

А.С. Павленко
Л.В. Филиппов
Л.П. Орлова

**ГРАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО
ПОЯСА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

Совместная советско-монгольская научно-исследовательская
геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР

552.1. + 550.4 + 553.06

А. С. ПАВЛЕНКО, Л. В. ФИЛИПОВ, Л. П. ОРЛОВА

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
ИХ ПЕТРОЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ,
МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

1050



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1974



Монография обобщает комплексные исследования гранитоидного магматизма Центрально-Азиатской складчатой области на примере Монголии и сопредельных районов СССР. В пределах изученного региона выделяются тектоно-магматические формации гранитоидов, дается их петрохимическая и геохимическая характеристика на основании статистической обработки сотен анализов содержаний петрогенных, редких и рудных элементов. Прослеживается эволюция сиалического магматизма долгоживущей складчатой области во времени и пространстве. Рассматриваются механизмы зарождения и дифференциации сиалических расплавов. Разбираются пространственные закономерности распределения концентраций редких элементов в процессе палингезиса, даются геохимические признаки металлоносности палингенных формаций различного типа. Обсуждаются вопросы связи гранитоидного магматизма с глубинными источниками.

Книга по развиваемым в ней общим вопросам петрологии и геохимии выходит за рамки регионального исследования и представляет интерес для специалистов, работающих в области изучения магматических горных пород. Табл. 27. Илл. 54. Библ. 350 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
А.И. ТУГАРИНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидные формации — это ассоциации плутонических пород, не несущие следов происхождения из подкорковых источников. Они являются важнейшими составляющими континентальной, "гранитной" коры. Несмотря на большой объем знаний, накопленный геологией, петрологией и геохимией гранитоидов (Ю.А. Кузнецов, К. Менерт, Д.С. Коржинский, В.С. Соболев, Э. Раген, Л.В. Таусон, Г.Д. Афанасьев, К.О. Кратц), проблема в целом еще далека от решения. В значительной мере это связано с редкостью регионов, где представлен полный эволюционный ряд гранитоидных формаций с доступными наблюдению различными уровнями их развития — от зарождения расплавов до аллохтонных интрузий и экструзий.

В этом отношении уникальное явление в Евразии, а возможно и во всем мире, представляет Центрально-Азиатский складчатый пояс, протягивающийся в виде огромной дуги между Сибирской и Китайской платформами (Яншин, 1966; Пейве, Штрейс и др., 1972; Зоненшайн, 1972; Дергунов, Зайцев и др., 1971), и особенно его центральная область, охватывающая Алтай, Саян, Туву и Монголию. Он отличается очень большой шириной (до 1500 км) и линейно-мозаичным строением, отражающим последовательное наращивание складчатых сооружений континентальной коры с севера на юг в салаирскую, каледонскую, герцинскую и верхнепалеозойскую — мезозойскую геотектонические эпохи. Это обусловило также широкое развитие на складчатом основании замкнутых, ортогеосинклиналей регенерированных структур разных категорий: терригенных моногеосинклиналей, наложенных орогенных прогибов (Моссаковский 1972), структур активизации. Этапы тектогенеза и соответствующие им структуры маркируются последовательными гранитоидными формациями (см. табл. 1), каждая из которых имеет вполне определенные петрологические и геохимические признаки, в связи с чем мы их определили как петролого-тектонические формации.

Изучение конвергентных рядов гранитоидных формаций в каждую из геотектонических эпох на территориях Тувы и Монголии послужило основой настоящей работы, которая выполнялась с 1956 г., в том числе в Монголии с 1965 г. В МНР работа велась в составе Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции (руководители А.Л. Яншин, Н.С. Зайцев, Б. Лувсан-Данзан), перед которой стояла задача составления тектонической карты МНР масштаба 1:1500 000.

Мы изучали петрологию, геохимию и металлогенность гранитоидных формаций и связанных с ними образований. Это потребовало расшифровки механизмов зарождения и эволюции расплавов и в свою очередь изучения плутонических образований в обширном диапазоне как по вертикали (от гранитизации и палингенеза до экструзий), так и по горизонтали при строгом учете их структурно-геологической позиции. В последнем неocenимую помощь нам оказали Н.Г. Маркова, О.Д. Суетенко, А.В. Ильин, Б. Лувсан-Данзан, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, А.Б. Дергунов. При изучении гранитоидов имели место многолетний тесный контакт и обмен материалами и мнениями с В.И. Коваленко, Э.И. Пополитовым, М.И. Кузьминым, В.С. Антипиным, В.С. Павленко, Д. Гарам, Д. Болд, В.Н. Быховером, в последнее время с М.Е. Федоровой, оказавшими также по-

мощь в подготовке работы. Сбор и обработка сравнительных материалов по Армении проводились в содружестве с Р.Г. Геворкяном.

В соответствии с главной проблемой — эволюцией гранитоидного магматизма в долгоживущей складчатой области — решались следующие основные задачи.

1. Геолого-тектоническое выделение и классификация гранитоидных формаций. Мы основывались на принципах и идеях Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова и Ю.А. Кузнецова. В результате в 1964 г. была создана классификация, включающая ряд из шести формаций, который полностью или частично прослеживается в каждой из геотектонических эпох, отражая временную конвергенцию гранитоидного магматизма. Эта петролого-тектоническая классификация послужила основой для составления карты плутонических гранитоидных формаций МНР (рис. 1), под редакцией А.С. Павленко, А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, вошедшей затем в качестве составного элемента в Тектоническую карту МНР под редакцией А.Л. Яншина и Н.С. Зайцева.

2. Выяснение условий и механизмов зарождения и эволюции гранитоидных и щелочных расплавов, в первую очередь палингенных, различных минеральных фаций, а также послемагматическая эволюция щелочно-гранитоидных и нефелиновых пород. Основой для этого явилась физико-химическая теория минеральных фаций, разрабатываемая Д.С. Коржинским и его школой. К обоснованию петрогенетических моделей привлекались экспериментальные данные Боуэна, Шейрера, Йодера, Пивинского, Н.И. Хитарова, Бернема, Уайли и др. Здесь мы столкнулись со значительными трудностями в части фациального подхода к палингенным образованиям, а также объяснения дифференциации палингенных расплавов, т.е. в вопросах, очень слабо освещенных в геологии и петрографии и практически не затронутых экспериментами. Однако именно теория минеральных фаций в сочетании с методами геохимии позволила решить ряд сложных проблем палингенеза, особенно при образовании щелочных пород.

3. Геохимия главных и редких элементов в гранитоидных и щелочных породах различных фаций и генетических типов с акцентом на анализ процессов палингенеза, распределения в последовательных гранитоидных формациях, пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма. Методология геохимических исследований разработана А.П. Виноградовым и другими представителями советской геохимической школы: Н.А. Заварицким, К.А. Власовым, Л.В. Таусоном, В.В. Шербиной и их учениками. В основе ее лежат представления В.И. Вернадского о цикличности и необратимости поведения элементов в истории развития Земли, о их неразрывных связях в системах любых масштабов — от микроскопических до крупнейших геологических сооружений. Поэтому мы пытались представительно охарактеризовать распределение главных, редких и рассеянных элементов в плутонических образованиях разной тектонической, возрастной и фациальной принадлежности. С другой стороны, широко использовались индикаторные признаки редких элементов и их геохимических группировок для расшифровки условий и механизмов природных процессов, введенные в геохимию и петрологию А.П. Виноградовым.

4. Следствия по металлоносности и металлогении гранитоидных формаций, вытекающие из их петрологических и геохимических характеристик, взаимосвязь которых демонстрируется в исследованиях В.И. Смирнова, А.И. Тугаринова, Л.Н. Овчинникова.

Решение перечисленных проблем потребовало использования весьма широкого набора методов — от составления формационных и абсолютно-возрастных карт до статистической обработки аналитических данных. Геохимические построения базируются на 700 пробах, проанализированных на главные и редкие компоненты (Li, Rb, Be, Sr, Ba, Y, TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Mo, Cu, Zn, Tl, Pb, группа Fe, F), на значительном числе частных определений. Можно отметить, что по исследованной территории и особенно ее Монгольской части существует очень мало аналитических данных, и поэтому все основные построения в работе базируются на оригинальных материалах. Для общей петрохимической и геохимической характе-

ристики некоторых комплексов привлекаются данные других исследователей, в основном из состава Советско-Монгольской экспедиции, что в каждом случае оговаривается. Аналитические работы проводили в лабораториях ГЕОХИ, ИМГРЭ, Института геохимии СО АН. Авторы выражают особую признательность Е.Н. Савиновой, Н.В. Лактионовой, И.Д. Шевалеевскому, С.Б. Брандту, Ю.А. Балашову, обеспечившим их выполнение. Используемые этими институтами и исследователями методики и параметры этих методик широко освещаются в печати, и здесь нет нужды останавливаться на них.

Работу над темой проводили с 1956 г. в лаборатории геохимии изверженных пород Ордена Ленина Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР (зав. лабораторией проф. В.И. Герасимовский), пользуясь поддержкой академика А.П. Виноградова, прочитавшего рукопись и сделавшего ряд ценных замечаний. Работу на разных стадиях выполнения обсуждали с Л.В. Дмитриевым, Р.Д. Гаврилиным, Л.Н. Когарко, А.А. Ярошевским, А.А. Кадиком, Г.Ф. Ивановой. Всем этим товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Общие положения и классификация

Центрально-Азиатская складчатая область представляет классический регион развития гранитоидного магматизма. Существует ряд крупных обобщающих трудов по отдельным его частям в пределах Советского Союза (Геология СССР, 1966; Дибров, 1964; Пинус, 1961; Кузнецов, Богнибов и др., 1971; Иванова, 1964; Зоненшайн и др., 1960; Оболенский и др., 1968; Вартамова и др., 1972). В последнее время появились такие работы по Монголии. Так, первый полный обзор магматических комплексов МНР предложен Р.А. Хасиным (1971); попытка формационного расчленения сделана А.С. Павленко, Б. Лувсан-Данзаном и др. (1971), А.С. Павленко (1971); геохимия отдельных гранитоидных формаций рассмотрена В.И. Коваленко (Коваленко и др., 1971), А.С. Павленко, В.Н. Быховером (1971). Накопленный материал позволяет рассмотреть с единых геологических и геохимических позиций гранитоиды на всей Центрально-Азиатской области от Саяна до Китайской платформы. Дальнейшее развитие геологической науки и практики требует более углубленного знания геохимии гранитоидов, источников формирующих их расплавов, процессов образования различных гранитных пород и тектонической обстановки, в которой эти процессы протекали.

В геологии синтез первичных данных выражается в выделении крупных геологических систем — формаций определенных масс пород, формировавшихся в некотором интервале геотектонических (физико-химических и динамических) условий. Для магматических пород, в том числе гранитоидов, в качестве наиболее крупной систематической единицы предлагается понятие "петролого-тектоническая формация" как группа магматогенных пород, возникшая на определенном этапе тектонического развития структуры и обладающая определенными и постоянными петрографическими и геохимическими признаками, отражающими общие особенности условий и механизмов образования расплавов и пород на этом этапе. Соответственно при выделении формации используются три группы признаков:


- 1) петрографо-геохимические признаки объединяемых в формацию пород, составляющие в комплексе принадлежность только данной формации;
- 2) место формации в последовательности генераций гранитоидов, отвечающих отдельным этапам тектонического развития;
- 3) приуроченность к определенному типу тектонических структур.


Эти признаки позволяют выделить для Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе и территории МНР, шесть главных петролого-тектонических формаций гранитоидов, общая характеристика и взаимоотношения которых представлены в табл. 1. Устойчивые по структурно-морфологическим, петрографическим или геохимическим особенностям группы пород в ряде случаев рационально выделять в качестве субформаций.


Прежде чем перейти к рассмотрению отдельных формаций, необходимо сделать следующие замечания. Формация — вневременная категория, и однотипные формации могут конвергентно развиваться в структурах разного возраста (на-


Таблица 1

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ	ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ					
	Зоны СИМАТИЧЕСКОГО ТИПА (эвгеосинклинали, офиолитовые швы)	Зоны ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТИПА (сланцево-грау- вакковые, андезитовые)	Зоны СИАЛИЧЕСКОГО ТИПА (многоэосинкли- нали, геантиклинории)	РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ МОНО- ГЕОСИНКЛИНАЛИ	НАЛОЖЕННЫЕ ОРОГЕН- НЫЕ ПРОГИБЫ	Зоны АКТИВИЗАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ЗАВЕРШЕН- НОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
АКТИВИЗАЦИИ	ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ и субформации				УЛЬТРАКИСЛЫХ И АГПАИТОВЫХ ГРАНИТОВ	ТОНАЛИТОВАЯ
ОРОГЕННЫЙ	ГРАНИТНАЯ - ШЕЛОЧНОГРАНИТОИДНАЯ				Лейкогранитная АДАМЕЛЛИТ - ГРАНО- СИЕНИТ - ПОРФИРОВАЯ	
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ	Кератофир-пла- гиогранитная	Габбро-диоритовая	Габбро-диорит-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ	ГРАНОДИОРИТОВАЯ		
		Габбро - монзонит- плагиосиенитовая	БАНАТИТОВАЯ			
			Диорит- плагиогранитная			

 Участие глубинных (базальтовых) расплавов

 Палингенез

 Повторный палингенез

 Многократный палингенез

пример, каледонских, герцинских, мезозойских). В этом смысле петролого-тектонические формации аналогичны формационным типам Н.П. Хераскова (1967).

Как правило, на геологической карте разновозрастные интрузии одной формации выделяются как комплекс. В этом же смысле понятие "комплекс" будем употреблять и мы, имея в виду, что у некоторых комплексов, особенно имеющих широкое площадное развитие, возраст может закономерно изменяться (см. ниже, а также Павленко, Ильин и др., 1969).

Внутри формаций (так же, как и комплексов) выделяются региональные фации, определяемые литологической и тектонической обстановкой. Фации можно выделять по каждому из действующих физико-химических факторов, что очень сложно. Мы, в известной мере эклектически, будем использовать следующие категории фаций: генетические (палингенно-метасоматические неперемещенных — автохтонных интрузий — и перемещенных — аллохтонных); минеральные (кислотности-щелочности); геохимические (различающиеся в основном по наборам второстепенных и редких компонентов).

Под фазой, как принято, мы понимаем группу геологически одновременных фаций. Температурные фации, т.е. фракции котектической кристаллизации, реально всегда имеют характер фаз.

Карта размещения формаций приведена на рис. 1. Тектоническая основа для нее составлена с использованием работ Н.С. Зайцева, А.Б. Дергунова, А.А. Моссаковского, А.С. Перфильева (1971) и Л.П. Зоненшайна (1972), суммировавших результаты очень многих исследований. Территория Монголии подразделяется на области каледонской (включая и докембрийские), герцинской и позднепалеозойской — раннемезозойской складчатости. Эти области делятся по признаку генерального состава слагающих их толщ на зоны симатического (эвгеосинклинальные прогибы), промежуточного (сланцево-граувакковые и андезитовидные прогибы) и сиалического типа (различные миегосинклинали, геоантиклинории, терригенные и как самостоятельный элемент регенерированные моногосинклинали). Из орогенных структур выделяются вулканогенно-терригенные, наложенные прогибы, контролирующие одну из интрузивных формаций. Систематизация структур по признаку их генерального состава наиболее полно отвечает задачам изучения гранитоидных формаций, поскольку их главный объем составляют продукты палингенеза верхних слоев коры, т.е. ее модифицированное вещество.

В рисовке контуров интрузивных тел в значительной степени использовались материалы Геологической карты МНР масштаба 1:1500000 под редакцией Н.А. Маринова, Н.С. Зайцева, Р.А. Хасина и других геологов (Маринов и др., 1972).

Внутри формаций выделяются группы по петрографическому или геохимическому (для формаций этапа активизации) признаку. Здесь не возможно выдержать одинаковую степень детализации. Так, на карте нельзя было обоснованно расчленивать габброиды габбро-диорит-плагиогранитной и гранодиоритовой формаций, хотя они и обладают вполне определенными минерало-петрографическими и геохимическими различиями.

На карте отсутствует принятая возрастная индексировка интрузивных тел и формаций. Последняя распространяется обычно на очень большие площади развития однотипных интрузий (исходя из весьма ограниченного числа надежных стратиграфических, или абсолютно возрастных датировок). Это создает впечатление об импульсном характере проявления плутонического магматизма и искажает истинную пространственно-эволюционную картину его развития. Чтобы отразить ее, мы опирались преимущественно на абсолютновозрастной метод, результаты которого отражены на карте рис. 8 с помощью изохрон. Очевидно, что понятие "среднестатистический абсолютный возраст формаций" (Овчинников и др., 1969; Кляровский, 1972), которое можно использовать для датировки комплексов, нельзя применять к столь крупным единицам, как формации, поскольку оно будет дублировать информацию тектонической нагрузки карты.

По вопросу отнесения гранитоидных интрузивных (плутонических) формаций к определенным этапам развития складчатой системы существуют многочисленные точки зрения, но большинство современных исследователей связывают начало их формирования со стадией инверсии геосинклинальных прогибов. Действительно,

гранитизации подвергаются породы, уже претерпевшие складчатость, и поэтому термин "геосинклинальные формации" не вполне точен. К геосинклинальным мы относим ранние гранитоидные формации, размещение которых контролируется доорогенными структурами и которые сформировались до отложения орогенных толщ данной складчатой зоны. Напротив, гранитоиды орогенного этапа (исключая специфическую формацию, приуроченную к наложенным орогенным прогибам), захватывают любые элементы складчатой области независимо от последовательности их формирования и перерабатывают гранитоиды более ранних формаций. Этот признак является основным. Выяснение же связей орогенных гранитоидных интрузий с конкретными орогенными структурами (прогибами, мульдами и т.п.) — достаточно сложная задача. Необходим анализ вулканоплутонических ассоциаций, который возможен лишь в специфических условиях (Маркова, Павленко, 1972; Гордиенко, 1969) и не может служить универсальным методом для выделения формации орогенных гранитов. Еще менее отчетлив структурный контроль для гранитоидов этапа активизации, наиболее поздних в рассматриваемом ряду, хотя метод анализа вулканоплутонических ассоциаций здесь более эффективен, чем для орогенного этапа. Обычно же по распределению гранитоидов этого типа и их фаций судят о мегаструктурах тектономагматической активизации.

Формации геосинклинального этапа

Формации геосинклинального этапа, представляющие самые ранние генерации гранитоидов, широко развиты в каледонских и герцинских складчатых сооружениях Монголии, а в последние годы обнаружены и в областях мезозойской активизации. В наиболее "чистом" виде они развиты в герцинидах Южной Монголии, где поздние граниты орогенного этапа и наложенных структур распространены ограниченно. В пределах Западной и Северной Монголии геосинклинальные гранитоиды отличаются большим разнообразием генетических фаций, в частности здесь широко представлены наиболее глубокие палингенно-метасоматические уровни, где происходило зарождение расплавов и формировались автохтонные плутоны. К геосинклинальным отнесены три формации, связанные с различными тектоническими элементами (см. табл. 1).

Габбро-диорит-плагиигранитная формация представляет первую, наиболее раннюю генерацию геосинклинальных гранитоидов. Кроме кератофир-плагиигранитной субформации, о которой будет сказано ниже, она включает две, сопряженные по времени образования и генетически субформации, развитые в зонах симатического, промежуточного и сиалического типов. В вулканогенных прогибах эвгеосинклинального типа и их краевых частях представлена габбро-диоритовая субформация, состоящая из пироксенитов и габбро-пироксенитов, амфиболовых габбро, диоритов, гранодиоритов, плагиигранитов при резком преобладании существенно амфиболовых пород среднего состава. В Северо-Западной Монголии к этой субформации относятся тохтогеншильский (Ст₁₋₂) и тургенский комплексы, выделенные соответственно в Озерной и Цаган-Шибетинской зонах. В Северной Монголии (Прихубсугуль) и в обрамлении Хангайского прогиба образования габбро-диоритовой субформации входят в состав тэлминского комплекса, аналогичного таннуольскому комплексу Тувы (Пинус, 1961), ольховскому Восточного Саяна (Поляков и др., 1965).

В глубоко эродированных областях Северо-Западной и Северной Монголии (хребты Хан-Хухей, Тургенский, междуречье Хойт-Терхин-Гола и Идэра) широко распространены палингенно-метасоматические фации амфиболовых габбро, диоритов, плагиигранитов. Особо следует отметить присутствие в составе образований габбро- и диоритосиенитов, обнаруженных в хребте Хан-Хухей и котловине Больших озер. Здесь наблюдается тесная перемежаемость гнейсовидных метасоматических пород с анатектическими линзо- и жиллообразными телами. Метасоматические породы характеризуются постепенными переходами к неизменным вмещающим эффузивам или сланцам, невыдержанностью минерального состава и текстурно-структурных особенностей; (часто грубой полосчатостью и порфиробластическими структурами). Неперемещенные анатектические амфиболовые габбро, диориты,

плагииграниты, габбро- и диоритосиениты, расположенные среди метасоматических пород соответствующего состава, отличаются выдержанным минеральным составом, порфирированной и равномерной средне- или крупнозернистой структурой, присутствием в экзоконтактах пироксеновых и роговообманковых респитов повышенной основности. Фронт магматического замещения, разделяющий метасоматические породы и соответствующие анатектиты, резкий.

Метасоматические породы разной основности связаны между собой постепенными переходами. В ряде случаев постепенные переходы наблюдались и между магматическими (анатектическими) габбро, диоритами и плагиигранитами. Таким образом, и метасоматические, и магматические породы разной основности не имеют фазовых соотношений, и геологические свидетельства не позволяют считать их производными существенно разных температур.

В тохтогеншильском комплексе однозначная связь между составами исходных терригенно-вулканогенных и палингенно-метасоматических пород не отмечается, хотя палингенно-метасоматические габброиды и диориты развиты преимущественно в основных карбонатно-вулканогенных толщах раннего кембрия (осевая часть и южный склон хребта Хан-Хухей, котловина Больших озер), а плагиигнейсы и плагиигранодиориты — в существенно терригенных отложениях верхнего протерозоя — нижнего кембрия (северный склон хребта Хан-Хухей).

Тургенский комплекс, приуроченный к сланцево-граувакковой алтайской серии Монгольского Алтая, имеет существенно более лейкократовый состав. Аналогичную закономерность Л.А. Михалева и В.А. Скуридин (1971) отмечают для Горного Алтая, где аналог тургенского комплекса — кубадриинский (489–469 млн. лет) — развит по огнейсованным песчано-сланцевым толщам Бийско-Катунской зоны. Бургузунский гнейсо-гранитный комплекс, включающий средние и основные породы (483–469 млн. лет), ближе сопоставляется с тохтогеншильским. В исходных для него толщах Телецкой зоны подвергшиеся гранитизации гнейсы чередуются с основными породами.

В ордовикских осадочно-вулканогенных породах южномонгольских герцинид в аналогичных гнейсо-гранитных ассоциациях связь с составом исходных пород проявлена очень определенно. Так, на участке между сомонами Тонхил и Цэцэг на юге Монгольского Алтая Н.Г. Марковой и В.Н. Тихоновым обнаружены зоны габброизации, диоритизации и гранитизации, размещение которых четко контролируется литологией исходных пород. Метасоматические и анатектические амфиболовые габбро и диориты развиты в известково-туфогенных прослоях, превращенных в амфибол-хлоритовые сланцы и форстерит-диопсидовые скарны. Прослойки песчаников и кварцитов превращаются в гранат-биотит-мусковитовые и слюдисто-полевошпатовые сланцы, затем в плагиигранитные гнейсы и анатектиты. Аналогичные образования наблюдались О.Д. Суетенко в районе Хабу-Обо в восточной части южномонгольской геосинклинали, а также в Центральном поднятии Восточной Монголии. В последнем случае проявлен габбро-диоритовый вариант в толще базальтоидов и порфиритов с телами серпентинитов.

Таким образом, глубинные зоны габбро-диоритовой субформации имеют следующие геологические черты, нуждающиеся в петрологическом истолковании: 1) палингенное образование амфиболовых габбро, диоритов и плагиигранитов; 2) тесная перемежаемость этих пород, исключающая их разнотемпературность; 3) соответствие составов анатектитов и вмещающих их метаморфогенно-метасоматических пород, причем для последних этот состав может быть унаследован от исходных вулканогенно-осадочных пород или сформироваться в результате метаморфической дифференциации.

Вопрос о палингенном образовании пород повышенной основности рассматривался ранее (Филиппов, 1968; Павленко, Филиппов, 1970), и была выдвинута гипотеза о перитектическом анатексисе (1-я и 3-я группа фактов). 2-я группа фактов, свидетельствующая об изотермичности анатектических амфиболовых габбро, диоритов и гранитов, парадоксальна с позиций экспериментальной петрологии. Их можно считать расплавами разных минеральных фаций кислотности — щелочности, что потребует признания очень больших градиентов концентрации соответствующих вполне подвижных компонентов. Возможно и другое объяснение: в системах с амфиболами существуют температурные барьеры, разделяющие эвтек-

тики разной кремнекислотности — основности, но близкой температуры, как, например, в системе *K₂O* — *Na₂O* — *CaO* — *SiO₂*. Эта модель очень удачно объясняет тесную ассоциацию анатектических нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов (Павленко, Быховер, 1971).

В образованиях тохтогеншильского комплекса наблюдается последовательное перемещение анатектических расплавов вплоть до образования аллохтонных интрузий. Этот процесс может сопровождаться котектической кристаллизацией с возникновением дифференцированных рядов от пироксенита до гранита, представляющих серию фаз. Интрузивные фации габбро-диоритовой субформации широко развиты по западному борту Озерной котловины.

Следует отметить также, что во всех случаях развития габбро-диоритовой субформации в составе исходных пород присутствуют сиалические разности: терригенные песчаники, алеволиты, сланцы грауваккового или аркозового состава, средние эффузивы. В редких для Монголии структурах, сложенных спилитами и базальтоидами без сиалических пород (например, Гурбансайханский прогиб Южной Монголии), габбро-диоритовые мигматиты, как и другие гранитоидные формации, отсутствуют. Гранитоиды, которые могут рассматриваться как продукты дифференциации базальтов, ни в каледонских, ни в герцинских структурах Монголии пока не обнаружены. Однако в ряде эвгеосинклинальных структур области (Майнский прогиб Западного Саяна, Восточно-Тувинский прогиб) известны интрузии плагиогранитов, ассоциирующие со спилит-жератафировыми толщами (Халфин, 1963), имеющие чрезвычайно специфические геохимические признаки (Пополитов и др., 1972) и резко отличные от палингенных производных габбро-диорит-плагиогранитной формации. В связи с этим можно выделить такие гранитоиды в качестве самостоятельной кератофир-плагиогранитной субформации, оставив вопрос о их происхождении открытым.

Диорит-плагиогранитная субформация в пределах каледонид Северной и Центральной Монголии, сложенных формациями сиалического типа (миогеосинклинали, геоантиклинории), представлена комплексами, сопряженным с тохтогеншильским — тэлминским и модохудукским, а в Туве — таннуольским. В них доминируют роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты при резко подчиненном развитии более основных пород, редко образующих крупные, самостоятельные массивы. Обычно меланократовые породы встречаются в виде широкообразных тел в приконтактных зонах гранитоидных массивов и могут рассматриваться как незамещенные реликты и ксенолиты пород из зон базификации, широко развитых в связи с автохтонными телами гранитоидов. Внедренные тела габброидов в тэлминском комплексе встречаются гораздо реже, чем в тохтогеншильском, и зачастую не могут быть с полной определенностью отнесены к габбро-плагиогранитной формации. Некоторые из них, включающие пироксеновые и тем более оливиновые разности, являются продуктами доинверсионного и офиолитового магматизма. О реальности его проявления в пределах сиалических зон Северной и Центральной Монголии свидетельствует гипербазитовая формация, в которую входит, например, грандиозный дунитовый массив по р. Шишхид-Гол в западном Прихубсугулье. Подобной же трактовки придерживаются Ю.А. Кузнецов, В.И. Богнибов и другие геологи (1971) для раннепалеозойской гранитоидной формации Кузнецкого Алатау.

Поскольку геолого-петрографические признаки тэлминского комплекса полностью аналогичны таковым таннуольского в Восточной Туве, которые превосходно описаны Г.В. Пинусом (1961), то ниже мы рассмотрим петрохимические и геохимические черты диорит-плагиогранитной субформации. Необходимо лишь отметить, что таннуольский комплекс отвечает в Туве всей габбро-диорит-плагиогранитной формации в целом, хотя в нем отчетливо доминируют продукты апсиалической диорит-плагиогранитной субформации. Выделение в его составе субформаций и региональных фаций возможно при сопоставлении с Монгольской областью развития формации.

Гранодиоритовая формация развита в регенерированных геосинклиналиях — крупнейших терригенных прогибах, заложенных на складчатом основании после образования гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитной формации. Таким образом, она представляет более позднюю генерацию гранитоидов, что выража-

ется в существовании близких по содержанию, но разновозрастных комплексов в регенерированных геосинклиналях и их обрамлении. Так, в каледонской раме Хангайской регенерированной геосинклинали развит тэлминский комплекс диорит-плагиогранитной субформации, а в самом прогибе — хангайский, тарбагатайский и эгиндабинский комплексы гранодиоритовой субформации. Более сложные отношения наблюдаются в Монгольском Алтае. В нижне-среднекембрийское время в Монгольском Алтае был сформирован диорит-плагиогранитный комплекс (аналог кубадринского в Горном Алтае), возникший параллельно с тохтогеншильским габбро-диоритовым комплексом вулканогенного Озерного прогиба. В верхнем кембрии — ордовике на месте Монголо-Алтайского антиклинория заложилась миогеосинклиналь, которая в ордовике и силуре унаследованно развивалась только в Кобдосской зоне, а в девоне здесь образовался регенерированный Делюно-Юстыдский терригенный прогиб (Дергунов, Лувсан-Данзан, 1970). К нему приурочен гранодиоритовый алтайский комплекс верхнедевонского возраста. Таким образом, в составе интрузий, объединяемых ныне в алтайский комплекс, возможны две возрастные группы, относящиеся соответственно к диорит-плагиогранитной субформации основания и гранодиоритовой субформации терригенного прогиба, различить которые можно с помощью абсолютно-возрастных и геохимических методов.

Важнейшая особенность гранодиоритовой формации состоит в том, что ее массивы выходят за пределы терригенных прогибов, распространяясь на значительные расстояния от их границ в глубь рамы — складчатого основания прогибов. Особенно грандиозных масштабов этот процесс достигает на западе Монгольского Алтая, где массивы алтайского комплекса занимают всю область от Делюно-Юстыдского прогиба до Зайсанской геосинклинальной зоны (Волочкович, Леонтьев, 1964).

На севере Хангайского прогиба наблюдается повторная гранитизация каледонских толщ, причем массивы гранодиоритовой формации избирательно приурочены к областям развития габбро-диорит-плагиогранитной. Аналогичный процесс переработки нижнеордовикских гнейсо-гранитов герцинскими (аналогами алтайского комплекса) отмечается и для Горного Алтая (Михалева, Скуридин, 1971; Скуридин, 1968), причем здесь переотложение и концентрация вольфрам-молибденовой минерализации связаны с повторной гранитизацией (Бугузуновское рудопроявление). Как мы увидим ниже, такая же приуроченность последующих палингенных гранитоидов к областям развития более древних гранитов и гнейсов свойственна и формациям орогенного этапа и этапа активизации; прямые наблюдения подтверждают образование последующих гранитоидов за счет вещества предыдущих. Эту закономерность, имеющую большое геохимическое значение, предложено было назвать "правилом экономии" (Павленко, 1972₁).

Петрографические признаки пород гранодиоритовой и габбро-диорит-плагиогранитной формации, особенно их диорит-плагиогранитной субформации, во многом сходны. Этим, вероятно, и объясняется то, что гранодиоритовая формация не выделялась до сих пор как самостоятельная категория, хотя соответствующие ей комплексы четко фиксируются геологами по структурно-геологическим и возрастным признакам. Для Монголии это комплексы Монгольского Алтая, Хангая, Хентея (Хасин, 1971; Федорова, 1971; Михайлов, 1971). В прилегающих регионах СССР — это большепорожский комплекс Западного Саяна, шапшальский комплекс Западной Тувы (Геология СССР, 1966), герцинские комплексы Горного Алтая (Волочкович, Леонтьев, 1964), кыринский комплекс Забайкалья (Тихомиров, 1969).

Наиболее важный петрографический признак гранодиоритовой формации, отличающий ее от габбро-диорит-плагиогранитной и отражающий существенное повышение роли калия при ее формировании (см. табл. 2-4, рис. 2, 3) — это присутствие калиевых минералов в породах любой основности, в габбро-биотите, в диоритах и более кислых разностях — биотите и микроклине. Домагматический метасомаз габбро-диорит-плагиогранитной формации ведет к образованию плагиогнейсов и порфиридных гранитоидов с вкрапленниками плагиоклаза. Микроклин всегда присутствует в виде ксеноморфных выделений в поздней структурной группе; причем для гнейсов он не характерен, а появляется в порфиридных плагиогранитах и анатектитах, корродируя плагиоклаз с образованием симплектитов и мирмекитов (Махлаев, 1972).

Таблица 2

Составы пород геосинклинальных и банатитовых гранитоидных формаций

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/б
Группа I Г. Габбро-диоритовые породы тэлминского комплекса (габбро-диорит-плагиигранитоидная формация)																			
1	НМР 26/1	45,5	1,18	15,51	10,95		0,16	9,34	11,28	2,56	0,78	0,28				97,34*	14,5	1,0	0,21
2	НМР 26/3	45,9	1,46	14,88	11,62		0,18	8,13	10,95	2,65	0,93	0,32				97,02*	12,1	1,1	0,23
3	НМР 26/2	47,1	0,90	16,02	9,43		0,14	9,46	10,85	2,14	0,91	0,35				97,21*	1,7	6,7	0,16
4	НРН 682	47,44	0,45	16,96	3,23	9,04	0,26	7,18	9,10	2,46	1,46	0,45	0,14	0,65	SO ₃ -0,27, CO ₂ -0,11	100,18	-11,6	1,0	0,28
5	МР 14/3	47,65	1,58	14,38	3,57	6,15		8,47	8,67	3,92	2,90			1,8		99,59	19,3	4,0	0,40
6	НРН 20/5	48,2	2,55	11,31	15,95		0,26	4,23	8,36	2,59	2,96	0,44				96,95*	-7,1	4,1	0,35
7	НРН 20/9	48,2	1,1	12,65	10,10		0,15	16,36	2,8	1,95	3,15	0,17				96,0*	5,6	2,4	0,23
8	БЯТ 925	48,5	1,16	18,9	3,20	6,11	0,17	5,87	8,72	3,64	1,32	0,38	0,20	1,76	CO ₂ -0,2, F-0,07	100,0	-8,5	1,2	0,40
9	МР 18/1	48,94	1,15	15,04	3,65	4,52	0,13	6,15	8,17	3,04	4,4	0,46	0,53	4,42		99,64	13,4	2,2	0,56
10	МР 19/4	49,88	1,41	16,85	4,34	5,24		6,35	7,97	4,55	1,06			1,50		99,62	12,1	2,2	0,49
11	МР 520	50,5	2,15	19,71	3,88	6,40	0,14	3,20	5,60	5,56	2,46			0,30		100,05	15,8	3,0	0,96
12	ХРХ 32/2	52,3	0,7	13,0	8,52		0,14	8,96	8,4	2,09	0,97	0,17				95,52*	3,7	1,1	0,22
13	ХРХ 32/1	53,0	0,81	16,40	7,0		0,15	8,74	7,71	2,07	1,26	0,13				97,27*	3,4	0,8	0,26
14	МР 18/9	53,78	2,37	16,85	2,56	7,33	0,17	2,95	4,83	4,64	3,36	0,65	0,17	0,49	SO ₃ -0,03	100,2	6,3	2,7	0,91
15	СХС 717	57,90	0,74	19,83	3,42	2,77	0,12	2,01	5,50	5,80	1,72	0,31	0,13	0,45	SO ₃ -0,04	100,74	-0,7	2,8	1,51

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/б
Группа VII Г. Гранодиоритовые породы тэлминского комплекса																			
1	НРН 20/6	57,3	1,31	16,05	13,32	0,26	3,03	6,76	4,02	2,98	0,21					95,34*	-2,8	5,8	0,27
2	НРН 722	59,6	0,60	17,76	2,34	3,52	0,11	3,35	6,15	3,60	1,6	0,28	0,10	0,31		99,32	12,6	10,5	0,89
3	НРН 20/8	61,1	0,95	15,65	8,13		0,14	6,15	2,15	2,76	2,50					98,0*	12,0	3,8	0,42
4	НРН 726	62,08	0,60	16,56	2,03	3,30	0,10	2,56	5,20	3,44	2,54	0,15	0,21	1,04	SO ₃ -0,04	99,85	17,0	2,1	1,14
5	НРН 19/6	62,6	1,07	17,41	7,06		0,12	3,67	5,20	2,77	3,50	0,23				103,67*	13,6	1,8	0,89
6	ЧУЛ 1013	62,9	0,26	16,9	4,36		0,10	2,30	3,20	1,10	2,85	0,03				94,00*	29,0	1,6	0,38
7	ТЦ 570	63,14	0,48	18,85	1,89	1,29	0,10	1,28	3,35	6,88	1,72	0,17	0,04	0,57	SO ₃ -0,04	99,80	6,8	4,7	3,24
8	ЧУЛ 1007	64,4	0,18	19,8	2,78		0,11	1,40	1,93	1,05	4,70					96,35*			
9	ИД 577	64,46	0,51	15,96	2,65	2,18	0,10	2,02	3,65	4,27	3,67	0,22	0,18	0,17	SO ₃ -0,03	100,07	13,7	4,5	1,67
10	НРН 725	65,16	0,36	16,83	1,99	2,10	0,07	1,92	4,35	3,44	2,36	0,09	0,12	0,64	CO ₂ -н.о.,	99,43	24,5	2,1	1,4
11	НРН 723	65,74	0,50	15,85	2,26	2,47	0,16	1,75	3,50	3,38	2,46	0,27	0,14	0,39	SO ₃ -сл.	99,30	26,1	2,5	1,25
12	НМР 693	67,10	0,50	15,77	1,81	2,02	0,07	0,92	2,25	3,48	4,46	0,23	0,13	0,53	CO ₂ -н.о.,	99,27	22,8	5,4	2,1
13	ИД 578	68,38	0,44	14,87	2,08	1,29	0,06	1,37	3,30	4,04	3,34	0,19	0,30	0,45	SO ₃ -0,03	100,23	24,0	4,5	2,2
14	ЧУЛ 1006	68,5	0,13	15,8	3,27		0,14	1,95	2,12	1,40	3,45	0,03			CO ₂ -н.о.,	96,81*	33,3	3,2	0,6
15	СН 551	68,64	0,36	16,06	1,55	1,45	0,08	1,27	2,85	3,90	3,54	0,18	0,11	0,18	SO ₃ -0,02	100,20	24,0	4,0	2,4
16	НРН 19/7	69,8	0,39	16,44	4,52		0,07	1,41	3,09	2,61	3,32	0,03			CO ₂ -0,05	101,68*	29,6	2,8	1,03
17	НРН 19/1	71,3	0,24	12,00	2,31		0,06	1,32	1,43	2,71	4,80	0,03				96,20*	34,2	8,2	2,97
18	НРН 19/3	72,8	0,24	11,55	3,94		0,04	1,10	3,35	3,12	1,15					97,29*	44,9	2,3	1,48
19	НРН 20/4-2	74,8	0,22	13,70	1,93		0,09	1,04	2,95	5,59	0,70					101,02*	33,8	5,3	2,9

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
Группа XIII Г. Гранитные породы тэлминского комплекса																			
✓ 1	НРН 686	70,28	0,23	16,70	1,15	1,12	0,14	0,32	3,00	4,50	2,16	0,09	0,10	0,31	SO ₃ -сл., CO ₂ -н.о.	100,10	30,7	5,6	2,1
✓ 2	ТМН 721	71,40	0,25	15,00	1,33	0,60	0,11	0,29	1,8	3,84	4,02	0,16	0,19	0,60	SO ₃ -0,01, CO ₂ -н.о.	99,60	30,5	6,6	3,7
✓ 3	СХС 716	71,96	0,32	15,5	1,16	1,02	0,10	0,68	1,55	4,22	2,62	0,10	0,21	0,38	SO ₃ -0,01	99,48	33,6	7,1	2,8
✓ 4	НРН 724	72,90	0,28	14,89	1,05	0,75	0,13	0,15	1,70	3,44	3,38	0,06	0,14	0,51	SO ₃ -сл., CO ₂ -н.о.	99,38	36,0	6,0	2,4
✓ 5	НРН 687	73,44	0,23	13,60	1,58	0,97	0,14	0,43	2,20	3,48	3,60	0,12	0,12	0,19	SO ₃ -сл., CO ₂ -н.о.	100,10	36,4	4,8	4,3
Группа II Г. Габбро-диоритовые породы дзурунтайского комплекса																			
1	ЗАГ 949	45,40	0,45	8,38	3,00	7,94	0,24	21,23	8,80	0,90	0,56	0,11	0,34	2,22	SO ₃ -н.о., F-0,01	99,57	-15,9	0,7	0,05
2	ЗАГ 966	46,72	1,54	17,14	2,25	6,86	0,12	8,00	9,45	3,08	0,67	0,27	0,24	3,14	SO ₃ -н.о., F-0,02	99,50	-10,0	1,0	0,3
3	ЗАГ 983	49,8	0,23	22,3	3,13		0,02	4,0	14,4	1,40	0,30	0,02				95,60	7,4	0,26	0,2
4	ЗАГ 963	51,00	0,95	14,36	2,08	6,64	0,13	9,60	6,80	3,05	0,80	0,34	0,44	3,13	SO ₃ -н.о., F-0,03	99,55	-3,3	1,4	0,25
Группа VIII Г. Гранодиоритовые породы дзурунтайского комплекса																			
1	СЛН 45/5	56,5	0,92	18,53	6,59		0,12	5,48	4,76	3,18	1,99	0,20				98,27*	5,5	1,7	0,54
2	ХХУ 755	60,82	0,56	17,69	2,8	3,17	0,16	1,9	5,20	4,80	1,46	0,26	0,17	0,50	SO ₃ -0,03	99,52	13,0	2,2	1,3
3	ЗАГ 978	62,6	0,75	14,0	6,62		0,08	3,0	5,37	2,94	1,45	0,02				96,83*	24,7	1,6	0,7
4	ЗАГ 977	63,44	0,65	15,0	2,75	4,44	0,1	2,60	5,02	3,67	1,72	0,12	0,40	0,56	SO ₃ -н.о., F-0,03	100,40	20,5	2,2	1,0
5	ДДГ 750	63,56	0,49	18,57	2,06	2,04	0,21	0,98	4,45	5,24	1,96	0,10	0,13	0,51		100,3	20,2	2,8	2,3
6	ДДГ 753	63,86	0,52	17,19	1,51	2,92	0,15	1,57	2,3	4,96	2,72	0,17	0,26	1,31	SO ₃ -0,01	99,45	11,5	5,5	1,5

