИСЛОТНО-ОСНОВНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

### ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Наличие устойчиво повторяющихся закономерностей совместного распределения элементов в породах различных объектов позволяет предполагать, что существует единый механизм, контролирующий направленность процессов дифференциации. Одним из основных

внутренних факторов, который может оказывать существенное влияние на характер дифференциации в докристаллизационную стадию магматического процесса, является электростатическое, или химическое взаимодействие частиц, участвующих в процессах массопереноса. Свойства силикатных расплавов наиболее адекватно описываются в рамках ионной модели, правомочность использования которой подтверждается, в частности, многочисленными данными изучения электропроводности, показывающими, что расплавы являются проводниками второго рода. Структура силикатных расплавов характеризуется анизодесмичностью: наряду с атомными ионами в расплавах могут присутствовать комплексные анионы и катионы, а также нейтральные комплексы с существенно ковалентными связями между составляющими их атомами.

Наличие электростатического взаимодействия обуславливает тенденцию к упорядоченному распределению частиц, причем на характер образующихся группировок существенное влияние оказывает энергетическая неравноценность частиц. Появляющиеся группировки преимущественно сильно взаимодействующих и слабо взаимодействующих ионов, находящихся в динамическом равновесии, в соответствии с представлениями Г. Стюарта могут называться сиботаксическими группами, а в соответствии с представлениями Д. Принса — квазикристаллами. Различия между этими понятиями чисто терминологические. Внутри сиботаксических групп могут образовываться временные ассоциации из нескольких атомов. (Собственно, в качестве подобных ассоциаций должны рассматриваться и комплексные ионы или нейтральные комплексы.) При дифференциации однофазного расплава, например, в стационарном силовом поле эффект, связанный с образованием ассоциированных групп, может оказывать существенное влияние на общие закономерности распределения частиц в системе, что, в частности, определяет неприменимость классических уравнений гидродинамики, например уравнений Стокса — Эйнштейна, для описания процессов диффузии в расплавах.

Взаимодействие частиц в расплаве при процессах массопереноса удобно рассматривать в терминах представлений об обобщенных кислотах и основаниях, особенно в связи с тем, что эти представления широко используются в геологии.

Развитие теории обобщенных — протонных и апротонных — кислот связано с именами Д. Льюиса и М. И. Усановича. По Д. Льюису, основанием является донор электронов, кислотой — их акцептор, а любое кислотно-основное равновесие является электронно-донорной реакцией. Определения Д. Льюиса основаны на представлении о гомеополярном характере химической связи, и взаимодействия, обусловленные проявлением электростатических сил, с позиций Д. Льюиса, не могут рассматриваться как кислотно-основные.

Согласно определениям М. И. Усановича, кислота — вещество, способное выделить катион, в том числе протон, или присоединить к себе анион, в том числе и электрон. Основанием является вещество, которое способно присоединить к себе катион, в том числе и протон, или выделить анион, в том числе и электрон.

Принимаемые далее определения М. И. Усановича не строятся на представлениях о механизме связи. Они являются более общими, чем определения Д. Льюиса, в связи с чем их употребление становится возможным при анализе взаимодействий в системах, в которых химическая связь имеет электростатическую природу или не является идеальной — гомео- или гетерополярной — а носит промежуточный характер. Принятие определений М. И. Усановича позволяет с единых позиций рассматривать равновесия в жидкостях, между жидкостями и твердыми фазами, а также между твердыми фазами, распространяя соответствующие понятия на ионы. Удобно также использовать понятие силы кислоты (основания), как характеристики относительной способности данного вещества присоединять электроотрицательные (электроположительные) частицы. Можно отметить, что в соответствии с принимаемыми определениями во взаимных солевых системах устойчивыми являются соли сильной кислоты и сильного основания, а также слабой кислоты и слабого основания. Этот принцип неоднократно привлекался В. В. Щербиной при анализе природных процессов.

Вторая особенность, которая должна учитываться при рассмотрении особенностей диффузионных процессов в расплавах, заключается в том, что силикатные расплавы характеризуются проводимостью, близкой к униполярной, катионной. Малая подвижность анионного «каркаса» расплава, образованного кремнекислородными, алюмокремнекислородными и другими комплексами, определяет ведущую роль при явлениях массопереноса в расплавах относительно мелких катионов внешних координационных сфер отмеченных комплексов (катионы — модификаторы). Перемещение наиболее подвижных катионов в расплавах, обусловленное действием внешних сил, должно вызывать перестройку анионного «каркаса», направленную на установление локальных равновесий и минимизацию свободной энергии системы, корректировку положения катиономодификаторов и т. д.

Можно рассмотреть общие закономерности совместного распределения элементов в предположении, что дифференциация расплава происходит в связи с действием на него какой-либо внешней силы, направление возникающих при этом обобщенных сил с точностью до знака совпадает с направлением внешней силы, ведущая роль принадлежит катионам с наиболее слабыми кислотными свойствами, а процесс контролируется кислотно-основным взаимодействием. Перемещение катионов с наиболее слабыми кислотными свойствами будет приводить к перестройке анионного каркаса, обеспечивающей ассоциацию слабых кислот со слабыми основаниями, а сильных кислот — с сильными основаниями. Таким образом, возникновение потоков катионов со слабыми кислотными свойствами обусловит появление встречных потоков катионов с сильными кислотными свойствами, а также потоков элементов-комплексобразователей и катионов, не обладающих экстремальными кислотными свойствами.

Интуитивно ясно, что в ходе подобного процесса отдельные области дифференцирующейся системы должны обогащаться частицами

с наиболее близкими кислотными или основными свойствами. Будем предполагать, что в фиксированный момент  $T$  в системе присутствуют катионы  $m$  сортов  $K_1, K_2, \dots, K_j, \dots, K_m$  и анионы  $n$  сортов  $A_1, \dots, A_i, \dots, A_n$ . Катионы располагаются в ряд кислотности  $S_{K_1} > S_{K_2} > \dots > S_{K_m}$ , а анионы в ряд основности  $S_{A_1} > S_{A_2} \dots > S_{A_n}$ , где характеристика  $S$  обозначает способность соответствующих частиц присоединять частицы противоположного знака заряда. Количество частиц каждого сорта составляет  $N_{K_1}, N_{K_2}, \dots, N_{K_m}, N_{A_1}, \dots, N_{A_n}$ . Разобьем рассматриваемую систему на  $R$  макроскопических областей с равными объемами.  $R$  весьма велико, но  $R \ll N_{K_j}$  и  $R \ll N_{A_i}$ .

Учитывая изложенное, можно полагать, что в результате кислотно-основной дифференциации должны выдерживаться следующие соотношения между содержаниями ионов.

1. Макроскопические области — локальные объемы, — наиболее резко обогащенные частицами с экстремальными кислотно-основными свойствами, в среднем в меньшей мере могут быть обогащены частицами других сортов. При этом степень обогащения отмеченных объемов частицами, наиболее близкими по кислотным или основным свойствам частицам с экстремальными свойствами, в среднем должна быть больше, чем частицами, сильнее отличающимися от частиц с экстремальными свойствами.

2. Степень сопряженности колебаний содержаний в макроскопических областях системы должна быть максимальна у частиц, обладающих экстремальными кислотными или основными свойствами, с частицами, характеризующимися наиболее близкими свойствами.

В качестве характеристики насыщенности какой-либо макроскопической области системы частицами определенного сорта в момент  $T$ , не зависящей от общего количества частиц каждого сорта в системе, будем рассматривать величины

$$k_j^{(f)} = \frac{N_{K_j}^{(f)}}{M \{N_{K_j}^{(f)}\}} \quad \text{и} \quad a_i^{(f)} = \frac{N_{A_i}^{(f)}}{M \{N_{A_i}^{(f)}\}},$$

где  $M \{N_{K_j}^{(f)}\}$  и  $M \{N_{A_i}^{(f)}\}$  — математические ожидания количества частиц в выделенных областях системы, равные

$$M \{N_{K_j}^{(f)}\} = \frac{\sum_{f=1}^R N_{K_j}^{(f)}}{R} = \frac{N_{K_j}}{R}$$

и

$$M \{N_{A_i}^{(f)}\} = \frac{\sum_{f=1}^R N_{A_i}^{(f)}}{R} = \frac{N_{A_i}}{R}.$$

Обозначим случайные величины, характеризующие обогащенность отдельных областей частицами, как  $a_i$  и  $k_j$ . Очевидно, что математические ожидания величин  $a_i$  и  $k_j$  одинаковы для всех  $i$  и  $j$  и равны:

$$M(a_i) = M(k_j) = 1.$$

Если в рассматриваемом объеме содержание частиц сорта  $K_j$  характеризуется значением  $k_j$ , большим единицы, то этот объем относительно обогащен частицами сорта  $K_j$  по сравнению с гомогенным расплавом; наоборот, при  $k_j < 1$  объем обеднен частицами сорта  $K_j$  по сравнению с гомогенным расплавом. Все сказанное касается и величин  $a_i$ .

Расположим в возрастающем порядке значения  $k_1$ :

$$k_{11} < k_{12} < \dots < k_{1r} < k_{1, r+1} < \dots < k_{1F}.$$

Предполагается, что  $k_{1r} = M(k_1) = 1$ , а также  $F \ll R$ . Основываясь на предпосылке 1, можно записать при условии  $k_{1c} > 1$ :

$$M\{a_i/k_{1c}\} > M\{a_{i+1}/k_{1c}\};$$

$$M\{k_j/k_{1c}\} > M\{k_{j+1}/k_{1c}\},$$

где  $M\{k_j/k_{1c}\}$  — математическое ожидание величины  $k_j$  в объемах системы, в которых  $k_1 = k_{1c}$ .

Связь между значениями  $k_j$  и  $a_i$  в общем случае, особенно при интенсивно проявленных процессах дифференциации, не будет описываться линейными зависимостями. Однако при рассмотрении близких по составу образований связи между различными частицами могут быть сведены к линейным. Поэтому далее рассматриваются зависимости в линейном приближении. Отметим, что установление линейной зависимости между количеством частиц различного сорта в локальных объемах дифференцирующейся системы отражает тот факт, что все анионы и катионы системы разделяются на две группы. Катионы и анионы одной из групп будут в среднем обогащать те объемы системы, в которые мигрируют частицы сорта  $K_1$  или  $A_1$ , а второй — обогащать объемы системы, в которых накапливаются частицы сорта  $A_n$  или  $K_m$ . В частном случае может найтись такой анион или катион, количество частиц которого, мигрирующих во встречных потоках, в среднем одинаково и конечное количество частиц в объемах не зависит от содержаний частиц других сортов.

Зависимость  $k_j$  от  $k_1$  в случае линейной их связи описывается уравнением линейной регрессии, которое в нашем случае может быть записано в виде

$$M\{k_j/k_1\} = 1 + \beta_{k_j/k_1} (k_1 - 1),$$

где  $\beta$  — угловой коэффициент регрессии.

С учетом этого и предпосылки о линейности связи можно записать, что

$$\beta_{k_j/k_1} > \beta_{k_{j+1}/k_1}$$

так же, как

$$\beta_{a_l/h_1} > \beta_{a_{l+1}/h_1}.$$

Учитывая ограничения, налагаемые балансом массы вещества в системе, можно утверждать, что

$$\beta_{h_1/a_1} > 0; \quad \beta_{h_1/a_n} < 0; \quad \beta_{a_1/h_m} < 0; \quad \beta_{h_m/a_n} > 0;$$

$$\beta_{a_1/h_1} > 0; \quad \beta_{a_n/a_1} < 0; \quad \beta_{a_n/h_m} > 0; \quad \beta_{h_m/a_1} < 0.$$

Катион  $K_l$  ( $1 < l < m$ ), для которого в данной системе  $\beta_{h_l/h_j} = 0$  для всех  $j$ , кроме  $j = l$ , а также такой анион  $A_s$  ( $1 < s < n$ ), что  $\beta_{a_s/a_i} = 0$  для всех  $i$ , кроме  $i = s$ , будем называть индифферентными. Отметим, что парные коэффициенты корреляции, описывающие силу линейной связи величин  $a_s$  и  $k_l$  с другими величинами:  $\rho_{k_l-k_j} = 0$  для всех  $j$ , кроме  $j = l$ , и  $\rho_{a_s-a_i} = 0$  для всех  $i$ , кроме  $i = s$ .

Очевидно, что в случае присутствия в системе индифферентных частиц  $K_l$  и  $A_s$  все анионы и катионы по значениям парных коэффициентов корреляции, так же как и по значениям угловых коэффициентов регрессии, разделяются на две группы, граница которых фиксируется положением в рядах кислотности и основности катиона  $K_l$  и аниона  $A_s$ . В случае отсутствия последних в системе частицы каждого вида также разделяются на две группы, ионы каждой из которых связаны между собой — образуют единую ассоциацию.

Для вывода зависимостей между характеристиками степени колеблемости количества частиц различного сорта в дифференцированной системе рассмотрим величины  $k_{dc}$  и  $k_{ec}$ , на которые наложены следующие ограничения:  $k_{dc} = k_{ec} > 1$ ;  $S_{K_d} > S_{K_e} > S_{K_l}$ , следовательно,  $\beta_{k_d/k_e} > 0$ .

Основываясь на предпосылках, изложенных ранее в пункте 1, можно утверждать, что

$$M \{k_d/k_{ec}\} > k_{ec}, \text{ а } M \{k_e/k_{dc}\} < k_{dc},$$

т. е.

$$M \{k_d/k_{ec}\} > M \{k_e/k_{dc}\}.$$

Поэтому из решения системы

$$\left. \begin{aligned} M \{k_d/k_{ec}\} &= 1 + \beta_{h_d/h_e} (k_{ec} - 1); \\ M \{k_e/k_{dc}\} &= 1 + \beta_{h_e/h_d} (k_{dc} - 1) \end{aligned} \right\}$$

следует, что

$$\beta_{h_d/h_e} > \beta_{h_e/h_d}$$

при  $\beta_{h_e/h_d} > 0$ ;  $S_{K_d} > S_{K_e} > S_{K_l}$ .

Угловые коэффициенты регрессий  $\beta_{k_e/k_d}$  и  $\beta_{k_d/k_e}$  и дисперсии величин  $k_e$  и  $k_d$  ( $\sigma_{k_e}^2$  и  $\sigma_{k_d}^2$  соответственно) связаны соотношением

$$\frac{\beta_{k_e/k_d}}{\beta_{k_d/k_e}} = \frac{\sigma_{k_e}^2}{\sigma_{k_d}^2}.$$

В соответствии с этим при  $\beta_{k_e/k_d} > 0$  и  $S_{K_d} > S_{K_e} > S_{K_l}$

$$\sigma_{k_d}^2 > \sigma_{k_e}^2$$

или в целом для ряда катионов, характеризующихся более кислотными свойствами, чем индифферентный катион  $K_l$ ,

$$\sigma_{k_1}^2 > \sigma_{k_2}^2 > \dots > \sigma_{k_{l-1}}^2 > \sigma_{k_l}^2.$$

Нетрудно видеть, что для катионов, характеризующихся менее кислотными свойствами, чем индифферентный катион  $K_l$ , должны выдерживаться соотношения

$$\sigma_{k_m}^2 > \sigma_{k_{m-1}}^2 > \dots > \sigma_{k_{l+1}}^2 > \sigma_{k_l}^2.$$

Иными словами, если  $K_l$  — индифферентен, т. е.  $\beta_{k_j/k_l} = 0$ ;  $\rho_{k_j-k_l} = 0$  для всех  $j$ , кроме  $j = l$ , то  $\sigma_{k_l}^2 = \min_{j=1, m} \{\sigma_{k_j}^2\}$ . В общем случае, когда в системе может отсутствовать индифферентный катион, значения  $\sigma^2$  максимальны для  $k_1$  и далее должны убывать, а затем, достигая минимума для значений  $k$  какого-либо катиона  $K_x$  (или катионов двух сортов), наиболее слабо связанного в статистическом смысле с другими катионами, будет вновь возрастать.

Отметим, что в частном случае  $\min \{\sigma_{k_j}^2\}$  может быть характерен для катиона  $K_j$  при  $j = 2$  или  $j = m - 1$ , а в некоторых случаях, когда в одну из ассоциаций разделяющихся частиц входят катионы лишь одного сорта, он может быть характерен для  $K_j$  при  $j = 1$  или  $j = m$ . В последних ситуациях значения  $\sigma_{k_j}^2$  будут соответственно монотонно убывать или возрастать параллельно усилению кислотных свойств катионов. Возможность появления подобных ситуаций может быть проконтролирована по характеру ассоциаций катионов, устанавливаемых в соответствии со значениями парных коэффициентов корреляции.

$$\text{Учитывая, что } k_j = \frac{N_{K_j}^{(f)}}{M \{N_{K_j}^{(f)}\}},$$

$$\sigma_{k_j}^2 = \frac{\sigma^2 \{N_{K_j}^{(f)}\}}{M^2 \{N_{K_j}^{(f)}\}},$$

т. е. неравенства, приведенные выше, характеризуют тенденцию изменения квадратов коэффициентов вариации или самих коэффициентов вариации, рассчитанных между количеством катионов

каждого сорта в макроскопических областях (локальных объемах) общей системы. Эта тенденция имеет следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} v \{N_{K_1}^{(j)}\} > v \{N_{K_2}^{(j)}\} > \dots > v \{N_{K_{l-1}}^{(j)}\} > v \{N_{K_l}^{(j)}\}; \\ v \{N_{K_m}^{(j)}\} > v \{N_{K_{m-1}}^{(j)}\} > \dots > v \{N_{K_{l+1}}^{(j)}\} > v \{N_{K_l}^{(j)}\}, \end{aligned} \right\}$$

где  $N v \{N_{K_j}^{(j)}\}$  — коэффициент вариации количества катионов сорта  $K_j$ .

Зависимости, сходные с приведенными, характеризуют и распределение анионов в дифференцированной системе.

С учетом предпосылок о влиянии энергетического взаимодействия катионов и анионов на сопряженность их содержаний в различных объемах и соотношения соответствующих дисперсий ясно, что парные коэффициенты корреляции, оценивающие связь содержаний катионов сорта  $K_j$  с частицами других сортов, меняются следующим образом:

$$\rho_{k_1-k_j} > \rho_{k_1-k_{j+1}};$$

$$\rho_{k_m-k_j} > \rho_{k_m-k_{j-1}},$$

так же как

$$\rho_{h_1-a_i} > \rho_{h_1-a_{i+1}}$$

и т. п., причем очевидно, что характер связи катионов, находящихся в середине ряда кислотности, зависит от положения индифферентного катиона. Очевидно, что указанные соотношения будут выдерживаться, если при оценке коррелированности используются величины  $N_{K_j}^{(j)}$ , а не  $k_j$ .

Кроме изменения таких статистических характеристик, описывающих поведение частиц различных сортов в дифференцированном расплаве, как коэффициенты вариации  $v$ , коэффициенты корреляции  $\rho$  и угловые коэффициенты регрессии  $\beta$ , значительный интерес представляют тенденции изменения отношений содержаний различных частиц. Отношения элементов часто рассматриваются при геохимических исследованиях в качестве самостоятельных признаков.

К. Пирсоном и Л. Ридом [Reed, 1921] показано, что коэффициент корреляции между величинами  $y = \frac{x_1}{x_2}$  и  $z = \frac{x_3}{x_4}$  определяется как

$$\rho_{y-z} = \frac{\rho_{x_1-x_2} v_{x_1} v_{x_2} - \rho_{x_1-x_4} v_{x_1} v_{x_4} - \rho_{x_2-x_3} v_{x_2} v_{x_3} + \rho_{x_2-x_4} v_{x_2} v_{x_4}}{\sqrt{(v_{x_1}^2 + v_{x_2}^2 - 2\rho_{x_1-x_2} v_{x_1} v_{x_2})(v_{x_3}^2 + v_{x_4}^2 - 2\rho_{x_3-x_4} v_{x_3} v_{x_4})}},$$

где  $\rho$  — коэффициенты корреляции между соответствующими величинами, а  $v$  — коэффициенты вариации.

Для величин  $y = \frac{x_1}{x_2}$  и  $z = x_3$  это выражение приобретает вид

$$\rho_{y-z} = \frac{\rho_{x_1-x_2} v_{x_1} v_{x_2} - \rho_{x_2-x_3} v_{x_2} v_{x_3}}{\sqrt{v_{x_1}^2 + v_{x_2}^2 - 2\rho_{x_1-x_2} v_{x_1} v_{x_2}}}.$$

Последнее соотношение может быть использовано для оценки зависимости между количеством частиц определенного сорта с отношениями содержаний этих частиц. Выражая содержания катионов в макроскопических областях (локальных объемах) системы в относительных величинах  $k$ , перепишем последнюю формулу в виде

$$\rho_{k_1} \frac{k_j}{k_{j-1}} = \frac{\rho_{k_j-k_1} \sigma_{k_j} \sigma_{k_1} - \rho_{k_{j-1}-k_1} \sigma_{k_{j-1}} \sigma_{k_1}}{\sqrt{\sigma_{k_j}^2 + \sigma_{k_{j-1}}^2} - 2\rho_{k_j-k_{j-1}} \sigma_{k_j} \sigma_{k_{j-1}}}.$$

Учитывая, что

$$\rho_{k_j-k_1} = \beta_{k_j/k_1} \frac{\sigma_{k_1}}{\sigma_{k_j}},$$

получаем

$$\rho_{k_1} \frac{k_j}{k_{j-t}} = \frac{(\beta_{k_j/k_1} - \beta_{k_{j-t}/k_1}) \sigma_{k_1}^2}{\sqrt{\sigma_{k_j}^2 + \sigma_{k_{j-t}}^2} - 2\rho_{k_j-k_{j-t}} \sigma_{k_j} \sigma_{k_{j-t}}},$$

где  $t \geq 1$ .