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
7	МДХ 758	64,08	0,37	16,73	2,08	2,40	0,15	2,13	5,15	3,96	2,40	0,23	0,16	0,30		100,14	19,0	2,2	1,3
8	ЗАГ 972	64,14	0,62	16,80	2,10	2,54	0,02	1,74	4,27	6,0	1,60	0,17	0,24	0,10	F-0,05	100,39	11,2	4,6	1,87
9	ЗАГ 976	64,54	0,62	16,64	2,10	2,46	0,01	1,77	4,12	5,04	2,14	0,18	-	0,62	F-0,04	100,23	15,8	3,3	1,85
10	СЛН 45/7	65,6	0,45	17,70	2,92		0,11	2,45	2,47	4,36	3,19	0,08				99,33*	16,1	4,8	1,38
11	СЛН 41/2	65,8	0,65	14,45	4,63		0,10	2,46	1,65	2,21	4,42	0,15				96,60*	25,0	5,5	0,90
12	СЛН 45/4	66,4	0,74	14,32	7,23		0,16	1,51	1,89	2,11	3,45	0,16				97,97*	10,5	4,1	0,71
13	СЛН 41/5а	66,6	0,67	15,41	3,93		0,10	4,12	1,77	2,06	3,59	0,11				98,37*	23,9	4,5	0,58
14	УРД 738	67,24	0,40	15,44	1,87	1,97	0,07	1,88	2,90	3,44	3,32	0,13	0,30	0,79		99,75	33,4	4,6	1,9
15	ДДГ 751	68,04	0,29	15,27	1,39	2,55	0,13	1,05	3,30	5,08	2,32	0,20	0,13	0,24		99,99	19,2	5,1	2,0
16	ДДГ 747	68,48	0,16	17,39	0,37	2,92	0,15	0,48	2,05	5,72	1,46	0,07	0,12	0,9		99,46	20,8	5,0	2,05
17	СЛН 773	68,72	0,35	15,93	1,87	1,39	0,08	1,19	3,20	4,44	2,66	0,12	0,18	0,47	SO ₃ -0,02	100,62	24,2	3,5	2,7
18	ЗАГ 970	69,0	0,56	14,70	1,85	1,50	0,01	0,82	2,60	5,02	3,68	0,10	0,40	0,17	SO ₃ -н.о., F-0,05	100,4	19,4	10,0	2,7
19	СЛН 45/6	70,5	0,45	15,86	3,73		0,12	0,49	1,56	1,80	3,88	0,10				98,49*	34,8	5,1	0,80
20	СЛН 41/7	70,8	0,45	15,42	3,46		0,15	0,34	1,68	2,27	4,86	0,13				99,56*	30,8	5,9	1,47
21	ДДГ 746	70,94	0,18	15,59	0,74	1,89	0,12	0,20	1,10	5,92	2,34	0,07	0,08	0,23		99,40	23,0	16,0	3,2
22	ЗАГ 954	71,20	0,28	14,53	1,17	1,30	0,06	1,00	1,96	4,00	3,77	0,09	0,10	0,78	SO ₃ -н.о., F-0,03	100,27	28,3	5,9	3,4
23	УРД 731	71,32	0,35	15,11	1,37	1,16	0,16	0,86	2,30	4,00	2,96	0,10	0,13	0,41	SO ₃ -0,03	100,26	26,4	3,7	1,95
24	ЗАГ 959	71,72	0,20	14,32	1,22	1,54	0,05	1,0	2,26	4,20	2,55	0,07	0,14	0,86	F-0,03	100,16	31,9	4,7	2,75
25	ЗАГ 960	72,72	0,16	14,00	0,84	1,32	0,05	0,70	1,68	4,52	3,76	0,06	0,10	0,46	F-0,03	100,40	29,0	9,3	4,15

1050

Таблица 2 (продолжение)

718
2

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
Группа XIV Г. Гранитные породы Дзурунтайского комплекса																			
1	ЗАГ 958	69,76	0,22	15,00	1,30	1,72	0,06	1,10	2,54	4,84	2,40	0,10	0,20	0,92	F-0,05	100,21	27,0	46,0	3,15
2	УРД 732	71,86	0,18	14,54	1,40	1,02	0,08	0,63	1,85	4,20	3,08	0,11	0,19	0,36		99,50	31,4	6,2	3,6
3	СЛН 41/4	72,5	0,40	13,15	2,74		0,09	0,55	0,69	1,79	4,61	0,19				96,76*	28,7	13,7	1,32
4	УРД 734	72,86	0,21	14,55	1,12	1,24	0,08	0,48	1,55	3,64	3,24	0,06	0,25	0,18	SO ₃ -0,02	99,48	33,3	6,4	1,95
5	СЛН 41/56	73,2	0,42	12,55	3,10		0,14	0,12	1,04	3,49	3,87	0,13				98,06*	36,6	10,9	3,34
6	ДДГ 752	73,26	0,23	13,61	1,20	1,46	0,10	0,43	1,60	3,56	4,00	0,05	0,07	0,22	SO ₃ -0,04	99,83	34,5	7,0	3,8
7	ДДГ 754	74,30	0,07	15,79	0,83	0,43	0,13	0,27	0,40	4,14	3,94	0,04	0,14	0,28	SO ₃ -0,03	100,79	30,0	34,8	2,1
8	УРД 733	74,98	0,12	12,97	0,97	1,53	0,07	0,22	1,70	3,32	3,76	0,06	0,19	0,04	SO ₃ -0,02	99,95	37,3	6,5	3,3
9	СЛН 41/6	75,4	0,31	12,72	2,08		0,15	0,50	0,92	2,79	3,87	0,11				98,85*	41,4	11,2	2,0
10	ЗАГ 961	76,90	0,05	12,05	0,76	0,43	0,01	0,31	0,54	3,90	4,80	-		0,46		100,20	36,1	49,5	7,8
Группа VIII аГ																			
1	ЗАГ 964	68,32	0,25	15,32	1,20	1,94	0,06	1,33	3,58	4,00	1,96	0,10	0,20	1,24	F-0,01	99,50	29,2	2,7	2,4
2	ЗАГ 947	73,30	0,20	13,70	0,90	1,13	0,06	0,60	0,88	4,76	3,88	0,04	0,20	0,5	F-0,02	100,17	39,3	17,3	5,6
3	СЛН 847а	76,4	0,46	12,3	6,07		0,03	0,48	1,41	3,30	4,84	0,07				105,36*	32,6	13,1	2,2



Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/б
Группа III-IV Г. Габбро-диоритовые породы хангайского, тарбагатайского и эгиндабинского комплексов (гранодиоритовая формация)																			
1	МАН 28/6	46,2	0,55	10,5	8,7		0,12	25,52	5,50	1,65	0,55	0,16				99,10*	-18,7	0,86	0,81
2	МАН 28/5	48,3	1,16	11,6	10,35		0,14	16,72	8,6	1,46	0,26	0,16				99,35*	-10,4	0,85	0,11
3	БЯХ 992	52,3	0,84	12,5	8,73		0,08	9,8	5,95	3,22	1,61	0,01				95,04*	-3,1	2,6	0,34
4	ТРХ 654	53,24	0,54	21,70	2,53	4,04	0,06	2,73	6,28	4,54	1,88	0,36	0,39	0,86	CO ₂ -0,18	99,33	-4,4	1,65	1,07
5	БЯХ 993	54,4	0,70	8,95	7,82		0,08	13,5	8,85	2,45	0,44	0,01				97,20*	1,1	2,0	0,16
6	МАН 28/4	57,2	0,71	14,55	8,05		0,13	8,5	5,16	3,29	1,47	0,17				99,23*	5,4	1,88	0,42
7	МАН 28/3	58,5	0,66	14,46	6,89		0,13	9,62	6,33	3,33	1,34	0,18				101,44*	4,8	1,8	0,37
8	МАН 28/1260,53	0,50	16,60	1,66	3,59	0,08	3,78	5,11	4,26	2,27	0,19	0,15	1,17	CO ₂ -0,17	100,06	8,6	2,7	0,11	
9	БЯХ 1000	61,8	0,27	15,16	7,25		0,17	3,5	3,56	1,14	3,42	0,05				96,27*	23,5	1,7	0,45
Группа IX Г. Гранодиоритовые породы хангайского комплекса																			
1	НРН 20/10	55,2	1,17	13,90	9,38		0,16	2,41	4,60	3,86	3,30	0,29				94,27*	3,2	5,0	0,87
2	ЧУЛ 596	55,48	0,82	17,39	3,27	4,85	0,18	3,80	6,25	3,34	3,10	0,29	0,23	0,78	SO ₃ -0,05	99,83	2,0	2,6	0,75
3	МАН 32/9	57,6	0,94	14,62	7,62		0,16	3,82	4,77	5,21	2,97	0,17				97,83*	2,1	8,2	0,92
4	ЧУЛ 34/2	57,6	1,07	15,20	10,05		0,16	6,30	5,67	4,07	2,67	0,32				103,11*	6,3	1,7	0,45
5	ОД 591	58,68	0,68	18,80	3,54	2,81	0,14	2,55	5,20	4,69	1,70	0,38	0,26	0,59	SO ₃ -0,02	100,04	3,0	2,0	0,15
6	ЧУЛ 34/1	59,0	1,05	17,10	7,08		0,15	4,10	2,73	3,70	3,37	0,18				98,40*	3,2	4,3	1,44
7	ЧУЛ 34/3	59,5	1,12	15,25	9,0		0,14	5,93	5,24	4,72	2,91	0,21				104,12*	1,7	5,4	0,19

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
8	ТОЛ 14/2	61,6	0,87	15,35	5,47		0,15	3,72	4,23	2,32	2,58	0,27				98,54*	12,0	1,7	0,7
9	ХХТ 908	62,8	0,65	15,35	1,30	3,62	0,08	2,88	3,88	3,60	3,80	0,17	0,30	1,02	F-0,06, CO ₂ -0,2	99,51	14,8	3,7	1,2
10	ТРХ 660	62,72	0,46	16,79	2,01	3,28	0,09	2,13	4,25	3,76	3,64	0,18	0,11	0,27	SO ₃ -0,02	99,71	13,0	3,0	1,5
11	ЧУЛ 34/4	62,8	0,90	14,90	7,05		0,13	3,36	3,11	1,82	3,51	0,15				98,89*	22,3	2,4	0,59
12	МАН 26/1	63,52	0,56	16,20	6,20		0,12	2,26	3,85	3,50	2,82	0,21	0,15	0,16	CO ₂ -0,10	100,81*	20,1	2,5	1,33
13	МАН 31/13	63,8	0,79	16,0	5,78		0,11	1,89	2,11	2,52	5,18	0,17				98,35*	26,2	5,0	5,0
14	ТРХ 661	64,7	0,74	15,62	2,44	2,33	0,09	1,75	3,0	4,22	3,50	0,39	0,13	0,44		99,39	16,9	4,4	1,85
15	НРН 20/11	64,8	0,35	16,60	3,45		0,06	1,38	1,60	3,56	4,40					96,0*	17,2	7,2	1,51
16	БУ 585	65,02	0,57	16,10	1,97	2,48	0,09	1,52	3,41	4,92	3,48	0,23	0,16	0,31	CO ₂ -0,24, SO ₃ -0,04	100,54	14,4	5,5	1,98
17	МАН 32/2	65,6	1,0	18,40	6,8		0,13	3,20	3,90	3,21	3,95	0,32				108,44*	13,5	6,7	0,98
18	МАН 26/4	65,9	0,40	16,93	1,01	3,36	0,11	1,28	3,75	4,22	2,86	0,26	0,15	0,21	CO ₂ -0,23	100,8	21,1	3,8	2,05
19	БЯХ 997	65,9	0,61	12,7	3,95		0,05	1,52	2,10	3,08	4,77	0,01				94,69*	24,3	8,3	2,00
20	ХНГ 674	66,40	0,55	15,45	1,42	2,41	0,23	1,83	3,55	3,70	4,00	0,07	0,08	0,61	SO ₃ -0,04	100,34	23,9	3,3	1,8
21	ХЖТ 909	66,58	0,40	15,0	1,17	2,61	0,05	1,41	2,60	3,85	4,50	0,18	0,22	1,00	F-0,05, CO ₂ -0,2	99,62	19,5	6,0	2,3
22	БЯХ 998	66,7	0,62	12,7	4,08		0,03	1,48	2,31	3,28	4,32					95,42*	25,4	7,6	1,9
23	МАН 32/6	66,7	0,52	13,65	4,53		0,09	2,57	3,0	4,64	3,48	0,22				99,40*	7,4	10,4	1,44
24	ТОЛ 14/4	67,2	0,70	17,0	4,03		0,10	2,06	3,58	3,56	2,64	0,21				101,08*	23,5	2,6	1,23
25	МАН 31/10	67,4	0,75	14,52	3,79		0,10	1,97	2,44	3,25	2,91	0,12				97,25*	28,4	3,8	1,3

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/б
26	ТБГ 683	67,72	0,40	15,70	2,10	1,92	0,10	1,04	2,95	3,30	3,54	0,19	0,17	0,21	SO ₃ - 0,01	99,35	26,7	3,5	1,9
27	МНА 821	68,4	0,35	12,1	4,04		0,09	1,28	3,17	2,94	2,72	0,10				95,19*	35,0	3,6	1,62
28	ТРХ 650	68,66	0,54	15,39	1,76	1,75	0,06	1,27	2,85	3,70	3,70	0,19	0,13	0,45		100,45	34,8	3,9	2,6
29	БЯХ 999	69,1	0,66	15,0	2,99		0,03	0,77	1,41	3,63	6,30					99,89*	21,7	9,6	4,1
30	БЯХ 996	69,4	0,87	13,2	3,36		0,02	1,65	2,19	3,63	4,40	0,02				98,72*	25,0	9,4	2,1
31	ТОЛ 14/3	70,6	0,62	8,32	3,71		0,09	0,97	2,82	1,84	3,58	0,15				92,70*	44,6	9,4	1,27
32	НРН 20/12	70,8	0,45	14,48	4,02		0,12	1,61	1,94	1,74	3,45	0,02				100,74*	33,5	4,2	0,96
Группа XV Г. Гранитные породы хангайского комплекса																			
1	БУ 587	70,66	0,28	15,21	1,24	1,18	0,09	0,74	1,80	4,13	3,80	0,06	0,15	0,09	SO ₃ -0,03	99,46	28,5	6,8	3,8
2	МАН 26/3	70,24	0,23	13,43	0,43	2,18	0,13	0,90	3,80	3,60	3,74	0,11	0,15	0,15	CO ₂ -0,11, SO ₃ -0,04	99,24	30,7	5,6	2,1
3	МАН 594	71,42	0,35	15,27	0,84	1,48	0,08	0,68	1,70	3,95	3,57	0,06	0,25	0,32	SO ₃ -0,01	99,98	31,5	6,3	2,8
4	ХНГ 673	72,74	0,15	14,62	0,89	0,96	0,18	0,09	1,15	4,36	4,02	0,08	0,08	0,25		99,49	30,3	11,4	4,2
5	ХНГ 675	72,78	0,32	14,07	1,64	0,80	0,05	0,72	1,30	3,70	4,12	0,14	0,09	0,35		100,08	31,6	9,2	3,05
6	ХНГ 671	74,38	0,08	13,98	0,69	1,04	0,05	0,25	1,50	3,68	4,40	0,06	0,08	0,24	SO ₃ -0,02	100,45	33,0	7,8	5,0
Группа X Г. Гранодиоритовые породы эгиндабинского комплекса																			
1	БЯХ 994	56,9	0,75	14,4	6,62		0,07	5,25	4,35	4,32	3,00	0,02				95,68*	0,9	5,2	0,82
2	ХНГ 672	61,26	0,36	20,93	1,61	2,22	0,06	1,01	5,20	5,64	1,70	0,16	0,06	0,49	SO ₃ -0,02	100,72	7,7	2,3	2,5

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₃ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
3	БЯХ 995	63,6	0,53	13,9	5,38		0,06	1,02	2,94	3,29	4,70	0,02				95,44*	19,1	6,3	1,8
4	МАН 593	63,58	0,51	16,79	2,48	2,14	0,11	2,76	4,35	4,08	2,53	0,17	0,23	0,38	SO ₃ -0,02	100,13	16,8	2,56	1,5
5	ЗБУ 916	64,00	0,60	15,80	1,40	3,55	0,07	1,50	3,57	4,00	3,44	0,20	0,46	0,90	F-0,05	99,54	17,3	3,8	1,8
6	ЗБУ 914	64,68	0,56	15,64	1,07	3,10	0,07	2,15	3,47	4,04	3,48	0,20	0,42	0,68	F-0,05	99,61	16,8	2,2	3,95
7	ЗБУ 917	65,20	0,56	15,10	1,27	3,26	0,07	2,20	3,00	3,82	3,20	0,19	0,33	1,22	F-0,08	99,50	20,8	3,6	1,6
8	ЗБУ 915	65,40	0,45	15,70	0,86	3,60	0,06	1,21	3,23	4,52	3,30	0,15	0,26	0,84	F-0,07	99,65	17,3	4,8	2,1
9	БЯХ 1004	66,4	0,20	15,9	4,64		0,10	2,53	2,12	1,25	3,55	0,03				96,72*	29,5	3,1	0,48
10	МАН 29/5	66,71	0,33	15,67	0,59	2,78	0,05	1,99	3,36	3,79	3,38	0,10	0,09	0,60	CO ₂ -0,35	99,79	21,9	3,4	1,94
11	ЧУЛ 597	66,80	0,49	15,77	1,94	2,37	0,09	1,70	3,05	3,38	3,24	0,21	0,19	0,81		100,04	23,9	3,3	1,45
12	ЗБУ 918	66,80	0,50	15,80	0,60	2,20	0,05	1,60	2,60	4,54	3,55	0,20		1,20	F-0,05	99,69	18,5	4,3	2,75
13	МАН 592	67,02	0,30	16,02	1,04	2,37	0,08	1,99	3,70	3,82	2,92	0,13	0,13	0,69	CO ₂ -0,05	100,26	23,4	3,9	1,9
14	МАН 32/1	68,59	0,40	15,11	0,26	2,60	0,04	1,15	2,99	3,56	4,02	0,17	0,16	0,11	CO ₂ -0,35	99,51	26,1	4,10	2,70
15	ХТМ 942	70,6	0,46	14,8	2,74		0,07	1,04	1,06	2,01	2,85	0,12				95,77*	38,5	6,23	0,64
Группа XVI Г. Гранитные породы эгиндабинского комплекса																			
1	ЗБУ 920	68,85	0,47	15,16	0,38	2,66	0,04	0,63	1,13	4,54	4,52	0,12	0,10	1,02	F-0,02	99,64	22,5	23,3	3,2
2	ЗБУ 919	70,46	0,37	14,43	0,38	2,24	0,05	0,50	1,10	4,46	4,72	0,13		0,70	F-0,05	99,59	23,8	13,7	4,7
3	ХТМ 943	71,55	0,20	14,84	0,42	1,52	0,04	0,60	1,23	4,00	5,24	0,05	0,20	0,46	F-0,05	100,40	25,8	10,1	4,6
4	ЭГ 595	74,02	0,21	13,54	0,79	0,99	0,04	0,49	1,10	3,34	4,90	0,07	0,20	0,43	SO ₃ -0,01	100,13	34,5	10,7	5,2

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	H ₂ O-	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
Группа XI Г. Гранодиоритовые породы тарбагатайского комплекса																			
1	ХТМ 941а	61,76	0,56	16,16	1,0	4,05	0,09	2,82	4,31	3,65	3,50	0,15	0,42	1,26	F-0,05	99,78	11,7	3,55	1,25
2	ТРХ 662	63,83	0,62	16,05	1,84	3,76	0,07	2,47	3,72	3,39	2,94	0,29	0,17	0,36	CO ₂ -0,31, SO ₃ -0,01	99,83	18,9	2,6	1,15
3	ХНГ 665	64,0	0,56	15,71	1,41	3,35	0,06	2,95	4,00	3,14	3,24	0,14	0,13	0,53	SO ₃ -0,02	99,24	19,5	2,9	1,2
4	ХНГ 668	64,36	0,47	16,06	1,74	2,85	0,11	2,61	4,25	3,48	2,92	0,10	0,14	0,64	SO ₃ -0,02	99,75	19,9	2,4	1,3
5	ХНГ 669	64,66	0,34	16,11	1,88	2,68	0,21	2,74	4,64	3,48	3,04	0,17	0,09	0,47	SO ₃ -0,05	100,56	18,0	2,5	1,2
6	ХНГ 670	64,78	0,44	16,74	2,57	2,26	0,08	1,90	3,95	3,44	2,72	0,12	0,13	0,52		99,65	21,7	2,35	1,4
7	ТРХ 653	65,16	0,36	16,49	2,06	2,19	0,05	1,88	3,99	4,30	2,25	0,20	0,15	0,41	CO ₂ -0,22	99,71	19,8	2,7	1,75
8	ЧУЛ 598	65,22	0,39	16,84	1,88	2,16	0,11	1,52	3,30	3,44	3,40	0,45	0,35	0,46	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,05	100,20	21,6	3,1	1,5
9	УУ 599	68,48	0,39	16,01	1,61	2,09	0,07	1,25	2,10	3,44	3,48	0,19	0,17	0,40		99,68	26,5	4,8	1,3
10	ТРХ 664	69,35	0,34	15,03	1,48	1,72	0,06	1,61	3,28	4,50	1,62	0,13	0,21	0,84	CO ₂ -0,19, SO ₃ -0,01	100,37	28,6	3,2	2,2
11	ЭРД 826	69,8	0,40	12,5	1,9		0,02	0,90	1,66	4,52	2,64	0,09				94,43*	32,1	9,3	3,8
Группа XVII Г. Гранитные породы тарбагатайского комплекса																			
1	БЯХ 1001	60,1	0,10	26,5	1,99		0,14	0,77	0,92	1,70	5,70	0,03				97,95*	5,8	11,3	0,5
2	УУ 600	71,76	0,15	15,23	1,13	1,15	0,10	0,36	1,30	4,12	3,96	0,18	0,22	0,26	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,05	100,00	28,5	9,3	2,5
3	ТБГ 685	75,76	-	13,10	0,76	0,45	0,34	0,08	0,70	3,44	4,32	0,05	0,11	0,30	SO ₃ -0,32	99,73	38,6	16,7	4,05
4	НРН 680	76,36	0,16	12,70	0,70	0,67	0,22	сл.	1,35	3,48	4,12	0,05	0,06	0,15		100,02	30,4	8,1	9,3
5	ТРХ 655	76,62	0,12	12,81	0,76	0,87	0,06	0,29	0,45	3,64	3,80	0,06	0,12	0,09	SO ₃ -0,03	99,72	38,5	25,6	2,9

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
Группа VI Б. Габбро-диоритовые породы банатитовых формаций																			
1	БЯТ 931	44,90	0,80	13,40	5,17	9,40	0,22	9,50	12,73	0,53	0,19	0,10	0,10	3,04	F-0,01	100,08	-5,6	0,65	0,02
2	БЯХ 991	47,0	0,48	10,7	8,18		0,10	15,2	11,6	1,75	0,22	0,01			CO ₂ <0,02	95,26*	-9,7	0,77	0,09
3	БЯХ 990	49,4	0,37	12,7	6,9		0,07	14,7	12,5	1,95	0,32	0,01				98,95*	-8,9	0,77	0,12
4	ЗАГ 953	50,64	1,35	17,15	5,28	5,20	0,17	4,80	7,44	3,57	1,00	0,62	0,46	1,82	F-0,03	99,53	-3,6	1,4	0,48
5	ЭРД 706	54,10	0,88	18,92	4,83	4,09	0,12	2,93	7,50	3,76	1,20	0,28	0,23	0,57	SO ₃ -0,02	99,43	2,2	1,3	0,69
Группа XII Б. Гранодиоритовые породы банатитовых формаций																			
1	ХЧБ 709	58,14	0,74	17,84	3,07	3,13	0,30	2,96	5,10	5,16	1,76	0,31	0,14	0,69		99,34	14,3	2,8	0,97
2	ЗАГ 950	60,92	0,86	15,47	2,50	3,32	0,10	2,63	4,76	3,90	3,15	0,26	0,22	1,54	F-0,06	99,69	10,9	3,4	1,1
3	ХЧБ 711	61,58	0,52	17,19	3,09	2,04	0,30	2,20	4,25	5,16	2,20	0,21	0,12	0,45		99,31	9,4	3,3	1,54
4	ОУТ 763	61,68	0,40	16,21	3,27	2,62	0,16	2,77	4,40	4,70	2,46	0,29	0,16	0,22		99,34	10,1	3,6	1,26
5	ЭРД 827	61,8	0,80	15,1	5,85		0,10	2,50	4,46	3,28	2,53	0,10				96,52*	19,6	2,4	1,08
6	МНД 770	62,10	0,37	17,89	2,56	2,11	0,08	2,37	3,20	4,80	2,96	0,21	0,21	0,37	SO ₃ -0,06	99,29	13,4	4,2	1,48
7	ЭРД 825	62,7	0,51	14,5	3,37		0,06	1,74	3,80	4,20	2,40	0,10				93,38*	21,0	3,7	1,78
8	ЗАГ 952	63,56	0,70	15,06	2,41	2,84	0,09	2,23	3,71	4,00	3,68	0,23	0,24	1,62	F-0,03	100,40	14,2	4,7	1,4
9	МНД 771	63,92	0,56	15,84	2,95	1,75	0,09	2,51	3,95	4,44	3,14	0,23	0,16	0,56	SO ₃ -0,02	100,12	15,6	3,7	1,58
10	ЭРД 704	64,18	0,45	16,34	2,09	3,21	0,11	1,75	3,40	4,34	2,90	0,24	0,12	0,33	SO ₃ -0,03	99,49	15,4	3,3	1,37
11	ОУТ 764	64,78	0,46	15,90	2,43	2,29	0,08	2,24	4,25	4,14	3,50	0,19	0,15	0,16	SO ₃ -0,02	100,59	14,0	3,9	1,47
12	ЭРД 823	65,4	0,36	14,9	3,18		0,08	0,52	0,75	5,45	4,62					95,26*	13,8	3,19	4,76

Таблица 2 (окончание)

№ 1/II	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
13	ЗАГ 982	65,9	0,66	13,1	6,12		0,12	3,62	4,85	2,45	1,98	0,02				98,82*	28,7	1,82	0,66
14	СБЛ 744	68,04	0,29	15,98	2,01	1,02	0,06	0,66	1,85	4,86	4,26	0,20	0,19	0,31		99,73	16,8	6,8	3,15
15	ХЧБ 714	68,98	0,37	14,96	1,50	1,97	0,12	1,30	3,0	4,22	3,20	0,11	0,13	0,64		100,50	22,9	4,8	1,94
16	ЗАГ 962	69,30	0,32	14,76	1,68	1,80	0,06	1,13	2,41	4,16	2,75	0,09	0,24	0,88	F-0,02	99,60	27,8	4,7	2,3
17	ЗАГ 951	70,20	0,40	13,90	1,50	1,70	0,06	0,88	1,35	4,10	4,96	0,08	0,20	1,00	F-0,07	100,40	23,7	14,4	3,3
Группа XVIII Б. Гранитные породы банатитовых формаций																			
1	МДХ 759	65,86	0,50	16,73	3,00	1,06	0,12	0,56	1,65	4,56	6,16	0,10	0,10	0,11	SO ₃ -0,02	100,57	10,2	10,5	4,52
2	МДХ 760	65,92	0,34	17,23	1,74	1,38	0,12	0,70	1,20	4,68	6,20	0,07	0,07			99,58	11,0	19,0	3,8
3	СЛН 774	71,84	0,32	13,93	1,29	1,46	0,02	0,81	1,65	3,50	4,04	0,06	0,18	0,10	SO ₃ -0,01	99,21	32,1	6,8	2,55
4	ЧУЛ 739	72,62	0,14	14,60	0,83	0,80	0,05	0,48	0,95	3,80	4,00	0,20	0,38	0,46		99,31	33,4	11,4	3,54
5	ЭРД 708	73,04	0,19	14,09	1,13	1,38	0,05	0,36	0,85	3,26	4,56	0,08	0,13	0,20		99,32	33,0	13,4	2,57
6	ЗАГ 956	73,80	0,10	13,07	1,27	0,75	0,04	0,57	0,50	4,30	4,62	0,01	0,26	0,56	F-0,02	99,87	30,2	26,0	5,6
7	СХС 718	74,08	0,09	14,46	1,27	0,73	0,06	0,02	0,15	3,30	5,10	0,03	0,11	0,07		99,47	32,0	69,5	2,35
8	ЭРД 829	75,7	0,26	11,6	1,1		0,03	0,37	0,61	3,17	3,87				SO ₃ -0,01	96,63*	32,5	17,7	4,27
9	МДХ 757	76,14	0,10	12,24	0,91	1,17	0,05	0,09	1,05	3,76	4,26	0,08	0,09	0,02		99,96	37,5	14,9	6,27
10	ШБТ 730	76,44	0,13	12,62	0,75	2,04	0,04	0,07	1,05	3,46	2,98	0,01	0,25	0,30	SO ₃ -0,02	100,16	40,2	9,5	2,2
11	УРМ 715	76,82	0,09	12,75	1,36	0,65	0,04	0,20	0,35	3,7	3,7	0,04	0,07		SO ₃ -0,03	99,80	38,8	13,6	2,76
12	ЗАГ 961	76,9	0,05	12,05	0,76	0,43	0,01	0,31	0,54	3,90	4,80			0,46	F<0,01	100,20	36,1	49,5	7,8

Таблица 3

Средние составы пород гранитоидных формаций МНР и Восточной Тувы

Породы	Формация	Комплекс	№ выборок	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базиты	Габбро-диорит-плагиигранитная	Телминский	I г	15	49,65	1,31	15,89	10,29	0,17	7,16	7,92	3,31	1,98
		Дзурунтайский	II г	4	48,23	0,79	15,55	8,57	0,13	10,71	8,86	2,41	0,58
		Тохтогеншил	2	5	43,04	0,94	20,30	9,88	0,12	10,41	1,39	2,33	0,51
		Телм+Дзурунт	I + II г	19	49,35	1,20	15,89	9,93	0,16	7,91	8,33	3,06	1,70
	Гранодиоритовая	Хан+Эгин+Тарб	III + IV г	9	54,72	0,66	14,00	7,83	0,11	10,41	6,15	2,82	1,54
	Банатитовые	Эрд+Цагансуур	VI б	5	49,21	0,78	14,64	10,22	0,14	9,43	10,35	2,31	0,59
Гранодиориты	Габбро-диорит плагиигранитная	Тохтогеншил	3	5	59,95	0,62	16,24	6,64	0,10	2,74	4,49	4,38	3,03
			4	7	61,00	1,17	16,33	5,82	0,13	1,51	2,61	5,57	5,18
		Телминский	VII г	19	65,78	0,49	15,99	4,84	0,10	2,10	3,51	3,35	2,96
		Дзурунтайский	VIII г	25	66,74	0,47	15,86	4,16	0,10	1,63	3,12	4,22	2,79
	Гранодиоритовая	Ханагайский	IX г	32	64,31	0,69	15,18	5,41	0,11	2,37	3,39	3,54	3,56
		Эгиндабинский	X г	15	65,17	0,47	15,82	4,34	0,07	1,94	3,27	3,74	3,26
		Тарбагатайский	XI г	10	65,22	0,44	16,12	4,74	0,09	2,18	3,75	3,63	2,91
	Габбро-диорит-плагиигранитная	Тохтогеншил	2'	5	61,05	0,83	16,81	6,41	0,12	2,86	4,92	3,46	2,58
		Телм+Дзурунт	VII + VIII	44	66,33	0,48	15,92	4,45	0,10	1,83	3,29	3,84	2,85
	Гранодиоритовая	Хан+Эгин+Тарб	IX + X + XI г	57	64,70	0,59	15,51	5,01	0,10	2,22	3,42	3,61	3,37
	Банатитовые	Эрд+Цагансуур	XII б	17	64,30	0,52	15,58	5,01	0,12	2,00	3,50	4,32	2,91
Граниты	Гранодиоритовая	Алтайский	7	18	71,15	0,31	14,25	2,87	0,05	1,05	1,85	3,25	4,09
Плагииграниты	Габбро-диорит-плагиигранитная	Тохтогеншил	2''	8	71,10	0,29	15,14	2,84	0,06	0,89	2,89	4,23	2,37
		"	5	6	71,83	0,21	14,25	2,30	0,05	0,63	2,03	3,82	4,61
		Телм+Дзурунт	XIII + XIV г	15	73,00	0,23	14,17	2,36	0,10	0,43	1,54	3,68	3,56
"	Гранодиоритовая	Хан+Эгин+Тарб	XV + XVI + XVII г	15	72,65	0,23	14,12	2,22	0,11	0,40	1,36	3,88	4,22
Лейкограниты	Банатитовые	Эрд+Цагансуур	XVIII б	12	73,26	0,19	13,78	2,61	0,05	0,38	0,88	3,78	4,53
ГРАНИТНАЯ - ЩЕЛОЧНОГРАНИТОИДНАЯ	Нум+Брель+Сютх Нум+Сютх+Шараус Хархиринский Нум+Сютх Харх+Нум+Сютх Хархиринский Харх+Нум+Сютх Харх+Нум Нум+Сютх+Санг Ханбогдинский Удж+Сютх+Санг То же " " " "	I о	26	68,14	0,41	15,55	3,18	0,10	0,87	1,79	3,93	4,96	
		II о	45	74,00	0,20	13,54	1,81	0,08	0,45	1,00	3,87	4,30	
		15	33	73,31	0,22	13,60	2,13	0,05	0,42	1,10	4,20	4,58	
		III о	10	74,34	0,17	11,48	3,68	0,18	0,17	0,72	4,34	4,67	
		IV о	10	75,33	0,15	12,49	2,20	0,08	0,23	0,32	4,44	4,14	
		16	23	74,86	0,14	12,81	1,75	0,04	0,22	0,79	3,84	4,86	
		16'	14	74,63	0,17	11,89	2,82	0,10	0,16	0,58	4,47	4,91	
		V о	7	72,43	0,41	13,29	3,72	0,10	0,99	1,35	3,16	3,73	
		VI о	10	74,37	0,14	13,10	2,58	0,07	0,23	0,92	4,19	3,02	
		VII о	11	68,96	0,32	14,55	4,19	0,12	0,44	1,00	5,29	4,60	
		17	20	73,21	0,28	9,68	6,48	0,21	0,22	0,41	5,05	4,55	
		I н	9	45,36	1,15	16,55	10,22	0,15	4,55	15,08	3,86	1,04	
		II н	18	49,63	0,79	18,98	10,15	0,21	1,12	6,54	6,67	4,34	
		III н	20	55,80	0,49	19,88	6,58	0,15	0,76	3,04	6,38	5,50	
IV н	18	55,98	0,11	21,37	6,05	0,11	0,34	2,12	8,89	4,24			
УЛЬТРАКИСЛЫХ И АТАИТОВЫХ ГРАНИТОВ	19 м 19 ш 19 а 19 л 190 19 ар	19 м	-	72,5	-	14,1	2,4	0,1	0,3	1,4	3,9	4,4	
		19 ш	-	75,5	-	12,2	1,9	0,0	0,1	0,6	3,9	4,6	
		19 а	-	75,0	-	13,0	1,6	0,1	0,0	0,4	4,4	4,4	
		19 л	-	71,5	-	15,4	0,7	0,0	0,1	0,2	6,5	3,8	
		190	-	71,0	-	15,9	0,7	0,2	0,1	0,5	5,9	3,5	
		19 ар	-	74,4	0,07	11,49	3,21	0,03	0,03	0,3	4,86	4,81	

Таблица 4

Средние составы пород гранитоидных формаций МНР и Восточной Тувы (в мол. %) и параметры А.А.Заварицкого

№ выборок	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
1г	55,4	10,2	8,6	11,7	9,2	3,5	1,4	9,0	6,5	24,9	59,6	-	36	50	14	82	-5,4	1,4
Пг	52,8	9,9	7,0	17,2	10,2	2,5	0,4	6,3	7,5	29,5	56,7	-	23	16	12	87	-6,7	0,8
2	46,8	12,8	8,1	16,6	13,0	2,4	0,3	6,0	8,2	33,7	52,1	-	27	55	18	89	-16	0,7
1+Пг	54,8	10,1	8,2	12,8	9,7	3,2	1,2	9,3	6,1	26,5	58,1	-	33	51	16	73	-8,5	1,5
Ш+1Уг	58,0	8,6	6,3	16,3	7,0	2,8	1,0	8,0	5,0	26,1	60,9	-	25	66	9	74	0,8	1,6
У1б	53,0	9,2	8,3	15,0	11,8	2,3	0,4	5,8	7,0	30,5	56,7	-	29	52	19	85	-5,2	0,8
3	67,2	10,6	5,6	4,5	5,3	4,7	2,1	14,5	1,6	12,3	71,6	-	48	39	13	69	12,6	9,1
4	69,1	10,7	4,9	2,5	3,1	6,0	3,7	19,6	1,0	9,6	69,7	-	52	26	22	62	-0,7	19,6
УПг	72,5	10,3	4,0	3,4	4,2	3,6	2,0	11,5	4,3	9,6	74,6	11	43	36	-	64	21,9	2,6
УШг	73,4	10,3	3,5	2,6	3,7	4,5	2,0	13,5	3,8	6,4	76,3	2	56	42	-	69	21,8	3,6
1Хг	71,4	9,9	4,5	3,9	4,0	3,8	2,5	13,1	3,7	9,1	74,1	-	51	44	5	60	18,3	3,5
Хг	72,6	10,3	3,7	3,2	3,9	4,0	2,3	13,1	4,0	7,4	75,5	3	52	45	-	63	20,8	3,3
Х1г	71,8	10,4	4,0	3,5	4,4	3,9	2,0	12,3	4,6	8,1	75,0	3	52	45	-	66	20,8	2,7
2'	67,7	10,9	5,4	4,7	5,8	3,7	1,8	11,6	5,7	11,1	71,6	-	51	45	4	67	14,3	2,0
УП+УШг	73,0	10,3	3,7	3,0	3,9	4,1	2,0	12,7	4,0	7,6	75,7	8	51	41	-	67	22,0	3,2
1Х+Х+Х1г	71,9	10,1	4,2	3,6	4,0	3,8	2,4	12,9	4,1	8,2	74,8	-	53	46	1	61	19,7	3,1
ХПб	71,5	10,2	4,2	3,3	4,1	4,6	2,1	13,9	3,6	8,4	74,1	-	52	41	7	73	16,8	3,9
7	78,3	9,2	2,4	1,7	2,2	3,4	2,8	12,6	2,2	5,8	79,4	28	42	30	-	55	31,4	5,7
2"	77,1	9,7	2,4	1,4	3,4	4,4	1,6	12,3	3,5	4,5	79,6	14	54	32	-	73	31,2	3,5
ХШ+Х1Уг	80,0	9,1	2,0	0,7	1,8	3,9	2,5	12,9	1,8	4,5	80,8	40	44	16	-	61	34,0	7,2
ХУ+ХУ1+ХУПг	79,6	9,1	1,9	0,7	1,6	4,1	3,0	14,3	1,6	3,4	80,5	24	56	20	-	58	31,0	8,8
ХУШб	80,2	8,9	2,2	0,6	1,0	4,0	3,1	14,2	1,0	4,4	80,4	36	50	14	-	59	31,4	14,2
1о	75,8	10,2	2,7	1,5	2,1	4,2	3,5	15,6	2,2	5,1	77,1	16	54	30	-	55	20,8	7,1
По	80,8	8,7	1,6	0,7	1,2	4,0	3,0	14,1	1,2	3,3	81,4	30	49	21	-	57	33,4	11,8
5	78,4	9,1	1,9	1,0	2,4	4,0	3,2	14,7	1,9	3,5	79,9	-	56	29	15	55	28,5	7,7
15	79,9	8,7	1,8	0,7	1,3	4,4	3,2	15,4	1,1	2,7	80,8	-	67	26	7	58	29,7	14
Шо	80,7	7,3	3,2	0,3	0,8	4,5	3,2	15,2	0,8	3,5	80,5	-	23	8	69	58	29,8	19
1Уо	81,8	8,0	1,9	0,4	0,4	4,7	2,8	15,1	0,4	2,5	82,0	8	76	16	-	63	33,4	37,7
16	81,6	8,2	1,5	0,3	0,9	4,1	3,4	15,1	0,7	2,0	82,2	-	75	15	10	55	33,5	21,6
16'	81,0	7,6	2,3	0,3	0,7	4,7	3,4	15,3	1,0	2,3	81,44	-	57	13	30	66	31,2	15,3
Уо	79,3	8,5	3,1	1,6	1,6	3,3	2,6	11,8	1,6	6,8	79,8	30	46	24	-	56	34,4	7,4
У1о	80,8	8,4	2,2	0,4	1,0	4,4	2,8	14,5	1,0	3,0	81,5	14	73	13	-	61	33,0	14,5
УПо	76,2	9,5	3,6	0,7	1,2	5,6	3,2	17,8	0,7	4,8	76,7	-	75	15	10	64	17,1	25,4
17	79,3	6,2	5,4	0,3	0,5	5,2	3,1	12,7	4,3	2,0	81,0	-	60	15	25	62	32,3	2,9
1н	50,7	10,7	8,6	7,5	17,7	4,1	0,7	10,2	6,3	29,6	53,9	-	31	27	42	85	-18,9	1,6
Пн	57,6	12,8	9,0	1,9	8,1	7,4	3,2	21,7	2,2	17,2	58,9	-	54	11	35	70	-27,8	9,9
Шн	64,6	13,5	5,8	1,3	3,7	7,1	4,0	22,7	2,5	8,6	66,2	-	70	15	15	64	-15,5	9,1
1Ун	64,1	14,4	5,3	0,6	2,6	9,9	3,1	26,4	1,4	7,2	65,0	-	75	8	17	76	-24,2	18,9
19м	79,6	9,1	2,0	0,5	1,6	4,1	3,1	14,6	1,6	2,9	80,9	-	71	18	11	57	31	5,0
19ш	82,4	7,9	1,6	0,1	0,7	4,1	3,2	14,7	0,6	1,8	82,9	-	88	6	6	56	28,2	24,5
19а	82,0	8,4	1,4	0,0	0,4	4,7	3,1	15,6	0,4	1,8	82,2	22	78	-	-	60	32,8	39
19л	79,3	10,0	0,6	0,1	0,3	7,0	2,7	19,5	0,3	0,7	79,5	-	86	14	-	72	19,7	65,0
19он	79,2	10,4	0,8	0,1	0,6	6,4	2,5	17,7	0,6	2,7	79,0	67	30	3	-	72	22,0	29,5
19аг	81,2	7,4	2,6	0,1	0,3	5,1	3,3	15,0	2,0	1,0	82,0	-	60	10	30	61	32	7,5
Базальт по Дэли	53,9	10,0	10,0	11,5	10,4	3,2	1,0	9,2	6,1	26,8	57,9	-	42	40	18	76	-8,7	1,5
Гранодиорит по Дэли	71,8	10,3	3,7	3,1	5,2	4,0	1,9	12,4	4,5	8,3	74,8	-	50	40	10	67	20,3	2,8
Гранит по Ведеполу	74,0	10,0	3,1	9,6	4,1	4,1	2,1	12,9	4,0	6,2	76,9	-	52	43	5	66	24,0	3,2
Бедный кальцим гранит по Веди- полу	81,3	8,7	1,6	0,4	0,8	3,7	3,5	14,4	0,8	3,4	81,4	41	47	12	-	51	33,2	18

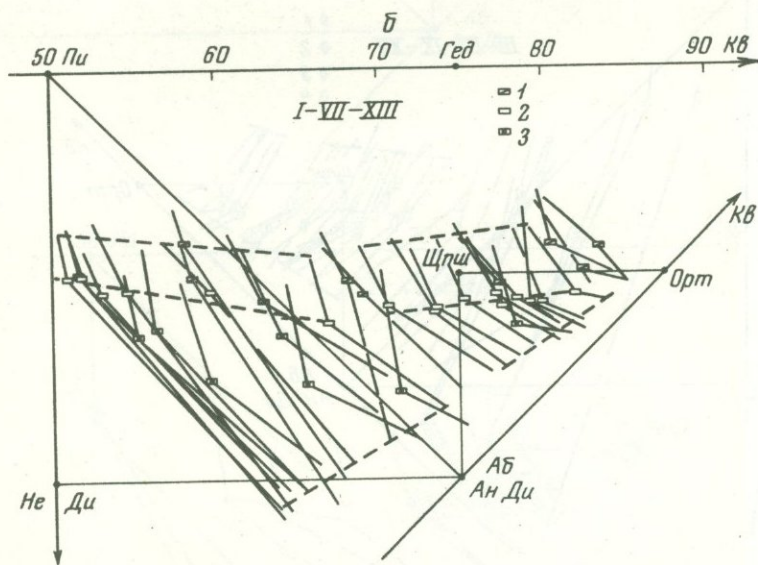
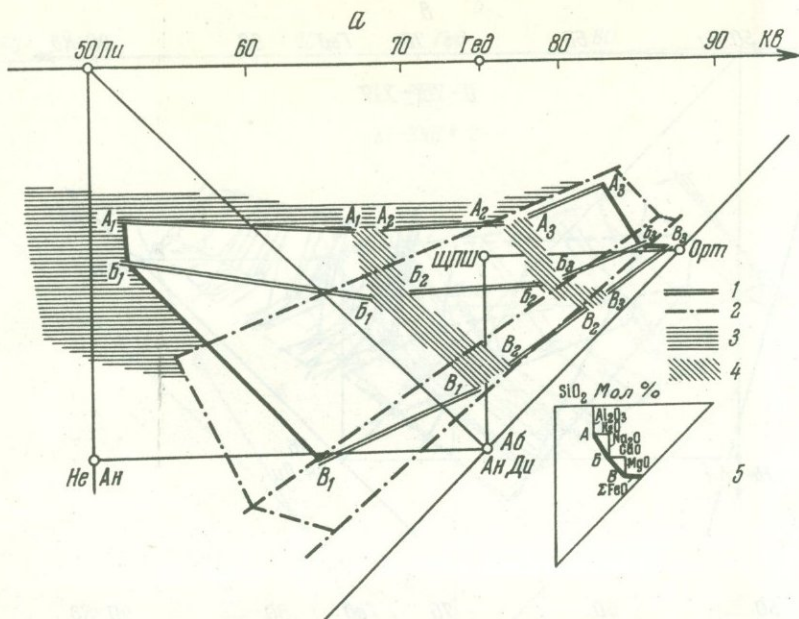


Рис. 2. Петрохимическая структура гранитоидных формаций Центрально-Азиатской складчатой области в пределах Восточной Тувы и Монголии. Номера выборок (римские цифры) соответствуют аналогичным номерам в табл. 3, 10. Семикомпонентные диаграммы построены по методу В.Н. Лодочникова (1926).

а - обобщенная диаграмма габбро-диорит-плагиогранитоидной, гранодиоритовой и гранитно-щелочногранитоидной формаций (1 - габбро-диорит-плагиогранитоидная и гранодиоритовая формации; 2 - гранитная щелочногранитоидная формация; 3 - область составов метасоматических пород домагматической стадии; 4 - область разрывов в ряде составов плагиогранитоидных формаций; $A_1 B_1 V_1 - A_2 B_2 V_2$ - "диоритовый", $A_2 B_2 V_2 - A_3 B_3 V_3$ - "гранитный"; 5 - способ построения диаграммы, (мол.%);

б - габбро-диорит-плагиогранитная формация в зонах сиалического и промежуточного типа, талминский комплекс Северной Монголии (1 - домагматические гнейсы; 2 - магматические породы; 3 - аутометасоматические породы);

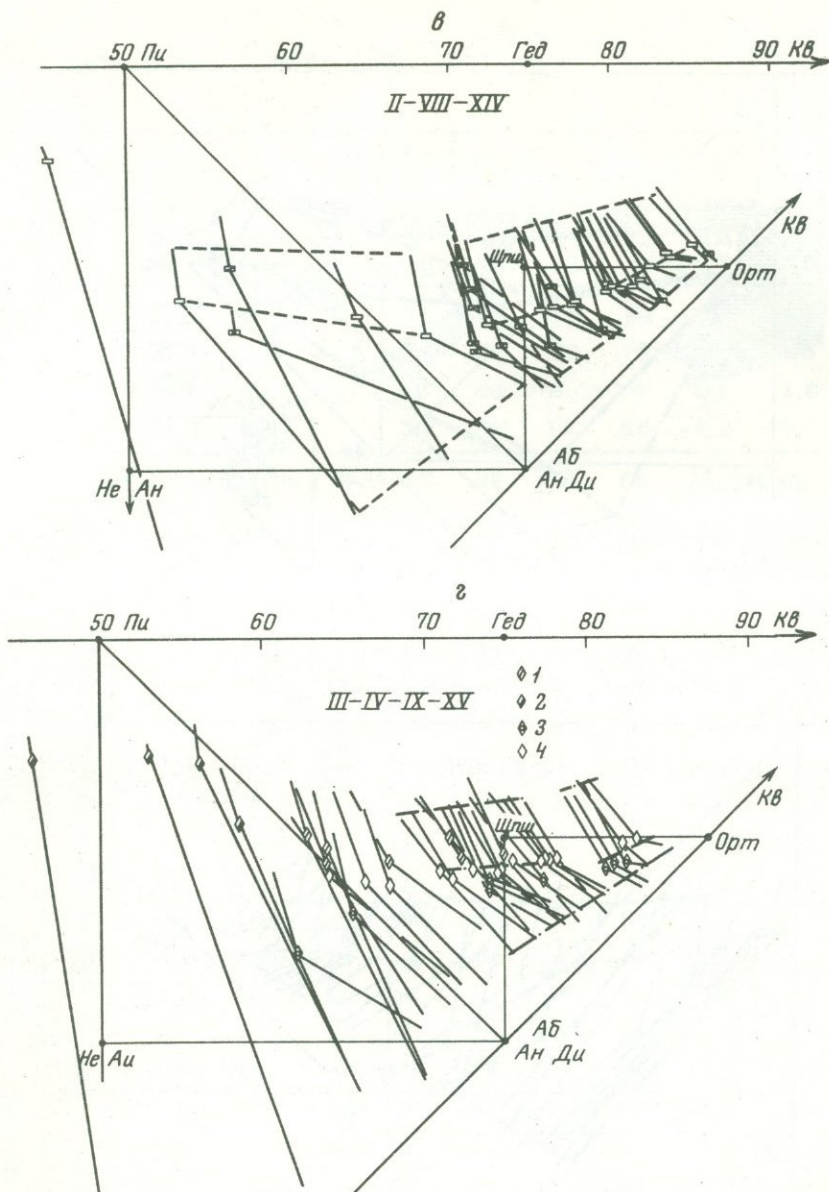


Рис. 2. (продолжение)

в - габбро-диорит-плагиогранитная формация в зонах симатического типа - дзурунтайский комплекс Южной Монголии;

г - гранодиоритовая формация, хангайский комплекс (1 - домагматические гнейсы, 2 - реститы и базификаты, 3 - магматические породы, 4 - автотасоматические и повторно гранитизированные породы);

Парагенезисы плагиогранитоидов в основной массе отвечают I полю диаграммы гранитоидных пород Д.С. Коржинского (1957), но нередко их щелочность понижается до V поля в породах типа плагиоаплитов, плагиопегматитов (Михалева, Скуридин, 1971) и своеобразных плагиогранитов, обнаруженных в Монгольском Алтае. Упомянутыми авторами в бугузуновском комплексе и нами в Гобийском Алтае (дзурунтайский комплекс) в качестве базификатов и реститов, связанных с плагиогранитами, обнаружены киндигиты - биотитовые породы с сил-

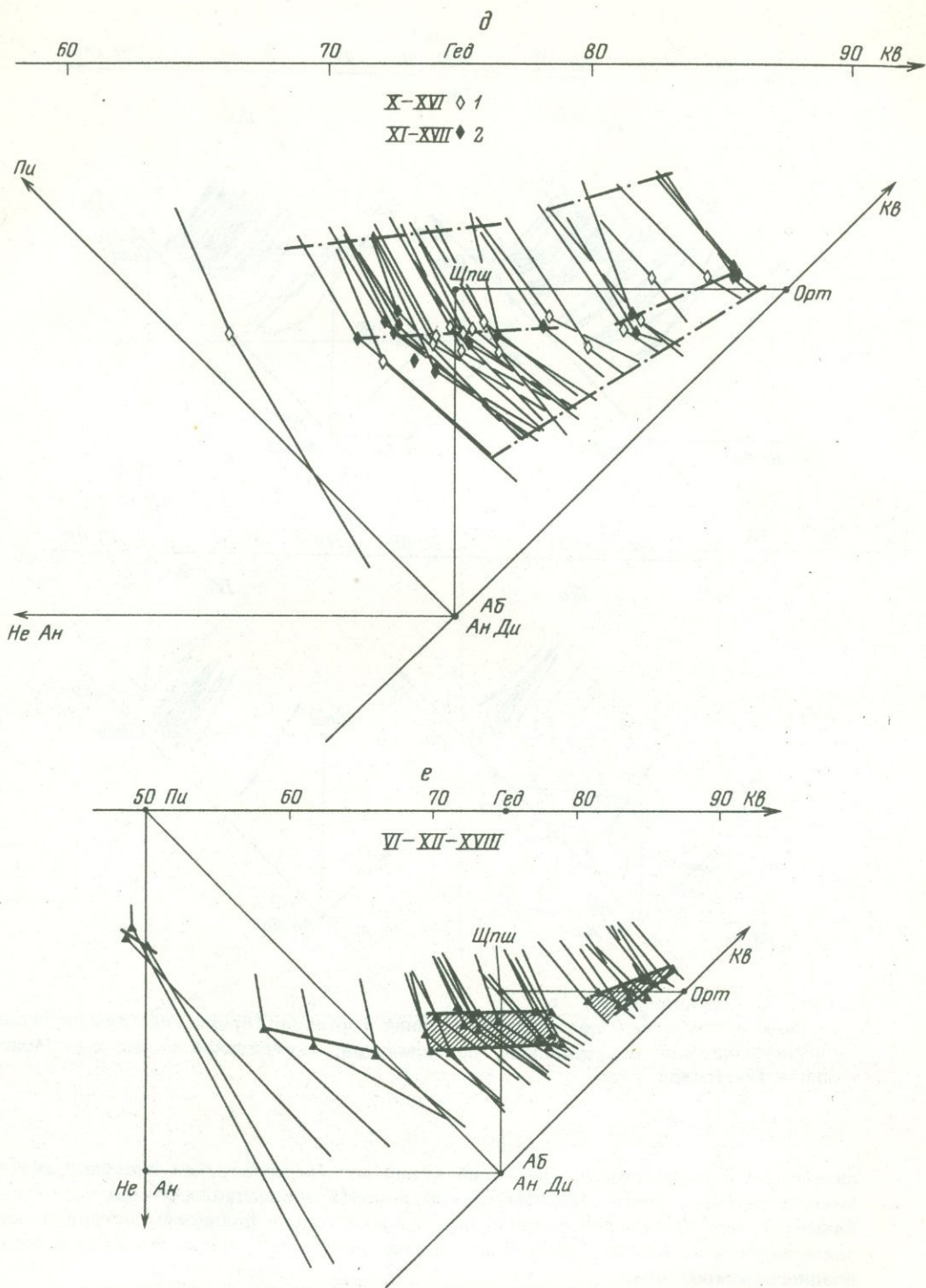


Рис. 2. (продолжение)

д - гранодиоритовая формация (эгиндабинский и тарбагатайский комплексы Центральной Монголии; 1 - эгиндабинский комплекс; 2 - тарбагатайский комплекс);

е - банатитовая и адамеллитовая формации;

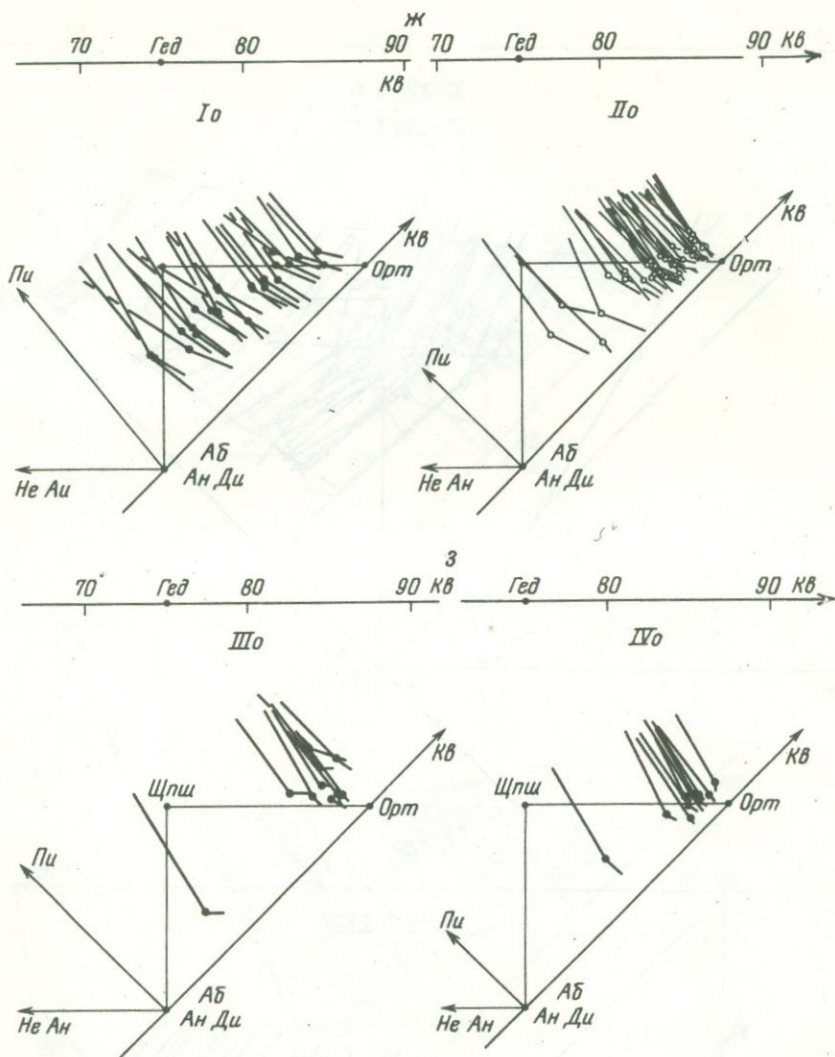


Рис. 2. (продолжение)

ж-м - гранитная щелочногранитоидная формация (бреньский, нумургинский, шараусгольский, хархириинский, сангиленский, уджигинский комплексы Монголии и Восточной Тувы)

лиманитом и кордиеритом, где калий нужно рассматривать как инертный компонент, а натрий имеет следовые содержания. Их появление особенно четко показывает, что плагиогранитизация обусловлена только привнесом натрия, а калий заимствуется из биотита вмещающих пород, реализуясь при анатексисе в форме позднего микроклина.

В гнейсах гранодиоритовой формации проявлен двуполевошпатовый бластез с параллельным развитием порфиробласт и плагиоклаза и микроклина. Обычно два полевых шпата сохраняют равновесные отношения во всей палингенной серии от гнейсов до гипидиоморфнозернистых гранитов и гранофировых аплитов, свидетельствующие об условиях I поля щелочности. Однако нередко микроклин проявляет повышенную агрессивность, корродируя плагиоклаз уже в гнейсах, а с ним устойчиво ассоциируются роговая обманка и биотит, т.е. щелочность повышается до II поля. Но основной объем гранодиоритовой формации составляет

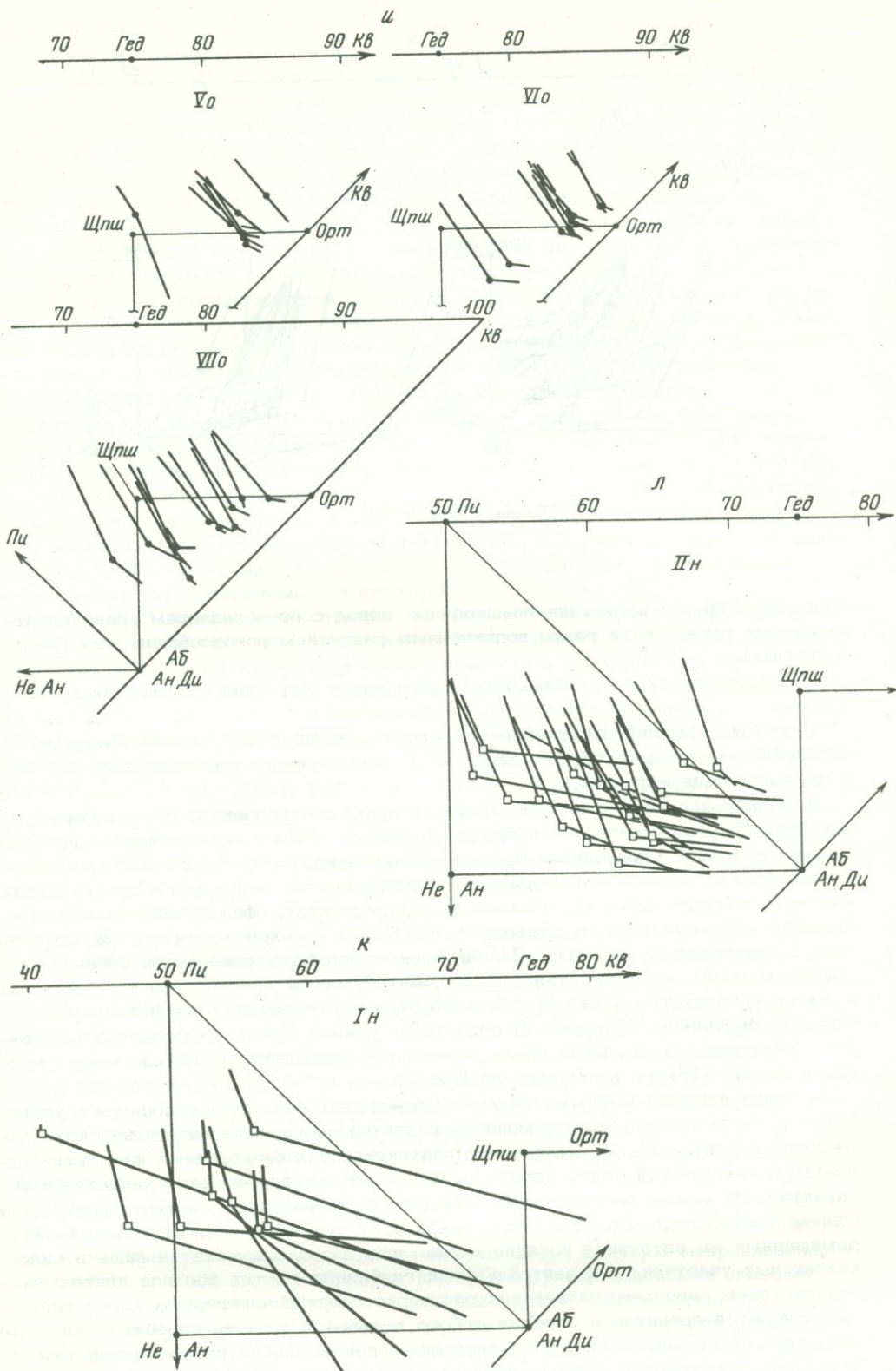


Рис. 2. (продолжение)

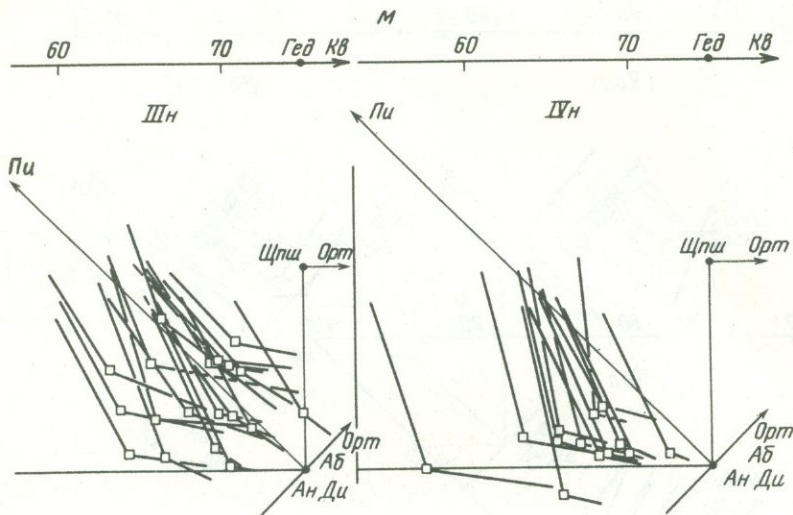


Рис. 2. (окончание)

серия нормальных известняково-щелочных пород с преобладанием гранодиорит-гранитных разностей и резко подчиненным развитием роговообманковых габбро и диоритов.

Обобщим некоторые особенности палингенных формаций геосинклинального этапа.

Плутоны формаций представлены тремя главными генетическими фациями: палингенно-метасоматической, неперемещенных порфиroidно-гранитоидных тел и перемещенных интрузий.

К палингенно-метасоматической фации принадлежат гнейсы и мигматиты, варьирующие по составу от габбро до гранитов. Метасоматоз и анатексис протекали в условиях альмандин-амфиболитового и эпидот-амфиболитового уровней метаморфизма, причем типоморфные метаморфогенные минералы – средний плагиоклаз, роговая обманка, альмандин, эпидот, ортит, сфен и реже (в плагиогранитоидах) силлиманит, ставролит, кордиерит – сохраняются и в магматических порфиroidных породах. Палингенно-метасоматические фации очень широко распространены в составе тэлминского, алтайского и хангайского комплексов, а также наблюдались среди гранитоидов ордовика – девона в Центральном массиве Восточной Монголии. В герцинидах Южной Монголии гнейсы и мигматиты образуют протяженные пояса в западной части зоны и ореолы вокруг массивов дзурунтайского комплекса на Востоке.

К фации неперемещенных порфиroidно-гранитоидных тел относятся крупные массивы батолитового типа с мощным развитием процессов магматического замещения в контактах. Их отличия от анатектических безкорневых жил палингенно-метасоматической фации носят, скорее, количественный, чем качественный характер. Их можно рассматривать как сильно разросшиеся анатектические тела. Однако состав последних отчетливо зависит от состава исходных пород; в неперемещенных же интрузиях влияние вмещающих пород сказывается лишь в эндоконтактных участках, а в центральных и глубинных частях тел под длительным воздействием сквозьмагматических растворов состав нивелируется до уровня гранодиоритов-гранитов в породах любого состава. Развитие подобных тел путем магматического замещения, а не внедрения, доказывается прежде всего тем, что в них сохраняются структурно-текстурные элементы исходных вмещающих толщ (ориентация ксенолитов, полосчатости, первичного кливажа, отдельности),

Для фации неперемещенных интрузий очень типична резко порфиroidная структура: крупные идиоморфные метакристаллы полевых шпатов сохраняются в магматическом контуре при замещении гнейсов. Метакристы калишпата и осо-

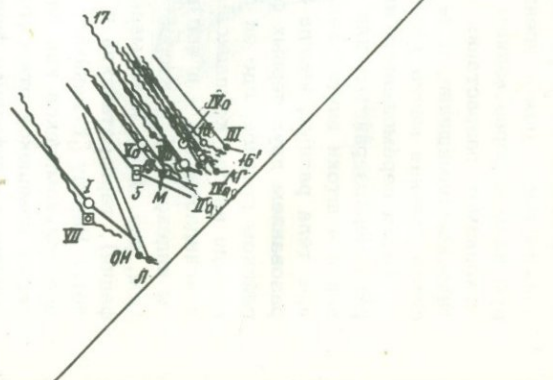
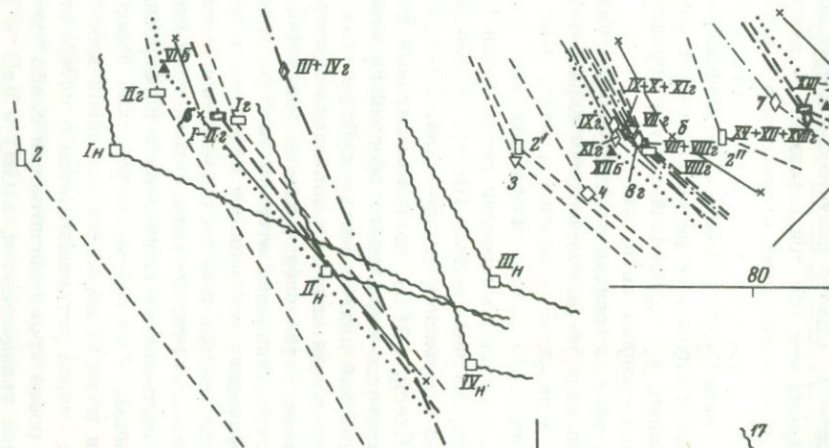
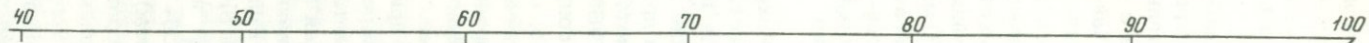
бенно плагиоклаза неравновесны с расплавом, формирующим основную массу, они постепенно резорбируются и исчезают к центру тел. Своеобразный субстрат из реликтовых метакристаллов и расплава ("каша") обладает достаточной подвижностью и может дренироваться по ослабленным зонам и тектоническим нарушениям с образованием апофез порфиroidных гранитоидов. Однако главным механизмом разрастания тел порфиroidных плагиогранитоидов остается магматическое замещение, а не внедрение. К фации перемещенных интрузий относятся главная масса тел рассматриваемых плагиогранитоидных формаций.

Фация перемещенных интрузий представлена рвущими многофазными телами равномернозернистых или слабoporфиroidных пород двух типов. Это, во-первых, дайки и штоки внутри перемещенных массивов и, во-вторых, самостоятельные тела разных, иногда крупных размеров, пространственно разобщенные с образованием двух первых фаций. Наиболее ярко второй тип представлен в Хангайском прогибе, где он по признаку структурной приуроченности расчленялся прежде на два комплекса: тарбагатайский - в краевых частях и раме прогиба - и эгиндабинский - в его центре. Первый на существующих картах сопровождается индексом C_3 , второй - Т. Однако полученные цифры абсолютного возраста (см. рис. 10) C_3 показывают, что все три комплекса - хангайский (аллохтонная фация), тарбагатайский и эгиндабинский - относятся к интервалу 260-290 млн. лет. Наряду с данными петрохимии и геохимии это позволяет рассматривать все три комплекса как близко одновременные региональные фации. К хангайскому комплексу относятся глубинные регионально-метасоматическая и порфиroidно-гранитоидная фации, к тарбагатайскому и эгиндабинскому - фация перемещенных дифференцированных интрузий.

Чрезвычайно широко распространена поздняя микроклинизация пород. Микроклино либо развивается в виде метасоматических вкрапленников-порфиобласт, равномерно рассеянных в диоритах и плагиогранитах, либо концентрируется в них по определенным проницаемым зонам. Геологические и петрографические данные показывают, что наложенный микроклино гетероген (Бородаевская и др., 1956; Афанасьев, 1949; Антипин и др., 1969). Можно различить автометасоматическую генерацию микроклина (Куплетский, 1946; Серых и др., 1963; Hubbard, 1965; Stone, Eхесg, 1969), калиево-шпатовый порфиобластез, сопровождающий гранитообразование следующего орогенного этапа, и генерацию, связанную с постмагматической деятельностью субшелочных гранитоидов орогенного этапа. В настоящее время признаки для однозначного разделения перечисленных генераций точно не установлены; однако достаточно уверенно можно говорить о том, что микроклинизация второго типа распространена сильнее.

Указанные петрографические особенности определяют петрохимические признаки формаций. Прежде всего, в рое составов палингенных формаций (см. рис. 2, табл. 2) выделяются три области: составы с ксеногенными минералами метаморфических пород (палингенно-метасоматическая и порфиroidно-гранитоидная фации автохтонных плутонов), "чисто" магматические породы, преимущественно аллохтонных интрузий и область пород с наложенной микроклинизацией. Ряд "чисто" магматических пород устанавливается в интервале 59-79 вес.% SiO_2 , причем в нем по мере роста кремнекислотности слабо уменьшается Al_2O_3 и ΣFe , содержание щелочей увеличивается, а CaO и MgO - резко падает. Область составов первой группы (плагиогнейсы, порфиroidные плагиограниты) занимает на семикомпонентной диаграмме более высокое положение по сравнению с магматической линией, т.е. имеет пониженное содержание глинозема и особенно щелочей и повышенное - щелочных земель и железа. Кроме того, в целом составы этой области содержат меньше SiO_2 . Векторы микроклинизированных пород третьей группы образуют шлейф между вариационными линиями магматических пород второй группы и линиями гранито-щелочногранитоидной орогенной формации во всем интервале кремнекислотности от габбро и нефелиновых сиенитов до гранитов. Очень отчетливо указанные закономерности изменения составов формации проявлены на диаграмме альбит - анортит - ортоклаз (рис. 4).

Другой важной чертой роев является наличие сгущений, с особым направлением линий, соединяющих фигуративные точки комплементарных составов. Эти



- | | |
|----------------|----------|
| □ --- 1 | ○ ~~~ 8 |
| □ --- 2 | ● ~~~ 9 |
| ◇ --- 3 | ● --- 10 |
| △ ···· 4 | ○ --- 11 |
| ◇ --- 5 | ■ --- 12 |
| ▽ --- 6 | □ ~~~ 13 |
| ○ --- 7 | ■ ~~~ 14 |
| <i>A, B, T</i> | × --- 15 |

сгущения отвечают петрографически устойчивым типам пород: амфиболовому габбро, диориту, гранодиориту, граниту. Именно эти типы наблюдались в анатектических телах палингенно-метасоматической фации, и статистические данные служат подтверждением палингенного происхождения основной массы пород формаций. При дифференциации некоторого исходного расплава должен возникнуть непрерывный, постепенно изменяющийся ряд составов.

Петрохимические черты сходства и различия между однотипными породами габбро-плагиогранитной и гранодиоритовой формаций выступают весьма отчетливо из сравнения их средних составов в табл. 2-4 и на рис. 3. Интересно, что по ряду компонентов различия между габбро-диоритовой (тохтогеншильский комплекс) и диорит-плагиогранитной (тэлминский и дзурунтайский комплексы) субформациями более существенны, чем между последней и гранодиоритовой формацией. Но наиболее важным отличительным признаком гранодиоритовой формации надо считать повышенную кремнекислотность ее габброидов и более высокие содержания калия в средних членах и гранитах по сравнению с теми же группами в габбро-диорит-плагиогранитной формации.

Габбро-монзонит-банатитовая формация представляет принципиально иной тип геосинклинальных гранитоидов. Она формируется на этапе замыкания геосинклиналей, когда закладываются крупнейшие разломные зоны по их контакту с более древней рамой и разломы, разделяющие геосинклинории и прогибы. По морфологическим, петрографическим и геохимическим признакам интрузий к габбро-монзонит-банатитовой близко стоит адамеллит-граносиенит-порфировая формация орогенного этапа, развитая в наложенных орогенных прогибах типа Орхон-Селенгинского и Предхентейского, в связи с чем мы рассмотрим эти формации совместно, хотя уже сейчас можно наметить их геохимические различия. Их общей отличительной чертой является развитие собственно магматических пород повышенной основности и щелочности, образование которых, как будет показано ниже, может быть связано с поступлением глубинных расплавов типа щелочнобазальтовых.

Формация этапа замыкания геосинклинальных прогибов включает две региональные фации, имеющие различия структурно-морфологического характера.

Первая - габбро-монзонит-плагиосиенитовая фация - представлена трещинными телами и дайковыми сериями в крупных разломных зонах в краевых частях вулканогенных прогибов. Характерные ассоциации развиты в Тонхильско-Цэцэгской и Булганской зонах, Гурбан-Сайханском, Улан-Бадархинском, Дзамын-Удинском, Солонкерском и других прогибах Южно-Монгольской герцинской геосинклинали. Породы варьируют от габбро к монзонитоидам, микрокли-

Рис. 3. Средние составы главных типов пород гранитоидных формаций Монголии и Восточной Тувы. Номера на рис. соответствуют номерам выборок в табл. 3

1 - породы тохтогеншильского комплекса; 2 - породы габбро-диорит-плагиогранитной формации, тэлминский и дзурунтайский комплексы; 3 - породы гранодиоритовой формации; алтайский, хангайский, эгиндабинский и тарбагатайский комплексы; 4 - породы банатитовых формаций; 5 - диорито-сиениты, 6 - плагиоклаз-микроклиновые граносиениты в составе Тохтогеншильского комплекса; 7 - нормальные и лейкократовые граниты нумургинского и шараусгольского комплексов, а также хархиринаского комплекса монгольского Алтая; 8 - субщелочные и щелочные граниты тех же комплексов; 9 - щелочные породы ханбогдинского комплекса; 10 - гранитные породы формаций этапа мезозойской активизации; 11 - фации редкометалльных гранитов в составе нумургинского и шараусгольского комплексов; 12 - двуполовшпатовые граниты, территориально связанные с тохтогеншильским комплексом; 13 - нефелиновые сиениты сангиленского комплекса; 14 - щелочные граниты в составе сиенит-нефелин-сиенитового сангиленского комплекса; 15 - средние составы пород по Дэли и Ведеполу (β - базальты, δ - Са-граниты, γ - алскаитовые граниты). Средний состав гранодиорита идентичен среднему составу гранодиоритов тарбагатайского комплекса.

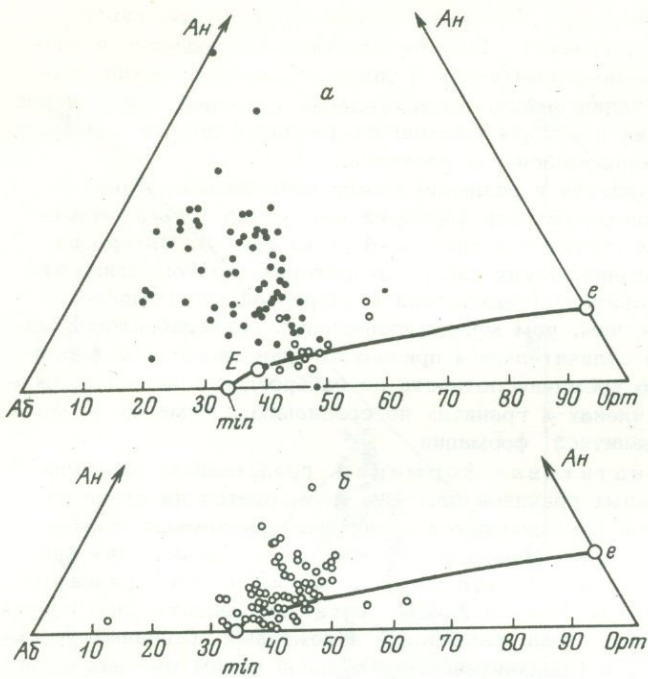


Рис. 4. Диаграмма соотношений альбит-ортоклаз-анортит

а - в породах плагиогранитоидных формаций (пустые кружки - микроклинизированные разновидности); б - в породах гранитной - щелочно-гранитоидной формаций.

Линия е - min - котектика системы Аб - Орт - Ан при давлении воды 2 кбар (Соболев, 1970; James, Hamilton, 1969; Luth, Tuttle, 1969; Stewart, Roseboom, 1962)

новым диоритам и плагиосиенитам до микроклиновых адамеллитов. Основные разновидности составляют 20-40% объема интрузий. Для пород характерны порфиоровые и мелкозернистые структуры, выдержанный петрографический состав отдельных тел, слабое развитие экзо- и эндоконтактных изменений, наличие перемещенных ксенолитов.

Нередко (Тонхильская зона, Дзамын-Удинский и Солонкерский прогибы) формация приобретает субвулканический облик с очень близким составом инъекционных тел и вмещающих эффузивов и часто трудно уловимыми границами между ними.

Вторая - банатитовая фация - представлена интрузиями, которые не обнаруживают прямого контроля со стороны разломов и представлены согласно вытянутыми телами среди терригенно-эффузивных толщ девона и карбона в Гобийско-Хинганском (районы сомонов Мандах и Сайхан-Дулан), Улан-Бадархинском, Хар-Хад-Ульском и других прогибах. В их составе преобладают более кремнекислотные разновидности: граносиенито-диориты, микроклиновые адамеллиты, роговообманково-биотитовые граниты с подчиненным развитием габброидов. По сравнению с первой фацией породы более крупно- и равнозернистые, характерны обильные слабо измененные ксенолиты; тела имеют резкие интрузивные контакты и насыщены дайками.

Интрузии габбро-монзонит-банатитовой формации редко выходят за контуры вулканогенных прогибов и прорывают гранитоиды более ранней габбро-диорит-плагиогранитной формации (например, в Солонкерской интрузии), однако контролирующие их разломные зоны занимают по отношению к последним четко секшее положение.

В телах обеих фаций очень интенсивно проявлены постинтрузивная тектоника (кливаж, зоны рассланцевания) и постмагматические изменения пород: микроклинизация, хлоритизация, кварц-серцитовое изменение. С последним часто связаны пиритизация и сульфидное (Mo-Cu) оруденение.

Обе фации можно считать продуктами дифференциации щелочно-базальтоидной магмы, контаминированной сиалическим материалом ограничивающих прогибы поднятий. Габбро-монзонит-плагиосиенитовая фация связана с разломами глубокого заложения, служившими подводными каналами для базальтовых расплавов, а банатитовая представляет интрузии, внедрившиеся в окружающие терригенно-

эффузивные породы и в большей степени контаминированные сиалическим веществом. Существуют образования промежуточного типа, например массив Цаган-Субурга с одноименным Mo—Cu месторождением, приближающимся по форме к лополиту.

В пределах каледонид Северо-Западной Монголии к рассматриваемой формации относятся недавно выявленные интрузии Цаган-Шибетинской зоны по восточному фасу Хархиринского поднятия, а в Центральной — некоторые трещинные тела Баян-Хонгорской зоны. В первом случае развита банатитовая фация, аналогичная описанным выше герцинским проявлениям; интрузии Баян-Хонгорской зоны близки к габбро-монцонит-плагиосиенитовой фации. Несколько особняком стоят своеобразные палингенно-метасоматические образования хребта Хан-Хухей (район сомона Ундур-Хангай) и котловины Больших озер, включаемые в тохтогеншельский комплекс. По морфологии и текстуре они сходны с породами габбро-диоритовой субформации, отличаясь от них наличием разностей повышенной щелочности: амфибол-биотитовых габбро, монцонитоидов, габбро-сиенитов и сиенит-диоритов. Это сближает их с породами габбро-монцонит-банатитовой фации. Однако характерные для последней инициальные и интрузивные формы проявления здесь полностью отсутствуют. Поэтому мы оставляем вопрос о природе этих образований открытым. По морфолого-генетическим признакам они могут оказаться щелочным вариантом габбро-диоритовой формации, по геохимическим — корневыми частями габбро-монцонит-банатитовой.

Адамеллит-граносиенит-порфириновая формация развита в наложенных орогенных прогибах типа Орхон-Селенгинского и Предхентейского, которые в отличие от эвгеосинклиналичного прогибов характеризуются меньшей протяженностью и более кремнекислотным составом выполнения (андезитоиды, молассовые отложения, порфиры), а от регенерированных, терригенных геосинклиналей — широким развитием вулканитов. Наложенные прогибы закладываются на полностью сформированном складчатом основании с развитием двух главных гранитоидных формаций — диорит-плагиогранитной геосинклиналичного этапа и гранитно-щелочногранитоидной орогенной, которые, например, ярко проявлены в раме Орхон-Селенгинского прогиба (тэлминский и нумургинский комплексы соответственно). Этим, вероятно, и объясняется в целом более кремнекислотный состав пород этой формации по сравнению с габбро-монцонит-банатитовой. Габбро и диориты встречаются реже, а основную массу составляют породы гранодиоритового и граноплагиосиенитового составов. Для всех массивов формаций характерны гипабиссальные и субвулканические порфириновые разности, обилие дайковых пород, слабое контактовое взаимодействие с вмещающими породами. Как и в габбро-монцонит-банатитовой формации, здесь преимущественно развиты парагенезисы II поля щелочности (*Ро-Би-Ми*), а содержание щелочей относительно кальция оказывается несколько более высоким по сравнению с таковыми в породах соответствующей кремнекислотности нормального ряда (см. табл.2).