Отсюда видно, что знак  $\rho_{k_1} - \frac{k_j}{k_{j-t}}$  зависит только от соотношения угловых коэффициентов  $\beta_{k_j/k_1}$  и  $\beta_{k_{j-t}/k_1}$ . Как следует из ранее изложенного,

$$\beta_{k_{j-t}/k_1} > \beta_{k_j/k_1},$$

т. е.

$$\rho_{k_1} - \frac{k_j}{k_{j-t}} < 0.$$

Нетрудно видеть, что

$$\rho_{k_1} - \frac{k_{j-t}}{k_j} > 0.$$

Сходные соотношения характерны для  $k_m$ .

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОНОФОРМНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ

Если обратиться к распределению элементов в магматических породах, то приводимые соотношения могут описывать поведение тех элементов, которые присутствуют в расплавах в виде частиц одного сорта и могут быть названы моноформными. Подобными элементами являются в первую очередь щелочные и щелочноземельные металлы. Кислотные свойства катионов этих металлов, обладающих шаровой симметрией, в первом приближении определяются характеристиками сил их полей типа ионного потенциала Д. Карлсдаля или обобщенного момента В. К. Семенченко, пропорциональными отношению  $z/r_i$ , где  $z$  — заряд, а  $r_i$  — радиус иона. В соответствии со значениями указанных отношений катионы щелочных

и щелочноземельных металлов располагаются в общепринятый ряд кислотности:

$$S_{Mg^{2+}} > S_{Ca^{2+}} > S_{Sr^{2+}} > S_{Ba^{2+}} > S_{Li^+} > S_{Na^+} > S_{K^+} < S_{Rb^+} > S_{Cs^+}.$$

Приведенный ряд кислотности катионов для силикатных расплавов может быть проверен при анализе данных изучения явлений электропереноса. В табл. 32 приведены числа переноса ионов в трехкомпонентных силикатных расплавах с двумя катионами, полученные В. И. Малкиным [1961, 1962] методом меченых атомов с помощью радиоактивных изотопов. Как видно из таблицы, проводимость в расплавах соответствующих систем имеет катионную природу. Числа переноса, определяющие долю общего электрического тока, переносимого заряженными частицами данного сорта, сами по себе не позволяют в общем случае оценить характер кислотности катионов. Более подходящей величиной является подвижность, зависящая при заданной напряженности электрического поля только от скорости заряженных частиц.

При прочих равных условиях подвижность  $U_{K_j}$  заряженных частиц  $K_j$  определяется энергией их связей с анионами, т. е. кислот-

ТАБЛИЦА 32

Числа переноса катионов в трехкомпонентных силикатных расплавах по В. И. Малкину [1961]

Состав расплава	Катионы $K_j$	Числа переноса $\eta_{K_j}$	Состав расплава	Катионы $K_j$	Числа переноса $\eta_{K_j}$
$Na_2O \cdot MgO \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Mg^{2+}$	0,90 (0,10)*	$Li_2O \cdot SrO \cdot 4SiO_2$	$Li^+$ $Sr^{2+}$	(0,79) 0,21
$Na_2O \cdot CaO \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Ca^{2+}$	0,70 0,35	$Li_2O \cdot Na_2O \cdot 4SiO_2$	$Li^+$ $Na^+$	(0,43) 0,57
$Na_2O \cdot SrO \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Sr^{2+}$	0,78 0,19	$Li_2O \cdot K_2O \cdot 4SiO_2$	$Li^+$ $K^+$	(0,44) 0,56
$Na_2O \cdot BaO \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Ba^{2+}$	0,87 0,11	$Li_2O \cdot Cs_2O \cdot 4SiO_2$	$Li^+$ $Cs^+$	(0,32) 0,68
$K_2O \cdot MgO \cdot 4SiO_2$	$K^+$ $Mg^{2+}$	1,02 —	$Na_2O \cdot K_2O \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $K^+$	0,52 0,50
$K_2O \cdot SrO \cdot 4SiO_2$	$K^+$ $Sr^{2+}$	0,89 0,12	$Na_2O \cdot Rb_2O \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Rb^+$	0,49 0,53
$K_2O \cdot BaO \cdot 4SiO_2$	$K^+$ $Ba^{2+}$	0,84 0,14	$Na_2O \cdot Cs_2O \cdot 4SiO_2$	$Na^+$ $Cs^+$	0,44 0,54
$Li_2O \cdot CaO \cdot 4SiO_2$	$Li^+$ $Ca^{2+}$	(0,60) 0,40	$K_2O \cdot Cs_2O \cdot 4SiO_2$	$K^+$ $Cs^+$	0,42 0,60

\* Числа переноса, приведенные в скобках, непосредственно не определялись, найдены в предположении, что, как и в других системах, электричество кремнием не переносится.

ными свойствами, а также геометрическими факторами: степенью разрыхленности анионного каркаса расплава и размерами катионов. В связи с этим при оценке кислотных свойств катионов их подвижности  $U_{K_j}$ , так же как и числа переноса  $\eta_{K_j}$ , в разных системах несопоставимы. При изменении концентрационного состава систем может меняться разрыхленность структуры, так же как и характер присутствующих в расплаве анионных комплексов. Относительный характер кислотности катионов может быть установлен при анализе подвижности в одной и той же системе в случае, когда радиусы катионов близки или радиус более подвижного катиона больше, т. е. в тех случаях, когда геометрический фактор не оказывает существенного влияния на соотношения подвижностей катионов.

Числа переноса  $\eta_{K_j}$  и подвижности  $U_{K_j}$  в общем случае с учетом возможности смешанной электропроводности связаны соотношением

$$\eta_{K_j} = \frac{z_{K_j} C_{K_j} U_{K_j}}{\sum_{j=1}^m z_{K_j} C_{K_j} U_{K_j} - \sum_{i=1}^n z_{A_i} C_{A_i} U_{A_i}},$$

где  $z_{K_j}$  и  $z_{A_i}$  — заряд соответствующих ионов,  $C_{K_j}$  и  $C_{A_i}$  — молярная объемная концентрация заряженных частиц.

Для любой системы, охарактеризованной данными табл. 32,  $j = 1, 2$  и в силу особенностей этих систем

$$\eta_{K_1} = \frac{U_{K_1}}{U_{K_1} + U_{K_2}};$$

$$\eta_{K_2} = \frac{U_{K_2}}{U_{K_1} + U_{K_2}},$$

т. е. соотношение подвижностей катионов полностью определяется соотношением чисел переноса, если  $\eta_{K_1} < \eta_{K_2}$ , то  $U_{K_1} < U_{K_2}$ , если  $\eta_{K_1} > \eta_{K_2}$ , то  $U_{K_1} > U_{K_2}$  и при  $\eta_{K_1} = \eta_{K_2}$   $U_{K_1} = U_{K_2}$ . Таким образом, в данных системах относительная подвижность катионов может быть оценена при сопоставлении чисел переноса. Например, в системе  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2$  ион  $\text{Na}^+$  более подвижен, чем  $\text{Mg}^{2+}$ , так как  $\eta_{\text{Na}^+} > \eta_{\text{Mg}^{2+}}$ . При этом размер иона  $\text{Na}^+$  больше размера иона  $\text{Mg}^{2+}$  при любых возможных сочетаниях координационных чисел. Поэтому следует констатировать, что катион  $\text{Mg}^{2+}$  заведомо прочнее связан с анионным каркасом расплава, чем ион  $\text{Na}^+$ , и соответственно характеризуется более сильными кислотными свойствами. При анализе данных табл. 32 подобным образом выводятся следующие соотношения катионов по кислотности:  $S_{\text{Mg}^{2+}} > S_{\text{Na}^+}$ ;

$$S_{\text{Ca}^{2+}} > S_{\text{Na}^+}; S_{\text{Ba}^{2+}} > S_{\text{Na}^+}; S_{\text{Sr}^{2+}} > S_{\text{Na}^+}; S_{\text{Mg}^{2+}} > S_{\text{K}^+};$$

$$S_{\text{Sr}^{2+}} > S_{\text{K}^+}; S_{\text{Ba}^{2+}} > S_{\text{K}^+}; S_{\text{Ca}^{2+}} > S_{\text{Li}^+}; S_{\text{Sr}^{2+}} > S_{\text{Li}^+};$$

$$S_{\text{Li}^+} > S_{\text{Na}^+}; S_{\text{Li}^+} > S_{\text{Cs}^+}; S_{\text{Na}^+} > S_{\text{Cs}^+}; S_{\text{K}^+} > S_{\text{Cs}^+}.$$

Кроме того, соотношение  $S_{Mg^{2+}} > S_{Ca^{2+}}$  следует из данных изучения чисел переноса в системе  $CaO \cdot MgO \cdot 3,25SiO_2$  [Малкин, Хохлов, 1958]. В большинстве систем более подвижными являются ионы с большим радиусом, т. е. энергетические особенности ионов оказывают основное влияние на их миграционные способности. Из имеющихся данных не ясно соотношение кислотных свойств  $Ba^{2+}$  и  $Sr^{2+}$  со свойствами катионов ряда щелочных и щелочноземельных металлов и между собой, а также соотношение кислотных свойств ионов  $Na^+$  и  $K^+$ . Расхождение чисел переноса в системе  $Na_2O \times K_2O \cdot 4SiO_2$  ( $\eta_{Na^+} = 0,52$ ;  $\eta_{K^+} = 0,50$ ) не превышает экспериментальной ошибки, так как по определению  $\sum_j \eta_{K_j} = 1,0$ .

Группируя полученные неравенства и не рассматривая те ионы, положение которых не определяется из-за недостатка данных, получаем экспериментальный ряд относительной кислотности катионов:

$$S_{Mg^{2+}} > S_{Ca^{2+}} > S_{Li^+} > S_{Na^+}, S_{K^+} > S_{Rb^+}, S_{Cs^+}.$$

Нетрудно видеть, что этот ряд находится в соответствии с рядом кислотности катионов щелочных и щелочноземельных металлов, получаемым по значениям различных характеристик сил полей ионов. Отметим, что соответствие приводимых рядов свидетельствует о допустимости привлечения ионной модели для описания взаимодействия частиц в расплавах, во всяком случае, катионов щелочных и щелочноземельных металлов с присутствующими анионами.

Учитывая относительную кислотность катионов, определяемую приведенным рядом, рассмотрим зависимости, которые должны описывать распределение содержаний щелочных и щелочноземельных металлов в породах в случае, когда указанные распределения целиком обуславливаются кислотно-основной дифференциацией частиц в расплаве. Предполагается, что содержания элементов выражены в изобъемно-сопоставимых единицах.

Изменение коэффициентов вариации содержаний элементов будет зависеть от особенностей валового состава рассматриваемой системы, предопределяющих наряду с другими факторами близость поведения того или иного элемента к индифферентному. Если в системе индифферентным является щелочной или щелочноземельный элемент, катион которого занимает промежуточное положение в ряду кислотности, общая тенденция изменения коэффициентов вариации в ряду  $v_{Mg}, v_{Ca}, v_{Sr}, v_{Ba}, v_{Zr}, v_{Na}, v_{K}, v_{Rb}, v_{Cs}$  будет характеризоваться наличием минимума  $v$ , приходящегося на этот элемент.

Учитывая, что поведение цезия и рубидия практически не влияет на баланс массы в системе, минимальное значение коэффициента вариации среди петрогенных элементов должно быть присуще кальцию или натрию.

Последовательности изменения коэффициентов корреляции будут иметь вид

$$\rho_{Mg-Ca} > \rho_{Mg-Sr} > \rho_{Mg-Ba} > \rho_{Mg-Li} > \rho_{Mg-Na} > \rho_{Mg-K} > \rho_{Mg-Rb} > \rho_{Mg-Cs}$$

и 
$$\rho_{K-Na} > \rho_{K-Li} > \rho_{K-Ba} > \rho_{K-Sr} > \rho_{K-Ca} > \rho_{K-Mg}.$$

## Статистики распределения окислов петрогенных элементов в породах интрузивных массивов

Массивы	СТАТИСТИКИ	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
1. Шиндинский	—	1,94	3,77	3,69	1,47	4,06	1,21	0,45	14,85	67,39
	—	0,97	0,61	2,09	1,27	1,69	0,88	0,32	2,01	6,67
	—	0,50	0,16	0,57	0,86	0,42	0,73	0,71	0,13	0,10
2. Актауский	—	3,31	3,34	2,91	1,10	2,07	1,08	0,39	15,54	69,12
	—	1,32	0,89	1,63	0,75	1,33	0,69	0,30	1,56	4,63
	—	0,40	0,27	0,56	0,68	0,64	0,64	0,77	0,10	0,07
3. Ахангаранский	—	2,48	3,00	6,84	3,85	4,51	2,54	0,51	17,19	56,20
	—	1,63	1,01	4,02	2,43	1,97	1,70	0,25	3,17	9,27
	—	0,66	0,33	0,59	0,63	0,44	0,68	0,50	0,18	0,16
4. Ольгинско-Ампалькский	—	2,87	4,55	5,90	2,86	5,13	2,06	0,75	16,47	57,83
	—	1,14	1,11	2,99	1,89	1,99	1,05	0,36	1,52	6,51
	—	0,40	0,24	0,51	0,66	0,39	0,51	0,48	0,09	0,11
5. Хараматолоуско-Вайкарский	—	2,23	2,89	5,72	2,89	3,69	2,36	0,38	15,68	62,68
	—	1,37	0,55	2,61	1,88	1,79	1,47	0,20	1,88	7,43
	—	0,61	0,19	0,46	0,64	0,49	0,62	0,53	0,12	0,12
6. Тагильский	—	3,36	4,51	5,94	2,04	2,66	3,45	0,64	20,72	54,17
	—	1,68	0,75	1,57	1,00	1,17	1,27	0,26	1,30	2,17
	—	0,50	0,17	0,26	0,49	0,44	0,37	0,41	0,06	0,04
7. Магнитогорский	—	2,91	4,70	3,26	1,57	1,88	3,24	0,78	15,35	64,59
	—	1,04	0,81	1,85	1,19	1,15	2,09	0,53	1,44	5,79
	—	0,36	0,17	0,57	0,76	0,61	0,64	0,68	0,09	0,09
8. Улень-Туимский	—	2,41	4,13	7,09	3,63	4,24	3,06	0,94	17,30	55,31
	—	1,34	1,30	3,03	1,90	1,54	1,53	0,39	1,87	5,80
	—	0,56	0,31	0,42	0,32	0,36	0,50	0,41	0,10	0,11
9. Покровский	—	2,97	4,43	4,78	1,98	3,66	3,62	0,44	17,63	58,84
	—	1,21	1,27	2,05	1,03	1,41	1,45	0,12	1,32	5,02
	—	0,47	0,29	0,43	0,52	0,38	0,40	0,27	0,08	0,09
10. Мегри-Ордубадский	—	3,04	3,62	6,57	3,29	2,92	2,72	0,41	18,06	58,15
	—	1,54	0,82	2,36	1,51	1,36	2,01	0,27	1,84	6,04
	—	0,51	0,23	0,36	0,46	0,47	0,73	0,66	0,10	0,10
11. Булан-Кульский	—	4,80	5,87	4,35	1,47	3,72	1,68	0,71	20,61	55,03
	—	1,44	1,79	1,91	1,04	1,53	0,88	0,36	1,60	2,97
	—	0,30	0,29	0,43	0,71	0,41	0,52	0,50	0,08	0,05

Массивы	Статистика	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
12. Акжайляуский	$\bar{x}$	4,57	3,72	1,89	0,76	1,62	1,44	0,62	14,29	69,63
	$\hat{s}$	0,99	0,68	1,66	0,78	1,34	0,93	0,49	2,38	5,83
	$\hat{v}$	0,21	0,18	0,88	1,03	0,83	0,65	0,79	0,17	0,08
13. Жаксыарганатинский	$\bar{x}$	3,19	3,52	3,46	1,92	2,58	2,21	0,55	15,48	65,25
	$\hat{s}$	1,17	0,73	2,55	1,94	1,73	0,73	0,20	1,13	6,44
	$\hat{v}$	0,36	0,21	0,74	1,01	0,67	0,36	0,36	0,07	0,10
14. Батпагский	$\bar{x}$	3,92	3,45	2,98	1,41	2,30	2,10	0,56	15,88	66,19
	$\hat{s}$	1,73	0,92	2,64	1,70	1,81	1,59	0,38	2,07	8,09
	$\hat{v}$	0,44	0,27	0,89	1,20	0,79	0,76	0,68	0,13	0,12

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее содержание;  $\hat{s}$  — стандартное отклонение;  $\hat{v}$  — коэффициент вариации.

Учитывая, что ион Mg<sup>2+</sup> обладает наиболее кислотными свойствами среди катионов щелочных и щелочноземельных металлов, и пренебрегая влиянием других катионов, например Fe<sup>2+</sup>, можно ожидать в породах с ростом содержаний Mg стабильного в среднем увеличения отношений Mg/Ca, Mg/Na, Ca/Na, Ca/K, Na/K и т. п. и уменьшения отношений типа K/Ca, K/Na. При увеличении содержаний калия должны возрастать отношения типа Na/Ca, Na/Mg, Ca/Mg.

Обратимся к эмпирическим данным, характеризующим особенности распределения петрогенных элементов в сериях магматических пород. В табл. 33 и 34 приведены статистики, рассчитанные по данным химических анализов пород отдельных нестратифицированных интрузивных массивов различной формационной принадлежности. Между породами в пределах каждого массива существуют постепенные переходы. Для многих образований, развитых в краевых зонах массивов, характерны признаки, рассматриваемые большинством петрографов в качестве индикаторных в отношении явлений гибридизма (такситовые текстуры и т. п.). Как видно (табл. 33), вариации содержаний различных элементов достаточно специфичны. Изменения значений коэффициентов  $\hat{v}$  для всех элементов не имеют каких-либо специфических закономерностей, что видно, например, на рис. 39 и 40. Однако если обратиться только к данным, характеризующим особенности распределения щелочных и щелочноземельных элементов, то устанавливаются стабильные зависимости:  $\hat{v}_K > \hat{v}_{Na}$ , но  $\hat{v}_{Na} < \hat{v}_{Ca} < \hat{v}_{Mg}$ , что видно, в частности, на рис. 41. Наименьшие относительные вариации содержаний Na в породах находятся

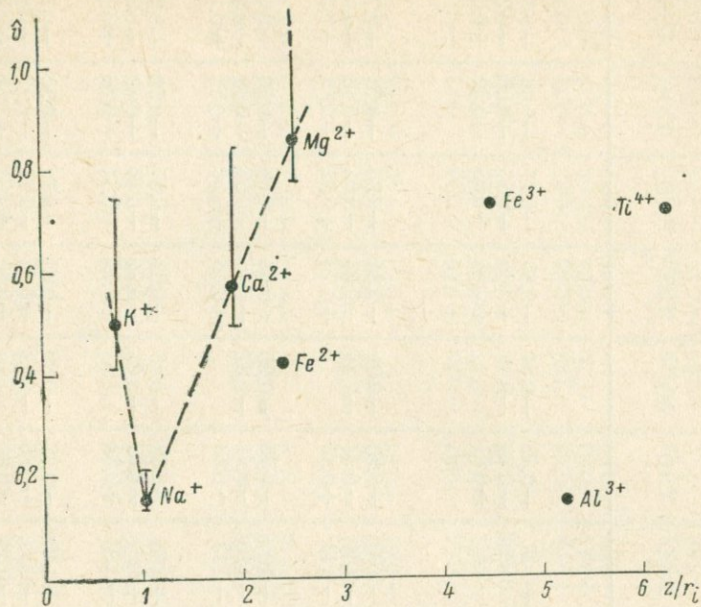


Рис. 39. Коэффициенты вариации  $\hat{v}$  содержаний петрогенных элементов в породах Шиндинского массива.

$z/r_i$  — ионные потенциалы катионов. Показаны 95%-ные доверительные интервалы для  $\hat{v}$ .

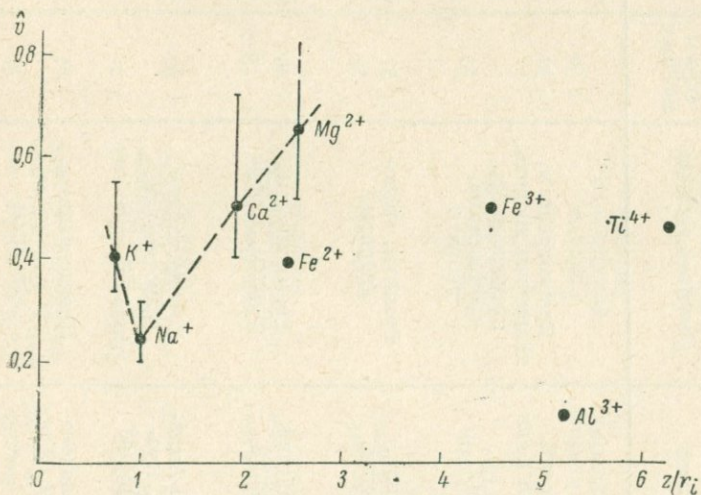


Рис. 40. Коэффициенты вариации  $\hat{v}$  содержаний петрогенных элементов в породах Ольгинско-Ампалыкского массива.