Сходны послемагматические процессы и рудная минерализация обеих формаций. Первые выражаются в микроклинизации, хлоритизации и на заключительных стадиях — в кварц-серицитовом изменении пород. В районе месторождения Эрдентуин-Обо широко проявлена турмалинизация, примерно совпадающая по времени с образованием микроклина. Рудные проявления имеют ярко выраженный сульфидный характер. Это молибденово-медные вкрапленные и штокверковые руды во вторичных кварцитах и имеющие подчиненное значение полиметаллическое и, возможно, золотое оруденение.

Размещение интрузий отчетливо регулируется крупными, длительно живущими разломными зонами. Об этом свидетельствуют многократность магматических внедрений, интенсивная послеинтрузивная и послерудная тектоника.

На заключительных этапах образования габбро-монцонит-банатитовой и адамеллит-граносиенит-порфириновой формации появляются интрузии лейкогранитов, являющиеся своего рода аналогами гранитоидов формации орогенного этапа, которые рассмотрены ниже. Однако в отличие от последних они, во-первых строго локализованы в пределах данного прогиба, хотя пространственно могут быть разобщены с основными и средними интрузиями ранних фаций, во-вторых, нигде не несут признаков палингенно-метасоматического развития за счет вещества

более ранних фаз, что чрезвычайно типично для палингенной гранитно-щелочно-гранитоидной формации, "перерабатывающей" плагиогранитоиды геосинклинального этапа. Поэтому лейкограниты можно считать продуктами глубинной дифференциации родоначальных расплавов рассматриваемых формаций. В орогенных наложенных прогибах лейкограниты можно сопоставлять с развитыми в верхних частях разрезов толщами порфиров.

Таким образом, в отношении формаций этапа замыкания терригенно-вулканогенных прогибов эвгеосинклинального и наложенного типов, которые мы для краткости будем далее называть банатитовой и адамеллитовой соответственно, можно сделать следующие общие замечания.

Типичные проявления формаций имеют чисто магматический интрузивный или субвулканический характер без заметного развития гранитизации и контактного метасоматоза. Достоверные уровни зарождения расплавов, образующих эти формации, неизвестны. Размещение интрузий отчетливо контролируется крупными разломными зонами.

Несмотря на пестроту составов петрографические черты формаций в целом весьма специфичны: постоянное присутствие членов повышенной основности и щелочности - мондонитоидов, сиенито-диоритов, плагиосиенитов (см. табл. 2, рис. 5), резкая дифференцированность по основности - кремнекислотности, раннее проявление калишпата; нереакционные отношения роговой обманки и биотита; отсутствие сиенитовых (метаморфогенных) минералов, "чисто магматические", например, порфиры, структуры, обилие гипабиссальных и субвулканических разностей, автометасоматическая микроклинизация и кварц-серицитовое изменение с образованием вторичных кварцитов с сульфидным оруденением на послемагматической стадии.

Хотя валовой состав банатитовой и адамеллитовой формаций даже по отдельным зонам оценить в настоящее время затруднительно, можно достаточно уверенно говорить, что он более основной, чем у плагиогранитоидов геосинклинальных формаций, и в целом по основности соизмерим со средним составом пород, выполняющих прогибы. Это следует также из широкого развития начальных основных и средних членов формаций.

Все это позволяет предполагать привнос основного базальтоидного материала при образовании формаций. Пока мы допускаем, что он отвечал по составу щелочнобазальтовой магме. При подъеме в верхние этажи эта магма контаминировалась сиалическим материалом ограничивающих эвгеосинклинали поднятий с образованием банатитовой формации либо гибридизировалась палингенными сиалическими расплавами в основании наложенных прогибов с образованием адамеллитовой формации. Более обоснованно вопрос об источниках расплавов может быть решен с помощью геохимических методов, в частности изотопов серы и стронция.

В.А. Кутюлин (1972) на основании прямых петрографических свидетельств ассимиляции ксеногенного корового материала базальтовой магмой указывает, что они наиболее типичны для андезитовой формации орогенных областей и трапповой - молодых платформ, т.е. для районов с мощной, но достаточно пластичной корой. Близка по геологической позиции к габбро-монзонит-плагиосиенитовой формации является трахиандезитовая формация района Сан-Хуан, Колорадо (Дое, Lirman, e.a., 1969), контаминированные разности которой, помимо петрографических признаков ассимиляции (две неравновесные серии фенокристов плагиоклаза с разницей в основности до 40%, резорбированные кристаллы роговой обманки, биотита, кварца, последние с каймой зернышек пироксена, санидины с каймами плагиоклаза), имеют и отличный изотопный состав свинца. Признаками глубинной ассимиляции сиалического (аркозового) материала в верхнепалеозойских траппах Кузбасса, обусловившей появление в их составе диорит-монзонитов и монзонитов, В.А. Кутюлин (1963) считает появление калишпата, кварца, микропегматита, в том числе в форме микроксенолитов. Такие же признаки ассимиляции при образовании пород повышенной щелочности и кремнекислотности в составе базальтоидных ассоциаций характерны для монзонитов и гибридных долеритов района г.Томска (Иванов, 1956), диабаз-монзонитов Северного Урала (Лебедев, 1953), диабаз-монзонитов западной части Сибирской платформы (Хрянина, 1959), кислых и щелочных дифференциатов в траппах Таймыра (Вакар, 1967).

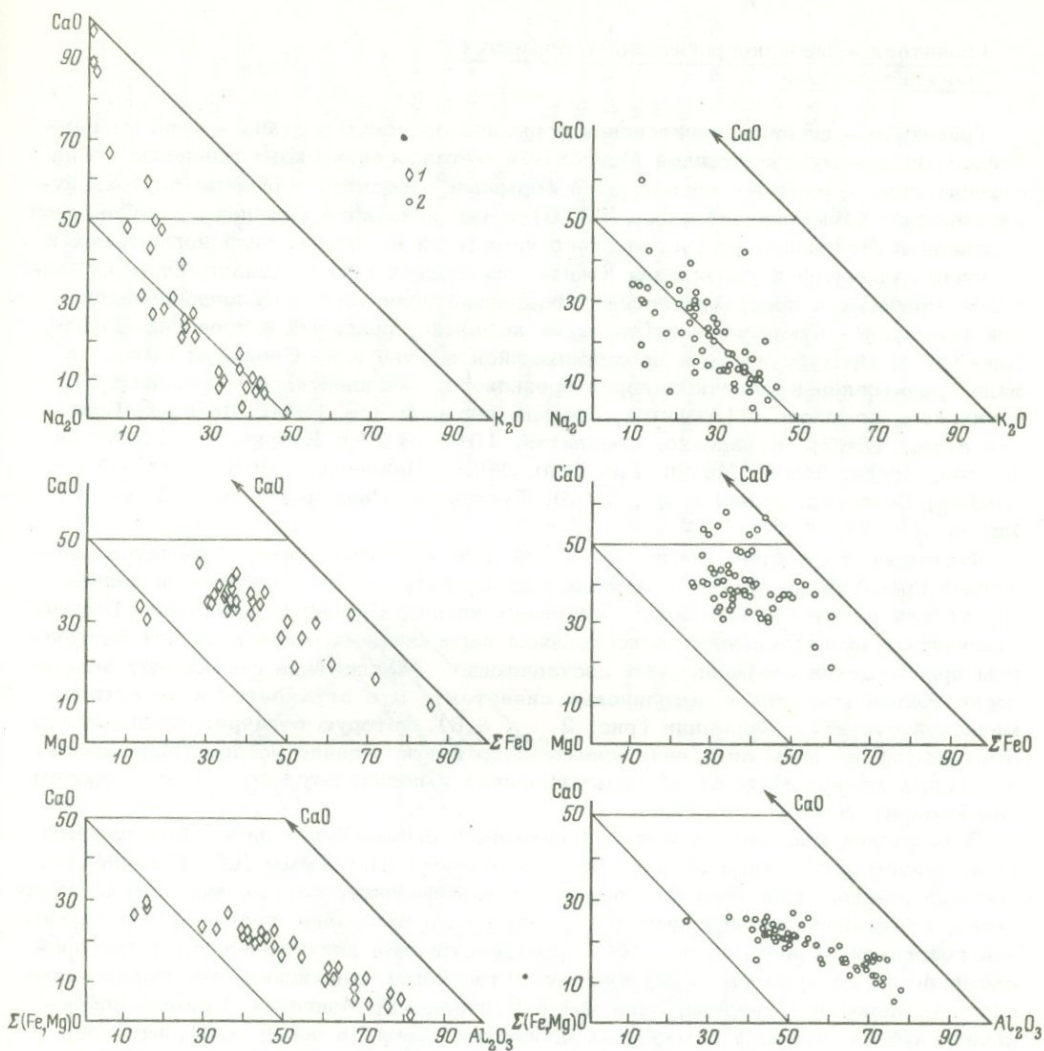


Рис. 5. Сравнение содержаний главных компонентов в банатитовых формациях (1) и габбро-диорит-плагиогранитной (2) формации

Петрохимическая структура формаций дает дополнительные подтверждения их происхождения путем дифференциации первоначально однородного расплава (см. рис. 2, д). В рое нет шлейфа ранних метасоматических и порфиридных (с реликтовыми вкраплениями) пород; все неизмененные составы образуют двойную соответственно двум формациям магматическую линию; перегибы роя, столь характерные для палиногенных серий, выражены слабее.

Банатитовая и адамеллитовая формации отличаются от плагиогранитоидных очень резким увеличением от габбро к гранитам Fe/Mg , столь же резким падением содержания CaO и ростом a/s . Эти признаки, вытекающие из принципа кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского (1959, 1960), характерны для кристаллизационно-дифференцированных серий повышенной щелочности. Еще более резко формации различаются по распределению редких элементов, например пониженные содержания лития и повышенные меди и ванадия (см. рис. 49).

Гранитная – щелочногранитоидная формация орогенного этапа – одна из важнейших по объему гранитоидов Монголии и металлогеническому значению. Она относительно хорошо изучена. К этой формации относятся огромные плутоны нумургинского (Благонравов и др., 1970) и хархиринаского комплексов в Северной и Западной Монголии, шараусгольского комплекса в Хангае, тела нормальных и щелочных гранитов в герцинидах Южно-Монгольской геосинклинали. Одно из наиболее типичных и представительных проявлений гранитной – щелочногранитоидной формации – нумургинский (тэссский) комплекс, развитый в пределах Болная, Хан-Хухея, Прихусугуля и продолжающийся в Туве и на Северном Саяне в виде гранитоидов и щелочных пород брельского, сангиленского, сютхольского, огнинского комплексов (Амантов, Лувсан-Данзан и др., 1966; Иванова, Полевая и др., 1967; Коваленко, Пополитов, 1965, 1970; Кудрин, 1962; Лувсан-Данзан, Хасин, 1966; Махин, Павленко, 1966; Павленко, 1963, 1963₁, 1963₂; Павленко, Ильин и др., 1969; Тугаринов, Павленко и др., 1968; Яшина, 1957).

Формацию составляет обширная группа лейкократовых пород – гранитов, щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов – при практически полном отсутствии средних и тем более основных членов в гранитоидном ряду. Породы отличаются замечательным разнообразием парагенезисов минералов при постоянном преобладании светлоцветных составляющих (исключение составляют экзотические фации сиенитов и нефелиновых сиенитов). Это отражается и на петрохимической структуре формации (рис. 2, e_{e-l} , 3,6), которую отличает обедненность основаниями на всем интервале кремнекислотности. Однако распространенность отдельных минеральных фаций резко различна и подчиняется достаточно строгим закономерностям.

В основном массивы сложены гранитами, нормальными либо с повышенным содержанием микроклина (I и II поля щелочности диаграммы Д.С. Коржинского соответственно). Они образуют огромные недифференцированные массивы в структурах, сложенных сиалическими породами, преимущественно гранитоидами формаций геосинклинального этапа. Эта пространственная приуроченность четко прослеживается на примерах нумургинского (тэссского), хархиринаского, шараусгольского комплексов Северной, Западной и Центральной Монголии. Прямые наблюдения глубоких уровней в массивах орогенных гранитов показывают, что они действительно развиваются по известково-щелочным гранитоидам и гнейсам ранних формаций. Механизм орогенной гранитизации вполне аналогичен описанному при образовании плагиигранитных формаций с той лишь разницей, что исходным субстратом здесь чаще служат плагиигранитоиды, а не осадочно-метаморфические породы и ведущим процессом домагматического метасоматоза является микроклинизация. Таким образом, орогенные граниты являются примером повторного палингенеза, имеющего огромное петрологическое и геохимическое значение в связи с глубоким перераспределением и дифференциацией главных и редких компонентов при этом процессе (Тугаринов, Павленко и др., 1968; Павленко, Филиппов, 1970; Павленко, Орлова и др., 1973).

Поскольку область распространения гранитной – щелочногранитоидной формации в Северной Монголии и примыкающих районах Восточной Тувы (Монголо-Тувинская провинция щелочных пород – Павленко, Быховер, 1971; Pavlenko, 1973) уникальна по полноте ее развития, этому вопросу будет посвящен специальный раздел.

В пределах Южно-Монгольских герцинид орогенные гранитоиды в качестве самостоятельных комплексов или формаций до последнего времени не выделялись. Они развиты здесь значительно меньше по сравнению с областью каледонид, а пространственно тесно связаны с гранитоидами геосинклинального этапа, образуя рвущие тела в массивах последних. Типичными примерами являются выдержанные по составу тела нормальных и микроклиновых биотитовых порфириовидных гранитов в Хотын-Булакском, Старо-Солонкерском, Мандахском массивах, на востоке Южно-Монгольской зоны. В первых двух они расположены в краевых

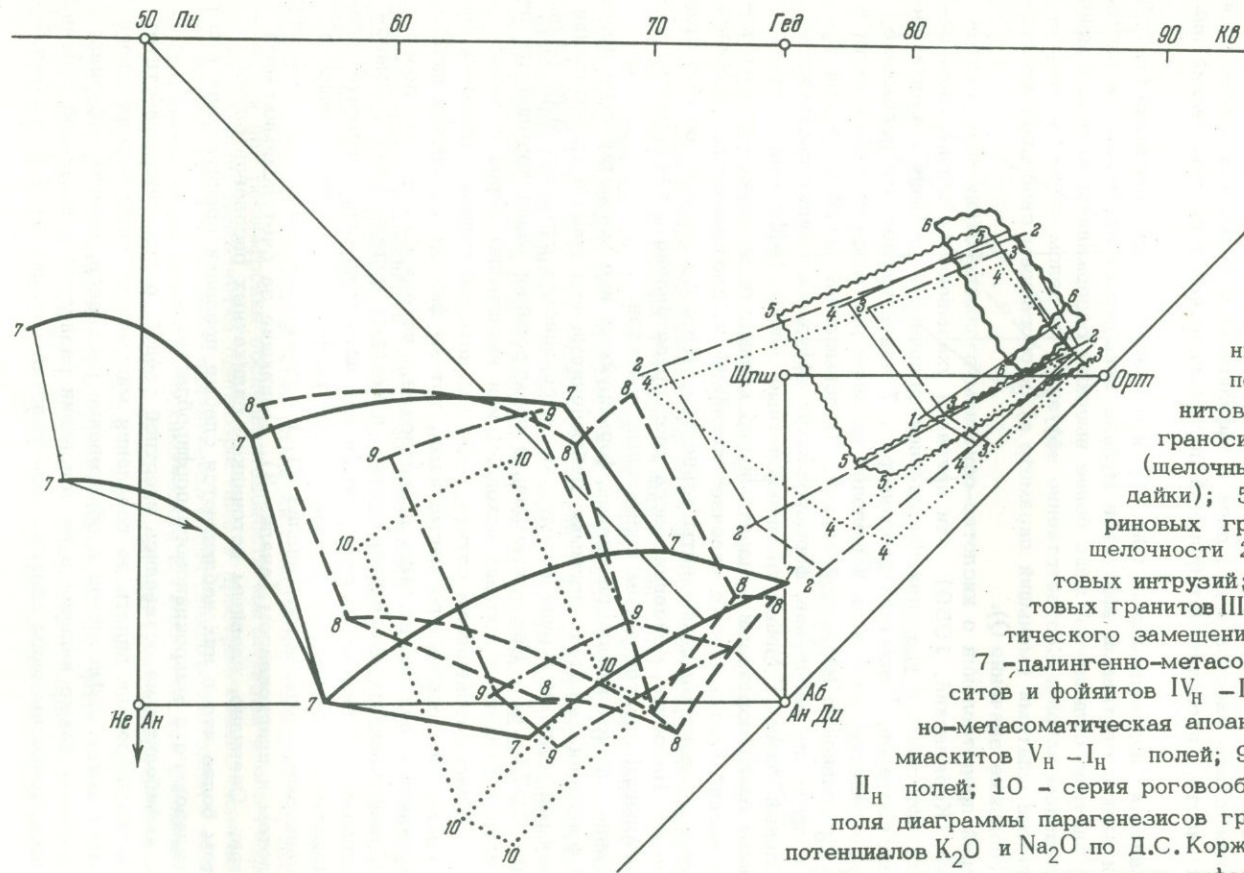


Рис. 6. Петрохимическая структура полифациальной гранитно-щелочногранитоидной формации орогенного этапа

1 - фации нормальных гранитов I и II полей щелочности; 2 - фация гастингситовых кварцевых сиенитов и гранитов II поля щелочности (эндоконтактные щелочные зоны нормальных гранитов); 3 - фация аляскитовых гранитов 2-й фазы гранитных интрузий I поля щелочности; 4 - фация арфведсонитовых и эгирин-авгит-арфведсонитовых граносиенитов - гранитов III поля щелочности (щелочные зоны, самостоятельные тела и дайки); 5 - фация арфведсонитовых и эгириновых гранитов - грорудитов III и IV полей щелочности 2-й фазы сиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий; 6 - фация высокощелочных рибекитовых гранитов III-IV полей щелочности (зоны магматического замещения габброидов и карбонатных пород); 7 - палингенно-метасоматическая апогабровая серия эссекситов и фойяитов $IV_H - III_H$ полей щелочности; 8 - палингенно-метасоматическая апоандезитоидная серия мариуполитов - миаскитов $V_H - I_H$ полей; 9 - серия фойяитов - дитроитов $III_H - II_H$ полей; 10 - серия роговообманковых миаскитов II_H полей. I-IV - поля диаграммы парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от потенциалов K_2O и Na_2O по Д.С. Коржинскому (1957); $I_H - V_H$ поля аналогичной диаграммы парагенезисов нефелиновых сиенитов по А.С. Павленко и Л.В. Филипову (Коваленко и др., 1965)

частях крупных гранодиорит-плагиогранитных тел, почти не взаимодействуя с вмещающими терригенно-эффузивными породами и, напротив, имея почти постепенные переходы через микроклинизированные разности с плагиогранитами. В Мандахском массиве они прорывают многофазную банатитовую интрузию.

Яркий геологический образ орогенных гранитов представляет массив у озера Тонхил-Нур на юге Монгольского Алтая (Маркова, Павленко, 1972). Массив примыкает к зоне крупного Тонхильско-Цэцэгского разлома, разграничивающего геосинклинальную и орогенную области девона, и представляет собой тело крупнозернистых порфиroidных гранитов, густо просеченное субпараллельными дайками разнообразных гранит-порфиров от полнокристаллических до афанитовых. Эти дайки можно рассматривать как корни эффузивных аппаратов, выполняющих близко расположенную мульду с порфирами и липаритами. По существу это минеральная модель орогенной вулканоплутонической ассоциации.

Массив представлен "стандартными", двуполевошпатовыми гранитами, состав которых неотличим от аналогичных гранитов в области каледонид (сютхольский, бреньский, огнитский, нумургинский, хархиринский комплексы). Прямое геологическое соответствие массива и его даек с эффузивами мульды, что встречается не так уж часто, представляет большой петрологический и геохимический интерес.

Сопоставление индивидуальных (рис. 7) и особенно средних составов (табл. 5) гранитов и даек с составами эффузивов мульды показывает их большое сходство. Последние значимо отличаются лишь более высоким содержанием железа и меньшим содержанием натрия. Соответственно эффузивы в целом обеднены щелочными полевыми шпатами (меньший параметр a) и обогащены свободной кремнекислотой (большие значения Q).

С позиций представлений о кислотно-основном взаимодействии компонентов в расплавах (Коржинский, 1959) эти признаки указывают на образование анхизтектики эффузивов в условиях повышенной щелочности, дающих коммодитовое направление составов. Структура роев на рис. 7 подтверждает это положение: более резкое падение глинозема и щелочей по мере роста кремнекислотности в эффузивах по сравнению с даечной серией. О повышенной щелочности при зарождении и эволюции расплавов, формировавших эффузивы, свидетельствует и их минеральный состав. Менее кремнекислотные члены (эффузивной серии) представлены плагиопорфирами - дацитами без калишпата во вкрапленниках, хотя их химический состав близко отвечает липариту, и, следовательно, щелочно-силикатные и железистые компоненты концентрируются в основной, обычно стекловатой массе. Напротив, основная масса даек представлена эвтектическим четырехминеральным парагенезисом нормальных гранитов.

Палингенное происхождение расплавов, формирующих все магматические породы орогенной формации, доказано прямыми наблюдениями над зонами гранитизации и автохтонными очагами в ряде каледонских и герцинских структур МНР (Павленко и др., 1971_{1,2}). Решающую роль в формировании фаций повышенной щелочности играет наличие в составе исходных или вмещающих пород основных разностей. В рассматриваемом случае, где мы находим гипабиссальные и эффузивные проявления орогенного магматизма, тот же фактор повышения щелочности в эффузивной серии может быть предположен, исходя из состава пород основания, подстилающих орогенную мульду, в которых должны были формироваться расплавы. В них четко различаются два литологических элемента: доизит-плагиоклазовые амфиболиты (анализ 1), метасоматически переходящие в роговообманковые метагаббро (анализ 2), и гранат-ставролит-биотитовые гнейсы с эпидотом и плагиоклазом (анализ 3), возникшие за счет полимиктовых алевролитов. Очевидно, главным источником силикатных расплавов служили гнейсы, тем более что в них наблюдаются слабые признаки гранитизации в форме плагиоклазового и микроклинового порфиробластеза.

Однако амфиболиты не оставались инертной средой, о чем свидетельствует развитие метагабброидов вплоть до появления мигматитов габбро-диоритового состава. На участие амфиболитов в образовании расплавов, давших эффузивную серию, указывает также наличие в ее основании разностей повышенной основности, но с достаточно высоким содержанием щелочей (анализ 4) и несколько бо-

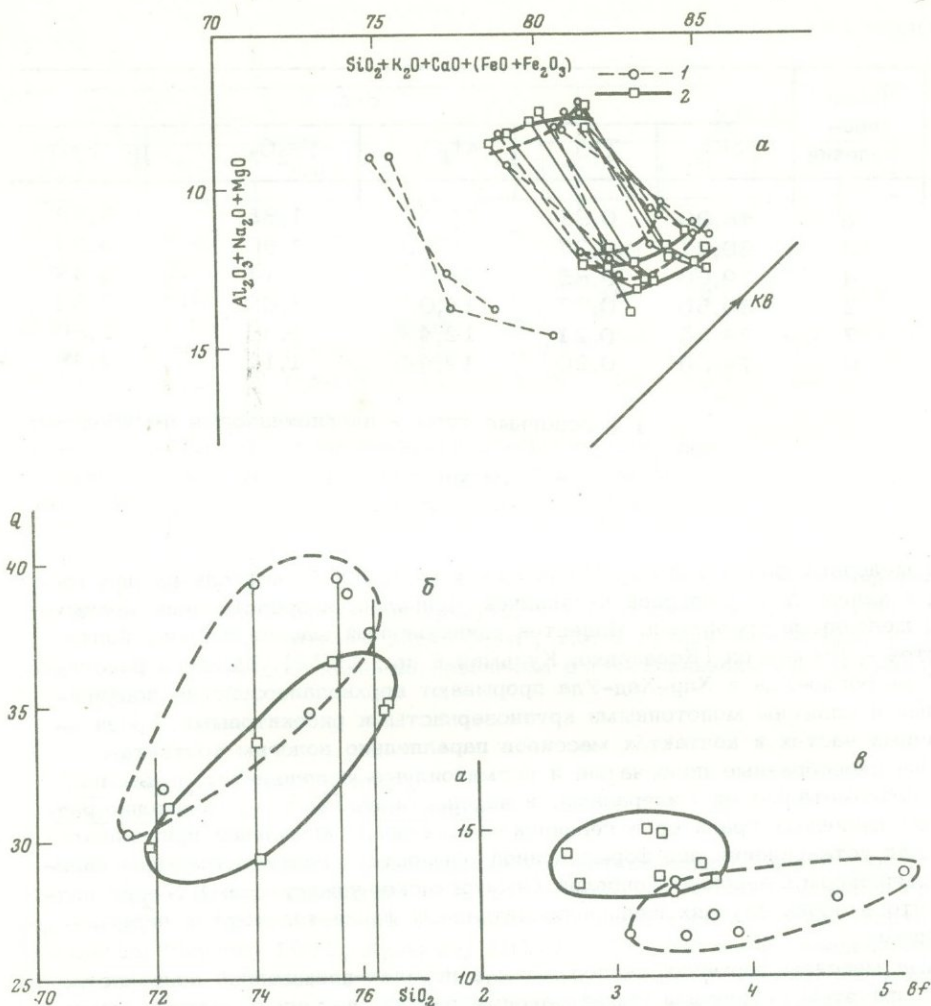


Рис. 7. Диаграмма составов пород эффузивной и интрузивной серий орогенного этапа развития в районе Тонхила (Южная Монголия)

1 - эффузивные; 2 - интрузивные серии; а - семикомпонентная диаграмма по методу Лодочникова (1926); б - содержание свободной кремнекислоты - Q - в зависимости от ее общего содержания; в - содержание щелочных алюмосиликатов (коэффициент "а" системы А.Н.Заварицкого) в зависимости от общей железистости пород (коэффициент "в", отнесенный к железу)

лее высокое содержание в эффузивах элементов группы железа, особенно никеля и меди. Аналогичные соотношения по распределению этих элементов имеют гнейсы и амфиболиты (см. табл. 5).

Рассмотренный пример указывает на узко локальный характер очагов магмообразования в орогенный этап развития складчатой области, что должно учитываться при расшифровке последовательности магматизма и его геохимической интерпретации. Даже четко одновозрастные и пространственно близкие комагматы, возникающие в процессе палингенеза вещественно разнородного основания, на орогенном этапе имеют петрохимические и геохимические различия. Это является важным признаком, отличающим формацию орогенных гранитоидов от магматических пород геосинклинального этапа. Последние несмотря на широкие вариации основности имеют чрезвычайно устойчивый фациальный облик. Вариации щелочности изверженных пород орогенного этапа характерны, таким образом, и для каледонской и для герцинской эпох развития складчатой области.

№ анализа	Число определений	Вес. %				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	8	48,90	0,91	15,78	1,85	6,99
2	2	50,21	0,27	19,20	1,30	4,83
3	4	59,60	0,85	16,30	1,11	6,43
4	2	69,50	0,27	14,03	1,63	3,32
5	7	74,33	0,21	12,43	1,35	2,80
6	6	74,30	0,20	12,44	1,12	2,48

1 - основные туфы и плагиоклазовые амфиболиты:

Однако щелочные фации в Южно-Монгольских герцинидах не столь распространены, как в каледонидах Северной и Западной Монголии, и представлены преимущественно щелочными гранитами. Известен единственный массив псевдолейцитовых сиенитов - Лугин-гол (Коваленко, Кузьмин и др., 1973). Щелочногранитные массивы Хан-Богдо-Ула и Хар-Хад-Ула прорывают верхнепалеозойские порфиритовые толщи и сложены монотонными крупнозернистыми рибекитовыми гранитами. В краевых частях и контактах массивов параллельно пологим контактам расположены своеобразные полосчатые и пегматоидные жилоподобные тела, насыщенные редкометалльными минералами, в частности эльпидитом. Появление редкометалльных щелочных гранитов в герцинском орогенном комплексе принципиально важно для установления его формационной общности с соответствующим каледонским комплексом Северной Монголии (нумургинско-уджигинским). Нужно подчеркнуть, что в обоих случаях щелочногранитоидные фации тяготеют к порфиритовым толщам.

Щелочные массивы формации расположены в породах повышенной основности, подчиняясь при этом следующей общей закономерности: щелочногранитные массивы образуют пояса в андезитовидных прогибах (Болнай, Хан-Хухей) либо приурочены к диоритам (Хархириновское нагорье), щелочные сиениты преимущественно связаны с габбро и диабазами, нефелиновые сиениты - с толщами, содержащими карбонатные породы (Западное Прихубсугулье). При этом для большинства пород, перечисленных в табл. 9, палингенное происхождение доказывается прямыми наблюдениями взаимных переходов гранитизированных и интрузивных пород. Таким образом, в целом процесс образования магматических пород формации может быть назван полиэвтектическим анатексисом. Часто наблюдаемая тесная перемежаемость анатектитов разных фаций и использование минералогических термометров (Перчук, Павленко, 1967) показывают, что их выплавление шло при близких, но не равных температурах. Именно эта разнотемпературность и обуславливает возможность дифференциации для некоторых щелочных расплавов путем апоэвтектической кристаллизации (Павленко, Геворкян и др., 1965; Тугаринов, Павленко и др., 1968), что выражается в появлении в массивах немногочисленных фаз.

Петрохимическая структура формации чрезвычайно специфична. Ее главные отличительные признаки (см. рис. 6): резкое уменьшение содержаний глинозема и щелочей по мере роста кремнекислотности при слабом уменьшении двухвалентных оснований и особенно железа, которое в некоторых фациях в этом направлении даже растет; многочисленность палингенно-метасоматических и собственно магматических серий, обусловленная разнообразием составов исходных пород и отражающая минеральную полифациальность формации. Два последних признака объясняют исключительную сложность общего роя гранитной - щелочногранитоидной формации, расшифровать структуру которых стало возможно лишь

Вес. %					г/т				
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V	Cr	Co	Ni	Cu
0,13	9,37	11,78	2,08	0,21	300	220	36	268	57
0,09	7,80	13,42	2,38	0,41	166	141	48	182	40
0,22	4,06	2,45	2,31	2,75	28	17	18	13	28
0,07	0,62	2,05	4,16	2,58					
0,06	0,48	0,89	3,28	3,77	25	13	15	5	20
0,04	0,58	0,91	4,12	4,08					

2 - метагаббро; 3 - гранат-ставролит-биотитовые плагиогнейсы; 4 - эпидотовые порфириты; 5 - риолиты липариты; 6 - граниты и дайковые породы массива.

путем детальных геолого-петрографических прослеживаний и сопоставлений. С другой стороны, необходимо подчеркнуть, что в целом породы формации стоят гораздо ближе к "гранитному равновесию", т.е. к анхивтектическим, точнее анхикотектическим, составам, по сравнению с геосинклинальными формациями (см. рис. 4).

Гранитоидные формации этапа тектоно-магматической активизации

Гранитоиды этапа тектоно-магматической активизации образуют обширную, очень разнообразную по составу и петролого-геохимическим признакам группу, формационное подразделение которой намечено лишь в самых общих чертах (Михайлов, Шеглов, 1972; Кузьмин, 1972). С достаточной определенностью можно говорить о выделении в качестве самостоятельной единицы формации редкометалльных и агпаитовых гранитов, имеющей важнейшее металлогеническое значение (Williams, 1955, 1956; Jacobson, MacLloodhol, 1958; Косалс и др., 1971). В пределах Восточной Монголии с мезозойскими гранитами этой формации связаны рудопоявления олова, вольфрама, молибдена, тантала, флюорита. Наиболее полные сведения по геологическим, петрографо-геохимическим и возрастным признакам мезозойских гранитоидов Восточной Монголии, а также их рудоносности содержатся в последних работах В.И. Коваленко и М.И. Кузьмина (например, Коваленко, Кузьмин и др., 1971). Поэтому здесь мы укажем только главные признаки этой формации и отметим проблемы их дальнейшего изучения.

Мезозойские редкометалльные и агпаитовые граниты Восточной Монголии представлены исключительно интрузивными, в значительной части гипабиссальными и субвулканическими фациями. Их корневые гранито-гнейсовые уровни неизвестны, а контактные гранитизированные зоны редки (Козубова, 1972). Напротив, весьма обычны аплитовидные, порфировые и закаленные разности, а также ассоциации с эффузивами.

Среди редкометалльных и агпаитовых гранитов этапа активизации в отличие от гранитоидов предыдущих этапов полностью отсутствуют члены с пониженной кремнекислотностью. Это служит важным основанием для предположения о палингенном происхождении формирующих их расплавов за счет интенсивно гранитизированных толщ. Существование домезозойского сиалического основания с многоэтапным гранитоидным магматизмом прямо устанавливается в ряде районов центрального поднятия Восточной Монголии (например, район Барун-Цогто). Аналогично гранитоидам других формаций восточномонгольские граниты этапа активизации значительно варьируют по возрасту (от 220 до 120 млн. лет; см.

табл. 6), причем наблюдается их общее омоложение с запада на восток при сохранении петролого-геохимических признаков.

Мезозойские гранитоиды разделяются на две последовательные субформации — тоналитовую и субформацию ультракислых и агпаитовых гранитов. Пространственно они развиваются самостоятельно либо совмещены (район Жанчублина), причем в последнем случае тоналитовая всегда представляет I генерацию. Тоналитовая субформация — тип стандартных гранитов (или горихинский, по В.И. Коваленко и М.И. Кузьмину) — является аналогом гранодиоритовой формации регенерированных геосинклиналей и образует крупные массивы резкопорфировидных, роговообманково-биотитовых и биотитовых тоналитов-гранитов, сопровождаемых безрудными, камерными пегматитами. К аляскиново-щелочногранитной субформации относятся средние и мелкие массивы трех фаций: олово-вольфрамоносных гранитов модотинского типа, литий-фтористых гранитов шарахадинского типа и агпаитовых гранитов.

Большинство модотинских и шарахадинских лейкократовых средне-равномерно-зернистых гранитов очень близки петрографически и петрохимически (см. табл. 3, 4, рис. 3), но имеют разные содержания редких элементов, например Sr, Ba, Li, Ta. Кроме того, в шарахадинском типе появляются своеобразные амазонитовые и топаз-лепидолитовые разности с резко повышенным содержанием Li, Rb, Be, Sn, Ta, F. Из послемагматических процессов в обоих типах проявлена грейзенизация с касситерит-вольфрамитовой минерализацией, но в шарахадинском типе, кроме того, развиты цвитеры — биотит-топазовые породы с касситеритом, микроклиниты с редкоземельным оруденением и альбититы.

Фация агпаитовых рибекитовых и эгириновых гранитов, развитая в массивах Баян-Улан, Даши-Балбар, Чойрен, характеризуется низким содержанием редких элементов и отсутствием соответствующих рудопроявлений, что отличает их от петрохимически сходных щелочных гранитов орогенной формации. Наряду с пространственной разобщенностью агпаитовых и литий-фтористых гранитов это может свидетельствовать о независимом зарождении соответствующих щелочных расплавов. По мнению М.И. Кузьмина и Л.П. Зоненшайна, агпаитовые граниты тяготеют к мульдам с андезитовидным выполнением, что указывает на их петрологическое сходство со щелочными гранитоидами орогенного этапа.

Таким образом, пример восточной Монголии показывает важность выделения формации гранитов этапа активизации, что сложно для древних, глубоко эродированных структур Западной и Северной Монголии. Большое сходство петрографических и петрохимических признаков этих гранитов с поздними фазами гранитов геосинклинального и орогенного этапов выдвигает на первый план использование геохимического и абсолютно возрастного методов. Существование в Западной Монголии немногочисленных проявлений Sn, W, Ta, имеющих общие черты с восточномонгольскими (Нурингольское, Сайгайское, Тэсингольское и др.), ставит вопрос о поисках на этих территориях гранитов этапа активизации. С другой стороны, необходима проверка самого критерия редкометалльной рудоносности рассматриваемого типа гранитов для разных территорий и эпох. В этом отношении особое значение приобретает проявление Цаган-Даба (кварц-касситерит-вольфрамитовое), расположенное в Ухтал-Цайдамском массиве Хангайско-Хентейской зоны. По своим признакам граниты Ухтал-Цайдама могут быть отнесены и к двухфазовому шараусгольскому орогенному комплексу и к фациям модотинско-шарахадинского типа. Если справедливym окажется первое предположение, представляющееся более вероятным, то изменится критерий об "абсолютной" приуроченности оловянно-вольфрамового оруденения к мезозойским интрузиям, если второе, то будет уточнена западная граница мезозойского магматизма. Вопрос о существовании гранитоидов этапа активизации в палеозойских тектоно-магматических циклах пока что остается открытым, что будет еще обсуждено в других разделах.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

До недавнего времени для интрузивных пород Монголии существовали лишь отдельные несистематизированные абсолютно возрастные определения, на которые тем не менее опиралась возрастная привязка ряда комплексов (Амантов, Лувсан-Данзан и др., 1966; Матросов, Полевая и др., 1963; Хасин, 1972). Авторами (1969) был достаточно систематически охвачен абсолютно-возрастными определениями крупный регион на севере Центральной Монголии (Прихубсугулье, включая и Восточную Туву, Болнай, Тарбагатай, Северный Хангай), причем было показано закономерное омоложение комплексов, входящих в гранитную-шелочногранитоидную формацию в направлении с севера на юг.

В ходе работ Советско-Монгольской экспедиции накоплен значительный объем выполненных в лабораториях ГЕОХИ, ГЕОХИ СО АН СССР и ИМГРЭ цифр, позволяющий рассмотреть общие закономерности вертикальных и горизонтальных вариаций возраста интрузивного магматизма на большей части территории МНР. В работе используются только калий-аргоновые определения возраста (Артемов и др., 1966) по биотитам, которые в отдельных случаях сопоставляются с определениями по калишпатам. Как правило, определения по калишпатам отклоняются в сторону омоложения возраста в среднем на 35%. На ряде массивов Восточной Монголии при наличии большого числа проб были найдены пары биотит - калишпат, в которых оба минерала показывали одинаковый возраст, что свидетельствует о полной сохранности аргона. Эти данные, естественно, наиболее достоверны. Всего в работе использовано 500 определений из 203 пунктов, нанесенных на тектоническую схему рис. 8 и систематизированных в табл. 6.

На схему рис. 8 нанесены наиболее важные тектонические элементы каледонских (Амантов, Благоданов, 1970) и герцинских (Дергунов, Зайцев и др., 1971) структур Монголии, контролирующих размещение интрузивных формаций, классификация и взаимоотношения которых рассмотрены выше, а также в других работах (Павленко, Лунсан-Данзан, 1970; Павленко, 1972).

Как указывалось, в ортогеосинклиналях выделяются зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы), промежуточного типа (андезитоидные и сланцево-граувакковые прогибы) и сиалического типа (вулканогенно-терригенные, терригенно-карбонатные и другие миогеосинклинали, геантиклинальные поднятия). В пределах каледонской складчатой системы развиты зоны всех трех типов, и соответственно в составе габбро-диорит-плагиигранитной формации геосинклинального этапа выделяются в качестве геологических единиц, комплексы, а петролого-геохимических - субформации и региональные фации.

Комплекс как первичная геологическая категория содержит две группы признаков: петрографо-морфологических, определяемых структурно-фациальной обстановкой области его развития, и возрастных. Возраст отдельных комплексов геологи всегда стремились ограничить более узким интервалом независимо от размеров структурно-фациальной зоны, придать проявлениям интрузивного магматизма смысл кратковременных импульсов, хотя латеральная и продольная изменчивость возраста вулканогенных и осадочных формаций в пределах тех же зон общепризнана и составляет одно из важнейших положений учения о геосинклиналях.

№ на карте	Тектоническая зона	№ пробы	Комплекс	Абсолютный возраст, млн. лет	Литературный источник
1	2	3	4	5	6
<u>Габбро-диорит-плаггиогранитная формация</u>					
1	Хан-Хухэйская зона	КБО 698	Протерозойский	567	I
2	Мурэнский антиклинорий	ИБ 1	Тэлминский	540	Павленко и др., 1969
3	Идэрская зона	НРН 686	"	531	I
4	Мурэнский антиклинорий	4094	"	530	Павленко и др., 1969
5	Цаган-Шибэтгинское геосинклинальное поднятие	ХР 531/6	Тохтогеншильский	457	III
6	Хан-Хухэйская зона	БТ 514/2	Тэлминский	443	III
7	Цаган-Шибэтгинское геоантиклинальное поднятие	УР 525/7	Тохтогеншильский	440	III
8	Дзабханская зона	КБО 699	Протерозойский	440	I
9	Северо-Хангайская зона	2285	Тэлминский	432	V
10	Хан-Хухэйская зона	БТ-511/1	"	425	III
11	" "	УХ 05/8	"	420	III
11/1	Идэрская зона	НМР693	"	388	I
12	Орхон-Селенгинский прогиб	СХС 716	"	263	I
13	Идэрская зона	4276	"	255	V
14	" "	1066	"	250	V
15	Озерная зона		Тохтогеншильский	426	IV
16	" "		"	413	IV
17	Делюно-Юстыдский прогиб	МХ 019/20	"	402	III
18	Озерная зона		"	399	IV
19	" "		"	395	IV
20	Идэрская зона	ИД 570	Тэлминский	369	I
21	" "	ИД 574	"	334	I
22	Хан-Хухэйская зона	ЦХ 520/5	"	308	III
23	Идэрская зона	2093	"	300	V
24	" "	ИД 577	"	293	I
25	Хан-Хухэйская зона	ЦХ 520/6	"	244	III
26	Южно-Монгольская складчатая область	ДДГ 751	Дзурунтайский	337	I
27	То же	ДДГ 752	"	315	I
28	" "	УРД 735	"	314	I
29	" "	УРД 737	"	301	I
30	" "	ХХУ 755	"	268	I
<u>Гранодиоритовая формация</u>					
Монголо-Алтайская складчатая область					
1	Делюно-Юстыдский прогиб	ХРХ 701	Алтайский	393	I
1/1	То же	ТЛБ 428/14	"	391	III
2	" "		"	390	IV
3	" "		"	372	IV
4	Алтайское геоантиклинальное поднятие		"	372	IV
5	То же		"	367	IV
6	" "	ОНХ 415/19	"	366	III
7	" "		"	365	IV

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
8	Алтайское геоклинальное поднятие		Алтайский	356	IV
9	То же	ОНУ 414/11	"	352	III
10	" "		"	350	IV
11	Делюно-Юстыдский прогиб	КБ 617/13	Алтайский	342	III
12	То же	ОЛН 421/24	"	338	III
13	Алтайское геоклинальное поднятие		"	330	IV
14	То же		"	329	IV
15	Хархиринское поднятие	КБ-534/6	"	324	III
16	Делюно-Юстыдский прогиб	ОРГ 430/9	"	317	III
17	Алтайское геоклинальное поднятие		"	312	IV
18	То же		"	311	IV
19	" "	УНД-418/1	"	305	III
20	" "	СГС-422/6	"	301	III
21	" "	ДУН-417/2	"	300	III
22	" "		"	291	IV
23	Южно-Алтайский прогиб		"	277	IV
24	То же		"	268	IV
25	" "		"	264	IV
26	" "		"	229	IV
27	" "		"	186	IV
28	" "		"	174	IV
Хангайский синклиорий					
1	Северо-Хангайская зона	ТРХ 663	Тарбагатайский	322	I
2	Хангайский синклиорий	УУ 599	"	299	I
3	То же	МАН 593	Эгиндабинский	298	I
4	" "	2171	Хангайский	295	V
5	" "	ТРХ 666	"	293	I
6	Северо-Хангайская зона	ТРХ 652	"	287	I
7	То же	НРН 681	Тарбагатайский	285	I
8	" "	ТРХ 662	Хангайский	285	I
9	Хангайский синклиорий	УУ 600	Тарбагатайский	284	I
10	Северо-Хангайская зона	ТРХ 654	"	283	I
11	Хангайский синклиорий	2045	Хангайский	280	I
12	То же	ЧУЛ 596	"	272	I
13	" "	ХНГ 669	Эгиндабинский	267	I
14	" "	ХНГ 674	Хангайский	262	I
15	" "	ХНГ 668	Эгиндабинский	254	I
16	" "	ЧУЛ 597	"	248	I
17	" "	ХНГ 672	"	245	I
18	" "	ХНГ 675	Хангайский	237	I
19	" "	ХНГ 676	"	237	I
20	Северо-Хангайская зона	1032	Тарбагатайский	230	V
21	Хангайский синклиорий	ХНГ 670	Эгиндабинский	225	I
22	То же	МАН 592	Хангайский	375	I
23	Северо-Хангайская зона	ТРХ 653	Тарбагатайский	244	I
24	То же	ТРХ 661	Хангайский	243	I

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
25	Северо-Хангайская зона	ТРХ 650	Хангайский	233	I
26	Хангайский синкли- норий	ХНГ 665	Эгиндабинский	227	I
27	Северо-Хангайская зона	НРН 680	Хангайский	225	I
28	Хангайский синкли- норий	МАН 594	"	223	I
29	То же	ЧУЛ 598	Эгиндабинский	214	I
30	" "	ТРХ 671	Хангайский	201	I
Гранитно-щелочногранитоидная формация					
Восточная Тува					
1	Восточно-Саянский антиклинорий		Огнитский	500-530	II
2	То же		Ботогольский	521-524	II
3	" "		Огнитский	460-500	II
4	Восточно-Тувинский прогиб	КР 404	Бренский	488	Павленко и др., 1969
5	То же	КР 408	"	455	Там же
6	" "		"	480	Зыков и др., 1962
7	Сангиленский массив	ДХ 380	Сангиленский	335	Павленко и др., 1969
8	То же		"	330	Яшина, 1967
9	" "	ДХ 383	"	329	Павленко и др., 1969
10	" "	ДХ 381	"	326	Там же
11	" "	КД 358	"	326	" "
12	" "	КД 363	"	323	" "
13	" "	ДХ 373	Бренский	320	" "
14	" "	ДХ 373	"	320	Яшина, 1967
15	" "	ХУ 393	Сангиленский	310	Павленко и др., 1969
16	" "	БЯ 389	"	300	Там же
17	" "	УЭ 366	"	290	Там же
	Мурэнский антикли- норий	ДГ	"	290	Зыков и др., 1962
18	Сангиленский массив	КД 359	Бренский	281	Павленко и др., 1969
	Мурэнский антикли- норий	ДГ	Сангиленский	278	Яшина, 1967
19	Сангиленский массив	ОХ403	"	270	Павленко и др., 1969
20	То же	УХ 391	"	238	Там же
21	" "	С 374	"	309	Яшина, 1967
Хубсугульский прогиб, Идэрская зона, Хангайский синклинорий					
1	Идэрская зона	1024	Нумургинский	314	V
2	Мурэнский анти- клинорий	УР 528	Сангиленский	310	I
3	Идэрская зона	ИД 575	Нумургинский	306	I
4	Мурэнский анти- клинорий	КС 568	Сангиленский	306	I
5	Шараусгольское поднятие	ШУ-580	Шараусгольский	305	I
6	Орхон-Селенгин- ский прогиб	УРМ 715	Нумургинский	302	I
7	Мурэнский анти- клинорий	ДД 567	Сангиленский	292	I
8	Хубсугульский про- гиб		Уджигинский	290	I
9	То же		"	290	I

Таблица 6. (продолжение)

1	2	3	4	5	6
10	" "	MP 516	"	290	Павленко и др., 1969
11	" "	MP 522	"	290	Там же
12	Хан-Хухэйская зона	BT 514/15	Нумургинский	285	III
13	Идэрская зона	HRH 724	"	283	I
14	Хубсугульский прогиб	MP 520	Уджигинский	282	Павленко и др., 1969
15	Хубсугульский прогиб	MP 501	Нумургинский	280	Павленко и др., 1969
16	То же	3001	"	280	Там же
17	" "	MP 519	Уджигинский	277	" "
18	Мурэнский антикли- норий	УР 529	Брельский	267	" "
19	Северо-Хангайская зона	2281	Шараусгольский	260	V
20	То же	БУ 586	"	257	I
21	" "	БУ 589	"	243	I
22	" "	БУ 591	"	242	I
23	Идэрская зона	ТЦ 571	Нумургинский	216	I
24	Хубсугульский прогиб	СН 551	"	214	I
25	Шараусгольское под- нятие	2744	Шараусгольский	153	V

Монголо-Алтайская складчатая область

2	Делюно-Юстыдский прогиб	XPX 702	Хархиринский	379	III
3	Хархиринское под- нятие	XPX 432/17	"	374	III
4	То же	XPX 413/14	"	362	IV
5	" "	XPX 413/14	"	360	III
6	" "	XPX 413/14	"	360	IV
7	" "	XPX 413/7	"	359	III
8	" "	XPX 413/7	"	358	IV
9	Делюно-Юстыдский прогиб	XPX 405/11	"	351	III
10	Алтайское геоанти- клинальное поднятие		"	342	IV
11	Делюно-Юстыдский прогиб		"	340	IV
12	Хархиринское под- нятие		"	340	IV
13	То же		"	338	IV
14	Алтайское геоанти- клинальное поднятие		"	338	IV
15	Делюно-Юстыдский прогиб		"	337	IV
16	То же		"	329	IV
17	" "	XPX 403/2	"	320	III
18	Алтайское геоанти- клинальное поднятие	MX 536/15	" "	317	III
19	Делюно-Юстыдский прогиб		"	307	IV
20	Алтайское геоанти- клинальное поднятие		"	300	IV
21	То же	OPH 426/19	"	300	III
22	" "	HRH 420/10	"	257	III
23	" "	HRH 420/4	"	255	III
24	Озерная зона		"	238	IV
25	Делюно-Юстыдский прогиб		"	212	IV
26	Озерная зона	УР 527/1	"	204	III
27	Делюно-Юстыдский прогиб		"	195	IV

Таблица 6. (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Южно-Монгольская складчатая область					
1	Гурбан-Сайханская зона	ХАР 965	Хан-Богдинский	223	II
<u>Банатитовый формации</u>					
1	Южно-Монгольская складчатая область	МНД 77	Цагансубургинский	376	I
2	То же	ОУТ 764	"	335	I
3	Орхон-Седенгинский прогиб	ХЧБ 711	Эрдентуинский	297	I
4	То же	ХЧБ 709	"	258	I
5	" "	ХЧБ 714	"	254	I
6	" "	СХС 717	"	245	I
<u>Гранитоидные формации этапа активизации</u>					
1			Агпайтовый	245-306	II
2			Литий-фтористый	183-273	II
3			"	184-236	II
4			"	171-236	II
5			Агпайтовый	170-235	II
6			"	226	II
7	Зоны мезозойской активизации Восточной Монголии		Стандартных гранитов	210-222	II
8			Литий-фтористый	188-222	II
9			Стандартных гранитов	180-220	
10			"	218	II
11			"	210-214	II
12			"	211	II
13			"	170-206	II
14			"	190-205	II
15			Агпайтовый	194-202	II
16			Стандартных гранитов	200	II
17			"	175-199	II
18			Габбро-диоритовый	192-198	II
19			Эгиндабинский	188	V
20			Стандартных гранитов	146-188	II
21			"	180	II
21/1			Гранодиорит-гранитный	164	II
22			"	150-188	Бобров, 1963
23			"	156	II
24			Литий-фтористый	140-149	
25			Габбро-диоритовый	144	II
26			Стандартных гранитов	130-133	II
27			Гранодиорит-гранитный	132	II
28			Стандартных гранитов	131	II
29			"	122-131	II
30			Эгиндабинский	127	II
31			"	126	II
32			Стандартных гранитов	119	II
33			"	118	II
34			"	107	II

I - А.Е. Павленко, Л.В. Филиппов, Л.П. Орлова; II - В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, С.Б. Брант; III - В.С. Павленко, Б. Лувсан-Данзан; IV - С.П. Гаврилова; V - М.Е. Федорова.

С некоторым приближением зонам сиалического типа Хубсугульский прогиб, Идэрская, Дзабханская зоны) и частично промежуточного типа (Дзагинская зона, обрамляющая Хангайский синклиорий) отвечает тэлминский комплекс. В зонах симатического типа (Озерный прогиб) развит тохтогеншильский комплекс; в зонах промежуточного типа Монгольского Алтая (Саган-Шибетинское поднятие, Кобдосский прогиб) – тургенский комплекс. Тэлминский комплекс отвечает диорит-плагиогранитной субформации, тохтогеншильский и тургенский – габбро-диоритовой. Кератофир-плагиогранитная субформация с чрезвычайно специфичной геохимией, установленная Э.И. Пополитовым и Т.М. Философовой (1972) в симатическом Майнском прогибе Западного Саяна и в Шурманском, Картушубинско-Акдоувракском офиолитовых поясах Тувы (Геология СССР, 1966; Моралев, 1956), в Монголии пока не подтверждена, хотя определенные признаки ее развития обнаружены нами в Баян-Хонгорской зоне с габброидными и гипербазитовыми интрузиями. Все перечисленные комплексы отвечают таннуольскому комплексу Тувы (Пинус, 1961), являющемуся их прямым продолжением к северу, но не расчлененному по формационному признаку.

Рассматривая возрастные данные по всем комплексам габбро-диорит-плагиогранитной формации (см. табл. 6, также см. Клярковский, 1972), нужно отметить очень широкие и перекрывающиеся возрасты интрузий, отнесенных к различным комплексам; тесное соседство резко различных значений; в целом закономерное изменение нижних значений возраста в пространстве.

Действительно, возраст тэлминского комплекса изменяется от 567 до 244 млн. лет, тохтогеншильского и тургенского (в табл. 6 не различаются) – от 457 до 395 млн., туннуольского (Клярковский, 1972; Павленко, Ильин и др., 1969) – от 580 до 318 млн.лет; причем резко различные цифры тесно соседствуют, например для хребта Хан-Хухей (Дзабханская зона) – 567–420 – 244 млн. лет. Низкие значения вполне определенно обусловлены повторной наложенной гранитизацией орогенного этапа. Однако часто порода, не несущая никаких признаков поздней переработки и лишь соседствующая с поздними гранитоидами, имеет заниженный возраст (например, точки 13, 14). Это затрудняет отбор материала по ранним формациям, и пока наиболее надежным методом следует считать достаточно большую статистику с отбраковкой омоложенных цифр. Поскольку надежных физических критериев доброкачественности материала еще нет, мы ориентировались на наиболее низкие значения. Они показывают последовательное омоложение пород формации с 580 до 400 млн.лет независимо от их петрографической и фациальной принадлежности с северо-востока из районов Северо-Восточной Тувы на Юго-запад к юго-восточному фасу Монгольского Алтая, где проходит граница распространения формации. Плотность точек наблюдения позволяет с известным приближением провести линию, которую мы условно называем изохроной, разделяющую площади с возрастом формации старше и моложе 450 млн. лет. Она проходит по западному краю каледонских сооружений Северной Монголии сиалического типа около стыка их с симатическими толщами Озерной котловины в пределах площади с возрастом формации больше 450 млн. лет. В северном секторе более древние цифры также отчетливо тяготеют к северо-восточным присаянским районам Тувы и Монголии, где возраст ольховского комплекса 541 млн.лет (Иванова и др., 1956).

Удревление возраста формации прослеживается в северном направлении в Алтайской и Западно-Саянской зонах. В первой кубадринский комплекс имеет возраст 457–467 млн.лет и Бугузунский – 469–483 (гранито-гнейсы до 500–515) млн. лет (Михалева, Скуридин, 1971). Для Буйбинского массива Западного Саяна В.М. Клярковский (1972) получил цифру 584 млн.лет. Этот же автор оценивает возраст мартайгинского и улень-туимского комплексов Кузнецкого Алатау около 500 млн.лет, хотя для них указываются значения 479–400 млн. лет и моложе. Кстати, "возрастное скольжение с переходом в различные структурно-формационные зоны" для улень-туимского, мартайгинского и тельбесского комплексов раннепалеозойской гранитоидной формации Кузнецкого Алатау отмечают Ю.А. Кузнецов, В.И. Богнибов и др. (1971, стр. 339).

Таким образом, можно вполне определенно считать, что в пределах ортогеосинклинали происходит миграция раннего гранитоидного магматизма от зрелых областей сиалического типа (миогеосинклиналей, геодантиклинорий) к симатиче-

скому прогибу, охватывающая в зоне каледонской складчатости интервал около 200 млн.лет.

Монгольский Алтай (точнее - его восточный фас), которым ограничено пространство габбро-диорит-плагиогранитной формации, имеет вид островной дуги, обрамляющей с запада Озерную эвгеосинклиналь и подвергшейся первичной гранитизации примерно одновременно с ее восточной внешней зоной, т.е. позже 450 млн.лет.

В пределах зоны герцинской складчатости Южной Монголии габбро-диорит-плагиогранитная формация, как и другие гранитоиды, развита в гораздо меньшей степени по сравнению с каледонидами. Здесь еще более четко, чем в каледонидах, выявляется приуроченность падингенных гранитоидов к структурам сиалического и промежуточного типа. Первые представлены горст-антиклинориями или покровами (Дергунов, Зайцев и др., 1971) каледонского основания верхнедокембрийского - нижнепалеозойского возраста (например, так называемое Улан-Ульское поднятие в восточной части герцинской зоны); вторые образуют почти непрерывный преимущественно среднедевонский пояс отложений по ее северной границе с каледонидами, а также отдельные "сиалические острова" среди эвгеосинклинальных толщ в южной части.

Пять цифр, полученных для зоны герцинид (точки 26-30) дают четкий интервал возраста формации 340-270 млн.лет, а без учета последней цифры, единственной, которая могла быть омоложена на орогенном этапе, - 300 млн.лет. Примечательно, что эти цифры относятся к гранито-гнейсовым и автохтонным массивам среди докембрийских осадков и, следовательно, доказывают, что образование гранитоидов действительно шло в связи с герцинскими складчатыми движениями и после отложения эвгеосинклинальных толщ. Этот вывод принципиально важен, так как показывает, что образование ранних палингенных гранитоидов генетически не связано с инициальным основным вулканизмом и происходит в период инверсии и складчатости ортогеосинклинали.

Малое число цифр не позволяет пока что проследить изменение возраста формирования габбро-диорит-плагиогранитной формации в области герцинской складчатости аналогично тому, как это сделано в каледонидах.

Следующая формация палингенных гранитоидов геосинклинального этапа - гранодиоритовая - развивается за счет аркозовых и флишоидных терригенных толщ регенерированных (Зайцев, Дергунов и др., 1971) или моногеосинклиналей, заложенных на гранитизированном основании ортогеосинклинали и лишенных инициальных вулканитов.

В нижней части мощных серо- и черносланцевых толщ, выполняющих моногеосинклинали, могут появляться пачки средних и кислых туфогенных пород и вулканитов. Рождаясь в пределах терригенных геосинклиналей, плутоны гранодиоритовой формации и в палингенно-автохтонных, и интрузивных фациях "выплескиваются" в породы рамы, проводя ее повторную гранитизацию (см. соответствующие границы на рис. 1,8). В МНР яркими представителями формации являются алтайский комплекс Монгольского Алтая, приуроченный к Делюно-Юстыдскому прогибу, и ряд комплексов Хангайско-Хентейской зоны: хангайский, тарбагатайский, эгиндабинский. Продолжением Хангай-Хентейской зоны на территории советского Забайкалья служит Борзинская моногеосинклиналь (Алтухов, Смирнов, 1970), а представителями гранодиоритовой формации - асинский и кыринский комплексы. Тектоническая эволюция этих интереснейших структур была расшифрована Л.П. Зоненшайном (1972), А.Б. Дергуновым, Н.С. Зайцевым и др. (1971). Делюно-Юстыдская моногеосинклиналь имеет резкую поперечную асимметрию с крутым, осложненным надвигами и взбросами восточным крылом и пологим западным. За время ее существования (D_{1-2} - С живет-фран) происходило расширение площади осадконакопления с южных и восточных частей на север и запад. Хангай-Хентейский прогиб ($D_1 - C_1$ - визе-намюр) испытывал расширение к северу при сохранении, так же как и в первом случае, оси прогиба¹.

¹ Помимо двух указанных крупнейших структур, на территории Монголии выделяются небольшая Прикеруленская моногеосинклиналь и Сухэбаторский прогиб ($S - C_1$) (Зоненшайн, 1972).

Гранитоидный магматизм концентрируется на наиболее "агрессивных" флангах прогибов, что было отмечено указанными авторами, именно: на западном фланге Делюно-Юстыдского прогиба и на северном Ханган-Хентейского.

Комплексы гранодиоритовой формации Хангайского синклиория имеют цифры возраста от 322 до 201 млн.лет, причем их основная масса укладывается в интервал 300-240 млн.лет. Табл. 6 показывает, что возрастного разделения хангайского, эгиндабинского и тарбагатайского комплексов, как это сделано на существующей геологической карте (Маринов, Зайцев и др., 1972), провести невозможно, и они, действительно, имеют смысл региональных фаций, что утверждалось на основании петролого-геохимических данных (Павленко, 1971). Распределение возрастов в контуре развития формации обнаруживает центральную молодую зону, ограниченную на рис. 10 изохроной 260 млн.лет, которая смещена к северному "агрессивному" борту Хангайского прогиба.

Еще больший интервал скольжения возраста показывает алтайский комплекс Монгольского Алтая. Здесь от Делюно-Юстыдского прогиба к западу и юго-западу происходит омоложение возраста с 393 до 229 млн.лет и даже меньше. Это показано изохронами 320 и 290 млн.лет. Последняя изохрона отделяет резко очерченную группу молодых возрастов в Южно-Алтайском прогибе, что свидетельствует, возможно, об особом режиме его развития, связанным с влиянием Зайсанской позднегерцинской зоны.

Гранодиоритовая формация как петролого-тектоническая категория выделена нами на примере Монголии впервые, но некоторые соответствующие ей комплексы в примыкающих с севера районах Советского Союза устанавливаются вполне определенно. К ним относятся шапшальский (чингекатский) комплекс Западной Тувы (Иванова и др., 1967) и большепорожский комплекс Западного Саяна. Последний, прорывающий ордовикско-нижнесилурийскую флишоидную толщу Шигнетского прогиба, имеет абсолютный возраст 409-413 млн.лет (Кляровский, 1972). Для шапшальского комплекса Горно-Алтайской зоны Западной Тувы принимается возраст 420 млн.лет, что намечает дальнейшее удревление гранодиоритовой формации к северу. Труднее проводить сопоставление комплексов в еще более северных и западных районах Горного и Рудного Алтая, хотя петрографо-геохимические данные позволяют предполагать наличие аналогов алтайского комплекса в составе калбинского и змеиногорского, где они имеют возраст 300-270 и 310-280 млн.лет соответственно. В этом случае установленное в Монголии омоложение алтайского комплекса можно экстраполировать и на северные районы Алтайской системы. Древний центр гранодиоритового магматизма с возрастом 410-420 млн.лет в Западно-Саянской и Чульшманской зонах оказывается окружен вытянутыми концентриями омолаживающихся к западу проявлений этой формации.

Очень сложная картина гранитоидного магматизма Алтая (Вифанский и др., 1958) обусловлена не только полициклическостью его развития с совмещением, как показали В.А. Кузнецов и Б.Н. Лапин (1964), каледонского и герцинского циклов, но и "скольжением" возрастов отдельных формаций в продольном и поперечном, относительно простирания складчатых структур направлениях. Отчетливо это удалось установить в Монгольском секторе Алтая для гранодиоритовой и, как мы увидим ниже, гранитной - щелочногранитоидной формации.

Особо следует остановиться на комплексе гранитов, сопровождаемых сподуменовыми пегматитами в южных и юго-восточных районах Сангилене, примыкающих к границе МНР. Это лейкократовые, двуслюдяные граниты, часто с гранатом. относимые по косвенным соображениям к докембрийскому (Шенкман, 1962) либо таннуольскому комплексам. По геохимическим признакам и абсолютному возрасту (400-420 млн.лет - Зыков, Ступников и др., 1961; Павленко, Ильин и др., 1968) эти авторы выделили их в самостоятельный комплекс литиеносных гранитов. Сейчас мы склонны рассматривать литиеносные граниты как далекий "выплеск" гранодиоритовой формации, переработавший древние породы и нижнекаледонские гранитоиды Сангилене в зонах крупных дизъюнктивов. Сходную точку зрения высказывала Т.Н.Иванова (1959), сопоставлявшая литиеносные граниты с чингекатским (шапшальским) комплексом.

Гранитная щелочно-гранитоидная формация орогенного этапа представляет один из наиболее удобных объектов для абсолютно возрастных исследований по двум причинам: во-первых, из-за возможности легкой диагностики гранитных, особенно щелочных пород этой формации, во-вторых, из-за далеко не повсеместного и локального развития гранитоидов этапа активизации, так что породы гранитной щелочногранитоидной формации оказываются последними в формационном ряду. Правда, омоложение все же возможно вследствие процессов "сквозной кинематики при высоком дифференциальном давлении без заметного воздействия магматизма" (Полканов, Герлинг, 1961).

Результаты более ранних абсолютно возрастных исследований формаций урано-торий-свинцовым и калий-аргоновым методами на севере каледонской области изложены в работах С.И. Зыкова и др. (1961), А.С. Павленко и др. (1969). Новые данные относятся в основном к шараусгольскому комплексу, непосредственно продолжающему нумургинский, в пределах Хангайского прогиба, к хархиринскому - аналогу нумургинского - в Монголо-Алтайской зоне и к гранитоидам орогенного этапа в Южно-Монгольской.

Уже упомянутые работы подтвердили ранее существовавшее мнение о широком интервале значений абсолютного возраста для гранитных и щелочных интрузий орогенной формации в пределах Тувы и Восточного Саяна. На основании цифр различных лабораторий, полученных преимущественно по валовым пробам, эти интервалы оцениваются в сводке по геологии Тувы (Геология СССР, 1966) в 417-260 млн. лет для Бреньского гранитоидного комплекса и в 400-260 млн. лет для Сангиленского щелочного. Цифры табл. 6 уточняют эти интервалы до 530-280 и 480-280 млн. лет соответственно. Но нельзя согласиться с мнением Т.Н. Ивановой и Я.Д. Шенкмана (там же), что разброс цифр возраста гранитоидного комплекса является случайным, и его возраст может быть принят как нижне-среднедевонский.

Указанный интервал следует признать объективным и считать, что формирование комплекса происходило от верхов кембрия до конца карбона (Афанасьев и др., 1964). Для щелочных пород период формирования, по нашим данным, длился от нижнего ордовика до верхов карбона, а с учетом данных В.П. Костюка по Верхнему Саяну (1966) (табл. 6, анализ 2) также с верхнего кембрия (524 млн. лет). Интересный факт удреждения возраста сангиленских щелочных пород по U-Th-Pb методу по сравнению с K-Ar (анализы 14-34) связан со своеобразной контаминацией этих интрузий веществом древних, глубинных толщ, что следует из анализа изотопного состава свинца галенитов (Зыков и др., 1961).

В пределах каледонид Северо-Монгольской складчатой области нумургинский комплекс, исключая две явно омоложенные цифры в приразломных зонах (табл. 6, анализы 23-24), дал значения 314-280 млн. лет, сангиленский, уджигинский комплексы щелочных пород - 310-277 млн. лет, и, наконец, шараусгольский в обрамлении герцинского Хангайского синклинория 305-242 млн. лет при явном преобладании цифр моложе 260 млн. лет. В самом синклинории, где шараусгольские граниты развиваются почти исключительно за счет пород гранодиоритовой формации, их возраст становится моложе 244 млн. лет (табл. 6, анализы 23-30; рис. 8, двойные знаки).

Геолого-структурное положение интрузий гранитной щелочно-гранитоидной формации, их петрографические, петрохимические и геохимические особенности, а также металлогения столь специфичны и постоянны, что их выделение и корреляция в различных, даже значительно удаленных друг от друга районах не вызывает сомнений. Так, в эту магматическую группу были включены и объединены ирбинский и огнитский комплексы Восточного Саяна, байтайгинский и сютхольский Западной Тувы, бреньский Восточной Тувы, тэсский и нумургинский Северной Монголии (Додин, 1961; Дибров, 1964; Смирнов и др., 1962; Иванова, 1961; Иванова и др., 1967; Павленко, 1963; Коваленко и др., 1965; Амантов и др., 1966). Это положение отражено на геологической карте Тувы А.В. Ильина и А. Кудрявцева (Геология СССР, 1966).

Массивы щелочных пород несмотря на их пестроту и разнообразие большинство исследователей также рассматривает как единую ассоциацию, пространственно и генетически сопряженную с гранитами (Геология СССР, 1967; Павленко, 1963;

Коваленко и др., 1965; Кудрин, 1962; Сулоев, 1960; Павленко, Быховер, 1971; Pavlenko, 1973). Иного взгляда придерживается Р.М. Яшина (1966). Используя определения по биотитам, нефелинам, калишпатам и валовым пробам, она предлагает достаточно сложное членение щелочного магматизма Восточной Тувы, выделяя в нем два интрузивных комплекса — сангиленский (среднепалеозойский) и восточно-тувинский (пермо-триасовый). В первом различаются два этапа внедрения щелочных пород, связанных с "габброидным магматическим очагом повышенной щелочности" (стр. 335): геденбергитовых нефелиновых сиенитов (404—430 млн. лет) и амфиболовых нефелиновых сиенитов (305—330 млн. лет), которые разделены на границе девона и карбона (320—355 млн. лет) интрузией розовых микроклиновых сангиленских гранитов. Восточно-Тувинскому трехфазовому комплексу субщелочных пород, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов-граносиенитов отводится интервал 278—210 млн. лет (Р-Т), и в целом он связывается с гранитами Сютхольского комплекса, возраст которых в соответствии с определениями по валовым пробам Т.Н. Ивановой и Н.И. Полевой (1956—1) принимается равным 292 млн. лет. Это членение принято и В.М. Клярским в его последней сводке по абсолютным возрастам обрамления Сибирской платформы (1972).

Если учитывать только цифры, полученные по биотитам, то данные Р.М. Яшиной показывают близкую сходность с нашими и дают для неизменных метасоматозом массивов Сангилен аналогичный интервал — 310—330 млн. лет. Исходя из этих данных, выделение в пределах Сангилен двух возрастных групп — геденбергитовых и амфиболовых нефелиновых сиенитов — неправомерно. Для этого нет и каких-либо геологических и петрографических оснований. Неоднократно было показано (Коваленко и др., 1965), в частности, самой Р.М. Яшиной (1962), что различия в минеральном составе магматических, в том числе щелочных пород Тувы определяются условиями становления интрузий, в первую очередь составом вмещающих пород. Тесное совмещение геденбергитовых и амфиболовых сиенитов, нередко в единых однофазовых массивах, наблюдается и в Сангилене и в других районах рассматриваемой территории (Лувсан-Данзан и др., 1966; Кудрин, 1962; Костюк и др., 1966; Дмитриев и др., 1964). Неоправдано также связывать геденбергитовые и амфиболовые нефелиновые сиениты с некой габброидной магмой повышенной щелочности. Проявления такой магмы и по геологическим и по возрастным данным на всей исследованной территории отсутствуют, а в указанных петрологических работах доказывается образование геденбергитовых и амфиболовых щелочных пород в связи с гранитным магматизмом.

В Восточно-Тувинскую возрастную группу (278—210 млн. лет) Р.М. Яшина включает все щелочные массивы к северу от широты Агардак-Эрзинского разлома, ограничивающего Сангиленское нагорье. Это не соответствует фактам, поскольку щелочные интрузии в зоне Восточно-Саянского антиклинория (Катунская группа) имеют возраст 480—460 млн. лет, а вполне аналогичные им интрузии в области стыка Восточно-Тувинской складчатой зоны и Прихубсугульского прогиба-Дугдинский массив — 290—280 млн. лет (анализы 37, 38).

Все сказанное позволяет рассматривать щелочные массивы Восточной Тувы и Западного Прихубсугулья как единую ассоциацию, формирование которой происходило в промежутке между 480 и 280 млн. лет.

Сопоставление возраста интрузивных комплексов в различных тектонических зонах. В пределах рассматриваемого района выделяется три разновозрастных складчатых области (рис. 1, 9): докембрийская (Восточно-Саянский антиклинорий — I), раннекаледонская складчатая область Северной Монголии и позднегерцинская (Хангайский синклиний — VI). В раннекаледонской области четко выделяются зоны двух типов: миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные (Донов и др., 1967). Первые представляют Сангиленский синклиний (IV) и Прихубсугульский прогиб (V), вторые — Восточно-Тувинскую (II) и Идерско-Джидинскую (III) складчатые зоны.

Цифры возраста отдельных комплексов, принятые на основе данных табл. 6, разбиты по тектоническим зонам, позволяя сделать следующие заключения.

Вариации возраста гранитов огнитского — брельского — нумургинского — шарасугольского комплексов и щелочных пород сангиленского — уджигинского комплексов охватывают широкий интервал от среднего кембрия до перми. Возраст

комплексов различается в зонах I—VI; причем в каждой из этих зон фиксируется вполне определенный возрастной интервал орогенного магматизма: в зоне I — 480—530 млн. лет, в зоне II — 455—480 млн. лет, в зоне IV — 335—300 млн. лет, в зоне III—V — 280—290 млн. лет и в зоне VI — моложе 260 млн. лет. (Табл. 12, 13). Эти цифры позволяют утверждать, что возраст генетически однотипных орогенных гранитных и щелочных интрузий в разных структурных зонах действительно различен, и его изменение подчиняется определенной закономерности: именно он становится все более молодым по мере продвижения с севера на юг от докембрийской складчатой области к позднегерцинской, от Восточно-Саянского антиклинория через Восточно-Тувинскую складчатую зону к Сангиленскому синклинию и далее к Прихубсугульскому прогибу.

Граниты и щелочные породы орогенного этапа так же, как и геосинклинального, не образуют единой возрастной группы и возникают в разных зонах одновременно, охватывая в целом всю палеозойскую эру. Отсюда могут следовать весьма ответственные заключения.

1. Конвергентность магматических проявлений и соответствующих условий их образования в разные периоды времени требуют пересмотра понятия "магматический комплекс" в его современном содержании (Кузнецов, 1963). Одновозрастность при этом не будет признаком, необходимым для объединения однотипных интрузий в комплекс.

2. Выделенные на основании тектонических и петрологических признаков интрузивные комплексы могут использоваться для датировки контролирующих их движений орогенного этапа и соответствующих им структур, определение возраста которых геологическими методами затруднительно. Так, можно полагать, что возраст брэнских-нумургинских гранитов и сангиленских-уджигинских щелочных пород указывает и время образования блоковых структур в каждой из выделенных тектонических зон. На протяжении палеозоя область орогенных тектонических движений смещалась от Восточно-Саянского антиклинория к югу в районы Прихубсугульского прогиба и поздних герцид. Таким образом, для постгеосинклинального этапа развития складчатых областей намечаются те же закономерности, которые известны для собственно геосинклинального этапа (Яншин, 1967, Геология СССР, 1967).

3. Конвергентность разновозрастных интрузий сводит к минимуму гипотезу об общем магматическом очаге или единой исходной магме, существование которой столь длительный период времени невероятно. Родоначальные расплавы образовывались независимо в разобщенных пространственно и во времени очагах при возникновении сходных геолого-тектонических условий. Привнос ювенильного глубинного вещества при этом был минимальным, а геохимические и металлогенетические особенности интрузий в разных регионах коренным образом зависят от вещества исходных пород, преобразованного в процессах метасоматической дифференциации, палингенеза, кристаллизационной дифференциации.

Последний тезис получает подтверждение в специальных петрологических и геохимических исследованиях (Коваленко и др., 1965; Павленко, Филиппов, 1971; Павленко, Быховер, 1971).

Орогенный магматизм, формирующийся в определенных тектонических зонах региона, может по благоприятным тектоническим элементам "дренироваться" в прилегающие зоны с более древним возрастом плутонов. Прежде всего это отражено в молодых возрастах метасоматоза, в ряде случаев значительно оторванного от магматического этапа образования интрузивных тел. Подобное явление, вероятно, может быть многократным, особенно в древних интрузиях. Ярким примером служат метасоматически измененные гранитоиды и щелочные породы огнитского комплекса Урик-Окинское междуречья Восточно-Саянского антиклинория, возраст которых поднимается до 88 млн. лет (Рик, 1961; Костюк, 1966). Однако таким путем могут "дренироваться" и расплавы. Этот тип интрузий представлен Хурхундабинской и Дугдинской интрузиями (рис. 9).

Указанные закономерности, отраженные с помощью изохрон на рис. 8, смогли быть сравнительно просто обнаружены в силу благоприятного тектонического строения региона: для Тувинско-Северо-Монгольской области характерна изометричная конфигурация тектонических зон. В складчатых областях линейного типа, где

отдельные зоны и блоки имеют узкую, вытянутую форму и тесно сближены, рас-
шифровка магматической истории оказывается гораздо более трудным делом, что
необходимо иметь в виду при использовании метода абсолютной геохронологии.
Тем не менее скольжение возраста гранитоидов хархиринского комплекса удалось
установить и в линейной структуре Монгольского Алтая. Общий интервал возрас-
тов хархиринского комплекса охватывает 379–195 млн. лет с четким омолажи-
ванием пород от Хархиринского поднятия на севере района (куда приурочены наи-
более древние значения старше 340 млн. лет) к югу и западу. Сопоставлять хар-
хиринские граниты с их аналогами в Горном Алтае весьма сложно, поскольку там
этот формационный тип, как и в случае гранодиоритовой формации, отнесен к не-
скольким комплексам. Наиболее уверенно их можно сравнить с юстыдским комплек-
сом, для которого приводятся значения возраста 250–230 (Вифанский, Высоко-
островская, 1958). Если это предположение справедливо, то Хархиринское под-
нятие в Алтайской зоне окажется древним центром орогенного магматизма, откуда
он последовательно распространялся к северу и югу вплоть до верхнего палеозоя.

Гранитная щелочно-гранитоидная формация в пределах Южно-Монгольских гер-
циид охарактеризована единичными анализами по Хар-Хад-Ульскому и Хан-Богдин-
скому массивам в ее восточной части. Если пренебречь наиболее древней цифрой,
полученной по амфиболу, то их возраст ложится в район 225 млн. лет. Таким
образом, между гранитоидами орогенной формации в каледонской и герцинской
областях Монголии намечается непрерывная возрастная преемственность, выража-
ющаяся в постепенном омоложении орогенного магматизма по мере движения к
югу.

Цифр, полученных по банатитовым формациям, пока еще тоже недостаточно,
чтобы делать выводы о возрастных закономерностях их развития. Кроме того, из
пород банатитовых формаций очень трудно получить доброкачественный материал,
поскольку в них повсеместно развиты наложенные процессы. Так, наиболее древ-
ние цифры (376 млн. лет в Южно-Монгольской области и 297 – в Орхон-Селен-
гинском прогибе) получены по хлоритизированным биотитам и могут считаться
задревненными. Исходя из геологической позиции массивов габбро-монцит-пла-
гсиенитовой формации Южно-Монгольской зоны (секущее положение контролирую-
щих их разломов по отношению к плутонам габбро-диорит-плагиогранитной фор-
мации), правильной признать верхнюю из полученных цифр их возраста – 335 млн.
лет. Для адамеллит-граносиенит-порфировой формации Орхон-Селенгинского проги-
ба две цифры – 258–245 млн. лет – очень хорошо отвечают геологической пози-
ции этой структуры и ее интрузий. Действительно, она заложена на каледонском
складчатом основании с уже сформированным гранитоидным комплексом орогенного
этапа (нумургинским), возраст которого в этом районе превышает 280 млн. лет
(рис. 8). Интересно отметить, что формационный аналог рассматриваемых интруз-
зий – ховуаксинский комплекс, приуроченный к девонско-карбонному Централь-
Тувинскому прогибу, имеет возраст 360 млн. лет (Клярковский, 1972), показывая
разновременность магматизма даже в территориально близких наложенных ороген-
ных прогибах.

Результаты абсолютновозрастных исследований гранитоидов этапа мезозойской
активизации Восточной Монголии рассмотрены в работе В.И. Коваленко (Ковален-
ко и др., 1971), и поэтому здесь детально не обсуждаются. На рис. 8 и табл. 7
показано закономерное смещение гранитообразования в течение мезозоя с запада
на восток, что указанные авторы справедливо связывают с развитием Тихоокеан-
ской геосинклинали. Этим обусловлен резко отличный план пространственной эво-
люции мезозойского магматизма, границы которого почти перпендикулярно секут
простирающие палеозойских структур и контролируются простирающими Тихоокеанской
геосинклинали и Монголо-Охотского глубинного разлома.

Представленные возрастные данные убедительно показывают, что формирование
интрузивных комплексов имеет не импульсный, а "эволюционный" характер. Лате-
ральные ряды разнородных формаций и региональных фаций имеют одинаковый воз-
раст, и, напротив, в разновозрастные комплексы могут объединяться формационно
различные интрузии.

Все формации геосинклинали, орогенного и активизационного этапов обна-
руживают скольжение возрастов в пространстве, отражающее направление тектоно-

магматического развития складчатых областей на этих этапах. Для плагиогранитоидной формации эта закономерность была отмечена А.С. Митропольским (1972). Каждая последующая формация омолаживает абсолютные возраста предыдущих и увеличивает их дисперсии. В этом процессе многие авторы (Кляровский, 1972) видят единственную причину возрастных вариаций отдельных комплексов и формаций, признавая одноактность их формирования на протяжении даже очень крупных районов. Мы полагаем, что изменения абсолютного возраста под влиянием последующих наложенных тектоно-магматических процессов (процессов активизации в широком понимании этого термина) действительно объективный геологический процесс, однако первоначальные вариации обязаны последовательному смещению магматизма каждого из этапов в пространстве. Это отвечает наиболее общим законам развития складчатых областей, хорошо известным для осадочных и эффузивных формаций.

МОНГОЛО-ТУВИНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Провинция рассматривается нами, как наиболее яркий пример развития гранитно-щелочногранитоидной формации, в котором удалось наиболее полно изучить ее петрографические и геохимические черты и обосновать условия и механизмы образования чрезвычайно разнообразных гранитных и щелочных пород.

Монголо-Тувинская провинция (Павленко, Быховер, 1972) охватывает огромную территорию от осевой части Восточного Саяна на севере до бассейна р. Идэра на юге и от котловины Больших озер на западе до хребта Хамар-Дабан на востоке. Ее естественным продолжением является Прибайкальский пояс щелочных пород, который протягивается далее к востоку в Северное Забайкалье и Южную Якутию. На северо-востоке к ней примыкает Минусинско-Казырская провинция щелочно-базальтоидных пород; на севере — пояс ультраосновных-щелочных массивов северного склона Восточного Саяна.

По сравнению с другими мировыми провинциями аналогичного типа (Шейнманн и др., 1961) она отличается наиболее полным развитием в смысле петрографо-геохимического и генетического разнообразия пород щелочно-гранитоидной формации, чем и обусловлен ее исключительный интерес. По уровню исследованности провинция делится на две неравноценные части. Часть, расположенная в пределах Советского Союза, известная в течение 30 лет (Ботогольский-Алиберовский массив даже свыше 100 лет — Костюк и др., 1966), охарактеризована в 100 публикациях (см., например, библиографию в Геологии СССР, 1966), отрывочные сведения о части, расположенной в МНР, были изложены в трех-четыре печатных работах (Куплетский, 1937; Лувсан-Данзан, 1966; Павленко и др., 1969). Более детальные исследования Монгольской части провинции проводились, начиная с 1964 г., А.В. Ильиным, А.А. Ельяновым и автором, в результате чего был накоплен материал, позволяющий охарактеризовать всю провинцию в целом.

Общая характеристика провинции

Геологическое положение и структурное районирование гранитоидных и щелочных пород. На рис. 9 приведена схема геологического строения территории провинции. В кратких чертах геологическая обстановка сводится к следующему.