Оценки коэффициентов корреляции между петрогенными элементами в породах интрузивных массивов

Массивы	Породы	Объем выборки		K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Шиндинский, Восточный Саян	Плагииграниты, кварцевые диориты, гранодиориты, трогдемиты, диориты	60	SiO <sub>2</sub>	+0,68	+0,27	-0,92	-0,84	-0,80	-0,77	-0,86	-0,84
			K <sub>2</sub> O		-0,003	-0,73	-0,49	-0,66	-0,57	-0,56	-0,56
			MgO	-0,48	-0,51	+0,87		+0,64	+0,55	+0,71	+0,62
Актауский, Узбекистан	Граниты, грано- диориты	52	SiO <sub>2</sub>	+0,54	-0,03	-0,90	-0,91	-0,85	-0,38	-0,78	-0,73
			K <sub>2</sub> O		-0,31	-0,62	-0,51	-0,43	-0,04	-0,48	-0,64
			MgO	-0,51	-0,12	+0,88		+0,79	+0,33	+0,85	+0,55
Ахангаранский, Узбекистан	Гранодиориты, диориты, габбро	36	SiO <sub>2</sub>	+0,88	+0,09	-0,66	-0,95	-0,68	-0,68	-0,56	-0,46
			K <sub>2</sub> O		-0,10	-0,61	-0,87	-0,75	-0,53	-0,38	-0,46
			MgO	-0,87	-0,13	+0,68		+0,48	+0,36	+0,58	+0,17
Ольгинско-Ампа- лыкский, Куз- нецкий Алатау	Плагииграниты, гранодиориты, диориты	30	SiO <sub>2</sub>	+0,64	+0,36	-0,89	-0,85	-0,83	-0,57	-0,56	-0,37
			K <sub>2</sub> O		+0,07	-0,62	-0,65	-0,54	-0,32	-0,42	-0,39
			MgO	-0,65	-0,37	+0,83		+0,72	+0,32	+0,26	+0,12
Хараматолоуско- Вайкарский, Урал	Плагииграниты, гранодиориты, диориты	24	SiO <sub>2</sub>	+0,83	+0,40	-0,96	-0,88	-0,93	-0,79	-0,92	-0,65
			K <sub>2</sub> O		+0,19	-0,86	-0,72	-0,74	-0,75	-0,72	-0,60
			MgO	-0,72	-0,38	+0,80		+0,80	+0,81	+0,85	+0,27
Тагильский, Урал	Известково-щелоч- ные сиениты, сиенито- диориты, габбро-сиениты	22	SiO <sub>2</sub>	+0,61	+0,21	-0,70	-0,83	-0,87	-0,21	-0,69	+0,08
			K <sub>2</sub> O		-0,22	-0,76	-0,74	-0,58	-0,41	-0,58	-0,01
			MgO	-0,74	-0,16	+0,70		+0,80	+0,58	+0,86	-0,37
Магнитогорский, Урал	Гранодиориты, сиенито-диориты, диориты	27	SiO <sub>2</sub>	+0,68	+0,01	-0,86	-0,93	-0,36	-0,90	-0,71	-0,52
			K <sub>2</sub> O		-0,45	-0,74	-0,67	-0,19	-0,64	-0,56	-0,47
			MgO	-0,67	-0,07	+0,89		+0,39	+0,87	+0,67	+0,30
Улень-Тунмский, Кузнецкий Алатау	Габбро, габбро-сиениты, гранодиориты, кварцевые диориты	78	SiO <sub>2</sub>	+0,18	+0,02	-0,78	-0,74	-0,70	-0,57	-0,70	-0,57
			K <sub>2</sub> O		+0,03	-0,35	-0,38	-0,27	-0,32	-0,18	+0,23
			MgO	-0,38	-0,10	+0,66		+0,60	+0,47	+0,53	-0,26
Покровский, Урал	Габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты	25	SiO <sub>2</sub>	+0,89	+0,72	-0,96	-0,91	-0,62	-0,53	-0,69	-0,81
			K <sub>2</sub> O		+0,79	-0,94	-0,89	-0,58	-0,50	-0,69	-0,65
			MgO	-0,89	-0,86	+0,92		+0,63	+0,52	+0,58	+0,67
Мегри-Ордубад- ский (сиенитовая фаза), Кавказ	Граносиениты, сиенито-диориты, диориты	16	SiO <sub>2</sub>	+0,77	+0,19	-0,71	-0,90	-0,56	-0,76	-0,42	-0,90
			K <sub>2</sub> O		-0,06	-0,64	-0,74	-0,41	-0,75	-0,13	-0,77
			MgO	-0,74	-0,38	+0,45		+0,72	+0,37	-0,02	+0,46
Булан-Кульский, Кузнецкий Алатау	Тералиты	28	SiO <sub>2</sub>	+0,45	+0,11	-0,64	-0,61	-0,66	-0,38	-0,59	-0,42
			K <sub>2</sub> O		+0,28	-0,67	-0,67	-0,47	-0,24	-0,51	+0,09
			MgO	-0,67	-0,61	+0,83		+0,83	+0,48	+0,88	-0,38
Акжайляуский, Казахстан	Граниты, гранодиориты	32	SiO <sub>2</sub>	+0,50	-0,54	-0,93	-0,88	-0,80	-0,81	-0,84	-0,62
			K <sub>2</sub> O		-0,24	-0,67	-0,61	-0,65	-0,38	-0,35	-0,13
			MgO	-0,61	+0,33	+0,92		+0,85	+0,65	+0,80	+0,43
Жаксырганатин- ский, Казахстан	Граниты, гранодиориты, диориты	36	SiO <sub>2</sub>	+0,64	+0,60	-0,92	-0,93	-0,96	-0,65	-0,72	-0,68
			K <sub>2</sub> O		+0,46	-0,83	-0,70	-0,68	-0,58	-0,41	-0,37
			MgO	-0,70	-0,67	+0,94		+0,91	+0,56	+0,54	+0,48
Батнакский, Казахстан	Граниты, гранодиориты, диориты	42	SiO <sub>2</sub>	+0,63	+0,14	-0,93	-0,89	-0,89	-0,89	-0,86	-0,69
			K <sub>2</sub> O		-0,09	-0,74	-0,64	-0,64	-0,51	-0,52	-0,51
			MgO	-0,64	-0,32	+0,20		+0,90	+0,76	+0,90	+0,41

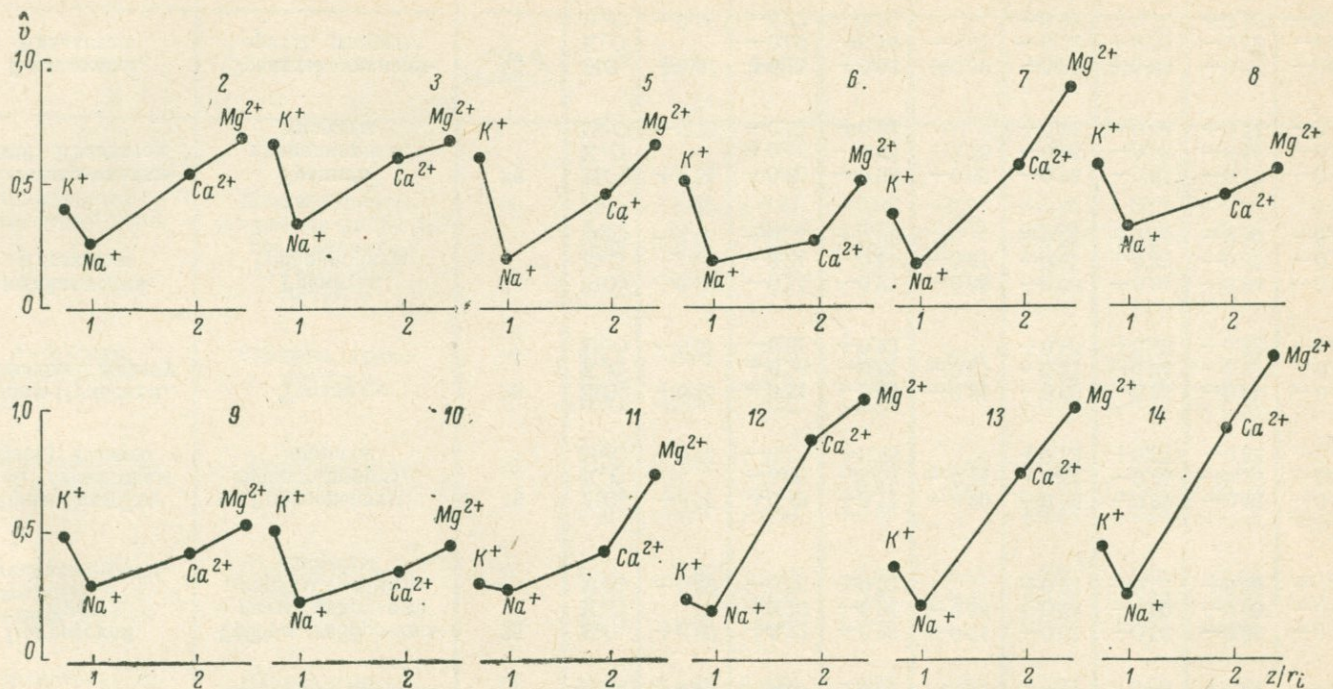


Рис. 41. Коэффициенты вариации  $\hat{v}$  содержаний щелочных и щелочноземельных элементов в породах интрузивных массивов.

Номера графиков соответствуют табл. 33

в соответствии с особенностями корреляционных зависимостей между содержаниями этого элемента со всеми остальными: поведение Na наиболее близко к индифферентному. Столь же устойчивы и последовательности оценок коэффициентов корреляции содержаний щелочных и щелочноземельных металлов с содержаниями Mg и K. Введение статистических критериев позволяет в большинстве случаев при низких уровнях значимости обосновать зависимости

$$\rho_{\text{Mg-Ca}} > \rho_{\text{Mg-Na}} > \rho_{\text{Mg-K}}$$

и

$$\rho_{\text{K-Na}} > \rho_{\text{K-Ca}}, \rho_{\text{K-Na}} > \rho_{\text{K-Mg}},$$

причем гипотеза  $\rho_{\text{K-Ca}} > \rho_{\text{K-Mg}}$  обычно бракуется в пользу гипотезы  $\rho_{\text{K-Ca}} = \rho_{\text{K-Mg}}$ , т. е. обосновывается зависимость  $\rho_{\text{K-Na}} > \rho_{\text{K-Ca}} \geq \rho_{\text{K-Mg}}$ .

ТАБЛИЦА 35

Статистики распределения окислов петрогенных элементов в породах вулканических серий

Породы	Статистики	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
1. Базальты, андезиты вулкана Ичинский	$\bar{x}$	2,69	4,01	4,23	2,26	2,30	3,34	0,67	15,22	63,63
	$\hat{s}$	0,72	0,45	1,83	1,38	1,41	0,90	0,27	1,20	4,92
	$\hat{v}$	0,27	0,11	0,42	0,61	0,61	0,27	0,40	0,08	0,08
2. Базальтовые андезиты вулкана Нгаурохое	$\bar{x}$	2,48	3,25	4,73	2,85	3,82	1,50	0,47	14,42	65,84
	$\hat{s}$	1,27	0,58	3,55	3,07	2,54	0,77	0,25	1,50	8,57
	$\hat{v}$	0,51	0,18	0,75	1,07	0,84	0,51	0,53	0,10	0,13
3. Базальтовые андезиты, андезиты вулкана Парикутин, Мексика (извержения 1943—1952 гг.)	$\bar{x}$	1,34	3,84	6,74	4,85	5,15	1,51	0,90	17,63	57,48
	$\hat{s}$	0,26	0,10	0,38	0,89	0,49	0,26	0,08	0,40	1,89
	$\hat{v}$	0,19	0,03	0,06	0,18	0,09	0,17	0,09	0,02	0,03
4. Базальты, андезиты вулкана Эбеко	$\bar{x}$	1,66	2,65	7,77	4,05	4,03	3,51	0,69	17,57	57,07
	$\hat{s}$	0,40	0,49	1,58	2,40	1,37	0,84	0,17	1,13	4,46
	$\hat{v}$	0,23	0,15	0,21	0,59	0,34	0,24	0,24	0,06	0,08
5. Базальты, андезиты, пошониты Тибести, Центральная Африка	$\bar{x}$	2,82	4,04	5,47	2,98	4,43	3,98	1,61	15,79	57,14
	$\hat{s}$	1,51	1,29	4,01	3,16	2,51	1,90	1,12	2,26	9,78
	$\hat{v}$	0,70	0,32	0,73	1,06	0,57	0,48	0,70	0,14	0,17
6. Толентовые базальты, андезиты Тингмули, Исландия	$\bar{x}$	1,66	3,69	5,96	2,89	6,12	3,37	1,77	13,03	58,58
	$\hat{s}$	1,24	0,91	3,81	2,59	3,92	1,82	1,27	0,98	10,48
	$\hat{v}$	0,75	0,25	0,64	0,90	0,64	0,54	0,72	0,08	0,18

Поведение различных отношений элементов также подчиняется ранее приведенным закономерностям: например, во всех случаях в различных объектах при возрастании содержаний Mg монотонно (в среднем) возрастают значения отношений содержаний щелочных и щелочноземельных металлов, катионы которых характеризуются большей кислотностью, к содержаниям металлов с катионами меньшей кислотности. Учитывая, что подобные зависимости, по

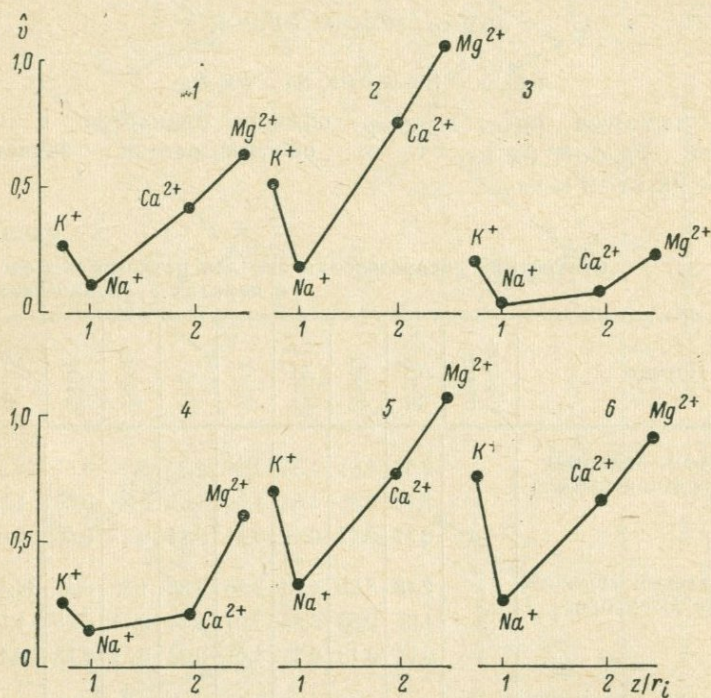


Рис. 42. Коэффициенты вариации  $\hat{v}$  содержаний щелочных и щелочноземельных элементов в породах вулканических серий.

Номера графиков соответствуют табл. 35.

существо, формально выводятся по соответствующим формулам из данных табл. 33 и 34, далее они не обсуждаются.

Породы нестратифицированных интрузивных массивов не являются единственными специфическими образованиями, в которых закономерности распределения содержаний петрогенных щелочных и щелочноземельных металлов тесно увязываются с кислотными свойствами их катионов и не противоречат идее о кислотно-основной дифференциации частиц в расплавах. Аналогичные зависимости устанавливаются и при изучении петрохимических особенностей пород разнообразных вулканических серий. Для примера в табл. 35 и 36 и на рис. 42 приведены статистики распределения петрогенных элементов в сериях кайнотипных вулканических пород. Результаты

## Оценки коэффициентов корреляции между петрогенными элементами в породах вулканических серий

Породы	Объем выборки	Оксиды	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Базальты, андезиты вулкана Ичинский	15	SiO <sub>2</sub>	+0,96	+0,79	-0,86	-0,95	-0,92	-0,47	-0,97	-0,49
		K <sub>2</sub> O		+0,62	-0,86	-0,97	-0,92	-0,41	-0,92	-0,56
		MgO	-0,97	-0,54	+0,78		+0,91	+0,37	+0,94	+0,48
Базальтовые андезиты вулкана Нгауроходо	42	SiO <sub>2</sub>	+0,95	+0,83	-0,98	-0,91	-0,97	-0,56	-0,92	-0,76
		K <sub>2</sub> O		+0,73	-0,95	-0,91	-0,91	-0,58	-0,84	-0,71
		MgO	-0,91	-0,85	+0,91		+0,90	+0,38	+0,74	+0,47
Базальтовые андезиты, андезиты вулкана Парикутин, Мексика (извержения 1943—1952 гг.)	22	SiO <sub>2</sub>	+0,93	-0,03	-0,97	-0,94	-0,86	-0,39	-0,88	-0,71
		K <sub>2</sub> O		-0,13	-0,95	-0,87	-0,75	-0,41	-0,70	+0,26
		MgO	-0,87	-0,10	+0,91		+0,77	+0,33	+0,80	+0,60
Базальты, андезиты вулкана Эбеко	29	SiO <sub>2</sub>	+0,53	+0,56	-0,96	-0,84	-0,78	-0,34	-0,76	+0,15
		K <sub>2</sub> O		+0,07	-0,58	-0,60	-0,44	-0,16	-0,36	+0,35
		MgO	-0,60	-0,55	+0,79		+0,71	+0,24	+0,54	-0,62
Базальты, андезиты, шоноциты Тибести (Центральная Африка)	68	SiO <sub>2</sub>	+0,80	+0,46	-0,94	-0,84	-0,86	-0,52	-0,86	-0,38
		K <sub>2</sub> O		+0,67	-0,88	-0,77	-0,72	-0,46	-0,79	-0,23
		MgO	-0,77	-0,60	+0,90		+0,77	+0,34	+0,79	-0,80
Толетовые базальты, андезиты Тингмули (Исландия)	24	SiO <sub>2</sub>	+0,98	+0,91	-0,92	-0,98	-0,93	-0,77	-0,89	-0,31
		K <sub>2</sub> O		+0,91	-0,98	-0,92	-0,91	-0,75	-0,88	-0,31
		MgO	-0,94	-0,92	+0,96		+0,79	+0,60	+0,75	+0,32

химических анализов заимствованы из ряда опубликованных работ [Steiner, 1958; Carmichael, 1964; Wilcox, 1954; Vincent, 1963; Родинова, Федорченко, Шилов, 1963].

Значительный интерес в связи с рассматриваемыми вопросами представляют закономерности распределения редких щелочных и щелочноземельных металлов, таких как Li, Sr, Ba, Cs, Rb. Стабильное накопление Cs и Rb совместно с K в породах различных серий общеизвестно. Распределение других элементов в ряде объектов, известных по литературе [Le Maitre, 1962; Higazi, 1962; Ноккольдс, Аллен, 1952], охарактеризовано в табл. 37. Нетрудно видеть, что распределение всех щелочных и щелочноземельных элементов, исключая барий в породах серий, изученных С. Ноккольдсом и А. Алленом, увязывается с кислотными свойствами их катионов. Даже несмотря на сравнительно малый объем выборок последовательности изменения коэффициентов корреляции K и Mg с другими элементами весьма стабильны, причем коэффициенты корреляции калия умень-

ТАБЛИЦА 37

Оценки коэффициентов корреляции между щелочными и щелочноземельными металлами в породах вулканических и интрузивных серий

Серии	Объем выборки	Оксиды	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	BaO	SrO	CaO	MgO
Вулканиты о. Гох	28	Si <sub>2</sub> O	+0,95	+0,93	+0,70	-0,25	-0,68	-0,94	-0,79
		K <sub>2</sub> O		+0,90	+0,61	-0,09	-0,55	-0,97	-0,82
		MgO	-0,82	-0,83	-0,47	-0,02	+0,29	+0,76	
Лавы Н-серии Хоконе *	18	Si <sub>2</sub> O	+0,76	+0,74		+0,91	-0,63	-0,96	-0,92
		K <sub>2</sub> O		+0,39		+0,87	-0,33	-0,77	-0,60
		MgO	-0,60	-0,73		-0,79	+0,58	+0,80	
Лавы Р-серии Хоконе *	29	Si <sub>2</sub> O	+0,84	+0,88	+0,70	+0,95	-0,09	-0,97	-0,90
		K <sub>2</sub> O		+0,76	+0,67	+0,92	-0,29	-0,83	-0,79
		MgO	-0,79	-0,84	-0,64	-0,88	+0,14	+0,88	
Каледонские гранитоиды Шотландии *	17	Si <sub>2</sub> O	+0,87	+0,22	+0,37	+0,86	+0,37	-0,96	-0,97
		K <sub>2</sub> O		+0,22	+0,24	+0,88	+0,38	-0,91	-0,87
		MgO	-0,87	-0,34	-0,38	-0,91	-0,43	+0,98	
Гранитоиды Южно-Калифорнийского батолита *	21	Si <sub>2</sub> O	+0,88	+0,18	+0,22	+0,81	-0,63	-0,98	-0,93
		K <sub>2</sub> O		+0,03	+0,22	+0,80	-0,78	-0,92	-0,82
		MgO	-0,82	-0,42	-0,27	-0,81	+0,52	+0,95	
Породы силла Брайфут	10	Si <sub>2</sub> O	+0,91	+0,58	+0,49	+0,24	-0,14	-0,55	-0,44
		K <sub>2</sub> O		+0,63	+0,65	+0,21	-0,25	-0,56	-0,52
		MgO	-0,52	-0,18	-0,29	+0,04	+0,25	+0,47	

\* Серии, изучавшиеся С. Ноккольдсом и А. Алленом.

шаются при возрастании ионных потенциалов партнеров, а магния — возрастают. Наличие подобных закономерностей, согласующихся со схемой кислотно-основной дифференциации ионов, позволяет уяснить причины неустойчивого поведения Sr в различных магматических сериях: накопление его то в породах, относительно обогащенных фермическими компонентами (Mg, Fe), то в породах, относительно обогащенных калием, что определяется промежуточным положением иона  $Sr^{2+}$  в общем ряду кислотности катионов щелочных и щелочноземельных элементов.

Некоторые аномалии на общем фоне характерны для распределения содержаний Ba. В породах серии о. Гох, силла Брайфут, так же как в некоторых других объектах, например в лавах упоминавшегося ранее вулкана Нгаурохое, распределение содержаний бария согласуется с кислотными свойствами его катионов, причем он ведет себя практически индифферентно, не имея явно выраженных тенденций к совместному накоплению с какими-либо другими элементами. Учитывая, что ионы  $Ba^{2+}$  стабильно занимают в кристаллических постройках позиции ионов  $K^+$ , эта особенность должна свидетельствовать о незначительном влиянии кристаллохимической селекции на общие закономерности распределения Ba в породах.

Иная картина наблюдается в породах серий, изученных С. Ноккольдсом и А. Алленом (см. табл. 37). Здесь Ba имеет аномально сильные корреляционные связи с калием и практически дублируют его поведение в породах. Можно указать на две возможные причины подобного явления. Первой причиной может быть резкое проявление кристаллохимической селекции, обуславливающей невозможность вхождения ионов  $Ba^{2+}$ , имеющих большой радиус, в состав иных **минералов**, кроме калиевого полевого шпата. При этом следует допустить, что концентрации Ba в кристаллизующихся дифференцированных расплавах превышают предельные концентрации, которые могут войти в выделяющиеся минералы, и часть Ba выносятся в постмагматических растворах. Другой причиной может быть несовершенство аналитических методик, обуславливающее появление ошибок в определении Ba, пропорциональных содержанию K в породах. Интересно, что исследования, проводившиеся в последние годы, аномалий в поведении Ba не выявляют.

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛИФОРМНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ

В отличие от щелочных и щелочноземельных металлов другие петрогенные элементы могут быть названы полиформными, так как они могут присутствовать в расплавах в виде атомных катионов различного заряда и (или) образовывать разнообразные комплексы. Так, железо может образовывать катионы  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и анионы  $FeO_2^-$ , кремний — входить в разнообразные кремнекислородные и алюмокремнекислородные комплексы и т. п. Общие закономерности распределения этих элементов в породах будут определяться поведением всех частиц и не могут быть увязаны непосредственно с характеристиками атомов элементов.

Для оценки основности комплексных анионов существенным является то, что процесс плавления не меняет природы межчастичных сил и характер взаимодействия между частицами в расплавах остается тем же, что и в твердых телах. На это указывают, в частности, малые значения энтропии и теплоты плавления большинства силикатов. Ряды кислотности катионов и основности анионов в расплавах должны соответствовать их рядам в твердых веществах, т. е. направление реакции обмена при процессах массопереноса в расплавах должно в общем совпадать с направлением обмена при реакциях твердых фаз. Действительно, об устойчивости рядов кислотности катионов и основности анионов в достаточно широком диапазоне физико-химических условий свидетельствует тот факт, что во взаимных солевых системах при весьма разнообразных условиях стабильной оказывается та пара солей, которой соответствует выделение тепла в стандартных условиях. Знак приращения изобарно-изотермического потенциала реакции  $\Delta F$  если и изменяется по сравнению со знаком приращения энтальпии  $\Delta H$ , то при температурах, значительно более высоких, чем температуры линий ликвидуса.

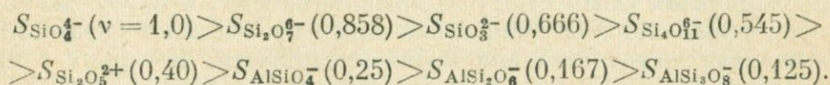
Отмеченные факторы позволяют определять кислотные и основные свойства частиц в расплавах по тепловым эффектам во взаимных солевых системах в соответствии с принципом Бертелло и, более того, по тепловым эффектам в стандартных условиях. Кроме того, можно попытаться ввести с целью оценки основности комплексных анионов какие-либо характеристики наподобие потенциалов атомных ионов. Учитывая сказанное, рассмотрим последовательно возможные особенности распределения в породах Si, Al, P с учетом их форм нахождения в расплавах.

Кремний образует разнообразные кремнекислородные анионы, а также участвует в построении алюмокремнекислородных анионов. При попытках вывода для комплексных ионов характеристик, подобных ионным потенциалам, возникают затруднения, связанные в основном с тем, что к цепочечным, ленточным или слоистым радикалам понятие ионного радиуса не применимо вообще, а к изолированным малоприменимо из-за отсутствия у них шаровой симметрии. К. Б. Яцимирский [1951], основываясь на известных идеях А. Ф. Капустинского, предложил вычислять для изолированных анионных радикалов термохимические радиусы, под которыми понимаются радиусы гипотетических сферических ионов, изоэнергетически замещающих данные ионы в кристаллической решетке. К. Б. Яцимирский вычислил термохимический радиус тетраэдра  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  (2,40 Å), а Р. Г. Гребенщиков [1964] — термохимические радиусы аниона диортосиликата  $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$  и кольцеобразного радикала  $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$  (2,87 и 3,13 Å соответственно).

Если принять эти данные за основу, то по величинам отношений зарядов к термохимическим радиусам анионные радикалы могут быть расположены в ряд повышающейся основности  $S_{[\text{SiO}_4]^{4-}} < S_{[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}} < S_{[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}}$ , который находится в явном несоответствии с рядом основности анионов, устанавливаемом как при изуче-

нии природных парагенезисов минералов [Ramberg, 1952; Щербина, 1966], так и термодинамическом анализе направленности обменных реакций [Урусов, 1967]. Это определяется тем, что при рассмотрении взаимодействия с простыми катионами многоатомные анионы не могут быть представлены в виде гипотетических сферических образований с электрическим зарядом, помещенным в их центре. Энергия электростатического взаимодействия внешнего катиона с анионом определяется эффективными зарядами анионных отрицательно заряженных атомов кислорода и особенностями распределения этих атомов в решетке радикала, влияющими на энергию притяжения катиона атомами комплексного аниона.

Эффективные заряды атомов кислорода анионов в силикатах близки к  $-1$  [Лебедев, 1948; Урусов, 1967], поэтому основные энергетические особенности комплексных анионов в рамках ионной модели определяются характером пространственного распределения атомов кислорода, несущих заряд. В связи с этим основность анионов в первом приближении может характеризоваться величиной типа объемной плотности заряда. Для кислородных анионов величины, пропорциональные плотностям зарядов, могут быть найдены при принятии допущения об одинаковой плотности упаковки атомов кислорода в их структуре. Подобными величинами являются отношения  $\nu = \frac{z}{n_0}$ , где  $z$  — заряд аниона, а  $n_0$  — формульное количество атомов кислорода. В соответствии со значениями  $\nu$  кремнекислородные и алюмокремнекислородные анионы располагаются в ряд убывающей основности:



При этом в качестве наиболее слабого основания может рассматриваться нейтральный комплекс  $SiO_2$ .

Реально предположение об одинаковой плотности упаковки атомов кислорода в структуре кремнекислородных и алюмокремнекислородных анионов не выполняется. Анионные отрицательно заряженные атомы кислорода соединяются с атомами кремния более «короткими связями», чем атомы мостикового кислорода, посредством которых осуществляются связи  $Si-O-Si$ . Относительное количество атомов мостикового кислорода увеличивается с повышением степени конденсации тетраэдров  $[SiO_4]^{4-}$  и, следовательно, параллельно с этим разрыхляется структура анионов и уменьшается количество атомов кислорода в постоянном их объеме. В ряду анионов, полученном в соответствии с величинами  $\nu$ , степень конденсации  $[SiO_4]^{4-}$ -тетраэдров закономерно падает, т. е. изменение количества атомов кислорода в равных объемах анионов происходит симбатно изменению значений величины  $\nu$ .

Получаемый ряд основности комплексных кремнекислородных и алюмокремнекислородных анионов совпадает с рядом, выводимым на основании рассмотрения специфики парагенезисов минералов

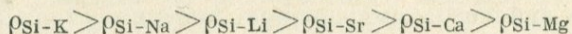
[Щербина, 1966] и направления обменных реакций во взаимных солевых системах [Урусов, 1967], что свидетельствует, в частности, о допустимости приведенных рассуждений при оценке основности комплексных кислородных анионов.

При обогащении какого-либо локального объема катионами, характеризующимися слабыми кислотными свойствами, этот объем в соответствии с изложенными ранее представлениями будет обогащаться и анионами, являющимися наиболее слабыми основаниями (и наоборот).

Подобный процесс будет сопровождаться образованием потоков атомов кремния и алюминия. Направление последних зависит от общих особенностей состава рассматриваемой системы. Если в системе преобладают алюмокремнекислородные анионы, направление потоков атомов Si будет совпадать с направлением потоков катионов с наиболее слабыми кислотными свойствами. При этом возникнут встречные потоки атомов алюминия, что обуславливается соотношением количеств Si и Al в ряду алюмокремнекислородных анионов. Следствием отмеченного должна быть стабильная отрицательная корреляция содержаний Si и Al в породах, при образовании которых проявлена кислотно-основная дифференциация частиц. Исключения могут быть присущи системам, в которых существенную роль начинают играть кремнекислородные анионы, что может обусловить образование однонаправленных потоков атомов кремния и алюминия, т. е. их совместную миграцию при дифференциации и совместное накопление в породах.

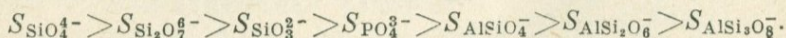
Как видно из данных, приводимых в табл. 34 и 36, отрицательная корреляционная связь между содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , действительно, проявляется в сериях, в которых преобладают образования повышенной щелочности или кремнекислотности. В сериях с преобладанием базальтоидов антагонизм Si и Al ослабевает.

Специфической особенностью является то, что содержания Si в породах обнаруживают устойчивые корреляционные связи с содержаниями щелочных и щелочноземельных металлов, причем устанавливаются зависимости следующего типа:



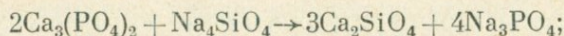
(табл. 34 и 36), т. е. содержание  $\text{SiO}_2$  в породах может рассматриваться как единый показатель общей основности анионов.

Основной формой нахождения фосфора в магматических расплавах является анион ортофосфорной кислоты  $\text{PO}_4^{3-}$ , положение которого в общем ряду комплексных кислородных анионов установлено В. В. Щербиной [1968] на основе анализа минералогических данных. В соответствии с исследованиями В. В. Щербины и принятой нами терминологией основность  $\text{PO}_4^{3-}$  определяется следующими соотношениями:

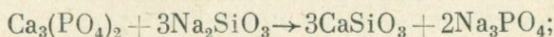


Положение аниона  $\text{PO}_4^{3-}$  в этом ряду подтверждается и направленностью обменных реакций. Фосфаты плохо охарактеризованы

термохимическими данными. Известно значение  $\Delta H_{298}$  для  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ , равное  $-986,2$  ккал-моль [Rossini и др., 1952]. Кроме того, величины  $\Delta H_{298}$  для ряда фосфатов рассчитаны Ф. А. Летниковым [1965] по формуле Л. А. Резницкого. В частности, для  $\text{Na}_3\text{PO}_4$  получено значение  $\Delta H_{298} = -481,8$  ккал/моль. С учетом этих данных оценивается тепловой эффект следующих реакций обмена:



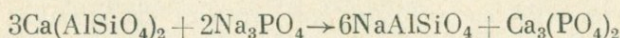
$$\Delta H_{298} = -86,8 \text{ ккал/моль};$$



$$\Delta H_{298} = -23,3 \text{ ккал/моль}.$$

Так как  $S_{\text{Ca}^{2+}} > S_{\text{Na}^+}$ , то  $S_{\text{SiO}_4^{4-}} > S_{\text{PO}_4^{3-}}$  и  $S_{\text{SiO}_3^{2-}} > S_{\text{PO}_3^{2-}}$ .

Вместе с тем основность  $\text{PO}_4^{3-}$  близка основности  $\text{AlSiO}_4^-$ . Тепловой эффект реакции



невелик, и принятие за основу термохимических данных различных исследователей, характеризующих альбит и анортит, приводит к противоречивым результатам.

Промежуточное положение иона  $\text{PO}_4^{3-}$  в общем ряду основности анионов, преобладающих в магматических расплавах, должно определять тесную зависимость поведения фосфора при процессах массопереноса, контролируемых кислотно-основным взаимодействием, от особенностей состава дифференцирующихся расплавов. В расплавах, весьма богатых  $\text{SiO}_2$  или  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а также  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вместе, преобладают алюмокремнекислородные комплексы, т. е. анион  $\text{PO}_4^{3-}$  является одним из наиболее сильных оснований. В этих случаях при диффузии в расплаве катионов щелочных и щелочно-земельных металлов в энергетическом плане наиболее выгодна такая перестройка анионного каркаса, сопровождающаяся переносом элементов-комплексобразователей, когда ионы  $\text{PO}_4^{3-}$  тяготеют в первую очередь к катионам  $\text{Mg}^{2+}$ , характеризующимся наиболее сильными кислотными свойствами, в меньшей мере — к катионам  $\text{Ca}^{2+}$  или  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , обладающим наиболее слабыми кислотными свойствами.

В соответствии с приведенными ранее рассуждениями следствиями этого должно быть параллельное накопление фосфора и магния в различных областях дифференцирующейся системы и наиболее тесная сопряженность содержаний магния и фосфора в породах, а также обеднение фосфором тех областей, в которых накапливается калий. Иными словами, распределение фосфора в этом случае должно описываться зависимостями, близкими к следующей:

$$\rho_{\text{P-Mg}} > \rho_{\text{P-Ca}} > \rho_{\text{P-Na}} > \rho_{\text{P-K}}.$$

Если обратиться к данным табл. 31, то нетрудно видеть, что распределение фосфора в интрузивных породах с высокими средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  и (или)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  находится в соответствии с приведенной схемой. Кроме того, в данных условиях анион  $\text{PO}_4^{3-}$  будет

локализоваться в первую очередь в областях, богатых алюмокремнекислородными анионами повышенной основности, характеризующимися относительно низкими содержаниями Si, т. е. между фосфором и кремнием должна устанавливаться отрицательная корреляция. Именно подобная картина и наблюдается в изученных сериях пород (см. табл. 31, рис. 36).

Если расплавы характеризуются весьма низкими содержаниями кремнезема и глинозема, в них преобладают тетраэдры  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ , а также в различной мере полимеризованные анионы  $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$  или  $\text{SiO}_3^{2-}$ , по сравнению с которыми анион  $\text{PO}_4^{3-}$  характеризуется более слабыми основными свойствами. В этом случае при обогащении каких-либо областей дифференцирующей системы катионами с наиболее сильными кислотными свойствами, как, например,  $\text{Mg}^{2+}$ , энергетически наиболее выгодна такая перестройка анионного каркаса, когда к катионам  $\text{Mg}^{2+}$  тяготеют анионы  $\text{SiO}_4^{4-}$  или  $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$ , а анионы  $\text{PO}_4^{3-}$  локализуются в первую очередь в областях, обогащенных катионами со слабыми кислотными свойствами, как, например,  $\text{K}^+$ . Соответственно распределение фосфора должно описываться зависимостями, обратными по отношению к ранее рассмотренным:

$$\rho_{\text{P-K}} > \rho_{\text{P-Na}} > \rho_{\text{P-Ca}} > \rho_{\text{P-Mg}}$$

К системам, в которых анион  $\text{PO}_4^{3-}$  характеризуется наиболее слабыми основными свойствами, приближаются расплавы, при кристаллизации которых могли образоваться породы ультраосновного состава. Действительно, в сериях, в целом бедных  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , фосфор накапливается совместно с калием, но не с магнием (см. рис. 38, табл. 31). С учетом характера изменения свойств кремнекислородных анионов находит свое объяснение и появление в этих случаях положительных корреляционных зависимостей между содержаниями фосфора и кремния.

Наконец, в расплавах с умеренными содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  анионы представлены как умернекислородными, так и алюмокремнекислородными комплексами, в ряду которых анион  $\text{PO}_4^{3-}$  по основности занимает промежуточное положение. По очевидным соображениям в этом случае фосфор может не иметь корреляционных связей с петрогенными элементами, присутствующими в расплавах в виде катионов.

Наличие в расплавах анионов  $\text{PO}_3^-$  или  $\text{P}_2\text{O}_7^{4-}$ , которые при кристаллизации могут не войти в состав образующихся минералов, не меняет рассмотренную картину. Основность анионов фосфора падает по мере конденсации тетраэдров  $[\text{PO}_4]^{3-}$ , т. е.  $S_{\text{PO}_3^-} > S_{\text{P}_2\text{O}_7^{4-}} > S_{\text{PO}_4^{3-}}$ . Поэтому в расплавах, весьма богатых  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , при диффузии катионов  $\text{Mg}^{2+}$  в какие-либо области последние будут обогащаться анионами  $\text{PO}_3^-$  не только за счет взаимодействия  $\text{PO}_4^{3-}$  с алюмокремнекислородными анионами, но и за счет перестройки анионов  $\text{P}_2\text{O}_7^{4-}$  и  $\text{PO}_3^-$ . Как в этом, так и в других случаях конечная картина распределения фосфора в породах, образовавшихся в результате дифференциации однофазного расплава,

полученная в предположении, что основной формой нахождения фосфора является анион  $\text{PO}_4^{3-}$ , будет только усугубляться.

Таким образом, специфические особенности распределения фосфора в породах различных серий, на которые обращалось внимание ранее, согласуются с зависимостями, получаемыми при рассмотрении даже на качественном уровне специфики явлений массопереноса в расплавах, контролируемых кислотно-основным взаимодействием частиц.

Закономерности распределения других элементов определяются сложными процессами. Последние, например, могут вносить существенные коррективы в распределение железа в породах дифференцированных серий. Катион  $\text{Fe}^{2+}$  характеризуется большей кислотностью, чем катион  $\text{Mg}^{2+}$ . Однако закономерности распределения в породах не могут анализироваться только на основе этого факта: необходим учет и специфики поведения комплекса  $\text{FeO}_2$ , и специфики окислительно-восстановительных реакций в расплавах. Действие этих факторов учесть в настоящее время достаточно трудно, однако ясно, что оно будет обуславливать отклонения в поведении  $\text{FeO}$  в породах от тех зависимостей, которые следовало бы ожидать, учитывая лишь кислотность катиона  $\text{Fe}^{2+}$ . Это и наблюдается реально (см. табл. 33, 34, 35, 36).

Таким образом, особенности распределения петрогенных элементов в образованиях рассмотренных дифференцированных серий пород согласуются со следствиями из представлений о том, что кислотно-основное взаимодействие частиц может быть существенным фактором, контролирующим направленность процессов дифференциации. Отклонения в поведении многих элементов присущи породам стратифицированных интрузий, причем образования II фазы Ловозерского массива не являются в этом плане уникальными образованиями. В частности, резкое нарушение рассмотренных соотношений между содержаниями щелочных и щелочноземельных металлов характерно для расслоенных интрузий габброидов и для объяснения специфики распределения элементов в этих объектах следует привлекать представления о других механизмах дифференциации. Приведенные соотношения зачастую не выдерживаются и при рассмотрении пород на уровне комплексов: неоднородность образований отдельных массивов или вулканических серий, определяемая их фациальными особенностями, оказывает существенное влияние на интегральные особенности распределения элементов.

Явление кислотно-основной дифференциации частиц в породах различных серий следует рассматривать в двух планах. Во-первых, кислотно-основная дифференциация частиц выступает в качестве статической закономерности, отражающей специфику распределения элементов в породах при выборе определенного способа представления форм нахождения этих элементов. Во-вторых, можно говорить о кислотно-основной дифференциации частиц при диффузии в жидкой фазе как причине подобных статических соотношений. Очевидно, что диффузия в однофазном расплаве, сопровождающаяся взаимодействием частиц различных видов, может быть не единственной

причиной, которая в состоянии привести к рассмотренным соотношениям элементов в породах. Кислотно-основная дифференциация частиц в породах означает, что в рассматриваемой системе при заданном распределении частиц с экстремальными кислотными свойствами распределения других элементов таковы, что внутренняя энергия системы в определенной степени близка к минимуму. Подобное состояние, вообще говоря, может достигаться различными путями, причем система не обязательно должна быть однофазной.