Большая часть провинции располагается в пределах Сангиленско-Косогольского массива, одной из крупнейших структур Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии, возникшей на месте обширной области миогеосинклинального типа. На севере массив примыкает по субширотной системе разломов к Восточно-Саянскому антиклинорию. С севера и юга он ограничен эвгеосинклинальными Восточно-Тувинской и Идерско-Джидинской складчатыми зонами. Территория провинции в целом относится к области раннекаледонской складчатости, прошедшей путь длительного геосинклинального развития, начавшегося в протерозое и завершившегося в кембрии. В пределах Сангиленско-Косогольского массива выделяется несколько крупных структурных элементов, из которых наиболее существенными являются Сангиленский, Шишихидский и Окинский синклинории, Мурэнский антиклинорий и Прихубсугульский

прогиб. Шишхидский и Окинский синклиории выполнены зеленосланцевыми отложениями окинской свиты верхнего протерозоя. Сангиленский антиклинорий и Мурэнский синклиорий сложены карбонатными и карбонатно-сланцевыми отложениями верхнепротерозойских балыгтыгхемской, чартысской и нарынской свит Восточной Тувы (Махин, 1959) и их аналогами — салгиской и мурэнской свитами Прихубсугуля. Прихубсугульский прогиб сложен вендскими эффузивно-нижнекембрийскими образованиями сархойской свиты и венд-нижнекембрийскими карбонатными отложениями Хубсугульской серии.

Докембрийские и кембрийские отложения массива слагают единый структурный ярус. Второй структурный ярус формируют мезозойские континентальные отложения, выполняющие небольшие грабены и слагающие маломощные нащепки на более древних отложениях. Следующий ярус представлен горизонтально лежащими кайнозойскими отложениями.

Восточно-Тувинская и Идерско-Джидинская складчатые зоны характеризуются широким развитием венд-нижнекембрийских терригенно-эффузивных образований и отсутствием мощных карбонатных толщ этого возраста.

В строении района принимают участие многочисленные интрузивные образования. Выделяются следующие комплексы: протерозойский гранитоидный комплекс, нижнекембрийский гипербазитовый комплекс, нижнепалеозойский позднегеосинклинальный комплекс и палеозойский орогенный комплекс. К докембрийскому комплексу (Эрзинскому в Туве или Саянскому в Бурятии) относятся гнейсовидные лейкократовые мусковитовые граниты, плагииграниты и пегматиты. Они локализованы в северной части района и почти не попадают на территорию МНР.

Нижнекембрийский (Актовракский в Туве, Ильчирский в Бурятии) гипербазитовый комплекс представлен перидотитами, дунитами, пироксенитами и серпентинитами. Его массивы обнаруживают четкую приуроченность к крупным тектоническим нарушениям, разделяющим крупнейшие структурные зоны, маркируя границы последних. К нижнепалеозойскому геосинклинальному комплексу (Таннуольский в Туве и Тэлминский в МНР) относятся различные по составу интрузии от габбро до гранодиоритов и плагиигранитов с преобладанием последних. Обычно массивы пород этого комплекса приурочены к полям развития докембрийских отложений, значительно реже прорывая более молодые толщи.

Рассматриваемые палеозойские орогенные щелочно-гранитоидные комплексы сложены обширной гаммой пород от гранитов через щелочные граниты и сиениты до нефелиновых сиенитов и их бесполовошпатовых разновидностей. В разных частях провинции гранитный и сиенитовый члены известны под следующими названиями: Огнитский и Ботогольский (Саян), Бренский или Сютхольский и Сангиленский (Тува), Нумургинский и Уджигинский (МНР).

Эволюция абсолютного возраста перечисленных комплексов обсуждалась ранее (Зыков и др., 1961; Павленко и др., 1968), и эти данные суммированы на рис. 8. В целом их абсолютный возраст варьирует от 530 до 280 млн. лет, закономерно меняясь в последовательных тектонических зонах с севера на юг. Этот факт сам по себе очень интересен и свидетельствует об особых условиях формирования орогенных магматических комплексов, поскольку существование глубинных разнородных очагов для "питания" всей провинции столь длительное время невероятно.

Общая карта гранитоидных формаций МНР (см. рис. 1) и структурно-геологическая карта Монголо-Тувинской провинции (табл. 7) позволяют сделать ряд общих заключений о закономерностях размещения щелочных пород и их районирования. Прежде всего вполне отчетлива их приуроченность к миеосинклинальным зонам и особенно к стыкам мио- и эвгеосинклинальных зон. Эти важнейшие тектонические линии контролируют основные пояса щелочных пород: Саянский — по стыку Саянского антиклинория с Восточно-Тувинской складчатой зоной, Восточно-Тувинский — по стыку Сангиленско-Хубсугульского массива с Восточно-Тувинской складчатой зоной и Болнайский — по стыку Сангиленско-Хубсугульского массива и Идерско-Джидинской складчатой зоны. Все эти пояса имеют асимметричное строение относительно центральных линий. Части, расположенные среди терригенно-вулканогенных отложений эвгеосинклинальных зон, представлены массивами щелочных гранитов и граносиенитов, редко переходящих в щелочные сиениты. Массивы щелочных и нефелиновых сиенитов приурочены к карбонатным и алюмосиликатным

Главные массивы щелочных пород Монголо-Тувинской провинции

№ на карте	Название массива	Геологическая характеристика массива	Петрографические различия
<u>Восточно-Саянский пояс</u>			
1	Катунско-Соругская группа (Катунский, Соругский, Ингишский, Аксугский, Ирелигский)	Штоки и трещинные интрузии в мраморах и диоритах	Граносиенит, нордмаркит, пуласкит, ларвикит, лаурдалит. Экерит и грорудит во второй фазе
2	Ойватайгинский	Шток в плагиогранитах, диоритах и туфосланцах	Биотит-гастингситовые микроклиновые граниты и граносиениты
3	Дототская группа (Дототский, Харанурский, Хончаарский, Остюренский)	Штоки, силлы и трещинные интрузии в плагиогранитах, диоритах и туфосланцах	Биотитовые и гастингситовые микроклиновые лейкограниты и граносиениты. Кварцевые альбититы
<u>Восточно-Тувинский пояс</u> Бийхемский сектор			
4	Южно-Соругский	Шток в терригенно-вулканогенных сланцах	Кварцевый нордмаркит
5	Улугаргинский	Трещинные интрузии в плагиогранитах и известняках	Сиенит, нордмаркит, альбититы
6	Узунойтайгинский		
7	Карахольский	Шток в диоритах	Кварцевый нордмаркит
8	Дугдинский	Полифазный этмолит, в разломной зоне среди карбонатных сланцев, габбро и диоритов	Фойяит, лаурдалит, хибинит, Личфильдит и альбититы. Во второй фазе - кварцевый нордмаркит, экерит, грорудит, сиенит
9	Кыштагский	Шток в зеленых сланцах	Сиенит
10	Кадыросский	Приразломный двухфазовый шток в диоритах	Нордмаркит. Вторая фаза - микроклиновый гранит
11	Серлигкемский	Краевая щелочная фация нормальных гранитов в контакте с известняками	Кварцевый нордмаркит
12	Кадраусский	Зональный шток в узле разломов в зеленых сланцах и мраморах	Микроклиновый гранит, экерит, грорудит. Альбититы

Таблица 7 (продолжение)

№ на карте	Название массива	Геологическая характеристика массива	Петрографические различия
Каахемский сектор			
13	Каргинская группа (Милзейский, Элэгтэгский, Бюреткинский)	Щелочные фации и штокообразные тела в нормальных гранитах у ксенолитов мраморов и известковистых сланцев	Микроклин-амфиболовые граниты и граносиениты. Альбититы
14	Улугшивейская группа	Щелочные фации и штоки в нормальных гранитах у ксенолитов терригенно-эффузивных пород и габброидов	Граносиенит, экерит, грорудит, кварцевый нордмаркит
Бусингольский сектор			
15	Чавачский	Трещинные тела в зеленых и известковистых сланцах и мраморах	Сиенит, акерит, ларвикит, миаскит, фойяит, лаурдалит. Метасоматические альбититы, канадит, личфильдит
16	Харатугольский	Трещинная интрузия в известняках	Фойяит
17	Каскангольский	Интрузивно-метасоматический шток в мраморах	Миаскит и фойяит с контактными фациями эссексита, шонкинита
18	Духейндабинская группа (Духейндабинский, Сангиленский, Арахигольский)	Интрузивно-метасоматические тела в мраморах	Диорит, сиенит. Нефелин-пироксеновые скарны. Монмутит
19	Цаганадарский	Палингенно-метасоматические тела и трещинные интрузии в мраморах и сланцах	Канадит, миаскит, дитроит
20	Урынгымский	Зональный шток в сланцах и мраморах с гранитизированными экзоконтактами	Микроклиновый гранит, экерит, кварцевый нордмаркит
21	Терехольский	Зональная трещинная интрузия с фенитизированными контактами в известняках и габбро	Пуласкит, лаурдалит, хибинитовые пегматиты. Альбититы, канадиты
Сангиленский сектор			
22	Хорыктыгский	Интрузивно-метасоматический шток в зоне дробления среди плагиогранитов	Экерит, метасоматические альбититы и микроклиниты
23	Буреккундусский	Трещинная интрузия в известняках	Кварцевый сиенит. Миаскит, дитросит, канадит
24	Чолтинский	Шток в известняках и габбро	Фойяит, шонкинит

№ на карте	Название массива	Геологическая характеристика массива	Петрографические различия
25	Чекбинский	Трещинная интрузия в мраморах	Фойяит
26	Агашский	Шток в мраморах	Сиенит, миаскит. Альбититы
27	Кундусский	Шток в зоне разлома в мраморах	Дитроит. Метасоматические альбититы
28	Коргередабинский	Зональная интрузия с фенитизированными контактами в габброидах и мраморах	Нордмаркит, пуласкит, эссексит. Акерит — вторая фаза. Астрофиллитовые пегматиты. Нефелиновые альбититы
29	Уланэргинский	Трещинная интрузия в мраморах	Дитроит. Нефелиновый альбитит
30	Чахыртойский	Метасоматические тела в силикатно-карбонатных породах	Миаскит, конгрессит, нефелиновый альбитит
31	Чикский	Интрузивно-метасоматические штоки в мраморах	Ийолит. Карбонатно-нефелиновые породы
32	Жинхемский	Приразломная интрузия в мраморах	Сиенит, нордмаркит
33	Акхемский	Трещинное тело в мраморах	Умптекит, пуласкит
34	Пичихольский	Зональная дифференцированная интрузия в разломной зоне мраморов с контактовым метасоматозом	Дитроит, фойяит, лаурдалит. Акерит — вторая фаза. Нефелиновые и кварцевые пегматиты. Канадит
35	Чартынский	Штоки в силикатных мраморах	Фойяит
36	Сольбельдырский	Трещинное тело в мраморах	Миаскит, мариуполит
37	Дахунурская группа	Штокообразные тела в мраморах и габбропироксенитах	Тералит, малиньит, монмутит, уртит, гранатовый ийолит
38	Тоскульский	Шток в мраморах и габбро-пироксенитах	Нефелинизированные пироксениты
39	Хунчольский	Шток в мраморах	Фойяит, ювит
Каргинский сектор			
40	Хончольский	Палигненно-метасоматические тела в силикатно-карбонатных породах	Дитроит, эссекит, тералит
41	Хайгасский		
42	Правобаянкольский	Шток в мраморах	Слюдяной уртит, ювит. Мариуполит
43	Левобаянкольский	Стратифицированная интрузия в сланцах	Геденбергитовый фойяит, дитроит, миаскит
44	Харлинский	Интрузивно-метасоматическое приразломное тело в мраморах	Геденбергитовый лаурдалит, ювит, фойяит, миаскит. Личфильдит. Нефелин-карбонатные породы
45	Оругтинский	Трещинная интрузия в мраморах	Миаскит. Нефелиновые пегматиты. Мариуполит, личфильдит

Таблица 7 (продолжение)

№ на карте	Название массива	Геологическая характеристика массива	Петрографические различия
46	Эрзинский	Приразломный шток в мраморах	Альбитизированные рибекитовые и криофиллитовые граниты
47	Олений	Шток в мраморах	Сиенит, граносиенит
<u>Хубсугульский пояс</u> <u>Южный сектор</u>			
48	Муренская группа (Агитуйский, Дилингинский, Симгинский)	Штоки и краевые щелочные фации в гранитах на контактах с терригенно-эффузивными породами и мраморами	Микроклин-амфиболовые граниты, экерит, граносиенит, плауэнит, нордмаркит
49	Эрхилнурская группа (Хухучулу-туинский, Западноэрхилнурский, Шарабинский, Буринканобинский, Хитагинский)	Зональные интрузии в крупных ксенолитах (прогибах кровли)	Кварцевый сиенит, нордмаркит, пуласкит, фойяит, дитроит
50	Эгийнская группа (Адунский, Яр-кисский, Верхнеэгийнский, Нижнеэгийнский)	Трещинные интрузии, штоки и краевые фации гранитов на контактах с мраморами	Граносиенит, плауэнит, кварцевый нордмаркит
51	Уджигинская группа (Ихээршигский)	Штоки и зоны фенитизации и магматического замещения в диоритах и габбро	Граносиенит, плауэнит, содалитовый сиенит, канадит
52	Ангархайский	Шток в сланцево-известняковой толще	Миаскит, личфильдит
53	Хогиннурский	Зона фенитизации и магматического замещения в диорите на контакте с мраморами	Пуласкит, фойяит
54	Нижнеуджигинский	Зональный шток и зона магматического замещения в габбро и известково-сланцевой толще	Фойяит, эссексит, фаялитовый шонкинит
55	Буриханский	Зональный шток в мраморах	Миаскит, дитроит, монмутит, Мариуполит
56	Намулаулинский	Зоны фенитизации и палингенеза в андезитоидной толще	Кварцевый сиенит, плауэнит, нордмаркит
Сэрхэулинско-Среднебэлтэсинская группа			
57	Среднебэлтэсинский	Штоки и зоны магматического замещения в диоритах	Дитроит, эссексит
58	Ийолитовый	Шток и зона метасоматоза в мраморах	Ийолит, нефелин-карбонатная порода
59	Якупирангитовый	Шток в контакте габбропироксенита и мраморов	Монмутит (графитовый), якупирангит

№ на карте	Название массива	Геологическая характеристика массива	Петрографические различия
60	Верхнеуджигинский	Шток в мраморах	Фойяит
61	Дучинский	Штоки и зоны метасоматоза в мраморах	Уртит, кальцитовый уртит, конгрессит
62	Хоримтуингольский	Зона сиенитизации и мигматизации в диоритах на контакте с мраморами	Плауэнит, нордмаркит
63	Хадхальская группа (Бэрхэинский, Устугольский, Дэосаинский).	Зоны сиенитизации и штоки в контакте гранитов и мраморов	Кварцевый сиенит, плауэнит, нордмаркит, дитроит
65			
<u>Дархатский сектор</u>			
Восточная группа			
66	Арагольский	Штоки в известняках	Миаскит, дитроит
67	Думдахемгольский		
68	Верхнебэлтэсинский	Зональные штоки в известняках	Плауэнит, нордмаркит, дитроит
69	Шараяматугольский		
70	Думдахемгольский	Зональная дифференцированная интрузия в мраморах и доломитах	Акерит, ларвикит, лаурдалит, Хибинитовые, эвдиалитовые пегматиты, личфильдит
71	Урундушский	Интрузивно-метасоматический шток в мраморах	Эвдиалитовый личфильдит
72	Ихэульский	Шток в мраморах	Нордмаркит
73	Алхаинский	Трещинные интрузии в мраморах и известковистых сланцах	Плауэнит, пуласкит
74	Хабтагайский		
75	Хундушинский		
Западная группа			
76	Гунаинский	Трещинная интрузия в зеленосланцевой толще	Фойяит, шонкинит, Нефелиновые пегматиты
77	Верхнешипшидская группа	Интрузивно-метасоматические тела в контактах гранитов с габбро и мраморами	Фойяит, эссекит, шонкинит
78	Хормайнский	Пояс фенитов и мигматитов в габбро	Нордмаркит, пуласкит
<u>Болнайский пояс</u>			
79	Нумургинский	Многофазные и полифациальные интрузии в крупных разломных зонах в вулканогенных (диабаз-андезитовых) толщах и плагιοгранитах; щелочные фации нормальных гранитов	Гастингситовые и арфведсонитовые граниты и граносиениты. Рибекет-эгириновые и криофиллитовые кварцевые микроклиниты и альбититы
80	Бэдэрхэнурский		
81	Модотуинский		
82	Шумилтайнский		
83	Тасонский		
84	Южноцаганурский		
85	Хангарульская группа	Шлирообразные тела в нормальных гранитах	Граносиенит, кварцевый нордмаркит

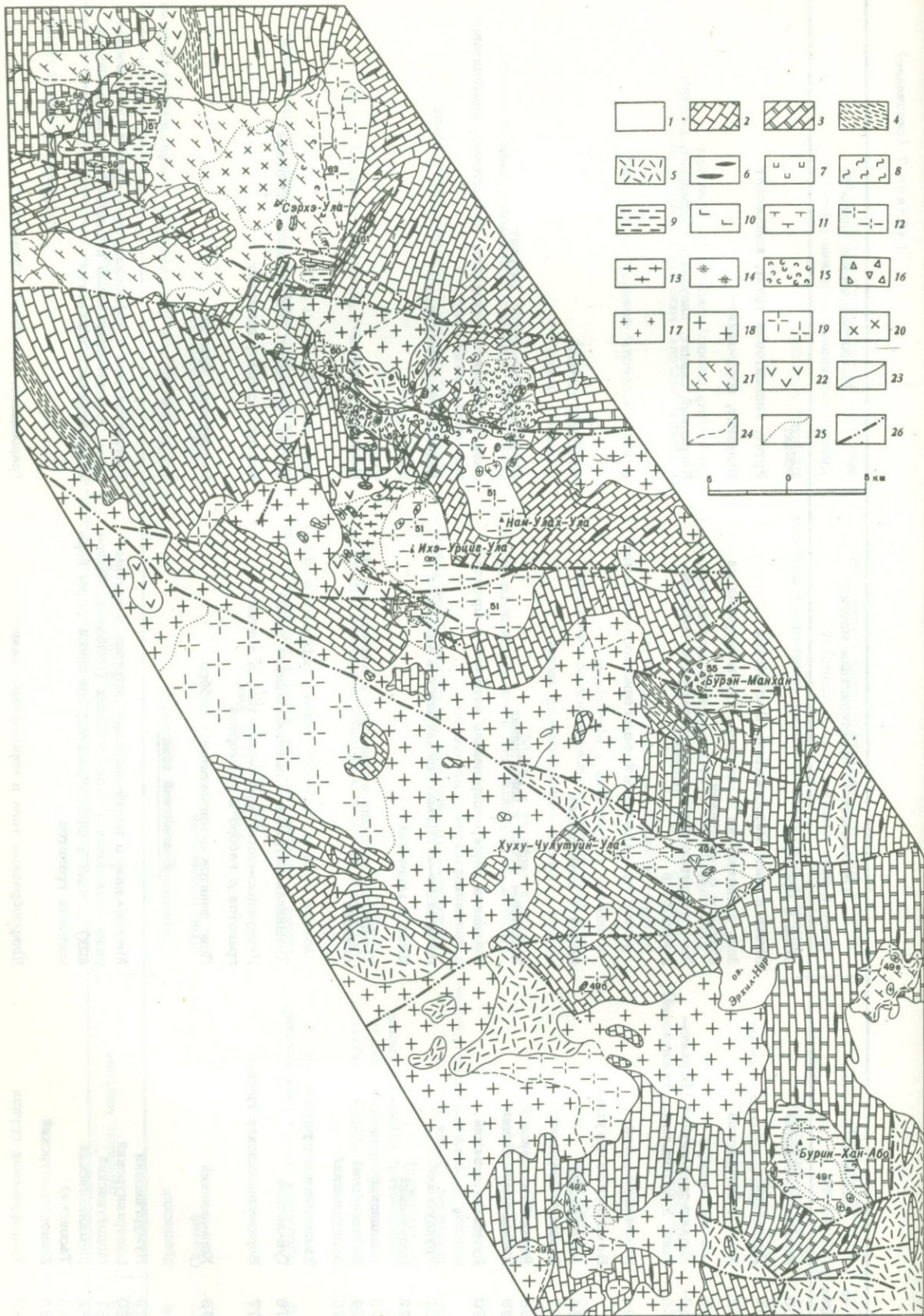


Рис. 10. Геологическая карта Уджигинского района (верховье р. Мурен, Западное Прихубсугулье). Составлена при участии В.Н. Быхова

1 - базальты; венд-нижнекембрийские отложения: 2 - известняки, 3 - доломиты, 4 - терригенные породы, 5 - терригенно-эффузивные породы, 6 - кремнистые породы; магматические породы: уджигинский (шелочной) комплекс, 7 - уртиты, ийолит-уртиты, 8 - ийолиты, якупирангиты, 9 - фойяиты, 10 - дитроиты, 11 - миаскиты, 12 - щелочные сиениты, 13 - плагиосиениты, 14 - щелочные граниты, 15 - трахитоидные и полосчатые разновидности магматических пород, 16 - щелочные скарны, 17 - мелкозернистые биотит-амфиболовые граниты; нумургинский комплекс: 18 - лейкократовые граниты, 19 - средне- и крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты; талминский комплекс: 20 - плагиограниты, 21 - диориты, 22 - габбро, 23 - литологические и интрузивные границы, 24 - границы магматического замещения и палингенных тел, 25 - границы интрузивных фаций, 26 - линии тектонических нарушений. Номера массивов те же, что и на рис. 11-22

породам миогеосинклиналей. Отмечается достаточно строгий литологический контроль в размещении тех или иных петрографических разновидностей щелочных пород. Щелочно-гранитоидные и щелочно-сиенитовые разновидности приурочены к полям развития алюмосиликатных толщ - сланцев, гнейсов и древних гранитов; нефелин-сиенитовые, включая уртиты и ийолиты, встречаются среди карбонатных пород, габброидов, ультрабазитов. Это же иллюстрирует более детальная карта Уджигинского района Западного Прихубсугулья - рис. 10.

Строение щелочных массивов. Щелочные интрузии образуют малые и средние тела площадью от сотен квадратных метров до 250 км², положение и форма которых часто контролируется разломами. Морфология массивов весьма разнообразна и обычно хорошо восстанавливается с помощью трахитоидных структур и ксенолитов вмещающих пород и характера контактов. Для щелочных гранитов и сиенитов наиболее типичны слегка вытянутые круглостоящие штоки и силлы, для нефелиновых сиенитов - более изометрические штоки и этмолиты с отрицательными падениями контактов. Широко распространены мигматитовые поля, где сложные, бескорневые линзообразные и жиллообразные тела изверженных пород тесно перемежаются с глубоко измененными вмещающими породами.

Большинство сиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий имеют двухфазовое строение, причем вторая фаза представлена более кислыми породами. Мелкие тела и дайки второй фазы обычно не покидают контура интрузии, но для нефелин-сиенитовых массивов, кроме того, характерна "сопутствующая" жильная серия: ройдак щелочных аплитов и трахит-порфиров, располагающиеся в экзоконтактах и не имеющие прямых связей с интрузией.

Очень характерно зональное строение щелочных массивов, обусловленное реакционными отношениями щелочных расплавов с вмещающими породами, особенно карбонатными и основными. Центральные части зональных интрузий, как правило, более лейкократовые и кремнекислые, периферические обогащены щелочами и основаниями и обеднены кремнекислотой. В экзоконтактах характерны ореолы фенитов и щелочных гнейсов, особенно обширные в полях мигматитов, где они значительно превышают размеры самих магматических тел. Столь же широко развиты и зоны постмагматических изменений, захватывающие как сами интрузии, так и их экзоконтакты. Нередко интрузии полностью изменены.

Петрография гранитоидных и щелочных пород

Фациально-минералогическая классификация гранитоидов и щелочных пород

Огромное разнообразие магматических пород требует для их описания, систематизации и расшифровки петрогенезиса создания весьма совершенных классификаций. Наиболее употребительными в настоящее время являются петрографические

и петрохимические классификации. Первые основываются на количественном и качественном минеральном составе пород, не учитывая их валовой химический состав; вторые, например, используют в качестве главного признака химический состав, а минеральный выражают как его функцию в виде тех или иных нормативных составов. В связи с этим оба типа классификаций не могут учесть всех факторов, действующих при образовании магматических систем.

Наиболее удобными для целей петрологии и геохимии являются физико-химические классификации, основанные на связи минерального (фазового) и химического состава пород с внутренними (экстенсивными) и внешними (интенсивными) факторами состояния. Для магматических пород внутренними факторами будут содержания инертных компонентов, а внешними — потенциалы подвижных компонентов и температур. Опыты физико-химических классификаций магматических и метасоматических пород с использованием наиболее общих принципов Д.С. Коржинского (1953, 1957, 1973) продемонстрированы в работах В.С. Соболева (1949), А.А. Маркушева (Маркушев и др., 1965), В.А. Жарикова (1959), Л.Л. Перчука (1963), А.С. Павленко (1963², 4), Ю.Н. Гамалея (1969), В.С. Павленко (1972) и ряда других исследователей этого направления. Ниже предлагается классификация для гранитных и щелочных пород.

В соответствии с выделенными факторами состояния наиболее крупной классификационной единицей будет минеральная формация. Минеральные формации различаются наличием или отсутствием определенных типоморфных фаз минералов — таких, как кварц, нефелин, щелочной полевой шпат, оливин, корунд, магнетит и т.д., что связано в общем случае с содержанием в породе или исходном расплаве ведущих петрогенных компонентов. Для нас наибольший интерес будут представлять формации гранитоидов и нефелиновых сиенитов (сиениты могут рассматриваться как предельные случаи гранитов или нефелиновых сиенитов с недостатком избыточного кварца или нефелина соответственно). Каждая формация может быть изображена с помощью пучковой диаграммы в координатах потенциалов виртуальных вполне подвижных компонентов.

Каждое дивариантное поле такой диаграммы отвечает минеральной фации, парагенезисы которой устойчивы в определенном интервале величин и соотношений вполне подвижных компонентов. В разных фациях при определенной температуре в равновесии с расплавом будут находиться минералы различного состава. Вследствие этого каждая фация характеризуется собственной схемой кристаллизации со специфическими котектическими и эвтектическими составами. Продукты дифференциации магмы в процессе эвтектической кристаллизации будут давать серии, различные в разных фациях.

Интрузивная, полнокристаллическая порода, с точки зрения теории фракционной кристаллизации, представляет собой фракцию минералов, равновесных при определенной температуре, т.е. в случае идеальной дифференциации котектическую или эвтектическую смесь строго определенного минерального и химического состава. В силу различий в схемах кристаллизаций породы, т.е. температурные минеральные фракции, в различных фациях будут иметь определенные особенности в минеральном и химическом составе. В общем случае породы или фракции определенной температуры в разных фациях будут отличаться составами и количественными отношениями сосуществующих минералов¹.

Основой для классификации пород гранитоидной формации служит известная диаграмма Д.С. Коржинского (1946). Для нефелиновых сиенитов была рассчитана аналогичная диаграмма на основании неинвариантного парагенезиса тералитов: $Ne + KPl + Pl_{50} + Bi + PO + Pi + Mi$ (рис. 11). Составы темноцветных минералов, принятых для составления матрицы пучка, приводятся в табл. 8. Все они относятся к минералам из мелано- и мезократовых нефелиновых сиенитов типа тера-

¹ В отличие от интрузивных пород, эффузивные будут представлять собой не температурные фракции, а температурные фации магматических систем (кристаллы + расплав). Поэтому интрузивные породы не могут иметь петрохимически идентичных эффузивных аналогов и отвечают составу фракции вкрапленников эффузивов той же температуры.

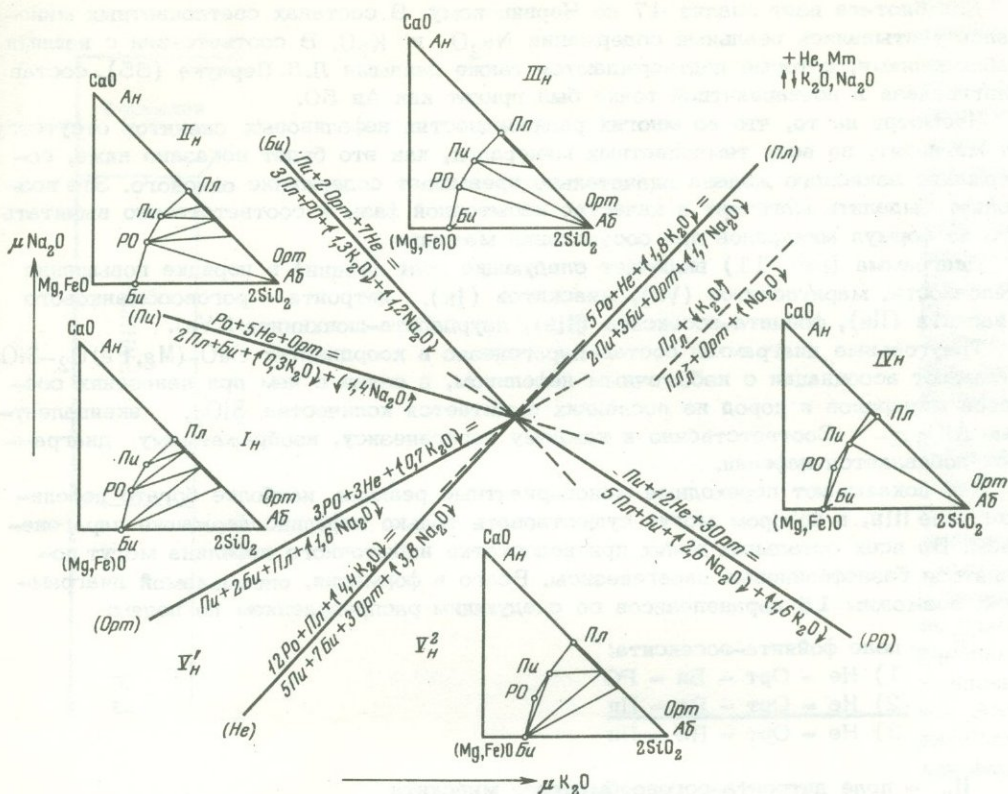


Рис. 11. Диаграмма парагенезисов нефелиновых сиенитов в зависимости от потенциалов K_2O и Na_2O

Не - нефелин, Орт - ортоклаз, Би - биотит, Пл - плагиоклаз, РО - роговая обманка, Пи - пироксен, Ан - анортит, Аб - альбит. Номера полей I_Н - V_Н - минеральные фации щелочности нефелиновых сиенитов

литов, эссекситов и шонкинитов, которые отличаются наиболее многоминеральными парагенезисами, и, следовательно, наиболее близки к неварриантной точке диаграммы. Кроме того, при выборе анализов учитывались колебания составов минералов в разных полях щелочности и для их нивелировки анализы пироксена и амфиболов были усреднены.

Таблица 8

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O
Пи	Вес %	43,84	8,47	5,31	9,02	7,89	22,10	0,97	-
	Мол.	730	83	33	125	196	394	16	-
	кол.								
Амф.	Вес %	41,48	10,05	4,05	14,93	8,59	10,78	2,89	1,94
	Мол.	691	99	25	208	213	193	47	20
	кол.								
Би	Вес %	37,93	12,36	1,66	11,12	13,86	0,79	1,38	8,28
	Мол.	631	122	11	154	340	14	23	88
	кол.								

Для биотита взят анализ 47 по Червинскому. В составах светлоцветных минералов учитывались реальные содержания Na_2O и K_2O . В соответствии с нашими наблюдениями, которые подтверждаются также данными Л.Л. Перчука (55), состав плагиоклаза в нонвариантной точке был принят как $\text{An } 50$.

Несмотря на то, что во многих разновидностях нефелиновых сиенитов отсутствует магнетит, во всех темноцветных минералах, как это будет показано ниже, содержание закисного железа значительно превышает содержание окисного. Это позволяет выделить магнетит в качестве избыточной фазы и соответственно вычитать его из формул минералов при составлении матрицы.

Диаграмма (рис. 11) включает следующие поля (фации) в порядке повышения щелочности, мариуполитов (V_H), миаскитов (I_H), дитроита - роговообманкового миаскита (II_H), фойяита-эссексита (III_H), лаурдалита-шонкинита (IV_H).

Треугольные диаграммы состав-парагенезис в координатах $\text{CaO}-(\text{Mg, Fe})\text{O}_2-\text{SiO}_2$ отражают ассоциации с избыточным нефелином, в связи с чем при нанесении составов минералов и пород из последних вычитается количества SiO_2 , эквивалентные $\text{AlO}_3/2$. Соответственно к каждому парагенезису, изображаемому диаграммой добавляется нефелин.

Как показывают переходные моновариантные реакции, наиболее богато нефелином поле III_H , в котором могут существовать только нефелинсодержащие парагенезисы. Во всех остальных полях при недостатке избыточного нефелина могут появляться безнефелиновые парагенезисы. Всего в формации, описываемой диаграммой, возможны 15 парагенезисов со следующим распределением по полям:

III_H - поле фойяита-эссексита:

- 1) Не - Орт - Би - РО
- 2) Не - Орт - Ро - Пи
- 3) Не - Орт - Пл - Пи

II_H - поле дитроита-роговообманкового миаскита

- 1) Не - Орт - Би - РО
- 4) Не - Орт - Пл - РО
- 5) Не - Пл - РО - Пи
- 6) Орт - Пл - РО - Пи

I_H - поле миаскитов

- 7) Не - Орт - Пл - Би
- 8) Не - Пл - Би - РО
- 5) Не - Пл - РО - Пи
- 9) Орт - Пл - Би - РО
- 6) Орт - Пл - РО - Пи

IV_H - поле лаурдалита-шонкинита

- 13) Не - Орт - Би - Пи
- 3) Не - Орт - Пл - Пи
- 11) Не - Би - РО - Пи
- 14) Орт - Би - РО - Пи

V_H^1 - поле мариуполитов - плагиосиенитов

- 7) Не - Орт - Пл - Би
- 10) Не - Пл - Би - Пи
- 11) Не - Би - РО - Пи
- 12) Пл - Би - РО - Пи
- 9) Орт - Пл - Би - РО
- 6) Орт - Пл - РО - Пи

V_H^2 - поле мариуполитов - щелочных сиенитов

- 7) Не - Орт - Пл - Би
- 10) Не - Пл - Би - Пи
- 11) Не - Би - РО - Пи
- 15) Орт - Пл - Би - Пи
- 14) Орт - Би - РО - Пи

(подчеркнуты типоморфные парагенезисы фаций).

Треугольные диаграммы состав-парагенезис показывают, что минеральные парагенезисы фаций нефелиновых сиенитов и их последовательность аналогичны таковым в диаграмме гранитоидных пород: V - поле плагиогранитов; I - поле нормальных гранитов; II - поле граносиенитов; III - поле сиенитов и IV - поле монцититов. Следует отметить, что эта закономерность не формальная; в генетически

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МОНГОЛО-ТУВИНСКОЙ ПРОВИНЦИИ
И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО МАССИВАМ

Формации	КПШ-ПЛ-БИ ПЛ-БИ-ПИ	КПШ-ПЛ-БИ ПЛ-БИ-РО	КПШ-БИ-РО КПШ-ПЛ-РО	КПШ-БИ-РО КПШ-РО-ПИ КПШ-ПЛ-ПИ	КПШ-БИ-ПИ КПШ-ПЛ-ПИ	
ГРАНИТЫ	КВ	V-γ ПЛАГИОГРАНИТ ТРОНДЪЕМИТ	I-γ АЛЯСКИТ ГРАНИТ Ил, Рут, Ап, Мон, Ксен, Цир, Эвкс, Кол 1ф* - гранит- ные батолиты 2ф - 1,3,6,10, 52**	II-γ ПЭЗАНИТ, МИКРО- КЛИНОВЫЙ ГРАНИТ ГРАНОСИЕНТ Сф, Ил, Ап, Орт, Мон, Тор, Фер, Эвкс 1ф - 1-3, 11-14, 20, 48, 2ф - 5, 6, 10, 49, 50	III-γ ЭКЕРИТ, КВАРЦЕ- ВЫЙ НОРДМАРКИТ Эниг, Сф, Чев, Брит, Се-гад, Мал, Цирт, Пир 1ф - 11-13, 20, 22, 46 2ф - 1, 8, 15, 23, 48, 50	IV-γ ГРОРУДИТ, КВАР- ЦЕВЫЙ АКЕРИТ Астр, Чев, Брит, Тор, Эльп, Вел 1ф - 12, 14, 73, 2ф - 1, 8, 34
		V-γσ (КВАРЦЕВЫЙ АЛЬБИТИТ)*** Ил-Рут, Мон, Ксен, Пар, Баст, Тор, Мал, Лоп, Эвкс, Кол, Криоф, Фер, Бет 1ф - 1, 3, 6, 8, 12, 15, 20, 22, 25 - 27, 46, 48, 72-74, 78	I-γσ	II-γσ, ξσ СИЕНИТ (ПЛАУЭНИТ) Сф, Ап, Орт, Цир 1ф - 6, 7, 9, 15, 26, 32, 33, 35, 52, 66, 68 2ф - 10, 29, 48, 49, 52	III-γσ НОРДМАРКИТ Ti - Мт, Сф, Ап, Орт, Цир 1ф - 1, 4, 5, 10, 28, 32, 52, 59, 65, 71	IV-γσ АКЕРИТ Сф, Чев, Астр, Брит, Пир, Цир 2ф - 8, 15, 28, 63
СИЕНИТЫ	КВ	V-ξσ ЛИЧФИЛЬДИТ (НЕФЕЛИНОВЫЙ АЛЬБИТИТ) Рин, Ламп, Рам, Лав, Гатч, Эш 1ф - 8, 18, 26, 28 - 30, 36, 43, 44, 45, 49, 60, 63	I-ξσ КАНАДИТ Ап, U-Тор, Эвд 15, 19, 21, 23, 34, 41, 42, 48	II-ξσ ГЭНСБУРГИТ, УМП- ТЕКИТ, ПУЛАСКИТ Сф, Ап, Орт, Цир 1ф - 1, 7, 9, 10, 28, 33, 47, 62, 67	IV-ξσ ЛАРВИКИТ Сф, Ап, Орт, Брит, Лав, Пир 2ф - 1, 8, 15, 34, 63	
		V-ξ (МАРИУПОЛИТ) Ил, Ап, Цир, Цирт, Пир 1ф - 15, 26, 27, 36, 42, 45	I-ξ МИАСКИТ Ил, Сф, Цир, Пир, Гатч 1ф - 15, 18, 26, 30, 36, 45, 49, 61	II-ξ ДИТРОИТ, РОГОВО- ОБМАНКОВЫЙ МИАСКИТ 1ф - 18, 19, 23, 27 - 29, 34, 38, 40, 43, 53	III-ξ ФОЙЯИТ 1ф - 8, 15, 16, 24, 34, 39, 50, 56, 69, 70 ЭССЕКСИТ, ТЕРАЛИТ 1ф - 17, 18, 38, 41, 51, 70 Сф, Ап, Цир, Хибинит Астр, Рин, Ламп, Эвд 1ф - 8, 21, 28, 63, 64	IV-ξ ЛАУРДАЛИТ 1ф - 1, 8, 15, 21, 34, 40, 44, 63, 69 ШОНКИНИТ, МАЛИНЬ- ИТ 1ф - 17, 20, 21, 24, 70 ЮВИТ 1ф - 21, 42, 44 Сф, Ап
НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ	НЕ	V-ξσ КОНГРЕССИТ, СЛЮДЯНОЙ УРТИТ Ti - мт, Ап 1ф - 30, 42, 57	II-ξσ	III-ξσ	IV-ξσ	
		V-ξσ КОНГРЕССИТ, СЛЮДЯНОЙ УРТИТ Ti - мт, Ап 1ф - 30, 42, 57	II-ξσ МОНМУТИТ Ti - мт, Шор, Вез 1ф - 18, 37, 55	III-ξσ УРТИТ, ЛЕПИДОМЕЛАНОВЫЙ ИЙОЛИТ, ИЙОЛИТ Сф, Шор, Ап 1ф - 17, 31, 37, 44, 54, 55	IV-ξσ	
УЛЬТРАЩЕ- ЛОЧНЫЕ ПО- РОДЫ						
Парагенезисы	БИ-РО		РО-ПИ		БИ-ПИ	

Кв - кварц,
КПШ - калиевый полевой
шпат,
Пл - плагиоклаз,
Би - биотит,
Пи - пироксен,
РО - амфибол, роговая
обманка,
Не - нефелин,
Лов - ловенит,
Ксен - ксенотим,
Криоф - криофиллит,

Астр - астрофиллит,
Ап - апатит,
Баст - бастнезит,
Бет - бетафит,
Брит - бритолит,
Вез - везувиан,
Вел - велерит,
Гатч - гатчетолит,
Ил - ильменит,
Ил-Рут - ильменорутит,
Кол - колумбит,
Криол - криолит,

Лоп - лопарит,
Ламп - лампрофиллит,
Мал - малакон,
Мон - монацит,
Орт - ортит,
Пар - паризит,
Пир - пироклор,
Рам - рамзаит,
Рин - ринколит,
Рут - рутит,
Се-гад - цергадолинит,
Сф - сфен,
Ti-Мт - титаномагнетит,

U-Тор - ураноторит,
Фер - фергусонит,
Цир - циркон,
Цирт - циртолит,
Чев - чевкинит,
Шор - шорломит,
Эвкс - эвксенит,
Эвд - эвдиалит,
Эльп - эльпидит,
Эниг - энигматит,
Эш - эшинит,
Тор - торит.

* Фаза. ** Номер массива на карте. *** Гидротермальные метасоматические породы.

взаимосвязанных магматических сериях мы действительно находим одинаковые парагенетические отношения темноцветных со щелочными шпатами в насыщенных и ненасыщенных SiO_2 членах.

Таким образом, классификация включает три систематические категории: минеральную формацию, минеральную фацию и петрографический вид (температурную фракцию или температурную фацию). Первая категория выделяется по признаку типоморфного (исключительного для данной формации) минерала, вторая — по типоморфным парагенезисам и составам сосуществующих минералов, третья — по количественно-минеральному составу. Такая система позволяет свести огромное разнообразие гранитоидных и нефелин-сиенитовых пород к сравнительно небольшому числу петрографических видов, каждый из которых отвечает определенному этапу фракционной кристаллизации, насыщенной либо ненасыщенной SiO_2 магмы, в условиях определенной щелочности. Таким образом, петрографический вид (или по крайней мере его главная структурная группа) представляет собой систему, полностью определенную физико-химическими факторами состояния: (массами инертных компонентов); $\mu \text{K}_2\text{O}$, $\mu \text{Na}_2\text{O}$, P, T.