Объекты, рассмотренные ранее, делятся на два класса: интрузивные массивы и вулканические серии. Для интрузивных массивов характерно обычно зональное строение: увеличение основности пород к краевым частям. При этом в пределах последних широко развиты породы, обладающие признаками, которые, по мнению многих исследователей, свидетельствуют об интенсивно проявленных процессах гибридного. Если эта концепция верна, то есть основания полагать, что диффузионные процессы играли основную роль в создании тех закономерностей, которые названы здесь кислотно-основной дифференциацией частиц в породах. Для большинства вулканических серий причины последней не столь очевидны и не исключено, что они могут быть различными. Существенно, однако, то, что сами эмпирические зависимости весьма устойчивы, и это позволяет взять их за основу при дальнейших построениях и анализе особенностей распределения в сериях магматических пород других элементов.

В дальнейшем, на наш взгляд, интересно детально и на более формализованном уровне рассмотреть специфику диффузионных процессов, контролируемых взаимодействием частиц, с учетом реальных обстановок становления интрузивных тел и образования вулканических серий, конечной целью чего является построение строгой теории процессов магматической дифференциации. Рассмотрение специфики этих процессов даже на сугубо качественном уровне позволяет, на наш взгляд, описать особенности совместного распределения элементов в сериях магматических пород преобладающих типов.

---

## ГЛАВА IX

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В СВЯЗИ С ЭПИМАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

---

#### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Рассматривая влияние эпимагматических преобразований на особенности распределения элементов, необходимо акцентировать внимание на двух аспектах проблемы. Первый касается возможности оценки роли постмагматических процессов по петрохимическим данным, второй — влияния метасоматизма на распределение элементов.

Подход к оценке роли постмагматических процессов как факторов, генерирующих определенные особенности распределения элементов в породах, во многом связан с представлением о положении границы между позднемагматическими явлениями и явлениями постмагматического этапа. Естественно было бы проводить подобную границу, учитывая момент перехода остаточного расплава в надкритический или гидротермальный раствор. В соответствии с опытами Р. В. Горансона, свидетельствовавшими об ограниченной растворимости воды в силикатных расплавах, многие исследователи [Shahd, 1944; Ramberg, 1952] полагают, что непрерывности между магматическими расплавами и гидротермальными растворами не существует.

Однако В. А. Николаев [1955], рассмотрев особенности кристаллизации в некоторых физико-химических системах с летучими, пришел к выводу о принципиальной возможности непрерывного перехода силикатного расплава в гидротермальный раствор при определенных условиях. К подобному же выводу пришел О. Ф. Таттл [1961] на основе изучения равновесий в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . В соответствии с исследованиями О. Ф. Таттла, непрерывный переход к растворам может иметь место при низком давлении и если исходный состав таков, что жидкости в ходе кристаллизации обогащаются щелочными силикатами. Отмеченный переход может иметь место в ряде случаев и при более общих условиях.

Основываясь на выводах В. А. Николаева и О. Ф. Таттла, можно полагать, что четко выраженная граница между магматическими и послемагматическими этапами (если их разделять по состоянию вещества) в общем случае отсутствует. Поэтому необходим иной подход к оценке роли эпимагматических и в том числе послемагматических явлений.

При изучении петрохимических особенностей пород большое значение имеет вопрос о характере материальной изоляции локальных объемов — макроскопических областей системы, вопрос о том, насколько явления, заключающиеся во взаимодействии выкристаллизовавшихся из расплава образований с остаточными растворами, меняют или могут изменить соотношения между содержаниями элементов, создающиеся в расплавах в докристаллизационную стадию, а также в ранние периоды кристаллизации. Если остаточные растворы удерживаются в поровых пространствах остывающих пород, они будут реагировать с ранее образованными силикатами и окислами. При этом в условиях, когда каждый локальный объем системы закрыт, при реакциях между выкристаллизовавшимися из расплава минералами и остаточными растворами валовой состав вещества кристаллических фаз будет все более и более приближаться к исходному составу расплава. Соответственно закономерности распределения элементов в формирующихся образованиях (при отсутствии в них первичной стратификации) будут описываться зависимостями, вытекающими из представлений о кислотно-основной дифференциации ионов.

Если остаточные флюиды вытесняются из кристаллизующихся образований, формируются потоки растворов, циркулирующих по ослабленным зонам, или резко выраженные диффузионные потоки частиц через поровые растворы, реакции между образованными ранее твердыми фазами и остаточными растворами будут, наоборот, приводить к отклонению валового состава твердых продуктов в локальных объемах от исходного состава расплавов. Аналогичная ситуация будет наблюдаться и тогда, когда растворы, реагирующие с твердыми фазами, не являются продуктами данной системы в целом, а обладают другим источником.

Условия материальной изоляции систем рассматривались Д. С. Коржинским, В. А. Николаевым и с учетом возможности протекания в системе обратимых химических реакций уточнены А. В. Сторонкиным [1956]. В соответствии с определениями В. А. Николаева и А. В. Сторонкина вещества, не принимающие участия в материальном обмене системы со средой, будем называть инертными, а вещества, участвующие в материальном обмене, подвижными. Таким образом, две отмеченные ранее тенденции в проявлении послемагматических процессов характеризуются тем, что в первом случае в течение процесса интересующие нас элементы в пределах локальных объемов общей системы ведут себя инертно, во втором — эти элементы в пределах тех же локальных объемов ведут себя подвижно.

Условие материальной изоляции системы, в которой могут протекать обратимые химические реакции, заключается, по А. В. Сторонкину, в том, что сумма общего количества вещества в системе, находящегося в несвязном состоянии, с общим количеством этого вещества, израсходованным на образование других веществ, согласно уравнениям протекающих в системе обратимых реакций является величиной постоянной. Если рассматривать в качестве веществ элементы, то условием инертности будет постоянство их содержаний в системе. То же самое касается и катионов, неспособных к перезарядке и не входящих в состав комплексов, т. е. катионов щелочных и щелочноземельных металлов. Если же в качестве веществ рассматривать частицы, способные к перезарядке, например,  $Fe^{2+}$ , то постоянство содержаний в системе в течение процесса еще не является свидетельством их инертности, так же как и изменение содержаний — свидетельством подвижности, в связи с возможностью протекания окислительно-восстановительных реакций из-за изменения интенсивных параметров системы или подвижности каких-либо других веществ.

Отметим, что приводимые условия являются необходимыми, но недостаточными для заключения об инертном поведении тех или иных веществ и материальной изоляции системы. Можно представить себе систему, обменивающуюся веществом со средой таким образом, что количество вещества, приносимого и выносимого из системы в любой момент времени, одинаков. Очевидно, что баланс вещества в подобной системе удовлетворяет приведенному условию материальной изоляции, однако система является открытой в отношении рассматрива-

емого вещества. Систему, обменивающуюся веществом со средой таким образом, что подобный обмен не меняет общего количества вещества в системе (с учетом протекающих обратимых реакций), назовем псевдозакрытой в отношении данного вещества, а последнюю — псевдоинертным.

Очевидно, что псевдоинертное поведение элементов в локальных объемах системы в ходе эпимагматических процессов не будет нарушать соответствующих соотношений между содержаниями элементов, создающихся в докристаллизационную стадию магматического этапа или в ранние периоды кристаллизации. Поэтому при оценке роли эпимагматических процессов рассмотренный случай представляет лишь теоретический интерес. С другой стороны, представление об инертном поведении вещества в пределах локальных объемов общей кристаллизующейся системы является предельным случаем идеализации, который, очевидно, не реализуется в природе в силу того, что процесс кристаллизации осложняется диффузионными явлениями. Кроме того, часть вещества всегда выносится в виде остаточных расплавов, формирующих дайковые серии, а также гидротермальных растворов. Поэтому, обращаясь к реальным системам, можно говорить лишь о субинертном поведении элементов, позволяющем, однако, с практической точки зрения считать локальные объемы закрытыми в отношении элементов. Именно этот случай (и случай псевдоинертного поведения) и имеется далее в виду, когда при оценке эмпирических данных элементам в магматических породах приписывается инертное поведение.

Действие постмагматических растворов на твердые фазы, формировавшиеся при кристаллизации расплавов, характеризуется широким развитием метасоматического минералообразования, заключающегося в растворении старых минералов и почти одновременном отложении новых, а также полным обмене между твердыми фазами и раствором. Метасоматический способ минералообразования не является, однако, однозначным свидетельством постмагматического процесса, так как метасоматизм может проявляться даже в начале интракристаллизационной стадии магматического этапа. По характеру образования минеральных индивидов, исключая тривиальные случаи, например приуроченность минералов к ослабленным зонам, нельзя различать и две отмеченные ранее тенденции в проявлении постмагматических процессов, так как каждой из них в равной мере присущи явления метасоматического минералообразования.

Отметим, что существо первой ситуации, заключающейся в том, что остаточные растворы локализируются на месте их формирования и реагируют с ранее кристаллизовавшимися минералами, четко определяется изначальным смыслом понятия «автометасоматоз». К настоящему времени указанный термин потерял свой строгий первоначальный смысл и стал термином широкого пользования. Ряд исследователей понимает под автometасоматическими изменения сформировавшихся магматических пород под воздействием растворов, производных расплавов той магматической камеры, в пределах которой происходила кристаллизация, или того же магматического

очага, из которого поступали расплавы, являющиеся материнскими по отношению к перерабатываемым породам. Подобное расширение понятий не представляется целесообразным. Далее под аутометасоматическим будет пониматься именно процесс минералообразования при взаимодействии выкристаллизовавшихся образований с остаточными растворами (расплавами), в отношении вещества которых локальные объемы близки к закрытым. Очевидно, что проявление аутометасоматических явлений не меняет распределения элементов между локальными объемами внутри системы в целом.

Существо второй ситуации будем характеризовать термином «аллометасоматоз» в случае, когда источником растворов, воздействующих на кристаллические фазы, являются другие локальные объемы кристаллизующейся системы (при этом элементы, подвижные в локальных объемах, могут быть инертны в системе в целом). Преобразования магматических или каких-либо других пород растворами, имеющими посторонний источник по отношению к рассматриваемой системе в целом, целесообразно определить термином «ксенометасоматоз» (при этом ряд элементов подвижен не только в локальных объемах, но в системе в целом). Критерием проявления алло- и ксенометасоматоза — наложенного метасоматоза — в магматических породах должно быть нарушение соотношений между распределениями элементов, генерируемых в более ранние стадии. Характер подобного нарушения во многом будет определяться интенсивностью и направленностью процесса преобразования. Этот аспект детализируется далее. Здесь же необходимо коснуться вопроса о различии между магматическими и метасоматическими породами.

Магматические породы определяются по исходному состоянию вещества как продукты затвердевания расплавов. Если рассматривать метасоматические породы в соответствии с современными представлениями в качестве самостоятельного класса пород по отношению к магматическим, то в основу их выделения должен быть положен тот же признак, т. е. состояние вещества при образовании породы. В этом плане определение метасоматических пород как образований, «возникших на месте первоначального твердого субстрата без изменения его агрегатного состояния путем постепенного замещения» [Казицын, Рудник, 1968] представляется наиболее целесообразным, позволяющим строить классификацию, отдельные классы которой не пересекаются. При принятии подобного определения метасоматический способ образования минеральных индивидов пород не является свидетельством магматического или метасоматического происхождения самой породы.

Как отмечалось, метасоматическое образование минералов может происходить и в течение магматического этапа, особенно в поздние его периоды, не говоря уже о постмагматических аутометасоматических явлениях. Выбор в качестве основы для выделения метасоматических пород способа образования минералов должен неминуемо привести к необходимости выделения образований, характеризующихся признаками обоих классов, таких как «метасоматические магматические» породы. К этому и приходит В. А. Серебряков



катионов сорта  $K_1$  в грамм-ионах (или количествах катионов) в веществе локальных объемов, отвечающем по составу веществу закристаллизовавшегося расплава, обозначим  $x$ , а катионов  $K_2$  —  $y$ . Случайную величину, характеризующую количество грамм-ионов  $K_1$ , перешедших из локальных объемов в раствор, обозначим  $m$ . Если катионы  $K_1$  и  $K_2$  обладают одинаковыми зарядами и перезарядка катионов не происходит, то содержание катиона  $K_1$  в измененных породах будет характеризоваться случайной величиной  $\lambda = x - m$ , а катиона  $K_2$  — величиной  $\tau = y + m$ .

Характер процесса катионного обмена между веществом локальных объемов и воздействующими растворами контролируется во многом особенностями состава растворов и положением путей их циркуляции, не зависящими от особенностей состава кристаллического вещества. Поэтому естественно считать, что случайные величины  $x$  и  $m$ , а также  $y$  и  $m$  независимы.

Коэффициент корреляции между  $\lambda$  и  $\tau$  определяется как

$$\rho_{\lambda-\tau} = \frac{M(\lambda\tau) - M(\lambda)M(\tau)}{\sigma_\lambda\sigma_\tau},$$

где  $M(\lambda\tau)$ ,  $M(\lambda)$ ,  $M(\tau)$  — математические ожидания соответствующих случайных величин, а  $\sigma_\lambda$  и  $\sigma_\tau$  — стандартные отклонения.

Выражая  $\lambda$  и  $\tau$  через  $x$ ,  $y$  и  $m$ , получаем

$$\rho_{\lambda-\tau} = \frac{M(xy) - M(x)M(y) + M(xm) - M(x)M(m) - M(y)m + M(y)M(m) - M(m^2) + M^2(m)}{\sqrt{(\sigma_x^2 + \sigma_m^2)(\sigma_y^2 + \sigma_m^2)}}.$$

В связи с тем, что

$$M(xy) - M(x) \cdot M(y) = \text{cov}(xy);$$

$$M(xm) - M(x) \cdot M(m) = \text{cov}(xm);$$

$$M(y)m - M(y) \cdot M(m) = \text{cov}(ym);$$

$$M(m^2) - M^2(m) = \sigma_m^2,$$

в силу независимости  $x$  и  $m$ , а также  $y$  и  $m$   $\sqrt{\text{cov}(ym)} = 0$  и  $\text{cov}(xm) = 0$ , будем иметь

$$\rho_{\lambda-\tau} = \frac{\text{cov}(xy) - \sigma_m^2}{\sqrt{(\sigma_x^2 + \sigma_m^2)(\sigma_y^2 + \sigma_m^2)}}.$$

Учитывая, что  $\text{cov}(xy) = \sigma_x\sigma_y\rho_{x-y}$ , получаем окончательное<sup>5</sup> выражение, показывающее влияние катионного обмена на связь между содержаниями элементов,

$$\rho_{\lambda-\tau} = \frac{\rho_{x-y}}{\sqrt{\left(1 + \frac{\sigma_m^2}{\sigma_x^2}\right)\left(1 + \frac{\sigma_m^2}{\sigma_y^2}\right)}} - \frac{1}{\sqrt{\left(1 + \frac{\sigma_m^2}{\sigma_x^2}\right)\left(1 + \frac{\sigma_m^2}{\sigma_y^2}\right)}}.$$

Коэффициент корреляции между содержаниями любого подвижного катиона щелочных или щелочноземельных металлов, на-

пример  $K_1$  (случайная величина  $\lambda$ ), и содержаниями любого инертного элемента (случайная величина  $z$ ) определится как

$$\rho_{\lambda-z} = \frac{\rho_{x-z}}{\sqrt{1 + \frac{\sigma_m^2}{\sigma_x^2}}}$$

Влияние катионного обмена на коэффициенты вариации оценивается с учетом следующих соотношений:

$$\left. \begin{aligned} v_\lambda^2 &= \frac{v_x^2}{\left\{1 + \frac{M(m)}{M(x)}\right\}^2} + \frac{v_m^2}{\left\{1 - \frac{M(x)}{M(m)}\right\}^2}; \\ v_\tau^2 &= \frac{v_y^2}{\left\{1 + \frac{M(m)}{M(y)}\right\}^2} + \frac{v_m^2}{\left\{1 + \frac{M(y)}{M(m)}\right\}^2}. \end{aligned} \right\}$$

В частном случае при  $M(m) = 0$

$$\left. \begin{aligned} v_\lambda^2 &= v_x^2 + \frac{\sigma_m^2}{M^2(x)}; \\ v_\tau^2 &= v_y^2 + \frac{\sigma_m^2}{M^2(y)}. \end{aligned} \right\}$$

Рассмотрим более детально содержательную сторону вопроса для выявления возможности использования приводимых выражений при оценке характера изменения пород в связи со щелочным метасоматозом. Предполагается, что метасоматическому преобразованию подвергаются породы массивов, если и характеризующихся расчлененностью, то лишь в незначительной степени, т. е. распределение элементов в неизмененных породах подчиняется закономерностям, вытекающим из схемы кислотно-основной дифференциации.

Приведенные выражения позволяют судить о влиянии наложенного метасоматоза на корреляцию между содержаниями щелочных и щелочноземельных элементов, участвующих в обмене между сформировавшейся магматической породой и метасоматизирующими растворами. Величины  $\sigma_m^2/\sigma_x^2$ ,  $\sigma_m^2/\sigma_y^2$ ,  $\sigma_x^2/\sigma_m^2$ ,  $\sigma_y^2/\sigma_m^2$  имеют четкий физический смысл, являясь коэффициентами неоднородности системы. Они отражают соотношение дисперсий содержаний элементов (катионов), возникающих в результате магматической дифференциации ( $\sigma_x^2$ ,  $\sigma_y^2$ ) и процесса катионного обмена ( $\sigma_m^2$ ), в общей дисперсии  $\sigma_\lambda^2$  или  $\sigma_\tau^2$ .

Чем более неоднородна система, тем больше вероятность уловить проявление наложенного процесса при обращении к геохимическим данным. При незначительном изменении пород сильно дифференцированной сингенетической серии, если  $\sigma_m^2/\sigma_x^2 \rightarrow 0$ ;  $\sigma_m^2/\sigma_y^2 \rightarrow 0$ ;  $\sigma_x^2/\sigma_m^2 \rightarrow \infty$ ;  $\sigma_y^2/\sigma_m^2 \rightarrow \infty$ , то  $\rho_{\lambda-\tau} \rightarrow \rho_{x-y}$  и распределение элементов в изучаемых образованиях отражает их поведение в ходе магматической дифференциации. При резко неравномерном изменении пород сильно дифференцированных серий или даже незначительном

изменении пород, характеризующихся небольшими вариациями состава, если  $\sigma_m^2/\sigma_x^2 \rightarrow \infty$ ,  $\sigma_m^2/\sigma_y^2 \rightarrow \infty$ ,  $\sigma_x^2/\sigma_m^2 \rightarrow 0$ ,  $\sigma_y^2/\sigma_m^2 \rightarrow 0$ , коэффициент корреляции  $\rho_{\lambda-\tau} \rightarrow -1$ . Границы между породами, классифицируемыми как магматические или ортометасоматические, условны, что и отражается в поведении приводимых характеристик.

Проявление наложенного калиевого или натриевого метасоматоза в связи с обменом катионами  $K^+$  и  $Na^+$  между магматической породой и воздействующими растворами заключается, таким образом, в уменьшении коэффициента корреляции между содержаниями калия и натрия. Эмпирические данные, часть из которых приведена ранее, свидетельствуют о том, что коэффициенты корреляции между содержаниями натрия и калия, меньшие  $-0,4$ , не характерны для неизмененных магматических пород единых сингенетических серий, независимо от их состава. Поэтому установление  $\rho_{K-Na} < -0,5$  можно считать признаком проявления наложенного калиевого или натриевого метасоматоза. Если есть достаточная уверенность, что метасоматической переработке могли подвергнуться породы умеренной кремнекислотности ( $SiO_2 < 60\%$ ), признаком подобной переработки можно считать появление  $\rho_{K-Na} < 0$ , так как отрицательная корреляция содержаний натрия и калия для неизмененных образований умеренной кремнекислотности не характерна.

Более строгим критерием проявления наложенного калиевого или натриевого метасоматоза является нарушение последовательностей изменения коэффициентов корреляции между содержаниями калия и других щелочных и щелочноземельных элементов, например нарушение последовательности  $\rho_{K-Na} > \rho_{K-Ca} > \rho_{K-Mg}$ . При инертном поведении кальция и магния обмен катионами  $K^+$  и  $Na^+$  уменьшает абсолютное значение  $\rho_{K-Ca}$  и  $\rho_{K-Mg}$ . Учитывая, что в магматических породах обычно  $\rho_{K-Ca} < 0$  и  $\rho_{K-Mg} < 0$ , при наложенном щелочном метасоматозе это будет способствовать возникновению соотношений  $\rho_{K-Na} < \rho_{K-Ca}$  и  $\rho_{K-Na} < \rho_{K-Mg}$ , каждое из которых может рассматриваться в качестве индикаторного в отношении проявления отмеченного процесса. Если кальций не инертен, а принимает участие в катионном обмене и частично замещается в локальных объемах калием, то соотношение  $\rho_{K-Na} < \rho_{K-Ca}$  тем более свидетельствует о проявлении щелочного метасоматоза, так как в этом случае процесс способствует уменьшению  $\rho_{K-Ca}$  по сравнению с неизмененными магматическими породами.

О характере метасоматического процесса в некоторых случаях можно судить и по особенностям изменения коэффициентов вариации щелочных металлов. Из приведенных ранее эмпирических данных следует, что для неизмененных магматических пород характерно соотношение  $v_K > v_{Na}$ , вытекающее из того, что катионы  $K^+$ , а также катионы с менее кислотными свойствами не могут быть индифферентными при кислотно-основной дифференциации. Натриевый метасоматоз обычно не будет способствовать нарушению приведенного соотношения, тем более, что с учетом реальной физической картины необходимо потребовать выполнения неравенства  $M(m) <$

$< M(x)$ . Калиевый же метасоматоз во многих случаях может привести к соотношению  $v_K < v_{Na}$  и нарушению закономерного ряда коэффициентов вариации, характерного для неизмененных магматических пород.

Щелочной метасоматоз может обусловить и специфическое поведение отношений содержаний элементов в породах. Так как

$$\rho_{\lambda-\frac{\tau}{z}} = \frac{(\rho_{\lambda-\tau}v_{\tau} - \rho_{\lambda-z}v_z)v_{\lambda}}{\sqrt{v_{\tau}^2 + v_z^2} - 2\rho_{\tau-z}v_{\tau}v_z}$$

проявление как натриевого, так и калиевого метасоматизма зачастую будет приводить к появлению зависимости  $\rho_{K-\frac{Na}{Ca}} < 0$ , находящейся в противоречии с зависимостями, следующими из схемы кислотно-основной дифференциации. Могут нарушаться и зависимости, характеризующие поведение других признаков.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В АПОМАГМАТИТАХ

Приведенные положения о поведении петрогенных элементов в магматических образованиях, подвергшихся щелочному метасоматозу, могут быть проиллюстрированы материалами, характеризующими породы районов развития метасоматических железорудных месторождений типа месторождений горы Магнитной (Урал), Анзаского (Западный Саян), Кустанайской группы и т. п. Специфической особенностью как перечисленных, так и других контактово-метасоматических магнетитовых месторождений является широкое площадное развитие дорудной альбитизации, а отчасти и калишпатизации, затрагивающей как породы интрузий, вероятно, рудогенерирующих, так и вмещающие образования. Последнее в большинстве случаев является четким свидетельством эпигенетического характера альбитизации по отношению к интрузивным породам.

Оценка особенностей проявления метасоматоза на основе приведенных выше зависимостей требует использования в качестве исходных данных, выраженных в изобъемносопоставимых величинах. В связи с тем, что процессы щелочного метасоматоза происходят при практически инертном (вернее, псевдоинертном) поведении кислорода, требуемые величины или величины, пропорциональные последним, могут быть получены путем пересчетов результатов химических анализов по методу Т. Ф. Барта или методу А. Б. Вистелиуса и О. В. Сарманова. Соответствующие пересчеты не меняют, однако, зависимостей, получаемых при обращении непосредственно к результатам химических анализов, выраженных в массовых процентах окислов. Это определяется, вероятно, тем, что различия атомных масс натрия и калия не столь велики, чтобы обмен катионов  $K^+$  и  $Na^+$  мог существенно изменить объемные веса пород. Поэтому далее приводятся статистики, характеризующие распределение элементов в породах, определенные по первичным данным анализов. При изучении пород, подвергшихся воздействию не

щелочных, а каких-либо других растворов, нарушение соотношений, вытекающих из схемы кислотно-основной дифференциации, для ряда элементов может определяться лишь спецификой выражения состава пород. Последнее необходимо иметь в виду.

В табл. 33 приведены данные, характеризующие распределение петрогенных элементов в слабоизмененных породах Магнитогорского рудного поля — гранитах, гранодиоритах, трондьемитах, кварцевых диоритах и граносиенитах. Отмеченные породы слагают три небольших сближенных в пространстве интрузивных массива, к контактовым зонам которых тяготеют тела магнетитовых месторождений. Результаты химических анализов заимствованы из работы Г. Б. Ферштатера [1966].

Нетрудно видеть, что распределение элементов в рассматриваемых породах описывается в общих чертах зависимостями, вытекающими из схемы кислотно-основной дифференциации ионов. При уровне значимости  $q = 0,05$  подтверждаются следующие соотношения между статистическими характеристиками в генеральной совокупности, индикаторные в отношении кислотно-основной дифференциации:

$$v_{K_2O} > v_{Na_2O}; v_{CaO} > v_{Na_2O}; v_{MgO} > v_{CaO} (q \approx 0,10);$$

$$\rho_{MgO-CaO} > \rho_{Na_2O-MgO} > \rho_{K_2O-MgO},$$

а также

$$\rho_{SiO_2-K_2O} > \rho_{SiO_2-Na_2O} > \rho_{SiO_2-CaO} \geq \rho_{SiO_2-MgO}.$$

Обращает на себя внимание лишь наличие отрицательной корреляции между калием и натрием ( $r_{Na_2O-K_2O} = -0,45$ , 95%-ная зона значимости для  $\rho$ ), при этом при  $n = 27$  и  $q = 0,05$  полученные оценки коэффициентов корреляции между содержаниями калия и натрия ( $r_{Na_2O-K_2O}$ ), кальция и калия ( $r_{CaO-K_2O}$ ), а также калия и магния ( $r_{K_2O-MgO}$ ) значимо не различаются, т. е. гипотезы  $\rho_{Na_2O-K_2O} > \rho_{CaO-K_2O}$  и  $\rho_{Na_2O-K_2O} > \rho_{MgO-K_2O}$  не подтверждаются. Подобные соотношения, хотя и не подтверждают того, что распределения щелочных и щелочноземельных металлов в рассматриваемых породах целиком определяются кислотноосновной дифференциацией, не являются однозначным подтверждением участия каких-либо дополнительных процессов.

Гипотезы  $\rho_{Na_2O-K_2O} = \rho_{CaO-K_2O}$  и  $\rho_{Na_2O-K_2O} = \rho_{MgO-K_2O}$  могут не отвергаться лишь из-за особенностей выборки ее ограниченного объема. В соответствии с приводимыми статистическими данными в интрузивных породах Магнитогорского рудного поля весьма близко к индифферентному поведению натрия. В ряду коэффициентов вариации щелочных и щелочноземельных элементов  $v_{Na_2O}$  является минимальным; не устанавливается корреляционных зависимостей между содержаниями натрия и магния ( $r_{Na_2O-MgO} = -0,07$ ), натрия и кальция ( $r_{Na_2O-CaO} = -0,08$ ), а также натрия и кремния ( $r_{Na_2O-SiO_2} = +0,01$ ). Именно на этом фоне отрицательная корреляция содержаний натрия и калия является аномальной и может рассматриваться в качестве свиде-

тельства участия явлений катионного обмена при формировании окончательного распределения содержаний щелочных металлов в рассматриваемых породах.

Как показывают детальные петрографические исследования [Заварицкий, 1927; Ферштатер, 1966], интрузивные породы Магнитогорского рудного поля характеризуются наличием в их составе шахматного альбита, образующего каймы по периферии зерен более основного плагиоклаза. Кроме того, в пределах отдельных образцов отмечаются скопления зерен альбита. Отклонение распределения щелочных металлов в породах от распределений, вытекающих из схемы кислотно-основной дифференциации, является, таким образом, следствием неравномерного замещения калиевого полевого шпата альбитом в связи с воздействием на породы щелочных растворов. В связи с тем, что отмеченный процесс проявлен относительно слабо, он не вызывает резкого изменения закономерностей распределения элементов генерированных ранее.

При более интенсивном воздействии альбитизирующих растворов геохимические особенности, свойственные неизменным породам, практически полностью затухают. В табл. 38 приведены статистики распределения главных элементов в интрузивных породах Магнитогорского рудного поля, причем наряду с данными, использованными при вычислениях в предыдущем случае, в выборку включены анализы шести образцов плагиогранитов, в которых практически весь калиевый полевой шпат замещен альбитом. Интенсивно проявленный процесс наложенного натриевого метасоматоза, как и следовало ожидать исходя из теоретических соображений, приводит к появлению резкой отрицательной корреляционной связи между содержаниями натрия и калия ( $r_{\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}} = -0,78$ ). При этом при уровне значимости  $q = 0,05$  устанавливается, что генеральные коэффициенты корреляции  $\rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}} < \rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}}$ ;  $\rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}} < \rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}}$ .

Эти соотношения, как отмечалось, являются индикаторными в отношении проявления наложенного метасоматизма. Как видно из табл. 37, интенсивная альбитизация интрузивных пород Магнитогорского рудного поля, приводит к нарушению и других зависимостей между содержаниями элементов, характерных для неизменных образований. В частности, не устанавливается значимых различий между  $r_{\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}}$  и  $r_{\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}}$ . Последовательность изменения коэффициентов вариации щелочных и щелочноземельных металлов остается, однако, той же, что и в неизменных породах. Подобное поведение коэффициентов вариации, как явствует из теоретических предпосылок, естественно для пород, подвергшихся воздействию щелочных растворов, богатых натрием.

В качестве другого примера рассмотрим распределение петрогенных элементов в породах Тагильского массива (Урал), представленных известково-щелочными сиенитами, сиенито-диоритами, диоритами, габбро-сиенитами и габбро-диоритами [Малахова, 1966].

Развитие наложенного постмагматического щелочного метасоматоза по перечисленным ранее породам привело к образованию

## Статистики распределения петрогенных элементов в интенсивно альбитизированных породах Магнитогорского рудного поля

Статистики	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
$\bar{x}$	2,43	5,22	3,06	1,55	1,92	2,85	15,10	0,73	65,43
$\hat{s}$	1,40	1,36	1,75	1,29	1,34	2,10	1,52	0,51	5,98
$\hat{v}$	0,58	0,26	0,57	0,83	0,70	0,74	0,10	0,70	0,09
<i>Sk</i>	-0,46	0,92	0,86	1,16	0,59	0,41	-0,59	0,02	0,28
<i>Ek</i>	-1,11	0,30	-0,56	-1,36	-1,76	-1,54	-1,47	-1,71	1,51

$$\sigma_{Sk} = 0,40, \sigma_{Ek} = 0,74$$

## Оценки парных коэффициентов корреляции

Окислы	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	+0,18	+0,28	-0,85	-0,84	-0,37	-0,85	-0,61	-0,71	
TiO <sub>2</sub>	-0,19	-0,38	+0,79	+0,52	+0,37	+0,70	+0,25		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,01	-0,12	+0,38	+0,36	-0,02	+0,48			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,08	-0,39	+0,77	+0,65	+0,12				
FeO	-0,16	-0,06	+0,28	+0,26					
MgO	-0,35	-0,09	+0,78						
CaO	-0,28	-0,26							
Na <sub>2</sub> O	-0,78								

Примечание. Объем выборки  $n=33$ ; 99%-ная зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,35$ ; 95%-ная зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,44$

щелочных метасиенитов, альбит-олигоклазитов и альбититов. Баланс привноса-выноса вещества при постмагматических процессах детально изучен Л. В. Малаховой, данные которой свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз происходит при близком к инертному поведении всех элементов, кроме натрия и калия. В табл. 33 приведены статистики, характеризующие распределения элементов в неизмененных магматических породах Тагильского массива, в табл. 39 — статистики распределения элементов в тех же образованиях, включая породы, подвергшиеся метасоматическому преобразованию.

Общие закономерности распределения петрогенных элементов в рассматриваемых породах практически идентичны закономер-

## Статистики распределения петрогенных элементов в измененных и неизмененных породах Тагильского массива

Статистики	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
$\bar{x}$	3,33	5,17	4,82	1,78	2,41	3,14	20,52	0,55	55,77
$\hat{s}$	2,74	2,07	2,39	1,02	1,21	1,44	1,22	0,27	3,45
$\hat{v}$	0,82	0,40	0,50	0,57	0,50	0,46	0,06	0,49	0,06
<i>S<sub>k</sub></i>	1,42	0,77	-0,29	0,14	0,05	0,51	0,37	0,61	0,57
<i>E<sub>k</sub></i>	1,69	-0,11	-0,90	-1,04	-0,96	0,57	-0,53	0,11	-0,30

$$\sigma_{S_k} = 0,41, \sigma_{E_k} = 0,75$$

## Оценки парных коэффициентов корреляции

Окислы	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	-0,01	+0,63	-0,82	-0,77	-0,67	-0,48	-0,17	-0,72	
TiO <sub>2</sub>	-0,21	-0,32	+0,60	+0,83	+0,73	+0,53	-0,19		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,10	-0,07	+0,24	-0,19	-0,06	-0,37			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,09	-0,29	+0,38	+0,56	+0,17				
FeO	-0,29	-0,20	+0,55	+0,74					
MgO	-0,08	-0,48	+0,60						
CaO	-0,33	-0,36							
Na <sub>2</sub> O	-0,71								

Примечание. Объем выборки  $n=30$ ; 95%-ная зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,36$ ; 99%-ная зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0,46$

ностям, наблюдаемым в образованиях Магнитогорского рудного поля. Причем если в неизмененных породах поведение элементов согласуется со схемой, вытекающей из представлений о кислотно-основной дифференциации ионов, то проявление наложенных процессов индуцирует специфические зависимости типа  $\langle \rho_{K_2O-Na_2O} \rangle < \langle \rho_{K_2O-CaO} \rangle$  и  $\rho_{K_2O-Na_2O} < \rho_{K_2O-MgO}$  (соответствующие оценки коэффициентов корреляции различаются при  $q < 0,05$ ).

Сходные закономерности распределения элементов устанавливаются и в магматических породах, развитых в других районах. Например, специфическое соотношение  $\rho_{K_2O-Na_2O} < \rho_{K_2O-CaO}$  устанавливается в альбитсодержащих породах района Анзасского железорудного месторождения ( $r_{K_2O-Na_2O} = -0,61$ ;  $r_{K_2O-CaO} = +0,07$ ,  $n = 22$ ), альбитизированных и калишпатизированных

сиенитах Таштагольского массива (Горная Шория) ( $r_{\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}} = -0,91$ ;  $r_{\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}} = -0,01$ ,  $n = 24$ ), образованиях района Кустанайских железорудных месторождений, нефелиновых сиенитах Кобарзинского массива и т. д.

Приведенные примеры показывают, что рассмотренные ранее зависимости типа  $\rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}} < \rho_{\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}}$  могут использоваться в качестве индикаторов проявления наложенного щелочного метасоматоза. Наряду с этими зависимостями для той же цели могут использоваться и зависимости, связывающие статистические характеристики между отношениями элементов, не рассматривавшиеся нами лишь в связи с тем, что их вид однозначно определяется особенностями поведения содержаний элементов.

---

Глубоко закономерный в общих чертах и бесконечно разнообразный в индивидуальных проявлениях — таким нам представляется сегодня мир химизма магматических формаций. Однотипность и неповторимость химического состава пород или, точнее, особенностей распределения в них петрогенных элементов отражает сложную суперпозицию влияний разнообразных и разномасштабных явлений: от мельчайших нюансов дифференциации магмы в интрузивной камере до планетарных неоднородностей строения земной коры и верхней мантии.

Опыт убеждает нас в значительной информативности петрохимических данных, что и предопределяет возможность решения многих задач, возникающих при фациально-формационном анализе магматических комплексов. С наибольшей полнотой могут быть проинтерпретированы петрохимические данные, относящиеся к генетически связанным сериям пород. Установление фациально-формационных особенностей отдельных петрографических разновидностей пород представляет собой значительно более сложную задачу, и однозначное ее решение часто встречает серьезные трудности.

Эффективное извлечение геологической информации из петрохимических данных немыслимо без аппарата математической статистики. Особыми преимуществами в ряде случаев обладает многомерный статистический анализ, позволяющий учитывать специфику химизма пород в целом. Что касается изучения петрогенетических процессов, то основной путь в этом направлении лежит через построение содержательных моделей и проверку их соответствия эмпирическим наблюдениям. Однако на первых этапах результаты подобного моделирования не должны переоцениваться.

Высокая информативность петрохимических данных в полной мере проявляется при выделении и изучении магматических комплексов. Однако и в этом случае далеко не всегда удается построить достаточно надежные критерии диагностики, пригодные для классификаций единичных химических анализов пород, формационная принадлежность которых не ясна.

Средние химические составы магматических тел и комплексов в целом по разным причинам, как правило, оказываются неприемлемыми для формационной диагностики. Исключительную роль в этом плане играют средние составы формационных разновидностей пород.

Они могут быть положены в основу будущей системы петрохимических эталонов. Решение большинства прикладных и многих общетеоретических задач требует включения в эту систему эталонов двух типов: на количественно-минералогической (петрографической) и химической основе. Эталоны второго типа обладают большей универсальностью. Их создание может явиться делом ближайшего будущего.

Ряд задач фациально-формационного анализа требует для своего решения изучения закономерностей латерального изменения химизма пород в пределах отдельных магматических тел и комплексов. Технически это реализуется путем построения поверхностей тренда. Удачно подобранная тренд-поверхность четко отражает неоднородности состава, присущие полифациальным и полихронным объектам. Особый интерес представляет тренд, который обнаруживается в пределах достаточно узкой фациально-формационной разновидности пород. Часто он отражает глубинное строение регионов в том виде, в каком оно предстает перед исследователем в современную эпоху. Это может свидетельствовать о наличии более глубоких и закономерных тенденций унаследованного развития регионов, нежели это обычно предполагается.

Выявление фациальных особенностей пород по петрохимическим данным относится к числу наиболее тонких и сложных задач. Их решение, тем не менее, нередко оказывается возможным, несмотря на то, что различия в химизме фациальных разновидностей пород обычно находятся на пределе точности рядовых химических определений. Общим условием повышения эффективности фациального анализа является выбор системы петрохимических критериев, в общем случае различной для каждого формационного типа. Основным источником этих критериев является стохастическое моделирование петрогенетических процессов.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что закономерности распределения элементов в сингенетических сериях магматических пород весьма устойчивы и описываются простейшими зависимостями, вытекающими из представлений о кислотно-основной дифференциации частиц в расплавах. Исключением являются лишь распределения элементов в породах расслоенных интрузий. Подобная устойчивость распределений элементов в породах либо действительно предопределяется каким-то единым механизмом дифференциации, в основе которого лежит энергетическое взаимодействие частиц, либо отражает конвергентность различных процессов дифференциации. Подобная конвергентность может предопределить малую информативность геохимических данных при познании процессов дифференциации.

Однако наличие выдержанных закономерностей распределения элементов в магматических породах позволяет построить надежные критерии, по которым можно судить о роли эпимагматических преобразований. Существенно, что однотипные по конечным результатам процессы дифференциации вещества определяют 80—85% общей петрохимической изменчивости пород, а весьма интересные для

петролога черты химизма, отражающие фациально-формационную специфику объектов исследования, укладываются в 15—20% этой изменчивости. Представляется, что дальнейшие исследования, направленные на детализацию и разработку сформулированных подходов к изучению природных процессов, могут привести к получению интересных результатов как в плане познания этих процессов, так и в аспекте выявления эмпирических закономерностей.

Из большого числа задач, связанных с изучением магматических комплексов, важнейшими можно считать следующие:

- а) вычисление средних химических составов формационных типов пород — основных петрохимических эталонов;
- б) выявление наиболее существенных петрохимических черт, общих для всех магматических комплексов;
- в) установление диапазона и характера вариаций химизма петрографических аналогов в таксонах разного уровня;
- г) оценка влияния региональной специфики;
- д) определение зависимости химизма формационных типов пород от геологического возраста комплексов.

Все эти задачи, по существу, еще ждут своего решения, а то немногое, что сделано в этом направлении, дает не более, чем некоторую уверенность в корректности постановки задач и реальности их решения в дальнейшем.

Сравнение средних химических составов пород, относящихся к одному и тому же формационному типу, как правило, выявляет существенные различия между ними. Это обстоятельство существенно затрудняет задачу формационной диагностики и уточнения объема формационного типа.

Не всегда оказывается эффективным использование для целей диагностики мер сходства, например обобщенного расстояния Махаланобиса. Породы близких формационных типов оказываются «удаленными» друг от друга на «расстояния», соизмеримые с теми, которые наблюдаются между представителями одного и того же формационного типа из разных регионов.

Исследование причин различий между химическими составами петрографических аналогов одного формационного типа приводит к выводу о том, что их можно трактовать как результат проявления региональной и фациальной специфики магматизма.

Региональные и фациальные влияния, таким образом, оказываются соизмеримыми, а иногда и превосходящими эффект, обусловленный формационной принадлежностью. Вследствие этого арсенал методов статистической диагностики, успешно используемый при изучении конкретных формаций, оказывается малоэффективным во всех тех случаях, когда обучение и диагностика выполняются на материале из разных регионов. Все это приводит к необходимости выявления и учета региональных особенностей формаций. В качестве одного из путей достижения последнего предлагается систематическое сопоставление средних химических составов однотипных в формационном и петрографическом смысле пород из разных регионов.

Первый опыт такого рода исследований привел к выявлению широко проявленной петрохимической специализации регионов. Для Северо-Восточной Монголии, например, характерен пониженный кларк марганца в разнотипных и разновозрастных гранитах, а изверженные породы Кузнецкого Алатау и Салаира отличаются от их формационных и петрографических аналогов повышенным содержанием натрия и алюминия. Существенно, что в Кузнецком Алатау эта специфика проявляется в продуктах как коровых, так и мантийных магм. Совокупность петрохимических особенностей, свойственных разнотипным и разновозрастным магматическим образованиям, составляет своеобразный региональный петрохимический фон, учет которого желателен при формационной диагностике.