При выборе названий для опорных петрографических видов по сводкам Трегера, А.Н. Заварицкого, Ю.Ф. Левинсон-Лессинга и первоисточникам наибольшие затруднения вызывала трактовка парагенетических отношений минералов. Очень часто они описаны крайне схематично. Поэтому не все выбранные названия следует считать окончательными, и в дальнейшем ряд из них может быть заменен более удачными. Однако в настоящей работе мы будем придерживаться названий петрографических видов в том значении, какое они получают в соответствии с предлагаемой классификацией — табл. 9. Далее мы не пытались здесь дать полную классификацию гранитоидов и нефелиновых сиенитов, включающую в каждой из фаций все члены от основных до кислых, и ограничились в основном лейкократовыми породами. Это продиктовано составом среднепалеозойского комплекса, в котором резко преобладают лейкократовые породы, а меланократовые появляются лишь в некоторых фациях нефелиновых сиенитов.

Ультраосновные-щелочные бесполовошпатовые породы образуют самостоятельную формацию; но, поскольку в среднепалеозойском комплексе разновидности, полностью лишенные полевых шпатов, редки и, как правило, связаны с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами, мы сочли возможным привязать отдельные типы ультраосновных-щелочных пород к фациям нефелиновых сиенитов.

Описание главных петрографических групп фациально-минералогической классификации

В Монголо-Тувинской провинции представлены очень многие петрографические разновидности щелочных пород, однако их распространенность совершенно неравнозначна. Количественно преобладают щелочные граниты и щелочные сиениты, а в бескварцевой группе мезо- и лейкократовые нефелиновые сиениты нормально-го и плюмазитового типов. Щелочноземельные граниты и сиениты, меланократовые и агпайтовые нефелиновые сиениты так же, как бесполовошпатовые породы, имеют резко подчиненное распространение и появляются в специфических условиях и процессах. Отличительной петрографической особенностью провинции является замечательное разнообразие минеральных парагенезисов гранитных и нефелин-сиенитовых пород. Этот момент детально рассматривался раньше на примере советской части провинции (Павленко, 1963, 1966; Коваленко и др., 1965), и тезис о богатстве парагенезисов оказался полностью применимым и к Монгольской части.

Петрографическая и минералогическая характеристика щелочных массивов провинции на советской территории многократно проводилась в работах Р.М. Яшиной (1957, 1962), В.А. Кононовой (1958), Н.Е. Костина (1960), В.О. Кудрина (1962), А.С. Павленко (1961₃, 1963₁, 1963₂), В.И. Коваленко (Коваленко и др., 1968), Костюка (1966) и многих других. Поскольку общий петрографический облик провинции сохраняется и в Монголии, то мы не будем приводить раздельных описаний. Упомянем только, что в Монголии встречены разности пород, не обнаруженные в Туве: волластонитовые и фаялитовые нефелиновые сиениты,

графитовые и ильменитовые нефелиновые сиениты и уртиты, фергусонитовые граносиениты, содалитовые сиениты.

1. Граниты, граносиениты и кварцевые сиениты являются наиболее распространенными породами Сангиленского комплекса. Они развиты в виде самостоятельных тел I- фазы в Восточно-Тувинской (Каахемской) и Восточно-Саянской зонах (№ 1, 2, 6, 8, 13 на рис. 11) и, кроме того, слагают многочисленные мелкие тела II- фазы в интрузиях сиенитов и нефелиновых сиенитов. Среди кварцсодержащих пород сангиленского комплекса выделяются серии всех полей щелочности, кроме V¹.

Субщелочные биотит-роговообманковые и роговообманковые микроклиновые граниты и граносиениты (II поля). Розовые, крупно- и среднезернистые, часто порфиридные породы с идиоморфными выделениями микроклин-пертита. Главные минералы: микроклин-пертит, амфибол, биотит, кварц. Плаггиоклаз (олигоклаз-андезин) встречается в подчиненном количестве в виде зерен, корродированных микроклином, или реликтов в ядрах зерен микролина. Амфибол обычно представлен обыкновенной эдинитовой роговой обманкой, но встречаются также субщелочные и щелочные разновидности типа магнезиогастингсита. Акцессорные минералы весьма разнообразны (табл. 9). Для гранитов характерны магнетит, апатит, циркон, ильменит, монацит, эвксенит; в некоторых случаях (№ 6 на рис. 9) пироксид. Для граносиенитов типичны сфен и ортит. Часто встречаются молибденит, галенит, пирит, а также флюорит. Особенно обильный и разнообразный акцессорный состав отмечается в гранитоидах II фазы.

Структуры пород в целом гипидиоморфные с отчетливым ксеноморфизмом кварца по отношению к микроклину и темноцветным, причем этот признак усиливается в сторону граносиенитов.

Описываемая группа пород слагает крупные площади в краевых частях Каахемской интрузии брельских (сютхольских) гранитов (№ 1, 2) и, кроме того, образует самостоятельные массивы в северо-восточной зоне (№ 6). Необходимо подчеркнуть, что в первом случае субщелочные граниты не образуют расщепленных тел и связаны вполне постепенными переходами с гранитами I поля, слагающими центральные части интрузий, являясь таким образом связующим звеном между ними и щелочными породами сангиленского комплекса. Субщелочные гранитоиды II- фазы развиты в массивах № 4, 7, 11, 21 и др. Следует отметить, что в этой группе изредка встречаются нормальные биотитовые граниты I поля (в массиве 11).

Щелочные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты III-IV полей, имея много общего в части геологического положения и происхождения с породами субщелочной группы, отличаются от них значительно большим разнообразием петрографо-минерального и химического состава, структур и внешних признаков. Щелочные гранитоиды I фазы - обычно крупнозернистые, нередко порфиридные породы с хорошо выраженным идиоморфизмом щелочного полевого шпата. Породы II фазы обычно более мелкозернисты, часто гранулитовой структуры с идиоморфным, изометричным кварцем. Весьма характерно образование на зернах калишпата белых рубашек позднего кислого плаггиоклаза и кучное распределение темноцветных, что придает породам пятнистый "рапакивидный" облик.

По минеральному составу среди щелочных гранитоидов выделяются две серии: 1) пироксен-роговообманкового гранита-экерита-кварцевого нордмаркита, в которых парагенность амфибола, пироксена и щелочного полевого шпата указывает на принадлежность пород к III полю щелочности; 2) биотит-пироксенового гранита - грорудита - кварцевого ларвикита с парагенезисом щелочного шпата, биотита и салита (эгирина-салита), характерным для

¹ Здесь и в дальнейшем поле щелочности I-V обозначают поля диаграммы гранитоидных пород Д.С. Коржинского: I - нормальных гранитов, II - граносиенитов, III - сиенитов, IV - монзонитов, V - плаггиогранитов. Соответственно поля щелочности I_H-V_H обозначают поля щелочности диаграммы нефелиновых пород (рис. 11): I_H - поле миаскитов, II_H - поле дитроита-роговообманкового миаскита, III_H - поле фойяита-эссексита, IV_H - поле лаурдалита-шонкинита, V - поле мариуполитов.

IV поля щелочности. Если в породах IV поля присутствует амфибол, он подвергается замещению биотитом и пироксеном. Плаггиоклазы, исключая пертитовые вроски и поздний альбит, мало характерны для описываемой группы пород. Корродированные и реликтовые зерна плаггиоклаза среднего и основного состава изредка встречаются в пироксеновых разностях.

Составы темноцветных варьируют в широких пределах: от нормальных до щелочных разностей, причем никакой прямой зависимости между составом темноцветных и содержанием в породах кварца или щелочных полевых шпатов не наблюдается. Обычно породы I фазы содержат нормальные и слабощелочные, кальций-магnezиальные разновидности темноцветных: обыкновенные роговые обманки, эденит, магнезиопаргасит, магнезиогастингсит, диопсид, авгит, федоровит; для гранитоидов II фазы характерны щелочные железистые разновидности: феррогастингсит, эккерманит-арфведсонит, эгирин-салит. В некоторых резкощелочных гранитоидах появляются необычные темноцветные минералы: астрофиллит (массив 13), энigmatит (массив 10).

Содержание кварца и щелочного полевого шпата сильно варьирует при достаточно постоянном и невысоком (обычно 5-15%) содержании темноцветных. Меланократовые разности появляются в контаминированных и палинггенно-метасоматических фациях, имеющих резко подчиненное распространение.

Акцессорные минералы щелочных гранитоидов, особенно II фазы, весьма разнообразны. Помимо обычных сфена, ортита, апатита и циркона, в них нередко пироксид, чевкинит, бриолит, валерит (массив 10 на рис. 9), а при наложении аутометасоматической альбитизации - также колумбит, торит (27), приорит, годолинит, фергусонит (4,10), авксенит (8), паразит и бастнезит (19,28).

2. Сиениты слагают многочисленные массивы во всех зонах Восточной Тувы, но наиболее характерны для Каахемской и Восточно-Саянской зон. В Каахемской зоне сиениты обычно появляются как фации гранитных, а в Сангиленской - как фации нефелин-сиенитовых массивов. Кроме того, в пределах Сангилены известны сиенитовые тела II фазы нефелин-сиенитовых интрузий.

Обычно сиениты - это крупнозернистые слабопорфировидные породы с отчетливо выраженными идиоморфизмом щелочного полевого шпата по отношению к темноцветным и иногда с признаками трахитоидности. Главными разновидностями являются пироксен-амфиболовые умптекиты и пуласкиты, представляющие основную массу сиенитов I фазы в массивах 3,5,7,9,11,12,15 и др. Они состоят на 85-90% из микроклин-пертита и на 10-15% из темноцветных, развитых в переменных относительных количествах вплоть до исчезновения пироксена или реже амфибола. Амфиболовые пуласкиты особенно типичны для дифференцированных сиенитовых массивов Северо-Восточной и Каахемской зон. Первичный плаггиоклаз в них отсутствует или встречается в резко подчиненном количестве в виде реликтовых, корродированных зерен. В умптекитах и пуласкитах, связанных переходами с нефелиновыми сиенитами или граносиенитами, могут присутствовать соответственно нефелин или кварц. Однако последний более характерен для нордмаркитов (массивы 13-15). В нордмаркитах развиты три темноцветных минерала: пироксен, амфибол и биотит, общее содержание которых составляет 5-10%. Своеобразной разновидностью нордмаркитов является тенсбергит, отмеченный Я.Д. Шенкманом в массиве 9, в котором (нередко совместно с кварцем) появляется оливин в количестве до 2%.

В рассмотренных петрографических видах парагенетические отношения минералов свидетельствуют об их принадлежности к III полю щелочности. Из представителей других полей наиболее обычны ларвикит с парагенезисом щелочного полевого шпата, биотита и пироксена (IV поле). Ларвикиты, как правило, встречаются в массивах нефелиновых сиенитов дифференцированного типа в качестве подчиненных фаций (3, 7, 13).

Известково-щелочные роговообманковые и биотит-роговообманковые сиениты с заметным или преобладающим участием олигоклаза (плауэнский тип), относящиеся ко II полю щелочности, встречаются в интрузиях, в формировании которых существенную роль играли процессы диффузионного обмена вещества, главным образом десиликация, залегающих в карбонатных породах (15, 17). Сиениты такого же типа, но с пониженным содержанием плаггиоклаза и иног-

да с незначительными количеством кварца, отмечаются во II фазе нефелин-сиенитовых и сиенитовых интрузий (20,21).

Составы темноцветных в сиенитах разнообразны, но среди них преобладают железистые разновидности.

Во II фазе наблюдается отчетливое обогащение темноцветных, что приближает их составы к рибекиту-арфведсониту и эгирину. Акцессорный состав сиенитов довольно однообразен и обычно ограничивается сфеном, ортитом, апатитом и цирконом; постоянно присутствует магнетит, иногда в очень значительных количествах. Реже, главным образом в ларвикитах, встречаются минералы группы велериталовенита, бритолит, пироклор; в пегматоидных известково-щелочных сиенитах — гадолинит, фергусонит.

3. Нефелиновые сиениты отличаются наибольшим разнообразием петрографических и химических составов, что обусловлено сложностью и разнообразием петрогенетических процессов, участвовавших в их формировании. В отличие от гранитоидов и сиенитов для них характерны не только разнообразие парагенетических отношений минералов, но и широкие вариации в относительных содержаниях нефелина, полевых шпатов и темноцветных. Наиболее широкое развитие во всех зонах Восточной Тувы получили нефелиновые сиениты II_н-III_н и IV_н полей (серии дитроита-роговообманкового миаскита, фойяита-эссексита и лаурдалита-шонкинита соответственно, слагающие самые распространенные массивы расщепленного типа).

Фойяиты — серые или зеленовато-серые крупно- и среднезернистые, часто трахитоидные породы, состоящие из 60-70% калишпата, обычно микроклин-пертита; 20-30% нефелина и 10-15% темноцветных в изменяющихся относительных количествах. В ряде случаев в фойяитах наблюдаются три темноцветных минерала, но чаще в парагенезисе с нефелином и кали-натровым полевым шпатом находятся пироксен и амфибол, представленные магнезиальножелезистыми и титанистыми разновидностями нормального и субщелочного типа (авгит, авгит-геденбергит, титанистый эгирин-авгит, роговые обманки, баркевикит). Акцессорный состав весьма прост и обычно ограничен магнетитом или титаномagnetитом, сфеном, апатитом и цирконом. Для фойяитов характерны структуры гипидиоморфнозернистые и панидиоморфнозернистые с идиоморфизмом нефелина и щелочного шпата по отношению к темноцветным. Фойяиты преобладают (16,22,20) и в той или иной степени развиты почти во всех массивах Сангиленской зоны.

Значительно реже появляются высокощелочные агпаитовые разности фойяитов — хибиниты. Главными их отличиями являются полное отсутствие первичного плагиоклаза, повышенное содержание нефелина (до 35%) и темноцветных (до 20%), которые представлены эгирином и арфведсонитом. Пространственно хибиниты обычно связаны с участками развития пегматитов и постмагматической альбитизации, чем объясняется обилие в них своеобразных акцессорных минералов: астрофиллита, энigmatита, ринколита, эвдиалита. Хибиниты встречены в массивах 10, 16, 20, 22.

Меланократовые разности фойяитового ряда типа тералитов и эссекситов встречаются в подчиненных количествах, как краевые фации, возникшие либо в результате контаминации фойяитов вмещающими габброидами, либо путем магматического замещения вмещающих основных или карбонатных пород. Для этой группы характерно присутствие в светлоцветной части основных плагиоклазов (вплоть до 60) и иногда гиперстена.

Нефелиновые сиениты серии дитроита — роговообманкового миаскита II_н — поля широко развиты в интрузиях Сангиленской зоны (15, 17, 18, 19, 21, 22).

В состав более обычного роговообманкового миаскита входит 30-45% микроклин-пертита или кали-натрового ортоклаза, 15-20% олигоклаза, около 25% нефелина и 12-18% амфибола (гастингсит или эденит). В дитроите первичный плагиоклаз отсутствует или встречается в виде редких корродированных зерен, а темноцветный минерал представлен биотитом. Акцессорные минералы в общем те же, что и в фойяитах, но, кроме того, достаточно обычны ильменит и пироклор. Для описываемых пород типичны гранитовидные, гипидиоморфнозернистые структуры и трахитоидные текстуры.

Нефелиновые сиениты II_н поля характерны для массивов, залегающих в карбонатных породах, в которых развиты процессы десицикации. В массивах этого типа изредка появляются породы I_н и V_н полей — миаскиты и мариуполиты. В

первых развиты парагенезис биотита с калишпатом и олигоклазом (массивы 15, 17, 21, 30), во вторых биотита с олигоклазом и пироксеном. Следует отметить, что мариуполиты и часть миаскитов нельзя с полной достоверностью отнести к магматическим образованиям; вероятно, в их формировании значительную роль играли процессы метасоматоза, о чем свидетельствуют, в частности, их структуры: аллотриоморфнозернистые и бластовые, часто диабластовые, пойкилитовые (например, массивы 34 - 36).

Меланократовые разновидности в сериях V_H и I_H полей почти отсутствуют. Процесс ассимиляции мраморов приводит к повышению содержания плагиоклаза с образованием пород типа канадита (V_H поле) и личфильдита (I поле).

В миаскитах и мариуполитах, а также их метасоматически измененных разновидностях появляются своеобразные акцессорные минералы: эшинит, церофергюсонит, урано-торианит.

Последнюю группу нефелиновых сиенитов образует серия лаурдалита-шонкинита с парагенезисом щелочного шпата биотита и пироксена, что указывает на их принадлежность к IV_H полю щелочности. Лаурдалиты состоят из 60-65% микроклин-пертита, 10-20% нефелина, 4-10% пироксена, обычно диопсида или эгирина-диопсида, и из 3-6% лепидомелана. Они являются главными фациями в массивах дифференцированного типа (3, 10, 16, 22). Мезо- и меланократовые члены серии - ювиты, малиньиты, шонкиниты - с последовательным возрастающим содержанием темноцветных (вплоть до 50-60%) обычно представляют продукты магматического замещения и палингенно-метасоматического преобразования карбонатных основных и ультраосновных пород. Среди темноцветных в них резко доминирует пироксен, представленный авгитом, ферро-авгитом, авгит-геденбергитом, который выделяется раньше нефелина и калишпата, что отличает эти породы от собственно магматических лаурдалитов. Ювиты, малиньиты, шонкиниты широко представлены в массивах Каргинской подзоны Сангилен (26, 35, 36).

4. В последнюю группу входят бесполовошпатовые, ультращелочные породы, содержащие из первичных светлоцветных минералов только нефелин.

Ультращелочные породы характеризуются широкими вариациями относительных содержаний темноцветных минералов и нефелина. Кроме того, своеобразие обстановки и процессов, приведших к их формированию, обусловило появление в бесполовошпатовых породах целого ряда минералов, отсутствующих или редко встречающихся в других группах пород: кальцита, граната (андрадит-гроссулярового ряда), скаполита, содалита, волластонита, везувиана.

В массивах, сложенных преимущественно ультращелочными породами, основную роль играют собственно уртиты и ийолиты, состоящие из пироксена и нефелина. В зависимости от содержания пироксена окраска пород изменяется от светлой, голубовато-серой до темно-зеленой. Пироксены представлены салитами, ферро-авгитами, авгит-геденбергитами и обогащены титаном. Помимо нефелина и пироксена постоянно присутствуют кальцит, апатит и магнетит (титанистый) и довольно часто сфен и роговая обманка типа баркевита-катафорита. В ийолит-уртитях, развивающихся путем магматического замещения габбро-пироксенитов (например, массив 24) встречаются реликты основного плагиоклаза, замещаемые нефелином и карбонатом с образованием своеобразных дактилотипных структур. Особую группу образуют гранатовые и скаполитовые ийолиты, в формировании которых, видимо, значительное участие принимали метасоматические процессы постмагматической стадии.

Структуры и текстуры ийолит-уртитов весьма разнообразны и изменчивы. Помимо гипидиоморфнозернистых структур, развиты порфиробластовые и порфировидные. При этом в эндоконтактных породах идиоморфные порфиновые выделения образуют пироксен, а в экзоконтактных, возникших путем магматического замещения пироксенитов и мраморов, нефелин. Для последних также очень характерны полосчатые, гнейсовидные и мигматитовые текстуры. В ийолит-уртитях с гранитом, амфиболом, скаполитом, а также в силикатно-карбонатных породах широко развиты пойкилобластовые и диабластовые структуры.

Гораздо меньше распространены другие разновидности ультращелочных пород. Лепидомелановые ийолиты и монмутиты были встречены в массиве 25 и в при-

контактной зоне массива 26. Конгресситы образуют узкие контактовые оторочки в некоторых телах дессилицированного типа, например в дайках и жилах массива 30.

Контактные и метасоматические породы в связи с интрузиями сангиленского-уджигинского комплексов отличаются огромным разнообразием, обусловленным: 1) широкими вариациями состава интрузивных пород, 2) петрохимическим разнообразием вмещающих, 3) обилием летучих компонентов в сочетании с гипабиссальными условиями формирования интрузий, что обусловило возможность инфильтрационно-метасоматической проработки значительных масс пород, 4) широким температурным интервалом формирования контактово-метасоматических пород. Образование прогрессивного магматического этапа (контактные) характеризуются: а) приближением состава измененных пород к составу воздействующих интрузий, б) изменением в эндоконтактной зоне порядка эвтектической кристаллизации и (или) явлениями десиликации и контаминации. Регрессивный постмагматический метасоматоз проявляется как в экзо-, так и в эндоконтактных зонах, причем эти два процесса могут развиваться независимо.

Морфология и пространственное распределение контактовых и метасоматических образований четко контролируются структурно-петрологическими условиями, которые определяют диффузное либо локальное развитие метасоматических процессов, интенсивность их проявления и состав новообразований. Так, наиболее широко контактные и метасоматические образования бывают представлены в участках развития жильных пород и пегматитов. Наиболее реакционноспособными к метасоматическим преобразованиям оказываются петрохимически контрастные карбонатные ультраосновные и основные породы.

В табл. 10 в обобщенном виде приводятся основные типы контактовых и метасоматических образований сангиленского комплекса. Не имея возможности подробно остановиться на рассмотрении всех формаций и фаций, что достаточно подробно сделано в работах В.А. Кононовой, А.С. Павленко (1963), Р.М. Яншиной и других геологов, отметим лишь некоторые особенности формаций алюмосиликатных щелочно-метасоматических обедненных кальцием пород, представляющих особый интерес.

Разнообразные породы этой формации играют основную роль среди постмагматических образований комплекса и, кроме того, весьма перспективны в отношении редкометаллового оруденения. Как показывает диаграмма рис. 12, формация охватывает метанефелиниты, микроклиниты альбититы, щелочные метакварциты, сложенные нефелином, калишпатом, альбитом, кварцем, эггином, арфведсонитом, биотитом, в различных парагенетических отношениях. Кроме того, в них постоянно присутствуют магнетит, кальцит или флюорит и разнообразные акцессорные минералы: Y-TR, Zr-Hf, Nb-Ta, Ti, часть из которых нанесена на рис. 12, а также сульфиды Mo, Pb, Fe.

Для проявления формации характерна фациальная зональность, выраженная в последовательной смене высокощелочных фаций низкощелочными, т.е. в направлении от метанефелинитов к метакварцитам. Схема геологического положения типичных случаев фациальной зональности приводится на рис. 13. Понижение щелочности фаций сопровождается также сменой более основных редкометалловых акцессориев менее основными (см. табл.), а их максимальное накопление отличается на границе фации, что связано с объемными эффектами метасоматических реакций (Павленко, 1961, 1963, 1965).

Петрохимическая характеристика орогенных гранитоидов и щелочных пород Монголо - Тувинской провинции.

Закономерности распределения породообразующих компонентов в породах различных минеральных фаций гранитов и щелочных пород провинции прослежены на основе 500 силикатных анализов, в число которых помимо оригинальных и опубликованных в литературе (Кононова, 1958, 1961, 1962; Кудрин, Кудрина, 1960; Кудрин, 1962; Яшина, 1962, 1963), входят анализы, любезно предоставлен-

Главные ассоциации контактовых метасоматических пород, связанных со щелочными интрузиями Монголо-Тувинской провинции

Этапы метасоматоза	Магматический и раннепостмагматический				Постмагматический		
Интрузивные породы	Карбонатные породы	Пироксениты	Габброиды	Средние и кислые алюмосиликатные породы	Карбонатные породы	Основные и средние алюмосиликатные породы	Кислые алюмосиликатные породы
Щелочные гранитоиды и сиениты	Гранат-щелочно-полевошпатовые породы (святоноситы)	Полевошпатовые пироксеновые фениты	Щелочно-полевошпатовые амфиболиты и фениты	Щелочно-полевошпатовые роговики, щелочные мигматиты	Щелочные полевошпатовые скарны, волластонит-гранат-везувиановые породы	Эгирин-лепидомелановые альбититы и микроклиниты	Щелочные апограниты и метакварциты с рибекитом, астрофилиитом, криофилиитом
Нефелиновые сиениты	Диопсид-полевошпатовые волластонитовые скарноиды, нефелин-гранат-полевошпатовые породы	Полевошпатовые ийолиты, метаийолиты и ювиты	Плагиоклаз-авгитовые метаэссекситы и меташонкиниты	Турмалин-силлиманитовые и грюнеритовые роговики, нефелиновые фениты	Нефелин-полевошпатовые породы с эгирин-диопсидом, гастингситом, эпидотом	Эгирин-лепидомелановые арфведсонитовые альбититы с канкринитом	Альбититы и микроклиниты, рибекитовые, эгириновые и лепидомелановые
Ультрщелочные породы, бесполевошпатовые	Пироксен-нефелин-карбонатные породы с апатитом, графитом	Мельтейгиты	Полиминеральные тералитовые породы	Нефелиниты (биотитовые метауртиты)	Кальцит-канкринит-томсонитовые породы (тувиниты)	"Карбонатиты", козениты, гранатовые, скаполитовые, канкринитовые и содалитовые породы	Канкринит-лепидомелановые альбититы

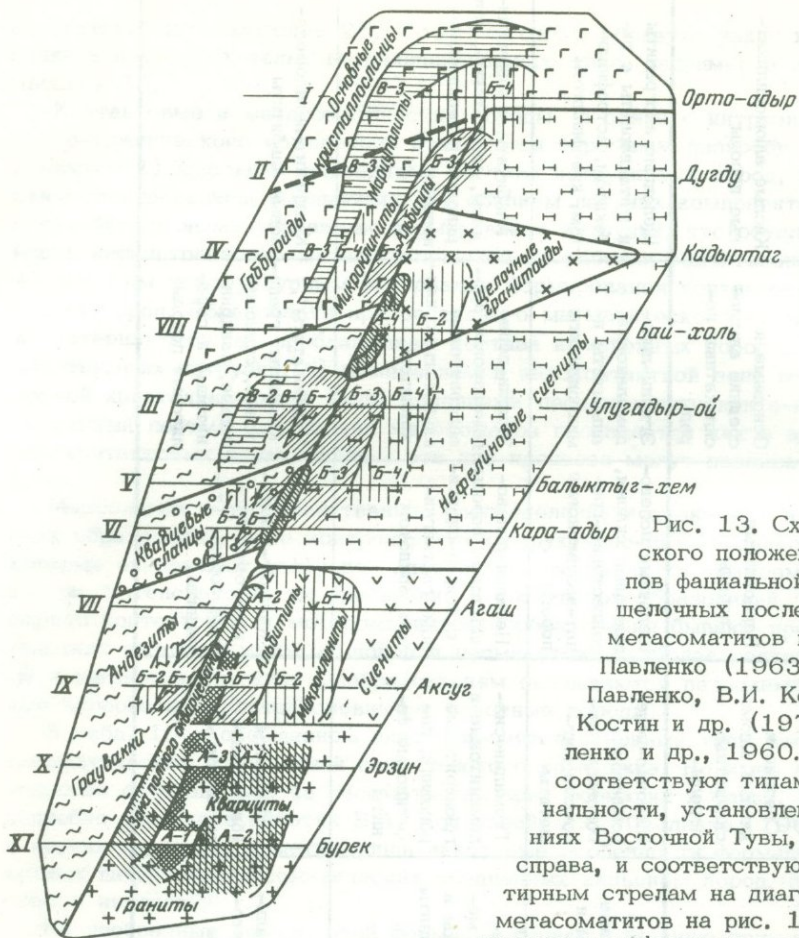


Рис. 13. Схема геологического положения главных типов фациальной зональности щелочных послемагматических метасоматитов по данным А.С. Павленко (1963, 1972); А.С. Павленко, В.И. Коваленко (1965); Костин и др. (1970); А.С. Павленко и др., 1960. Сечения I—XI соответствуют типам фациальной зональности, установленным в проявлениях Восточной Тувы, обозначенных справа, и соответствуют штрих-пунктирным стрелам на диаграмме щелочных метасоматитов на рис. 14. А-1, В-3 — минеральные фации на этой диаграмме

ные Г.В.Махиным, В.С. Кудриным, Д.И. Трубино, Н.Е. Костиным, Я.Д. Шенкманом, И.А. Нечаевой, В.Б. Агентовым, А.В. Ильиным, Л.В. Дмитриевым, за что авторы приносят им искреннюю благодарность. Эти данные использованы для петрохимических построений по Тувинской части провинции. Монгольская часть охарактеризована в основном оригинальными анализами, приведенными в табл.11, а также в табл. 12 и 13.

Общую картину использованного аналитического материала дают диаграммы (рис. 2, ж-м; 14); на последней усреднены только весьма близкие анализы однотипных пород.

Петрохимический анализ всего комплекса в целом и отдельных его представителей проводился нами уже раньше (Павленко и др., 1965, 1972). В настоящей работе мы используем для этой цели более обширный аналитический и геолого-петрографический материал.

Достаточное обилие анализов позволяет охарактеризовать с помощью усредненных цифр состав пород различной кремнекислотности и щелочности в соответствии с петрографическими подразделениями, принятыми в предыдущих разделах. В табл. 12, приводятся средние анализы гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов, сиенитов I и II фаз комплекса раздельно по I—IV полям щелочности. Необходимо подчеркнуть, что при усреднениях к I фазе относились только породы главной интрузивной фазы, а во II объединялись все поздние фазы независимо от их количества в конкретных массивах. Недостаточно детальные петрографические описания нефелиновых сиенитов, которые и отличаются к тому же резкой фациальной изменчивостью, делающей малонадежной географическую привязку, не позволяли во всех случаях однозначно относить тот или иной анализ к опре-

Составы пород гранитной – щелочногранитоидной формации орогенного этапа
(бреньский, нумургинский, шараусгольский, хархириинский, сангиленский,
уджигинский комплексы Монголии и Восточной Тувы)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
Группа I-O. Нормальные граниты																			
1	СН 552	61,72	0,37	20,28	1,30	0,74	0,06	0,67	2,15	3,76	8,76	0,14	0,05	0,36	SO ₃ -0,02	100,38	-2,1	8,0	5,4
2	МР 521	62,00	0,38	18,86	1,68	2,80	0,21	0,76	1,60	5,32	6,40	-	сл.	0,27		100,28	2,0	10,5	3,5
3	МР 23/10	62,16	0,76	17,35		3,85		1,24	2,19	5,80	4,84			1,10		99,29	2,2	11,1	3,2
4	НМР 26/8	63,0	0,77	16,55	4,10		0,10	0,95	2,00	3,59	5,94	0,14				97,14	12,0	6,8	2,8
5	НМР 26/4	63,3	0,71	15,15	4,90		0,11	1,90	2,54	3,40	4,27	0,25				96,66*	18,4	4,6	1,8
6	НМР 695	63,44	0,63	18,30	1,92	1,12	0,20	0,83	1,75	4,10	6,14	0,22	0,18	0,51	SO ₃ -0,02	99,36	8,3	8,6	2,7
7	МАН 31/13	63,80	0,79	16,00	5,78		0,11	1,89	2,11	2,52	5,18	0,17				98,35*	26,2	5,0	5,0
8	МР 514	64,00	0,43	16,82	1,40	3,24	0,14	0,75	1,50	5,24	6,30		0,05	0,16		100,03	2,9	22,2	3,2
9	СН 553	64,96	0,33	17,92	1,18	0,89	0,03	0,43	0,95	3,64	8,92	0,04	0,23	0,21	SO ₃ -0,02	99,75	5,9	19,1	6,2
10	МР 503	67,07	0,46	16,45	1,80	1,44	0,14	1,07	2,00	5,50	5,00		0,10	0,40		101,43	9,5	14,4	3,3
11	НМР 693*	67,10	0,50	15,77	1,81	2,02	0,07	0,92	2,25	3,48	4,46	0,23	0,13	0,53		99,27	22,8	5,4	2,1
12	МАН 31/10	67,4	0,75	14,52	3,79		0,10	1,87	2,44	3,25	2,91	0,12				97,25*	23,4	3,8	1,3
13	СН 557	67,72	0,39	16,10	1,81	1,26	0,13	1,01	1,85	4,46	3,94	0,22	0,28	0,33	CO ₂ -0,08	99,60	19,8	7,0	2,6
14	СН 558	68,52	0,39	15,92	2,20	1,12	0,16	1,08	1,20	4,80	3,94	0,21	0,20	0,60		100,34	21,0	8,9	2,7
15	НРН 20/13	69,1	0,39	12,35	3,02		0,07	0,66	2,34	3,10	5,72					96,15*	26,0	19,0	2,6
16	ДОТ 313	69,90	0,40	14,83	1,78	0,92	0,08	0,67	1,65	4,06	4,34	0,23	0,08	0,22	SO ₃ -0,13 CO ₂ -0,12	99,41	25,6	7,6	4,0

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
17	КО 225	70,86	0,32	15,38	0,83	1,04	0,06	0,72	1,75	3,66	4,16	0,18	0,11	0,04	SO ₃ -0,02, CO ₂ -0,27	99,40	28,1	6,6	2,8
18	ДОТ 311	71,26	0,23	14,90	1,82	1,06	0,21	0,76	1,45	4,20	4,50	0,08	0,09	0,06	SO ₃ -0,01, CO ₂ -0,11	100,74	25,1	9,0	3,6
19	КР 404	71,56	0,32	14,45	0,97	1,63	0,06	0,54	1,65	3,48	4,22	0,11	0,09	0,13	SO ₃ -0,02	99,23	28,1	7,9	4,5
20	МР 501	71,90	0,20	15,25	0,68	1,36	сл.	0,86	1,82	3,42	3,88			0,09		99,46	30,7	6,3	2,1
21	ДОТ 309	72,06	0,29	13,96	1,37	0,89	0,05	0,54	1,55	3,14	4,64	0,20	0,15	0,26	SO ₃ -0,01, CO ₂ -0,16	99,27	32,3	7,1	3,4
22	КБО 698	72,90	0,11	14,62	0,82	0,60	0,05	0,83	1,70	3,96	3,94	0,04	0,10	0,31		99,98	31,2	6,9	3,6
23	ШРГ 559	73,48	0,29	13,86	1,14	1,04	0,09	0,69	2,20	3,56	3,64	0,07	0,17	0,37	SO ₃ -0,03, SO ₃ -0,01	100,63	35,2	4,9	3,8
24	ДОТ 314	74,04	0,26	12,85	0,63	1,78	0,07	0,43	1,60	3,48	3,60	0,35	0,19	-	CO ₂ -0,08	99,37	37,9	6,6	3,9
25	КО 88	74,30	0,15	13,63	0,82	0,67	0,01	0,20	0,95	3,76	5,00	0,01	0,18	0,20	SO ₃ -0,07, CO ₂ -0,05	100,00	33,3	13,5	7,8
26	НК 245	75,30	0,24	12,31	1,61	0,63	0,15	0,29	1,35	3,48	4,40	сл.	0,14	0,04	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,13	100,10	36,8	11,3	4,8
Группа П-О. Лейкократовые граниты																			
1	НМР 24/5	60,5	0,40	16,50	4,99		0,15	0,76	5,30	1,32	6,23	0,18				96,33*	20,0	2,0	1,7
2	НМР 24/4	65,2	0,42	16,72	3,81		0,19	0,48	2,46	3,60	4,48	0,16				97,62*	20,0	4,8	2,3
3	КР 406	65,68	0,35	17,02	0,81	2,18	0,15	0,70	1,95	5,40	5,68	0,17	0,10	-	SO ₃ -0,02, CO ₂ -0,22	100,43	6,3	15,3	3,9
4	БУ 588	66,12	0,27	17,79	1,27	0,66	0,13	0,31	0,25	5,06	7,40	0,04	0,23	0,05	SO ₃ -0,04	99,62	3,7	71,8	4,6
5	СЛН 853	66,8	0,37	14,22	3,64		0,11	1,81	1,57	2,94	3,48	0,10				95,04*	28,5	6,0	1,1
6	ДОТ 312	74,10	0,38	13,77	1,66	1,66	0,11	0,76	1,65	4,06	4,16	0,16	0,22	0,22	SO ₃ -0,05, CO ₂ -0,13	100,09	26,6	9,3	3,1
7	М 12/58	71,74	0,25	14,05	1,19	1,06	0,08	0,77	1,67	4,14	4,17	0,25	0,04	0,42		99,83	27,9	8,9	4,6

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
8	ТРХ 667	71,36	0,19	16,89	0,15	1,09		0,52	2,00	4,48	2,86	0,08	0,09	0,35		100,10	27,1	6,0	2,5
9	ДОТ 322	71,44	0,22	14,14	1,73	1,00	0,08	1,03	1,15	3,64	4,64	0,16	0,10	0,44	SO ₃ -0,06, CO ₂ -0,08	99,91	28,7	11,2	3,5
10	ДОТ 310	71,52	0,38	13,12	2,57	0,89	0,10	0,85	1,30	3,82	4,40	0,15	0,10	0,23	SO ₃ -0,14 CO ₂ -0,15	99,72	29,3	11,1	3,1
11	БУ 586	71,56	0,27	14,74	0,97	1,10	0,08	0,53	0,9	3,86	5,50	0,09	0,13	0,27	SO ₃ -0,05	100,05	25,7	14,5	4,3
12	ЗАГ 973	73,00	0,28	13,30	1,58	0,85	0,01	0,50	0,83	4,94	4,62	0,03	0,18	0,28	F-0,02	100,41	24,7	166,0	3,85
13	НРН 20/14	73,00	0,28	14,10	1,29		0,06	0,36	2,41	3,09	4,06	0,02				98,67*	36,4	4,2	6,2
14	СЛН 851	73,06	0,20	13,10	0,91	1,65	0,03	0,27	1,22	3,50	4,50	0,05	0,50	0,62	F-0,07, CO ₂ -0,02	99,70	33,4	10,0	4,4
15	БУ 589	73,48	0,26	13,60	1,17	0,55	0,06	0,45	1,30	4,26	4,32	0,17	0,16	0,32		100,26	30,0	12,5	6,5
16	НРН 19/12	73,5	0,23	12,20	1,20		0,09	0,34	0,46	3,38	4,20					95,70*	37,7	27,0	4,3
17	НМР 694	73,64	0,09	14,05	0,66	0,60	0,09	0,05	0,75	2,50	6,42	0,14	0,12	0,42	SO ₃ -0,02	99,55	33,6	10,8	4,2
18	УУ 601	73,76	0,21	14,21	1,09	0,82	0,07	0,29	1,00	3,82	4,50	0,09	0,16	0,47		100,49	32,6	12,0	3,8
19	УУЛ 1010	73,8	0,10	13,30	1,72		0,09	0,66	0,75	1,00	3,45					94,87*	47,1	7,6	0,6
20	ЗАГ 969	73,82	0,16	13,00	0,85	0,92	0,04	0,40	1,12	4,16	4,62	0,02	0,14	0,46	F-0,02	99,73	31,1	154,0	4,4
21	КД 359	73,86	0,16	13,74	0,46	1,33	0,15	0,54	0,90	3,32	4,26	0,28	0,05	0,18	SO ₃ -0,02	99,25	35,0	12,9	2,5
22	СЛН 846	74,0	0,20	12,3	2,00		0,05	0,31	1,01	2,65	4,55					97,07*	40,0	10,2	3,2
23	НРН 19/10	74,5	0,35	14,65	1,96		0,11	0,66	1,07	3,53	5,15	0,12				102,10*	30,5	11,0	3,4
24	ТРХ 663	74,62	0,16	14,42	0,90	0,51	0,03	1,06	1,30	3,44	3,44	0,11	0,18	0,37		100,54	35,7	7,9	1,9
25	ИД 574	74,62	0,20	13,25	1,08	0,37	0,08	0,38	0,50	4,11	4,35	0,01	0,12	0,19	SO ₃ -0,01	99,27	33,6	24,3	4,7

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
26	М 1/58	74,62	0,15	13,30	0,82	0,52	0,06	0,34	0,88	3,98	4,74	0,09	0,02	0,16		99,82	33,5	13,5	8,3
27	НК 246	74,78	0,20	12,63	1,65	0,67	0,10	0,45	0,95	4,00	4,16	0,08	0,13	0,08		99,88	34,2	14,3	5,1
28	СЛН 845	74,84	0,07	13,20	1,13	0,65	0,03	0,10	0,78	3,68	4,94	0,02	0,30	0,48	F-0,05, CO ₂ -0,02	100,17	33,9	16,4	7,0
29	ТРХ 652	75,12	0,05	14,31	0,81	0,29	0,13	0,23	0,95	4,08	3,97	0,06	0,11	0,22	SO ₃ -0,03	100,26	33,7	12,7	4,0
30	КР 408	75,26	0,13	12,99	0,40	1,59	0,05	0,36	1,15	3,32	4,64	0,08	0,08	0,06	CO ₂ -0,12	100,23	36,2	9,6	4,5
31	СХ 40/11	75,30	0,19	10,83	1,04	0,93	0,14	сл.	0,51	4,42	4,62		0,28	0,20		98,46	36,7	7,3	17,5
32	ШУ 580	75,39	0,19	12,79	0,59	1,08	0,04	0,42	0,58	3,71	5,03	0,05	0,10	0,26	CO ₂ -0,26	100,45	34,4	24,5	6,4
33	СН 550	75,98	0,08	14,09	0,88	0,15	0,05	0,34	0,30	4,22	4,32	0,04	0,08		SO ₃ -0,07, CO ₂ -0,19	100,79	32,9	48,6	3,8
34	ЦЭЦ 727	76,36	0,18	12,74	0,70	0,60	0,13	0,05	0,70	3,84	4,10	0,07	0,08	0,20	SO ₃ -0,01	99,76	38,0	15,2	6,2
35	КБО 30/56	76,6	0,13	13,15	0,89		0,09	0,25	0,39	6,72	1,44	0,09				99,75*	32,5	53,0	12,3
36	КБО 30/5а	76,7	0,17	11,15	0,98		0,09	0,69	0,90	3,67	3,62	0,10				97,97*	41,9	14,0	5,5
37	ШУ 131/15	76,56	0,19	11,83	0,61	1,08	0,04	0,31	0,8	3,61	4,52	0,04	0,32	0,07	CO ₂ -0,09	100,06	38,4	23,0	6,3
38	ШРГ 560	76,76	0,13	12,95	0,61	0,37	0,06	0,18	0,9	3,60	4,20	0,01	0,16	0,07	SO ₃ -0,02	100,02	39,2	13,4	6,4
39	ТЦ 565	76,76	0,11	12,81	0,56	0,37	0,06	0,52	0,75	3,52	4,26	0,01	0,09	0,16	SO ₃ -0,03	100,01	38,8	16,5	4,4
40	НК 231	77,06	0,09	12,04	1,07	0,30	0,04	0,16	0,50	3,70	4,16	0,02	0,08	0,34	SO ₃ -0,05	99,61	39,4	22,8	6,8
41	ДОТ 316	77,22	0,22	11,34	1,31	1,11	0,05	0,60	0,65	3,34	3,44	0,06	0,07	0,12	SO ₃ -0,09, CO ₂ -0,08	99,70	41,6	14,6	2,9
42	СН 554	77,26	0,19	12,88	0,59	0,30	0,04	0,38	0,45	3,26	4,22	0,11	0,25	0,53		100,46	40,1	25,2	3,2