Существенное влияние на химизм формаций оказывает также их возрастное положение, т. е. принадлежность к тектоно-магматическому циклу определенного возраста. Устанавливаемые при этом закономерные различия между магматическими образованиями позволяют, в частности, ставить вопрос о формационной несопоставимости гранитоидного магматизма каледонид и варисцид.

Авторы считают, что успешное использование петрохимических данных при исследованиях на формационной основе во многом упирается в достижение однозначной трактовки основных особенностей формационного анализа и дальнейшую разработку алгоритмизированных схем выделения формаций по общегеологическим признакам.

Практическое значение фациально-формационного анализа определяется возможностью использовать сведения о химизме изверженных пород для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. При этом следует различать две взаимосвязанные задачи: установление потенциально рудоносных магматических комплексов и выявление в них рудоносных тел, фациальных разновидностей и т. п.

Можно представить себе два принципиально различных подхода к решению первой из названных задач. Прежде всего, наиболее естественным кажется прямой путь, а именно: нахождение петрохимических особенностей рудоносных магматических комплексов посредством сопоставления заведомо рудоносных и безрудных образований (процедура обучения) с последующим выявлением комплексов, обладающих этими особенностями и потому относимых в разряд перспективных (экзамен). Основное преимущество этого метода заключается в возможности сравнительно быстро получить набор поисковых критериев. Однако при этом очень часто остается неясной причинная связь установленных петрохимических критериев и рудогенеза. Кроме того, и это самое главное, выявляемые закономерности (поисковые критерии) подчас оказываются в достаточной мере эффективными лишь в местных условиях (на объектах обучения), т. е. остается открытым вопрос о возможности использования их в условиях иной региональной специфики.

Более перспективным представляется косвенный путь — через фациально-формационный анализ. В основе его лежит разработанная С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным концепция металлогени-

ческой специализации магматических формаций. Практика детальных металлогенических исследований последних лет (работы Е. Т. Шаталова и др.) свидетельствует о плодотворности этой концепции.

Вторая задача — нахождение петрохимических признаков конкретных рудоносных тел в пределах «потенциально рудоносного» магматического комплекса — является более сложной и принципиально неразрешимой в тех случаях, когда определяющими для рудогенеза оказываются внешние факторы: состав и структура вмещающих пород, тектоническая обстановка в момент рудоотложения и т. п. Лишь для группы собственно магматогенных и некоторых типов метасоматических месторождений петрохимические критерии вполне реальны. Большей частью это критерии благоприятного типа дифференциации магмы в интрузивной камере, в том числе поведение рудных компонентов, а также петрохимические признаки постмагматической переработки горной породы.

Не меньшее значение имеет фациально-формационный анализ при обращении к общетеоретическим проблемам геологии, многие из которых вообще не могут быть решены без учета влияния на химизм петрографических разновидностей пород, их формационной принадлежности. Сведения о химизме формационных типов пород необходимы для оценки региональной и планетарной распространенности химических элементов, при изучении неоднородностей состава земной коры и верхней мантии, что оказывается возможным учитывать при тектоническом районировании территории, а также в связи с выяснением характера и направления эволюции магматизма на протяжении всей геологической истории Земли.

Стремительный прогресс в освоении человечеством космического пространства вплотную приблизил нас к возможности непосредственного изучения химизма планет Солнечной системы.

Нет сомнений в том, что для суждения об особенностях состава и условий образования вещества космических тел мы вынуждены будем постоянно обращаться к земным моделям, к земным эталонам, и в первую очередь к тем, которые отражают закономерности распределения петрогенных элементов в фациально-формационных разновидностях магматических пород.

---

- Абрамов Ф. И. О степени окисленности горных пород. — «Минеральное сырье», 1935, № 5.
- Абрамович И. И. Железо в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. — «Геохимия», 1965, № 10.
- Абрамович И. И. О региональном петрохимическом фоне Кузнецкого Алатау. — ДАН СССР, 1967б, т. 176, № 5.
- Абрамович И. И. Очередные проблемы петрохимии. — «Сов. геология», 1967, № 1.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева В. Ф. Марганец в магматических породах Алтае-Саянской складчатой области. — «Геохимия», 1963, № 7.
- Аврашов А. С. Факторный анализ химизма базификации и гранитообразования. — ДАН СССР, 1971, сер. геол., т. 200, № 4.
- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1964.
- Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963.
- Андреев Б. А. Структурно-металлогенетические зоны и гравитационные аномалии. — ДАН СССР, 1958, т. 121, № 6.
- Белюсов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 22).
- Беус А. А., Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. Проблемы геохимии. Сб. посв. акад. А. П. Виноградову. М., «Наука», 1965.
- Бобров В. А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. — В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Боганик Г. Н. Об установлении порядка параболической регрессии. — «Теория вероятностей и ее применения», т. 12, вып. 4, 1967.
- Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях. — «Геология и геофизика», 1970, № 1.

Бондаренко В. Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М., «Недра», 1967а.

Бондаренко В. Н. Вероятностная постановка задачи о комагматичности интрузивных и эффузивных образований (автореф. доклада). — БМОИП, 1967б, отд. геол., т. 12 (2).

Бондаренко В. Н. Петрохимическое разграничение андезитов и базальтов. — БМОИП, отд. геол., 1967, т. 12, вып. 3.

Бондаренко В. Н. Проблема генетического родства магматических тел и ее вероятностная постановка. Математические методы в геологии. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МТК. М., «Наука», 1968.

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.

Борисова В. Н. Некоторые отличия петрохимического состава эффузивных и интрузивных пород. — В кн.: Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород. Владивосток, Изд-во АН СССР СО, 1965.

Британ И. В., Рубанов Н. И. Девонский вулканизм северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Строение Ловозерского щелочного массива. ЭВМО, № 1, 1958.

Быковская Е. В. О некоторых отличиях вулканогенных формаций прошлого от новейших и современных. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книж. изд-во, 1964.

Васильев В. И. Распознающие системы. Киев. Наукова Думка, 1969.

Васильченко С. Ф. Философские аспекты формализации геологических понятий. — «Геология и геофизика», 1968, № 3.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968.

Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. Химический состав изверженных горных пород Курильских островов. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 6.

Вертикальная петрохимическая зональность как критерий глубины эрозивных срезов гранитоидных массивов. — В кн.: Морфогенез и зональность интрузивов и связанных с ними золоторудных, железорудных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск, 1968. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 74). Авт.: Н. Н. Амшинский, А. А. Долгушина, А. М. Козлов, И. В. Марнич.

Вилепский А. М. Петрогенетические серии интрузивных трапшв Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969.

Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в земле. — «Геохимия», 1962, № 3.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962 № 7.

Виноградов А. П. Полвека геохимии. — «Геохимия», 1967, № 11.

Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Модели процессов и парагенетический анализ. — «Геология и геофизика», 1963, № 7.

Вистелиус А. Б. Основные типы математических решений задач современной геологии. — «Разведка и охрана недр», 1964, № 6.

Вистелиус А. Б. Теоретические предпосылки стохастических моделей и их проверка в конкретных геологических условиях. Докл. сов. геологов на XXIII сессии междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1968.

Вистелиус А. Б. Математическая геология. Л., Изд-во библиотеки АН СССР, 1969.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. О детерминистских и вероятностных моделях структурных поверхностей. — «Геология и геофизика», 1969, № 5.

Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Волохов В. С., Зайченко Ю. П. Дисперсионный метод самопрозвольного разбиения пространства изображений на компактные множества. — «Автоматика», 1966, № 5.

Волынец О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Камчатка). В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа. Новосибирск, ВИНТИ, 1968.

Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1964. (Тр. III Всесоюз. петрогр. совещания, т. 1). Авт.: И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко, В. А. Кутюлин.

Галахов А. В. Химический состав пород Хибинского щелочного массива. ДАН СССР, 1966, т. 171, 1966.

Гельфанд И. М., Яглом А. М. О вычислении информации о случайной функции, содержащейся в другой такой функции. — «Успехи математических наук», 1957, т. 12, вып. 1 (73).

Гендлер В. Е., Калаченко А. А., Чуйкова В. Г. Использование метода тренда для изучения петрохимии гранитоидных массивов. Автореф. доклада. — БМОИП, отд. геол., 1968, т. 13, вып. 2.

Геология и математика. Новосибирск, «Наука», 1967. Авт.: Ю. А. Воронин, Б. К. Алабин, С. В. Гольдин и др.

Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966. Авт.: В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др.

Глазунов О. М. К геохимии гипербазитов Западного и Восточного Саяна. — В кн.: Второе Уральское петрогр. совещание. Тезисы докл. Свердловск, 1966.

Гольдин С. В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов. Тр. ЗапсибНИГНИ, 1968, вып. 18.

Гольдин С. В. Применение многомерной регрессии в задачах статистической классификации. — В кн.: Математ. методы в нефтяной геологии и геофизике. Тюмень, 1970. (Тр. ЗапсибНИГНИ, вып. 36).

Гольдин С. В., Кутюлин В. А. К петрохимии трапцов катангского и кульмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1964, № 12.

Гребенщиков Р. Г. Энергетика кристаллической решетки силикатов и теплоты образования кремнекислородных анионных радикалов. — «Ж. нефт. химии», 1964, № 5.

- Груза В. В. О геохимии щелочей в кислых магматических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 5.
- Груза В. В. Критерии разделения нефелиновых пород центральной части Алтае-Саянской области. — ДАН СССР, 1966, 167, № 5.
- Груза В. В. Кислотно-основная дифференциация элементов в магматических породах. — ДАН СССР, 1967, 173, № 5.
- Груза В. В. О факторах, определяющих повышенную щелочность некоторых магматогенных образований Алтае-Саянской области. — ДАН СССР, 1967, 176, № 2.
- Груза В. В. О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов петрогенных элементов в природных стеклах — В кн.: «Вопросы математической геологии». Л., «Наука», 1968.
- Груза В. В. Ложная корреляция и процентные пересчеты в геохимии. — «Сов. геология», 1969, № 11.
- Груза В. В. Геохимические критерии различия магматических пород и ортометасоматитов. — ЭВМО, сер. 2, ч. 99, вып. 2, 1970.
- Груза В. В., Мызников В. А. Фосфор в генетических сериях магматических пород. — «Геохимия», 1970, № 3.
- Довгаль В. Н. Основные особенности состава среднепалеозойских вулканоплутонических формаций Кузнецкого Алатау в связи с их тектоническим положением. — «Сов. геология», 1969, № 11.
- Дوليو-Добровольский В. В. К вопросу об энергетических расчетах последовательности кристаллизации минералов. ЭВМО, сер. 2, ч. 97, вып. 4, 1968.
- Дорфеева Э. Ф. О гетерогенности пород Таннуольского магматического комплекса (Тува). — Зап. ЛГИ, т. 9—10, вып. 2, 1965.
- Драгунов В. И. К терминологии формационных подразделений. В кн.: «Осадочные и вулканогенные формации». Л., «Наука», 1966.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М. — Л., ОНТИ, 1936.
- Еганов Э. А. О выделении объектов исследования в геологии. — В кн.: «Пути познания Земли». М., «Наука», 1971.
- Жангуров А. А. Петрохимические особенности пироксенитов дифференцированных интрузий Печенги. — В кн.: «Мат-лы по геологии и металлогении Кольск. п-ва», вып. 2. Апатиты, 1971.
- Жданов В. В. Магматизм зон океанизации материковой земной коры. Мат-лы IV Всесоюз. петр. совещ. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1969.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная. М., 1927.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1944.
- Зимин С. С., Старков Г. Н., Афанасьева В. М. К реконструкции состава верхней мантии по данным формационного анализа офиолитов. — ДАН СССР, сер. геол., 1969, т. 189, № 2.
- Злобин Б. И. К вопросу о «калиевом метасоматозе» и гидротермальном метаморфизме гранитоидов. — Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. 3. Фрунзе, 1962.
- Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Свердловск, УФАН СССР, 1966. (Тр. Ин-та геологии, вып. 71).

Иванов Д. Н., Подольский Ю. В. Об оценке связи между количественными характеристиками при геолого-геохимических исследованиях. — «Сов. геология», 1971, № 9.

Иванов Р. Отношение возможности и пользы к петрохимическим методам в разрезе с одним предложением за химическую классификацию на эффузивите. Списание Българ. геол. дружество, 26, № 1, 1965 (болг.).

Иксон М. И. Типы подвижных поясов тихоокеанской окраины СССР. — «Сов. геология», 1964, № 1.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1963.

Казыцын Ю. А., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.

Калаченко А. А., Митрофанская С. И. Применение площадного регрессионного анализа (тренда) при изучении петрохимии гранитов Акчатау (Центральный Казахстан). Мат-лы науч. конференции, Алма-Ата, 7—10 октября 1968.

Калинин О. М., Докторов Б. З. О дискриминантных функциях. — В кн.: Применение математических методов в биологии. Вып. 4, тр. ВЦ ЛГУ, 1967.

Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1971, № 1

Карлье А. Количественная оценка месторождений урана. М., Атомиздат, 1966.

Кен А. Н. Геологические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 103, 1964.

Кеннеди Дж. К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В кн.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.

Кеппежикскас В. В. Петрохимические особенности вулканоплутонической дацит-липаритовой формации верхнего палеозоя в Токрауском синклиории. — В кн.: Мат-лы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Кларки Хибинского щелочного массива. — Зап. ВМО, 1968, ч. 647, вып. 2. Авт.: А. А. Кухаренко, Г. А. Ильинский, Т. Н. Иванова и др.

Комаров А. Г. Намагниченность и химический состав разновозрастных основных эффузивов некоторых подвижных поясов и платформ. — «Сов. геология», 1962, № 4.

Комов И. Л., Ньюсик Я. М. Влияние стабилизации кристаллического поля на распределение переходных элементов. — «Геохимия», 1971, № 9.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 1.

К о р ж и н с к и й Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.

К петрохимии Кентского гранитного массива (Центральный Казахстан). Тр. Центр.-Каз. геол. упр. М-ва геологии КазССР, вып.3, 1969. Авт.: Г. Т. Скублов, М. Д. Белонин, А. И. Захарченко и др.

К р а ш е н и н и к о в Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 8.

К р у т ь И. В. К состоянию учения о геологических формациях. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9.

К у д р я в ц е в Г. А., А г е н т о в В. Б. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Восточной Туве. Тр. СНИИГГИМС, вып. 6, 1961.

К у з н е ц о в Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

К у н о Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкrest окраины континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

К у т о л и н В. А., В о л о х о в И. М., К а р а т а е в а Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. — «Геология и геофизика», 1966, № 5.

К у т о л и н В. А. Некоторые проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3.

К у т о л и н В. А. Статистическое изучение окисленности железа в породах основного состава. — ДАН СССР, т. 189, 1969, № 1.

К у т о л и н В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.

К у х а р е н к о А. А. Геохимическая эволюция щелочных магматических комплексов восточной части Балтийского щита. Тезисы докл. междунар. геохим. конгресса. М., 1971.

К у ц е в Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения  $Fe_2O_3 : FeO$  в магматических горных породах. — Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., № 11.

Л е б е д е в В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Существует ли между интрузивными и эффузивными породами различие в химическом составе. — Изв. С-петерб. политехн. ин-та, 1906, т. 6, вып. 1—2.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. О разграничениях андезитов и базальтов. — Изв. Геолкома, 1925, т. 44, № 4.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялкубы. Изд-во АН СССР, 1949. (Избр. тр., т. 1).

Л е о н о в а Л. Л., К л а с с о в а Н. С. О поведении железа в процессе низкотемпературного гидротермального метаморфизма на примере интрузива Кызыл-Омпул (Северный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1964, № 2.

Л е т н и к о в Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965.

Л ь в о в Б. К. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов Кочкарского района. Кн., посв. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу. Изд-во ЛГУ, 1962.

Л я х о в и ч В. В. О зависимости содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах от состава биотита. — «Геология и геофизика», 1965, № 8.

М а л а х о в И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. (Тр. ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 79).

М а л а х о в а Л. В. Петрология Тагильского сyenитового массива. Свердловск, 1966.

М а л к и н В. И., Х о х л о в С. Ф. Измерения чисел переноса иона кальция. — Изв. АН СССР, 1958, ОТН, 3.

М а л к и н В. И. О зависимости относительной подвижности катионов от соотношения их координационных чисел в трехкомпонентных силикатных расплавах. — «Ж. физ. химии», 35, 1961, № 2.

М а с а й т и с В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97, 1964.

М а с а й т и с В. Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. — Зап. ВМО, 1970, 2-я сер., ч. 99, вып. 2.

М а с а й т и с В. Л., М и х а й л о в М. В., С е л и в а н о в с к а я Т. В. Попигайская котловина — взрывной метеоритный кратер. — ДАН СССР, 1971, т. 197, № 6.

М и л а ш е в В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., «Недра», 1965. (Тр. ВНИИГА, т. 139).

М и т р о х и н Л. Н. Критика прагматизма по вопросу научного исследования. — В кн.: Проблемы научного метода. М., «Наука», 1964.

М и х а й л о в Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. — В кн.: Основные и ультраосновные магмат. формации платформ и подвижных поясов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 80, 1962.

М у с а т о в Д. И. О некоторых особенностях развития геосинклиналей Южной Сибири. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964.

Н е м ц о в и ч В. М. О расслоенных базитовых интрузиях Алтае-Саянской кладчатой области. — ДАН СССР, т. 182, № 1, 1968.

Н и к о л а е в В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1965.

Н и к о л ь с к и й А. П. Генезис магмы и тектонической впадины Болтышского вулкана. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных м-ний в альпийской геосинклинальной зоне. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1969.

Н о к к о л ь д е С., А л л е н А. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1952.

О зависимости фацияльности интрузивных пород и минералов Скарново-редкометалльной минерализации Западного Узбекистана от железистости и степени окисленности железа. — Зап. Узбек. отд. ВМО, вып. 21, 1970. Авт.: М. И. Исмаилов, А. Б. Плаксина, А. И. Саттаров и др.

Основные закономерности распределения калия в послейюрских гранитоидах Северо-востока Азии и примыкающей части Тихого океана. — ДАН

СССР, 1969, т. 184, № 2. Авт.: А. Б. Вистелиус, А. И. Аралина, И. З. Бурьянова и др.

Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1. [Авт.: В. В. Велинский, Г. В. Пинус, Ф. П. Лесков, Ю. Р. Васильев.

О средних химических составах редкометалльных гранитов Центрального Казахстана, Калбы и Восточной Монголии. Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 158. Авт.: И. И. Абрамович, В. А. Бобров, К. Г. Богданова и др.

О х а п к и н Н. А., Б о з и н А. В. Некоторые геохимические критерии источников железа в контактово-метасоматических месторождениях (на примере Калиостровского и Сосновского месторождений Кузнецкого Алатау). — «Геология рудных месторождений», 1970, № 5.

П е р е к а л и н а Т. В. Геология герциевых гранитных интрузий Центрального Казахстана. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1960, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 8.

П е р е к а л и н а Т. В. Геология герциевых гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1966.

Петрохимические особенности и ассоциации аксессуарных минералов нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива. — «Геохимия», 1961, № 8. Авт.: В. П. Волков, А. И. Поляков, М. И. Караканова, Л. П. Воронина.

П и н у с Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.

П и н у с Г. В., Ш е н к м а н Я. Д. Средне-верхнекембрийский (таннуольский) интрузивный комплекс. — В кн.: Геология СССР, т. 29. М., «Недра», 1966.

П о г о н я - С т е ф а н о в и ч Ю. Ф. Некоторые вопросы формирования вулканогенной толщи нижнего — среднего девона Минусинской впадины. — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

П о л я к о в Г. В., Т е л е ш о в А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождения (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960.

П о л я к о в Г. В. Железороднение и генетические типы интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., «Наука», 1971.

П о т а п о в а М. С. Геология как историческая наука о природе. — В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., «Наука», 1963.

Р а д ж а б о в Ф. Ш., М и р х о д ж а е в И. М. К вопросу о новых путях петрохимического анализа и выработки нормативного состава с целью систематики магматических горных пород. — В кн.: Тезисы науч.-иссл. работ по геол.-разв. фак. Ташкент. политехн. ин-та. Ташкент, 1966.

Р а з у м о в с к и й Н. К. О значении логарифмически-нормального распределения частот в петрологии и геохимии. — ДАН СССР, 1941, т. 33, № 1.

Р а з у м о в с к и й Н. К. Логарифмически-нормальный закон распределения вещества и его свойства. — Зап. ЛГИ, 1948, т. 20.

Р а о С. Р. Ливейные статистические методы и их применения. М., «Наука» 1968.

Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах. — «Геохимия», 1961, № 4.

Родионов Д. А. Функции распределения элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.

Родионов Д. А. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей. — «Геохимия», 1965, № 4.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.

Ротман В. К., Марковский Б. А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). — ДАН СССР, 1968, сер. геол., т. 182, № 3.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. — Зап. ВМО, 1968, ч. 47, вып. 2.

Салтыковский А. Я. О возможном исходном среднем составе магмы в Юго-Западном Забайкалье. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 12.

Сарманов О. В., Вистеллус А. Б. О корреляции между процентными величинами. — ДАН СССР, 1959, т. 126, № 1.

Сарманов О. В. О ложной корреляции между случайными величинами. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Матем. ин-та им. В. А. Стеклова АН СССР, т. 64).

Свидерский В. Л. Об относительности конкретных состояний движущейся материи. — В кн.: Диалектика и современное естествознание. М., «Наука», 1970.

Семенов И. В. О петрохимических критериях различия вулканитов и субвулканитов андезито-базальтовых комплексов на Среднем Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969.

Семенов Г. Г., Люблинская З. П. О сравнительной истории геосинклинального вулканизма Западного Саяна и Памира. — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

Серебряков В. А. Закономерности послемагматического преобразования гранитоидов. — «Геология и геофизика», 1967. Сиб. отд. АН СССР, № 2.

Смит Ф. Физическая геохимия. М., «Мир», 1968.

Смолин П. П. Связь петрохимической дисперсии кларков с периодической системой элементов. — ДАН СССР, 1965, т. 163, № 1.

Смышляев В. Н. Сплитто-кратофировая формация северного склона Западного Саяна. — В кн.: Магмат. формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.

Соломин Ю. С. О важной особенности химизма рудоносных интрузий амуджиканского типа в связи с вопросами их генезиса. Тез. докл. Второй научн. конф. геол. секции им. Обручева, 1965.

Соломин Ю. С. Об одной петрохимической особенности пород амуджиканского типа. — «Геология и геофизика», 1966, № 6.

Сторонкин А. В. Некоторые вопросы термодинамики систем, подчиненных условиям материальной изоляции. — Вестн. ЛГУ, 1956, № 16. Сер. Физ. и хим., вып. 3.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн.: Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тернер Ф., Ферхуген Д. ж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Урусов В. С. Химическая связь в кремнеземе и силикатах. — «Геохимия», 1967, № 4.

Урусов В. С. Полярность химической связи и полярность изоморфных замещений атомов. — Вестн. ЛГУ, 1967, сер. геол. и геогр., № 6, вып. 1.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — «Сов. геология», 1959, № 3.

Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 3.

Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР, 1970, сер. геол., № 4.

Фаворская М. А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — «Сов. геология», 1971, № 11.

Федосеев Г. С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян). М., «Наука», 1969.

Ферштатер Г. Ш. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.

Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С., Каратаев Г. И. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. — «Геология и геофизика», 1965, № 10.

Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. О фациях глубинности гранитоидов (на примере гранитоидных комплексов Узбекистана). — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 1.

Харкевич Д. С. (ред.). Карта магматических формаций СССР. Краткая объяснительная записка. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1971.

Харт С. Р., Ганн Б. М., Уоткинс Н. Д. Внутрилавовые вариации щелочных элементов в базальтах Исландии. Тезисы геохим. конгресса. М., 1971.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Булл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5.

Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. — «Геохимия», 1958, № 6.

Чейз Ф. Условная новая классификация гранитов. — Нов. зарубежной геологии, вып. 17. Л., 1959.

Четвериков Л. И. О математической модели тел полезных ископаемых. — В кн.: Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа. М., «Недра», 1956.

Ч и р в и н с к и й П. Н. Кларки магматических пород щитов и геосинклиналей. — В кн.: Акад. Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения. М., 1946.

Ш а т с к и й Н. С. О геологических формациях. Избр. труды. М., «Наука», 1965.

Ш е л к о в н и к о в А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Магмат. формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.

Ш у р ы г и н А. М. К вопросу о формализации геологических понятий. — «Сов. геология», 1966, № 12.

Ш у р ы г и н А. М. Поиск наилучшего линейного деления двух выборок. В кн.: Статист. методы классификации, М., Изд-во МГУ, 1969.

Ш т е й н б е р г Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 72, Свердловск, 1964.

Ш т е й н б е р г Д. С., М а л а х о в И. А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов горных пород ряда дунит—гарцбургит на Урале. Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 70. Свердловск, 1965.

Ш т е й н б е р г Д. С., С о б о л е в И. Д. Формационное деление магматических образований на Урале. — В кн.: Магмат. формации. М., «Наука», 1964.

Щ е р б и н а В. В. Окислительные и восстановительные реакции в магме. В кн.: Сб., посвящ. акад. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Щ е р б и н а В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — «Геохимия», 1963, № 3.

Щ е р б и н а В. В. Критерии степени кислотности фосфатного аниона в силикатных расплавах. — В кн.: Исследование природ. и техн. минералообразования. М., «Наука», 1966.

Щ у к и н С. И. О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород. — «Геохимия», 1963, № 8.

Я н о в с к и й В. М., Т у г о л е с о в Л. Д. Особенности состава и строения Пластовского массива плагиигранитов (Кочкарское рудное поле). — «Сов. геология», 1967, № 5.

Я р м у х а м е д о в А. О. К петрохимии ниже-среднекарбонатовых вулканогенных образований северо-западной части Кураминской подзоны. — «Узб. геол. ж.», 1965, № 4.

Я ц и м и р с к и й К. Б. Термохимия комплексных соединений. М., Изд-во АН СССР, 1951.

A h r e n s L. H. A fundamental law of geochemistry. — «Nature», 1953, vol. 172, № 4390.

A h r e n s L. H. The lognormal distribution of the elements. I. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1954, vol. 5, № 49.

A h r e n s L. H. The lognormal distribution of the elements. II. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1954, vol. 6, № 2/3.

A h r e n s L. H. Lognormal-type distribution in igneous rocks. IV. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1963, vol. 27, № 4.

A h r e n s L. H. Negative skewness of SiO<sub>2</sub> and K. VI. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1963, vol. 27, № 9.

A h r e n s L. H. Element distributions in igneous rocks. VII. a reconnaissance survey of the distribution of  $\text{SiO}_2$  in granitic and basaltic rocks. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1964, vol. 28, № 3.

A n d e r s o n T. W., B a h a d u r R. R. Classification into two multivariate normal distributions with different covariance matrices. — *Ann. mathem. statist.*, 1962, vol. 33, № 2.

A u b r e y K. V. Frequency distributions of elements in igneous rocks. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1956, vol. 9, № 1—2.

B a r t h T. F. The theoretical petrology. 1955.

B o w e n N. The evolution of the igneous rocks. Princeton, 1928.

B r o w n B. Stochastic variables of geological search and decision. — *Bull. Geol. soc. Amer.*, 1961, vol. 72, № 11.

B r o w n P. E., R u s h t o n B. J. Some chemical data on the Mourne Mountain granite G—2. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1969, vol. 18.

B u t l e r T. R. Concentration trend and frequency distribution patterns for elements in igneous rocks types. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1964, vol. 28, № 12.

C a r m i c h a e l J. S. E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. petrol.*, 1964, vol. 5, № 3.

C h a y e s F. Composition of the granites of Westerley and Bradford, Rhode island. — *Amer. j. sci.*, 1950, vol. 248, № 6.

C h a y e s F. The lognormal distribution of elements: a discussion. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1954, vol. 6, № 2—3.

C h a y e s F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. — *J. geophys. res.*, 1963, vol. 68, № 5.

C h a y e s F., M e t a i s D. Some relations between salic molecules in the CIPW norm and the Niggle katanorm. — *Ann. report Director of the geophysical laboratory Carnegie ins. Washington*, 1964, № 1412.

C h a y e s F. On deciding whether trend surface of progressively higher order are meaningful. — *Bull. Geol. soc. Amer.*, 1970, vol. 81, № 4.

C h o u b e r t B. Sur le comportement géochimique des éléments de la lithosphère en fonction du temps. — *«Geol. Rundschau»*, 1966, Bd 55, H. 2.

C o c h r a n W. G., B l i s s C. T. Discrimination function with covariates. — *Ann. mathem. statist.*, 1948, vol. 19.

C o l e A. J. An iterative approach to the fitting of trend surfaces. — *Comput. contrib. state geol. surv. univ. Kans.*, 1969, № 37.

C o n d i e K e n t C., P o t t s M a r k J. Calc-alkaline volcanism and the thickness of the early precambrian crust in North America. — *Canad. j. Earth sci.*, 1969, vol. 6, № 5.

D e m i r m e n F. Multivariate procedures and FORTRAN IV program for evaluation and improvement of classifications. — *Comput. contrib. state geol. surv. univ. Kans.*, 1969, № 31.

D u r o v i c S. Contribution to the lognormal distribution of element. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1959, vol. 15.

E n g e l h a r d t W o l f v o n. Chemical composition of Ries glass bombs. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, № 10.

E v r a r d P. The differentiation of titaniferous magmas. — *Econ. geol. Lancaster*, 1949, vol. 44, № 3.

- Fisher D. E., Joensuu O., Boström K. Elemental abundances in ultramafic rock and their relation to the upper mantle. — *J. geophys. res.*, 1969, vol. 74, № 15.
- Fisher R. A. The use of multiple measurements in taxonomic problems. — *Ann. eugen.*, 1936, vol. 7.
- Friedman H., Rubin J. On some invariant criteria for grouping data. — *J. Amer. statist. ass.*, 1967, 62, № 320.
- Green E. J. Some comments on the bi-normal frequency distribution. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1963, vol. 27, № 10.
- Hall A. Regional variation in the composition of British caledonian granites. — *J. geol.*, 1969, vol. 77, № 4.
- Higazi R. The Braefoot outer sill. — *Trans. Edinburgh. geol. soc.*, 1952, 45, № 1.
- Ianovici V., Dimitriv A. I. Nature statistica a distributilor asimetrice in geochim. — *Studi si cercetări geol. geofiz., geogr. Ser. geol.*, 1967, vol. 12, № 1.
- Jackson E. D. Stratigraphic and lateral variation of chromite composition in the stillwater complex. *Int. miner. assoc. Third general meeting papers and proceedings.* — *Miner. soc. Amer. sp. p.*, 1963, № 1.
- Jardine N., Sibson R. The construction of hierarchic and non-hierarchic classifications. — *Comput. J.*, 1968, 11, № 2.
- Jizba Z. W. Frequency distribution of elements in rocks. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1959, vol. 16, № 1—2.
- Jizba Z. W. Discussion on the paper 2 «Negatively skewed distributions of silica and potassium in igneous rocks». By L. H. Ahrens. — *Nature*, 1964, vol. 201, № 4926.
- Johnson N. L. Systems of frequency curves generated by methods of transition. — *Biometrika*, 1949, vol. 36.
- Jung J. *Pricis of petrographic.* Paris, 1958.
- Kapteyn I. C. *Skew Frequency curves in biology on statistics* Noordhoff, Groningen, 1903.
- Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. — *Amer. j. sci.*, 1933, vol. 25, № 147.
- Köhler K. Gedanken zu den Begriffen der Gesetzmäßigkeit und der Veränderlichkeit der Merkmale geochemischer Felder und zu ihrer mathematischen Fassung. — *Freiberger Forschungen*, 1965, № 51.
- Kuno H. High-alumina basalt. — *J. petrol.*, 1960, vol. 1, № 2.
- Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — *J. petrol. Oxford*, 1963, vol. 4, № 1.
- Lance G. N., Williams W. T. Computer programs for hierarchical polythetic classification. — *Comput. j.*, 1966, 9, № 1.
- Lee P. J., Middleton G. V. Application of canonical correlation to trend analysis. — *Comput. contrib. state geol. surv.*, 1967, № 12.
- Le Maitre R. Petrology of volcanic rocks, Gough Island. *South. Atlantic.* — *Geol. soc. Amer. bull.*, 1962, vol. 73, № 11.
- Loudon T. V. The use of eigenvector methods in describing surfaces. — *Comput. contrib. state geol. surv.*, 1967, № 12.

- Manson V., Poldervaart A. Geochemistry of basalts and dolerites. — Geol. soc. Amer., Spec. paper., 1965, № 82.
- Marshall P. Ocean contours and earth movements in the SW Pacific Rept Australiasian. — Assoc. adv. sci., 1910, vol. 12.
- Matheron G. Principles of geostatistics. — Econ. geol. 1963, vol. 58, № 8.
- Miller R. L., Goldberg E. D. The normal distribution in geochemistry. — Geochim. cosmochim. acta, 1955, vol. 8, № 2.
- Miller R. L. Trend surfaces: their application to analysis and description of environments of sedimentation. — J. geol., 1956, vol. 64.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — Bull. Geol. soc. Amer., 1954, vol. 65, N 10.
- Onuki H. On the iron-rich peridotites in the Sanbagawa metamorphic belt of the Kanto Mountains. — I. Japon assoc. miner., petrol., econ. geol. Sendai, 1966, vol. 55, № 2.
- Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. — Amer. miner., 1962, vol. 47, № 3—4.
- Parks I. M. Cluster analysis applied to multivariate geologic problems. — I. geol., 1966, vol. 74, № 5, p.2.
- Ramberg H. Chemical bands and distribution of cations in silicate. — J. geol., 1952, vol. 60.
- Read W. A. A geological applications of iterative-fit trend-surface analysis. — Rev. Inst. int. statist., 1970, vol. 38, № 1.
- Reed L. On the correlation between any two functions and its application to the general case of spurious correlation. — Wash. Acad. sci. j., 1924, vol. 11.
- Richardson W. A., Sneesby G. The frequency distribution of igneous rocks. — Min. mag., 1922, vol. 19, № 303.
- Rossini F. a. o. Selected values of chemical thermodynamic properties. — Circ. Nat. bur. stand., 1952, 500.
- Rucknick T. C., Noble T. A. Origin of the ultramafic complex at Union Bay southeastern Alaska. — Geol. soc. Amer. bull., 1959, vol. 70.
- Shull W. J., Koichi I. On the robustness of the  $T^2$  test in multivariate analysis of variance when variance-covariance matrices are not equal. — Biometrika, 1964, vol. 51, № 1—2.
- Shaw D. M. Element distribution law in geochemistry. — Geochim. cosmochim. acta, 1961, vol. 23, № 1—2.
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava. — N. Z. J. Geol. geophys., 1958, vol. 1, № 2.
- Upton Brian G. J., Thomas John E., Macdonald Raymond. Chemical variation within three alkaline complexes in south Greenland. — Lithos, 1971, vol. 4, № 2.
- Vincent P. M. Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. — Mem. Bureau Recher. et minier., 1963, № 23.
- Vistelius A. B. Skew Frequency distribution and fundamental law of the geochemical processes. — J. Geol., 1960, vol. 6, № 1.
- Vistelius A. B. Studies in mathematical geology. N. Y., 1967.
- Wahl W. Thermal diffusion-convection as a cause of magmatic differentiation. — Amer. J. sci. New Haven, 1946, vol. 244, № 6.

Ward J. Hierarchical grouping to optimize on objective function. — J. Amer. statist. assoc., 1963, vol. 58.

Watkins N. D., Holmes C. W., Haggerty S. E. Variation of the uranium-thorium ratio within a single lava as a function of primary oxidation variation. — Trans. Amer. Geophys. union, 1966, vol. 47, № 1.

Watkins N. D., Haggerty S. E. Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. — Contrib. miner., petrol. Berlin, 1967, vol. 15, № 3.

Watkins N. D., Gunn B. M., Coy-Yll R. Major and trace element variations during the initial cooling of an Icelandic lava. — Amer. j. sci., 1970, vol. 268, № 1.

Whitten E. H. T. Composition trend in granite. Model variation and ghost-stratigraphy in part of the Donegal granite, Eire. — J. geophys. res., 1959, vol. 64, № 7.

Whitten E. H. T. Systematic quantitative areal variation in five granitic massifs from India, Canada and Great Britain. — J. geol., 1961, vol. 69, № 6.

Whitten E. H. T. Areal variability of alkalis in the Malsburg granite Germany. — Neues Jb. Min., 1962, Hft 9.

Whitten E. H. T. Application of quantitative methods in the geochemical study of granite massifs. — Spec. publ. R. soc. Canada, Toronto, 1963, № 6.

Wilcox R. E. Petrology of Paricutin volcano. Mexico. — Geol. surv. bull., 1954, 965-c.

Wishart D. An algorithm for hierarchical classifications. — Biometrics, 1969, 25, № 1.

	С.
Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	4
<b>Часть первая. Выделение формаций . . . . .</b>	<b>7</b>
<b>Глава I. Предпосылки и условия использования петрохимических данных при формационном анализе . . . . .</b>	<b>—</b>
Методологические аспекты формационного анализа . . . . .	—
Значение термина «формация» . . . . .	—
К обоснованию формационного анализа . . . . .	10
Генетические построения при формационном анализе	15
Терминологические аспекты . . . . .	18
Современное состояние, предпосылки и условия использования петрохимических данных . . . . .	20
Предпосылки использования и роль вероятностно-статистических методов . . . . .	28
<b>Глава II. Вопросы классификации и диагноза . . . . .</b>	<b>38</b>
О классификационных построениях по петрохимическим данным . . . . .	—
Общие вопросы . . . . .	—
О формационном делении вулканитов Алтае-Саянской складчатой области . . . . .	47
О диагностических задачах при формационных построениях	53
<b>Часть вторая. Фациальные особенности . . . . .</b>	<b>65</b>
<b>Глава III. Система петрохимических эталонов . . . . .</b>	<b>67</b>
Эмпирические кривые распределения . . . . .	—
Средние химические составы . . . . .	70
<b>Глава IV. Количественная оценка региональной специфики</b>	<b>77</b>
Дисперсионный анализ химизма пород . . . . .	—
Задача уточнения объема формационного типа . . . . .	82
Сравнительное изучение химизма пород . . . . .	99
<b>Глава V. Латеральная неоднородность . . . . .</b>	<b>104</b>
Тренд в магматических телах . . . . .	105
Тренд в формационных типах пород . . . . .	106
<b>Глава VI. Собственно фациальные особенности . . . . .</b>	<b>119</b>
Локальные неоднородности в гранитоидных формациях . . . . .	120
Окисленность железа — индикатор глубинности? . . . . .	122
Эрозионный срез массивов стратифицированных габброидов	126
Проявления гибридности . . . . .	138
	237

	С.
Глава VII. Эволюция во времени . . . . .	145
Разновозрастные комплексы гранитоидных формаций . . . . .	147
Унаследованность химизма в разнотипных формациях . . . . .	152
Часть третья. Петрогенетические построения . . . . .	159
Глава VIII. Предпосылки использования петрохимических данных в качестве индикаторов процессов диф- ференциации . . . . .	—
Состояние вопроса . . . . .	—
Кислотно-основная дифференциация элементов в магматиче- ских породах . . . . .	173
Общие вопросы . . . . .	—
Особенности распределения моноформных элементов в породах . . . . .	184
Особенности распределения полиформных элементов в породах . . . . .	195
Глава IX. Распределение элементов в связи с эпимагматиче- скими процессами . . . . .	202
Общие замечания . . . . .	—
Критерии проявления наложенного щелочного метасоматоза . . . . .	207
Распределение элементов в апомагматитах . . . . .	211
Заключение . . . . .	217
Литература . . . . .	222

М-во геологии СССР  
Всесоюзн. ордена Ленина  
научн.-исслед. геол. ин-т

ИЛЬТЕЗАР ИЛЬИЧ АБРАМОВИЧ  
ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ ГРУЗА

**ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ  
МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Редактор издательства **Т. М. Пономарева**. Переплет художника **Б. Н. Осенчакова**  
Технический редактор **Н. П. Старостина**. Корректор **Р. Я. Цыпкина**

---

М-38166. Сдано в набор 24/IV 1972 г. Подписано к печати 24/VII 1972 г.  
Формат бумаги 60 × 90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 16,50.  
Изд. № 769. Тираж 3000 экз. Заказ № 1694. Индекс 1—4—1—Л.

---

Издательство «Недра». Ленинградское отделение 193171,  
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6  
Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР.  
Московский проспект, 91.

Цена 1 р. 89 к.

1 89  
3 78

В 1973 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает следующие книги по геологии.

С. С. Кузнецов. Как читают историю Земли (5 л., ц. 23 коп.).

В. Е. Клейнбок, Н. И. Шумская. Таблицы для определения показателей преломления и коэффициентов абсорбции (20 л., ц. 1 р. 24 к.).

Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев. Петрология магматических и метаморфических пород (25 л., ц. 1 р. 50к.).

А. В. Скропышев, А. Л. Кукуй. Исландский шпат (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Е. В. Рухина. Литология ледниковых отложений (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Коллектив авторов. Фациальные типы глинистых пород (Методическое руководство, 22 л., ц. 1 р. 34 к.).

Коллектив авторов. Основные требования к содержанию обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (14 л., ц. 1 р. 24 к.).

Коллектив авторов. Атлас морфоструктур рудных полей (35 л., ц. 3 р. 74 к.).

Л. И. Салоп. Общая стратиграфическая шкала докембрия (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

Т. Н. Спижарский. Обзорные тектонические карты СССР (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

С. В. Москалева. Гипербазиты и их хромитоносность. (20 л., ц. 2 р. 24 к.).

Б. Н. Можаяев. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

С аннотациями этих книг можно ознакомиться в Темплане издательства «Недра» на 1973 г. Своевременно оформляйте заказы в местных магазинах Книготорга или в магазинах № 17 «Недра» (199178, г. Ленинград, В-178, Средний пр., д. 61) и № 59 «Недра» (127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, д. 20). Тираж книги определяется собранными заказами.

*Ленинградское отделение издательства «Недра»*

472