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
43	НРН 19/13	78,0	0,16	14,38	1,26		0,05	0,17	1,32	3,97	4,13					103,45*	35,8	9,8	5,3
44	НРН 19/14	78,2	0,19	9,05	0,77		0,04	0,12	0,74	2,32	4,76					96,19*	49,8	∞	6,9
45	КБО 30/5в	79,0	0,02	15,66	0,58		0,09	0,18	0,26	8,45	0,58	0,15				105,17*	24,3	59,0	8,8
Группа III-О. Субщелочные граниты																			
1	Ч 183	64,96	сл.	17,70	0,99	2,26		сл.	1,00	6,80	6,30		сл.	0,30		100,31	2,6	58,4	6,0
2	УР 530	73,0	0,27	11,15	3,44	1,58	0,14	сл.	1,09	4,50	4,94		0,20	0,53		100,84	29,0	7,2	3,9
3	СХ 247	75,45	0,28	10,57	8,52	0,79	0,28	0,27	0,44	5,16	4,42		0,16	0,18		100,52	33,2	4,0	10,7
4	СХ 40/5	75,40	0,22	8,70	3,54	1,58	0,28	0,45	1,82	3,40	4,38		0,12	0,28		100,17	38,9	5,6	2,1
5	НК 237	75,44	0,15	12,13	1,41	0,89	0,11	0,34	0,15	3,76	4,46	0,08	0,16	0,16	SO ₃ -0,04	99,28	35,6	71,0	4,1
6	СХ 40/3	75,55	0,20	9,80	3,46	1,65	0,14	сл.	0,73	3,96	4,42		0,13	0,19		100,23	37,6	6,9	3,6
7	СХ 40/24	75,65	0,19	10,42	3,16	0,93	0,28	сл.	0,58	4,64	4,38		0,17	0,18		100,58	36,4	5,6	7,9
8	НК 234	75,68	0,22	12,30	1,54	0,59	0,12	0,18	0,50	4,00	4,28	0,04	0,11		SO ₃ -0,02	99,58	35,8	24,1	6,6
9	НК 232	75,74	0,13	12,37	1,46	0,52	0,09	0,20	0,30	3,67	4,12	0,02	0,11	0,52	SO ₃ -0,04	99,29	37,7	44,7	3,4
10	СХ 39/6	76,50	сл.	9,65	2,88	1,36	0,14	0,28	0,58	3,52	5,0		0,20	0,20		100,31	39,2	6,8	4,0
Группа IV-О. Щелочные граниты																			
1	МР 13/3	69,4	0,08	15,85	0,60	2,26		0,51	0,70	5,26	4,60			0,32		99,78	17,1	19,8	4,0
2	ШРГ 561	74,84	0,13	13,29	1,25	0,26	0,04	0,12	0,05	4,66	4,77	сл.	0,25	0,37	SO ₃ -0,01	100,04	30,5	164,0	9,1
3	УР 525	74,88	0,09	12,77	1,42	1,06	0,15	0,22	0,50	4,88	3,68	сл.	0,17		SO ₃ -0,03 CO ₂ -0,02	100,07	31,5	30,6	5,7

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.л.п.	F,SO ₃ ,CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
4	СН 556	75,40	0,17	12,89	0,96	1,12	0,05	0,20	0,30	4,18	4,26	сл.	0,17	0,34	SO ₃ -0,01	100,05	34,1	49,0	4,7
5	ТЦ 572	76,0	0,20	12,05	1,37	0,26	0,09	0,20	0,45	4,26	4,00	0,05	0,16	0,17	SO ₃ -0,04	99,30	36,7	29,0	7,6
6	ТЦ 573	76,02	0,21	11,67	1,69	0,30	0,13	0,22	0,25	4,26	4,12	0,07	0,15	0,25		99,34	36,3	147,0	6,4
7	ШРГ 562	76,22	0,08	12,22	1,14	0,37	0,04	0,13	0,15	4,04	4,75	сл.	0,21	0,19	SO ₃ -0,03	99,57	35,8	75,0	8,3
8	ТЦ 567	76,34	0,21	11,64	1,60	0,26	0,10	0,49	0,50	4,32	4,06	0,02	0,29	0,20	SO ₃ -0,06	100,09	36,1	145,0	5,2
9	УР 526	76,36	0,08	11,54	1,76	1,34	0,04	0,09	0,30	4,58	3,60	сл.	0,09	0,20		99,98	34,8	∞	4,9
10	НК 243	77,86	0,20	11,23	1,70	0,45	0,12	0,16	сл.	4,00	3,54	0,08	0,12	0,19	SO ₃ -0,04	99,69	41,2		4,1
Группа V-O. Редкометалльные фации нормальных гранитов																			
1	ХРХ 32/6	66,7	0,69	13,85	6,43		0,13	3,72	1,98	2,01	1,88	0,14				97,53*	30,6	3,0	0,38
2	ХРХ 32/7	70,2	0,55	14,00	4,52		0,12	0,17	1,62	2,58	4,02	0,15				97,93*	32,2	5,9	1,33
3	УР 36/1	72,54	0,19	13,62	1,92	0,75	0,08	0,36	1,05	3,90	4,58	0,04	0,19	0,84		100,06	30,3	11,4	4,5
4	СЛН 860	72,70	0,51	12,50	3,45		0,11	0,97	1,62	2,991	4,32	0,21				99,30*	35,1	6,6	2,7
5	УР 36/2	73,26	0,17	13,68	0,79	1,56	0,04	0,32	0,85	4,46	4,52	0,09	0,17	0,28	SO ₃ -0,05	100,24	29,1	17,4	5,8
6	ХРХ 32/8	73,4	0,47	13,75	3,85		0,10	0,14	0,90	3,69	3,47	0,10				99,87*	34,0	12,6	2,0
7	ХРХ 32/16	78,2	0,31	11,60	2,55		0,09	1,22	1,46	2,60	3,34	0,12				101,49*	44,9	5,8	1,8
Группа VI-O. Редкометалльные фации лейкократовых гранитов																			
1	УР 527	67,26	0,17	16,23	0,93	2,38	0,08	0,11	1,80	5,20	4,44	сл.	0,29	0,31	CO ₂ -0,11	99,81	13,5	12,3	4,6
2	УР 531	68,46	0,19	15,22	2,37	1,65	0,09	0,09	1,30	4,80	4,96	сл.	0,21	0,38	CO ₂ -0,05	99,77	20,8	14,1	4,5

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
3	УР 528	74,12	0,12	13,16	1,16	1,19	0,05	0,18	1,05	4,32	4,40	сл	0,12	0,19		100,18	30,0	15,3	5,7
4	ШРГ 563	75,00	0,12	12,23	0,86	1,15	0,04	0,42	0,70	4,55	4,00	0,03	0,18	0,31	SO ₃ -0,01	99,60	32,3	50,7	5,1
5	ХРХ 32/10	75,3	0,16	13,55	2,02		0,10	0,37	0,56	3,89	3,91	0,10				99,96*	34,5	19,3	2,87
6	ШРГ 564	75,50	0,11	12,21	1,15	0,85	0,05	0,36	1,20	4,20	3,90	0,06	0,16	0,21	SO ₃ -0,02	99,98	36,0	20	4,9
7	УР 529	75,86	0,12	12,67	1,68	0,75	0,01	0,13	0,70	4,12	3,96	сл.	0,05	0,26		100,36	36,0	17,5	5,0
8	ХРХ 32/11	76,1	0,18	13,40	3,10		0,11	0,16	0,87	3,21	4,27	0,12				101,52*	36,8	12,4	2,34
9	ХРХ 32/14	77,3	0,12	11,05	1,99		0,09	0,33	0,39	3,75	3,03	0,10				98,15*	46,3	21,4	2,28
10	ХРХ 32/15	78,8	0,15	11,32	1,74		0,11	0,16	0,60	3,81	3,31	0,09				100,09	43,7	17,7	5,4
Группа VII-О. Щелочные граниты в составе нефелин-сиенитовых комплексов																			
1	БХ 197	62,40	0,44	15,38	2,56	4,22	0,31	1,05	1,70	6,24	4,16	0,19	0,15	0,49	SO ₃ -0,01	99,30	1,1	65,3	2,0
2	МР 18/4	64,56	0,64	15,34	1,21	3,52	0,09	0,89	2,19	5,36	4,80	0,18	0,12	0,53	SO ₃ -0,01	99,44	8,4	23,3	2,4
3	ТХ 34	66,54	0,30	17,07	1,45	0,82	0,14	0,31	0,40	6,60	5,26	0,08	0,24	0,29	SO ₃ -0,03	99,53	6,4	54,5	8,4
4	ДГ 64Г	67,19	0,27	15,46	3,74	1,95	-	сл.	1,18	5,50	4,55			0,25		100,09	12,7	20,6	3,5
5	БХ 199	67,62	0,35	15,83	1,76	2,22	0,09	1,00	1,10	5,36	3,44	0,07	0,13	0,30	SO ₃ -0,01	99,39	13,9	13,6	3,1
6	МР 506	69,60	0,30	14,80	0,92	2,59	0,14	0,40	1,40	4,50	5,42			0,02	CO ₂ -0,11	100,09	19,0	17,2	3,7
7	ДГ 517/38	70,04	0,28	14,23	2,59	1,21	0,08	0,19	0,41	5,26	5,21	0,09	0,22	0,44		100,34	18,2	∞	4,5
8	А 29/58	71,86	0,03	13,86	1,53	1,29	0,07	0,23	0,60	5,66	4,18	0,06	0,16	0,26	SO ₃ -0,11	99,65	23,3	58,0	5,6
9	БХ 57	71,98	0,42	13,19	3,45	0,13	0,13	0,29	0,95	4,84	4,52	0,15	0,11	0,55	CO ₂ -0,05 SO ₃ -0,05	100,76	24,8	82,5	3,8

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
10	ДГ 130	72,46	0,29	12,63	2,59	2,15	0,13	0,40	0,10	4,50	3,24	0,01	0,19	0,45	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,05	99,22	30,1	140	2,1
11	МР 18/13	74,36	0,23	12,28	0,61	1,22	0,03	0,11	0,91	4,64	5,80	0,04		0,26	SO ₃ -0,01	100,5	27,9	7,5	9,2
Группа IН. Меланократовые нефелиновые сиениты, ийолиты, ювиты																			
1	ЦА 12/13	47,36	1,40	15,24	2,48	7,70	0,16	4,28	16,42	2,73	0,30	1,71	0,18	0,11	SO ₃ -0,12	100,19	-7,8	-0,9	0,21
2	ДХ 376	36,60	1,10	16,20	7,90	5,56		6,30	23,00	0,27	0,24			2,40		99,57	-22,6	0,1	0,25
3	ЦА 12/19	48,14	0,49	18,86	0,88	6,41	0,10	7,30	11,75	3,02	0,32	0,32	0,24	2,02	SO ₃ -0,02	99,87	-9,2	0,8	0,29
4	ДД 15/13	46,74	0,51	9,30	0,66	2,88	0,11	3,85	19,00	3,84	2,24	0,17	0,37	11,11		100,78	-14,8	29,6	0,35
5	ДХ 377	40,40	1,20	17,40	4,26	5,88		4,10	17,2	5,40	1,81			1,86		99,51	-37,6	3,7	0,44
6	ЦА 13/6	50,70	0,60	19,75	1,38	4,25	0,08	2,87	14,00	3,64	0,32	1,10	0,18	0,79	SO ₃ -0,01	99,67	-3,6	0,9	0,46
7	ДХ 377	45,56	3,02	15,79	2,80	8,90		7,40	7,55	5,05	2,18			1,07		99,32	-23,2	4,2	0,51
8	ЦА 12/11	50,56	0,98	20,88	1,21	4,82	0,09	3,97	12,51	4,16	0,36	0,26	0,18	0,54	SO ₃ -0,09	100,51	-7,8	1,1	0,52
9	ВХУ 392	42,16	1,07	15,49	4,18	9,99	0,39	0,87	14,25	6,64	1,58	0,37	0,09	0,15	SO ₃ -0,05 CO ₂ -2,00	99,28	-28,0	8,6	0,56
Группа II Н. Мезократовые нефелиновые сиениты и матасиениты																			
1	ОХ 402	41,74	0,95	17,77	3,06	5,21	0,18	0,76	12,90	6,40	4,16	0,41	0,11	0,17	SO ₃ -0,22,	100,47	-10,4	5,5	0,44
2	УЭ 367	42,90	0,33	15,98	6,67	13,89	0,56	0,75	8,39	4,80	3,60		0,30	1,33	CO ₂ -6,43	99,50	-32,5	7,1	0,55
3	ОХ 396	43,96	1,24	17,13	3,52	8,64	0,27	1,90	13,05	6,28	2,20	0,64	0,11	0,51	SO ₃ -0,23, CO ₂ -0,43	100,53	-34,4	5,8	0,62
4	ОХ 399	48,36	1,26	16,31	2,46	4,47	0,15	2,69	10,35	6,52	4,84	0,60	0,09		SO ₃ -1,65	99,75	-31,5	70,3	0,91
5	ОХ 397	46,44	0,95	18,60	4,29	6,41	0,24	1,45	9,25	6,68	3,34	0,76	0,12	0,21	SO ₃ -0,18, CO ₂ -1,15	100,07	-32,2	7,2	0,92

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	a/c	a/b
6	КС 17/2	51,54	1,19	17,71	2,56	7,97	0,22	2,62	5,20	6,52	2,56	0,58	0,43	0,28	SO ₃ -0,13	99,51	-18,4	6,6	1,01
7	УХ 390	46,73	0,96	20,43	2,60	7,70	-	1,73	6,01	6,90	4,65		0,25	1,53		99,49	-36,0	8,2	1,29
8	КС 17/3	56,48	0,63	17,46	3,25	5,98	0,21	1,22	4,75	5,44	4,56	0,23	0,16	0,03	SO ₃ -0,06	100,43	-10,0	7,8	1,33
9	УХ 391	46,34	0,55	21,38	2,00	7,18	0,07	1,56	5,20	6,00	5,28	0,07	0,18	0,61	SO ₃ -0,04, CO ₂ -2,91	99,37	-33,6	5,3	1,53
10	УЭ 365	50,63	0,62	19,80	2,45	5,39		0,88	5,95	6,90	6,40			1,05		100,07	-32,7	22,6	1,64
11	МР 511	47,90	1,09	21,84	4,04	3,81	0,15	0,58	6,95	7,04	4,0	0,14		2,24	SO ₃ -0,02	99,80	-31,0	5,2	1,68
12	ХУ 393	51,95	0,64	19,75	0,73	5,67		0,32	6,75	4,80	4,00		0,18	4,49		99,28	-10,0	3,2	1,70
13	КА-6	58,07	0,81	14,87	4,96	6,86		0,67	0,96	7,0	3,35		0,48	1,11		99,14	-6,4	50,0	1,59
14	ЦА 12/9	53,78	0,17	18,88	3,36	7,13	0,18	0,49	3,10	7,00	4,90	0,17	0,43	0,07	SO ₃ -0,02	99,68	-22,4	16,4	1,72
15	ХУ 387	49,73	1,35	19,86	1,60	4,69	0	0,44	6,14	7,60	6,00		0,12	1,92		99,45	-33,9	52,3	1,87
16	МР 513	51,00	0,70	21,41	2,78	4,68	0,14	0,40	5,00	0,12	5,06			0,30		100,59	-36,9	39,1	2,09
17	ДД 14/8	51,96	0,36	21,23	2,21	5,03	0,18	1,25	3,20	7,20	5,72	0,27	0,09	0,71	SO ₃ -0,07, CO ₂ -0,21	99,65	-29,4	11,4	2,24
18	ДХ 378	53,86	0,40	21,14	1,80	4,86	0,24	0,51	4,50	7,80	3,44	0,21	0,09	0,33	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,33	99,54	-21,4	7,2	2,32

Группа III Н. Редкометалльные фации нефелиновых сиенитов, дитроиты, миаскиты

1	МР 18/2	56,98	1,66	15,13	3,57	6,10	0,15	2,55	4,53	5,40	2,64	0,64	0,01	0,67	SO ₃ -0,02	100,05	-1,8	7,1	0,95
2	МР 17/4	50,58	1,09	18,90	2,95	7,69	0,26	1,36	4,60	5,36	5,00	0,53	0,03	2,10	SO ₃ -0,05	100,47	-20,6	6,3	1,29
3	ДД 15/20	53,98	0,25	16,93	2,59	3,31	0,19	1,01	7,00	6,08	3,52	0,49	0,40	4,86		100,61	-11,8	8,7	1,36

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F,SO ₃ ,CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/в
4	MP 504	58,36	0,48	19,15	2,71	5,46	0,15	0,42	2,94	4,04	5,47	0,12	0,08	0,48	SO ₃ -0,01	100,07	-1,8	4,4	1,70
5	MP 517	51,48	0,62	21,30	1,64	5,69	0,10	0,80	5,08	6,10	4,95			0,88		99,24	-22,44	5,2	1,97
6	MP 17/2	57,12	0,46	17,96	3,64	5,39	0,18	0,35	2,49	5,80	5,44	0,05		0,93	SO ₃ -0,01	99,82	-10,6	11,7	1,98
7	ЦА 12/25	56,30	0,10	19,26	2,55	3,74	0,14	0,25	4,90	8,28	3,84	0,04	0,32	0,84	SO ₃ -0,03	100,59	-20,2	23,7	2,12
8	MP 505	55,40	0,70	18,06	2,88	4,24	0,14	0,30	3,60	5,36	7,02			2,51		100,21	-15,1	17,3	2,12
9	КД 364	57,32	0,67	18,76	1,51	3,92	0,25	1,70	3,15	5,36	6,00	0,65	0,09	0,16	SO ₃ -0,02, CO ₂ -0,24	99,80	-10,2	8,7	2,16
10	УЭ 366	54,80	0,65	18,76	3,84	4,82	0,14	0,20	1,80	5,00	6,72		0,06	3,28		100,08	-13,1	9,6	2,48
11	ДД 14/9	50,18	0,39	22,26	2,46	4,36	0,03	0,43	3,50	7,20	5,70	0,04	0,12	0,45	SO ₃ -0,04, CO ₂ -2,70	99,86	-31,3	8,4	2,89
12	ДД 14/12	53,32	0,16	20,58	1,41	3,18	0,13	0,60	3,65	6,76	6,50	0,10	0,09	0,23	SO ₃ -0,03, CO ₂ -2,86	99,80	-24,7	15,0	2,98
13	КД 360	58,0	0,72	19,68	1,59	3,15	-	1,17	2,66	5,25	6,80		0,25	0,40		99,67	-10,1	7,3	3,02
14	MP 18/8	57,24	0,28	21,76	2,04	3,55	0,15	0,26	2,19	6,40	5,20	0,04	0,22	0,82	SO ₃ -0,03	100,18	-12,1	7,8	3,25
15	MP 516	57,12	0,29	23,14	1,36	2,40	0,07	0,19	0,91	8,00	5,40	0,01	0,04	1,39	SO ₃ -0,01	100,33	-20,5	23,2	3,46
16	MP 522	61,42	0,40	21,49	0,23	0,50		0,80	1,42	6,24	5,55			1,80		99,85	-4,1	12,9	4,0
17	УА 68/59	54,37	сл.	19,97	3,28	3,36		0,58	1,77	9,60	5,65			1,58		100,16	-31,0	10,5	4,03
18	ДД 567	56,92	0,08	21,66	1,24	3,70	0,09	0,60	0,95	8,20	5,56	0,10	0,14	0,38	SO ₃ -0,02, CO ₂ -0,29	99,93	-34,2	14,7	4,29
19	ТХ 40	57,88	0,25	20,98	2,68	1,26	0,20	0,36	1,15	7,20	6,08	0,05	0,33	1,84	SO ₃ -0,01, CO ₂ -0,10	100,37	-16,2	18,4	4,89
20	КД 363	57,23	0,47	21,95	0,15	2,59		1,27	2,54	6,00	6,90			1,01		100,11	-15,8	7,5	4,92

Таблица 11 (окончание)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	F, SO ₃ , CO ₂	Сумма	Q	а/с	а/б
Группа IVH: Лейкократовые нефелиновые сиениты																			
1	ОХ 400	46,06	0,50	21,94	4,15	4,92	0,16	0,72	6,25	9,04	4,28	0,87	0,12	0,22	SO ₃ -0,11, CO ₂ -0,52	99,86	-46,1	16,0	1,69
2	ЦА 12/27	54,08	0,05	19,90	2,85	5,14	0,18	0,57	4,25	9,28	3,44		0,37	0,19		100,30	-28,6	42,0	1,94
3	ЦА 13/22	57,06	0,04	19,27	4,76	3,81	0,17	0,49	2,55	9,40	2,62	0,09	0,20	0,06	SO ₃ -0,03	100,55	-21,0	41,0	2,21
4	ЦА 12/29	59,40	сл.	17,99	6,34	3,04	0,11	0,33	1,50	8,96	1,24	0,03	0,20		SO ₃ -0,01	100,30	-28,6	16,6	2,30
5	ДД 15/19	55,62	0,08	19,31	4,55	3,96	0,13	0,41	2,25	9,56	3,06	0,07	0,44	0,95	SO ₃ -0,06	100,45	-24,5	256,0	2,35
6	ДД 15/11	55,52	0,19	20,91	5,30	1,44	0,08	0,38	2,55	6,88	5,12	0,07	0,55	1,73		100,72	-17,7	8,1	3,22
7	ЦА 12/17	55,72	0,07	21,14	3,03	2,97	0,11	0,33	2,65	8,00	3,00		0,76	1,76		99,54	-15,7	8,9	3,57
8	ДД 15/15	59,08	0,13	22,84	0,13	2,08	0,06	0,19	0,90	7,68	5,48	0,02	0,46	0,96	SO ₃ -0,32	100,68	-15,5	22,7	4,10
9	ЦА 12/23	55,72	0,02	22,37	1,55	3,38	0,10	0,32	1,85	10,44	3,5	0,09	0,30	0,14	SO ₃ -0,01	99,79	-29,4	28,4	4,28
10	ДД 14/16	56,58	0,17	21,80	3,34	1,94	0,10	0,11	1,35	7,88	5,4	0,06	0,58	1,24	SO ₃ - сл.	100,55	-20,7	15,2	4,32
11	КС 569	55,82	0,14	21,54	2,14	2,99	0,19	0,20	1,55	8,52	5,68		0,17	0,38		99,62	-26,0	27,6	4,38
12	ЦА 13/23	55,34	0,04	22,25	2,49	2,52	0,14	0,27	1,90	8,08	5,82	0,09	0,13	0,51	SO ₃ -0,03, CO ₂ -0,33	99,34	-26,2	15,1	4,53
13	КС 17/10	57,22	0,23	21,63	1,76	2,82	0,10	0,57	1,65	8,12	5,40	0,03	0,15	0,18	SO ₃ - сл.	99,86	-21,3	15,4	4,60
14	ЦА 13/21	52,64	0,04	23,43	2,87	2,52	0,10	0,33	1,75	9,12	4,98	0,09	0,38	1,12	SO ₃ -0,01	99,38	-33,2	13,7	4,88
15	КС 17/6	56,86	0,12	21,27	2,89	2,02	0,08	0,24	0,95	8,44	5,48	сл.	0,38	0,85	SO ₃ -0,10	99,68	-22,3	24,9	5,33
16	ДД 14/22	56,50	0,19	22,34	1,30	3,24	0,12	0,18	1,35	8,44	5,40	0,06	0,24	0,84	SO ₃ -0,02	100,22	-25,7	16,3	5,66
17	АГ-45	59,26	сл.	22,23	0,61	1,68		0,42	0,80	9,70	4,68			0,68		100,06	-24,9	24,5	7,54
18	ТХ 33	59,1	0,02	22,58	2,42	0,30	0,1	0,11	0,35	12,36	1,76	0,05	0,26	0,12	SO ₃ -0,03	99,56	-25,5	99,3	11,1

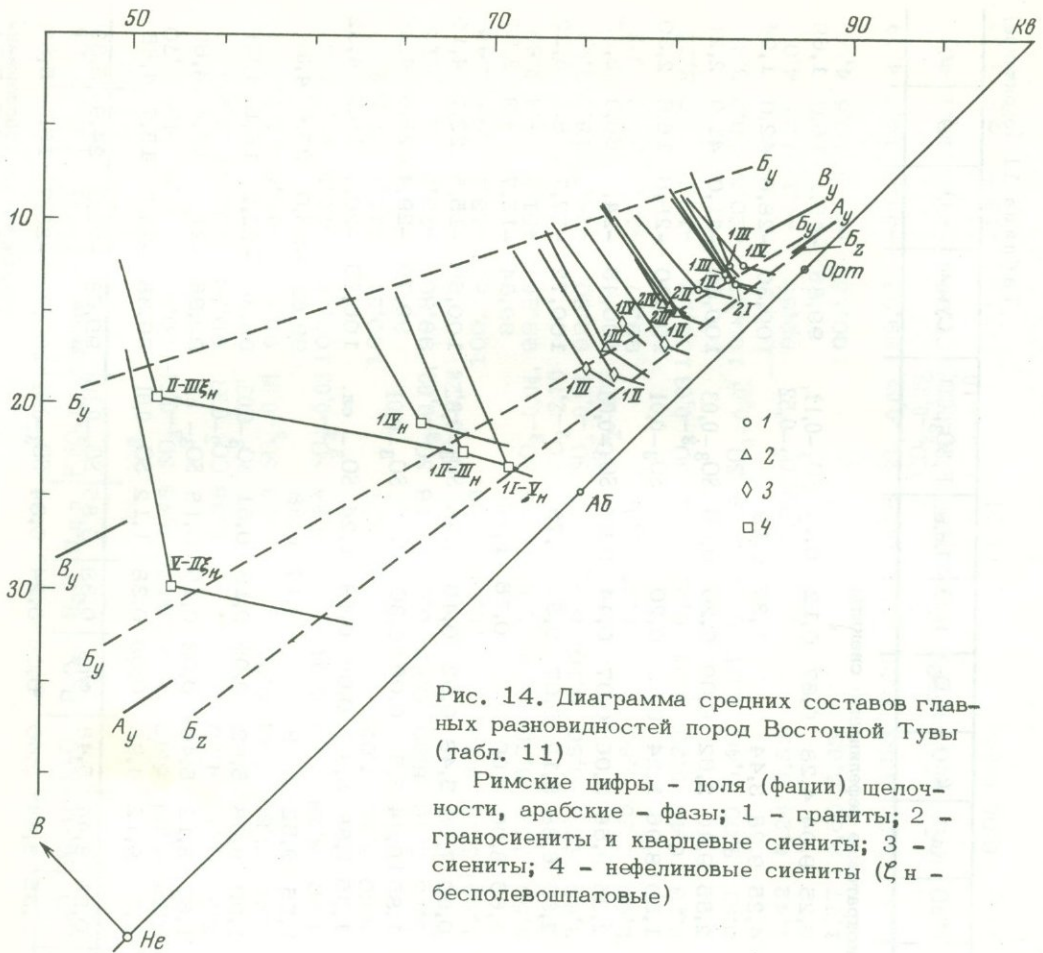


Рис. 14. Диаграмма средних составов главных разновидностей пород Восточной Тувы (табл. 11)

Римские цифры - поля (фаии) щелочности, арабские - фазы; 1 - граниты; 2 - граносиениты и кварцевые сиениты; 3 - сиениты; 4 - нефелиновые сиениты (ζ_n - бесполовошпатовые)

деленной фации. В связи с этим в табл. 12 усреднены анализы мариуполитов-миаскитов ($V_n - I_n$ полей), роговообманковых миаскитов-фойяитов ($II_n - III_n$ полей), лаурдалитов (IV_n поля), уртитов и ийолитов. Надежность приведенных средних цифр показывает, в частности, сопоставление анализа № 16 роговообманковых миаскитов-фойяитов, к которым относятся большинство нефелиновых сиенитов Восточной Тувы, с анализом средних составов всех нефелиновых сиенитов Восточной Тувы, полученных Р.М. Яшиной (1957). Эти анализы практически идентичны.

Сравнение средних составов пород среднепалеозойского комплекса со средними типами изверженных пород по Дели и отдельным типам по Трёгеру показывает, что большинство из них петрохимически ближе к эффузивным разностям, чем к интрузивным. Действительно, граниты и сиениты в краевых частях многих массивов (каахемский, серлигхемский, дототский и др.) переходят в субвулканические порфировые разности. Этот факт дополнительно свидетельствует о том, что формирование интрузий комплекса происходило в гиабиссальных условиях.

Особенности средних составов главных петрохимических групп пород в отношении отдельных компонентов (табл. 13) удобно проследить с помощью семи-компонентной диаграммы (рис. 14). Сравнение ее с общими рядами комплексов (Павленко, Филиппов, 1956; Павленко, Быховер, 1971) показывает, что средние составы хорошо совпадают с "анхиэвтектическими сгущениями" в рядах составов среднепалеозойских пород и, следовательно, правильно отражают петрохимические особенности главных петрографических типов.

Диаграммы рис. 2 ж-м 6, 14 отчетливо указывают на щелочно-глиноземистую специализацию всего комплекса в целом при сравнительной бедности его

Средние составы пород Монголо-Тувинской щелочной провинции

Петро- графи- ческие группы в табл. 8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	I-γ	I-γ	II-γ	II-γ	II-γ	III-γ	IV-γ	II- $\frac{\gamma\sigma}{\xi\sigma}$	III-γσ	II- $\frac{\gamma\sigma}{\xi\sigma}$	III-ξσ	III-ξσ	IV-ξσ
Пояс на рис. 11	BC	BT	BT	C	XБ	BT,C	BT,C	BT,C	BT,C	BT,C	BC	BT,C	BT,C
Фаза	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Число ана- лизоб	14	5	18	5	28	5	5	7	4	8	45	17	3
SiO ₂	74,49	74,35	73,54	73,85	73,88	73,22	75,08	69,61	65,90	64,93	62,41	63,39	65,88
TiO ₂	0,21	0,18	0,25	0,18	0,21	0,22	0,24	0,36	0,63	0,58	0,89	0,61	0,32
Al ₂ O ₃	13,00	13,89	13,89	13,46	13,30	13,19	11,85	15,22	16,56	17,91	17,46	17,72	15,81
Fe ₂ O ₃	1,15	0,57	0,94	0,98	1,45	2,68	2,73	2,01	0,82	1,25	1,79	1,80	3,54
FeO	0,92	1,18	1,46	1,04	1,19	0,63	1,49	0,99	2,99	1,89	2,62	2,98	2,00
MnO	0,09	0,05	0,04	0,07	0,06	0,12	0,06	0,06	0,13	0,04	0,15	0,14	0,09
MgO	0,42	0,26	0,34	0,62	0,35	0,42	0,38	0,43	0,98	0,33	1,14	0,58	0,72
CaO	0,95	1,42	1,09	1,32	0,83	0,89	0,41	1,17	1,98	1,45	2,02	1,34	1,07
Na ₂ O	4,26	3,47	4,08	4,01	4,05	4,28	4,79	4,92	5,28	6,27	6,69	5,77	5,01
K ₂ O	4,37	4,63	4,37	4,47	4,68	4,35	2,97	5,23	4,73	5,35	4,83	5,67	5,56

BC - Восточно-Саянский, BT - Восточно-Тувинский, C - Сангиленский, X - Хубсугульский, Б - Болнайский.

Таблица 12 (окончание)

Петро- графи- ческие группы в табл. 8	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	I- γ	II- γ	III- γ	III- $\gamma\sigma$	IV- $\frac{\gamma}{\gamma\sigma}$	II- $\frac{\gamma\sigma}{\xi\sigma}$	V-I- ξ	II-III- ξ	III-IV- ξ	III-IV- ξ	IV- ξ	I-II- $\xi\nu$	III- $\xi\nu$
Пояс. на рис. 11	BT,C	BT,C	BC	BT,C	BT,C	BT,C	BT,C	C	BC	X	C	C,X	C
Фаза	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1
Число ана- лизоб	3	3	30	4	6	4	10	16	20	16	15	9	19
SiO ₂	74,17	70,62	73,68	68,88	68,83	67,79	58,67	56,68	56,32	55,48	54,11	42,89	43,71
TiO ₂	0,17	0,40	0,14	0,47	0,34	0,27	0,25	0,48	0,65	0,24	0,46	0,45	1,17
Al ₂ O ₃	13,81	15,25	11,24	14,41	14,19	16,14	21,70	20,96	20,30	20,45	20,66	25,68	18,99
Fe ₂ O ₃	0,67	0,68	2,95	2,27	3,64	0,62	3,13	2,90	2,53	1,66	3,43	2,64	4,01
FeO	0,76	2,54	1,77	2,03	1,90	1,76	1,48	3,06	3,40	2,89	4,50	3,97	6,99
MnO	0,06	0,07	-	0,11	0,07	0,07	0,08	0,12	0,18	0,11	0,13	0,10	0,24
MgO	0,29	0,23	0,11	0,44	0,23	0,27	0,36	0,47	0,91	0,33	0,70	1,18	1,75
CaO	1,19	1,47	0,46	1,02	0,72	0,98	0,99	2,33	2,08	2,36	3,93	8,10	13,52
Na ₂ O	4,46	3,75	5,19	5,12	5,13	5,84	8,17	7,93	7,42	8,06	6,37	11,49	6,69
K ₂ O	4,42	4,99	4,46	5,25	4,95	6,26	5,17	5,07	5,21	5,42	5,71	3,50	2,93

двухвалентными основаниями и железом. В отличие от обычных, наиболее распространенных габбро-гранитных комплексов, где по мере роста кремнекислотности происходит увеличение содержания щелочей и глинозема за счет резкого уменьшения CaO и MgO (см. 2, а-е, а также диаграмму состава пород щелочно-земельной серии Баргушатского хребта - рис. 25, Павленко и др., 1965), в среднепалеозойских породах Восточной Тувы и Северной Монголии наблюдается обратная картина: с ростом содержания в породах SiO_2 они резко обедняются Al_2O_3 , щелочами, в меньшей степени CaO , MgO и FeO . В этом же направлении происходит некоторое относительное накопление K_2O по сравнению с Na_2O (особенно при переходе от нефелиновых сиенитов к сиенитам и гранитоидам), MgO по сравнению с CaO и менее отчетливо Fe_2O_3 по сравнению с FeO .

Ряд особенностей петрохимии комплекса следуют также из анализа параметров А.Н. Заварицкого. Прежде всего они подтверждают незначительность вариаций в содержании анортитовой извести и темноцветных минералов при очень широком диапазоне изменений в содержании щелочных алюмосиликатов ($a = 11+38$). Подавляющее число анализов укладывается в значения "с" до $2,5+\sigma$ и "b" до 11. Из этих пределов выпадают лишь некоторые контаминированные разновидности и породы ийолит-уртитовой группы. Для сравнения можно отметить, что в серии нижнепалеозойского Таннуольского комплекса "а" не выходят за пределы 11, "с" колеблется около 5, а "b" варьирует от 56 до 7 (Пинус, 1961).

Диаграммы показывают преобладание составов пересыщенных глиноземом среди гранитов и нормальных среди граносиенитов кварцевых сиенитов и сиенитов. Одновременно от гранитов к сиенитам несколько возрастает содержание темноцветных составляющих. Величина "b" для основной массы гранитов располагается в пределах $2 \div 5$, а для основных разновидностей сиенитов $4 \div 8$, причем это возрастание идет в основном за счет CaO и в меньшей степени MgO . Тенденция к увеличению содержания темноцветных продолжается также в нефелиновых сиенитах, большинство из которых ложится в пределы значений ("b" от 6 до 11). Количество нормальных и пересыщенных глиноземом составов для нефелиновых сиенитов примерно одинаково. Плюмазитовые породы в основном отличаются меньшими значениями "с".

Агпайтовые составы мало характерны для пород комплекса, но встречаются во всех группах пород. Наиболее обычны они среди щелочных гранитоидов акерит-нордмакитового и грорудит-ларвикитового ряда, образующих тела II фазы в нефелин-сиенитовых интрузиях. В нефелиновых сиенитах они появляются в хибинитах и лаурдалитах, тесно связанных с позднемагматическими-пегматитовыми и щелочно-метасоматическими процессами. В наиболее богатых нефелином ультращелочных породах агпайтовые составы практически отсутствуют.

Представление о петрохимических особенностях рядов пород, относящихся к различным фациям (полям) щелочности, дает рассмотрение диаграмм рис. 6, 14. Эти диаграммы позволяют выделять ряды комплементарных, слагаемых составов, которые образовались путем фракционирования магмы одного исходного состава по определенной схеме кристаллизации. Всякие другие процессы, например контаминация или изменение щелочности, будут выражаться в отклонении фигуративных точек от прямых линий комплементарного ряда.

Как показано (Павленко, Филиппов, 1965), подавляющее большинство составов комплекса укладывается в комплементарный ряд, начинающийся лейкократовыми, аляскитовыми гранитами и кончающийся уртитам; причем более строго ложатся на прямые фигуративные точки x ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) и z (ΣFeO). Наибольшие отклонения обнаруживаются для точек y (соотношение $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ и $\text{CaO} + \text{MgO}$). Детальное рассмотрение позволяет выделить линию более строгой комплементарности, обозначенную на рис. 14 как $B_y - B_y$. К ней относятся составы широко распространенных разновидностей гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов вплоть до ювитов I фазы во всех главных интрузиях этих пород (например, массивы 1-4, 6-8, 10-12, 14 - 17, 20, 22, 24, 25 схемы рис. 9, а также некоторые граниты II фазы сиенитовых массивов - 3,7).

Помимо главной комплементарной линии, существует ряд составов, уклоняющихся от нее в ту или иную сторону. Прежде всего выделяется линия пород,

Породы	Тектонические ** зоны	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты (14)*	BC	74,49	0,21	13,00	1,15	0,92	0,09	0,42	0,95	4,26	4,37
Нефелиновые сиениты (20)	BC	56,32	0,65	20,30	2,53	3,40	0,18	0,91	2,08	7,42	5,21
Граниты (18)	BT	73,54	0,25	13,89	0,94	1,46	0,04	0,34	1,09	4,08	4,37
Граниты (5)	BT	73,85	0,18	13,46	0,98	1,04	0,07	0,62	1,32	4,01	4,47
Нефелиновые сиениты (17)	C	56,68	0,48	20,96	2,90	3,06	0,12	0,47	2,33	7,93	5,07
Граниты (28)	X+B	73,88	0,21	13,30	1,45	1,19	0,06	0,35	0,83	4,05	4,68
Нефелиновые сиениты (16)	X	55,48	0,24	20,45	1,66	2,89	0,11	0,33	2,36	8,06	5,42
Граниты (33)	MA	73,31	0,22	13,60	2,60	0,05	0,42	1,10	4,20	4,58	

* В скобках - число анализов.

обогащенных Al₂O₃ и до некоторой степени щелочами за счет уменьшения содержания CaO, MgO и иногда FeO (линия A_y - A_y). К ним относятся граниты II и значительно реже граниты и сиениты I фазы массивов 1, 3, 4, 6 (рис. 9), а также сиениты II фазы нефелин-сиенитовых интрузий массивов 16, 20, 21 (рис. 9). Среди нефелиновых сиенитов составы такого рода весьма распространены и представляют лейкократовые, плюмазитовые, биотитовые разновидности массивов 10, 15 - 17, 20, а также уртиты массивов 23 - 25 (рис. 9). Наконец, в третью группу (линия B_y - B_y) входят породы, обедненные Al₂O₃, CaO, MgO и с резко повышенным содержанием ΣFeO. Сюда относятся резкощелочные граниты и граносиениты I фазы массивов 4, 6, 10, 11, 13, 15, 16 (рис. 9), а также граниты и граносиениты II фазы нефелин-сиенитовых интрузий № 10 и 16. Составы третьей группы не характерны для сиенитов, но значительно чаще встречаются среди нефелиновых сиенитов. Некоторые из них обогащены FeO и могут рассматриваться в этом отношении как аналоги гранитов третьей линии; но большее число анализов, обогащенных CaO и MgO, отвечает явно контаминированным разностям в массивах 10, 20 - 22, 25 - рис. 9.

Ранее (в 1963 г.) мы проанализировали статистическое распределение ассоциаций различных полей в петрографических и петрохимических группах пород. Для II поля наиболее характерны граниты, составы которых укладываются в главную и частично в обогащенную Al₂O₃ линии B и A диаграмм рис. 6. Сюда входят как граниты, имеющие непосредственные пространственные и генетические связи с сиенитами и нефелиновыми сиенитами (в массивах 4, 6, 16 17 - рис. 9), так и вполне обособленные гранитные массивы, не обнаруживающие подобных соотношений с сиенитами (1, 2, 8). К ассоциации II поля относятся также граниты II фазы сиенитовых интрузий № 3, 7 породы I фазы которых отвечают в основном породам III поля.

Таблица 13

гранитной-щелочногранитоидной формации различных тектонических зон и Северной Монголии

S	a	c	b	f	m	c	a	n	TR	Zr	Th	Nb	Ce/Y	Zr/Hf	Nb/Ta	Sn
81,5	15,0	0,8	2,7	64,3	23,8	11,9		59,6	460	72	16	4	4,9	21	2,2	3,6
65,7	24,3	1,7	8,3	69,4	18,7	11,9	-	68,4	1050	450	11	31	6,0	49	17,2	4,1
80,8	14,8	1,3	3,1	70,0	17,0	-	13	52,0	385	210	27	3	5,1	36	3,2	5,0
80,9	14,8	1,3	3,0	60,9	32,6	6,5	-	58,0	273	305	18	8	3,7	40	5,0	9,0
65,6	24,9	1,7	7,8	74,0	11,2	14,8	-	71,8	240	260	11	57	4,5	54	12,0	13,0
80,9	15,2	0,9	3,0	80,0	17,8	2,2	-	59,0	155	143	30	-	3,5	32	-	-
65,4	26,6	0,8	7,2	62,0	7,6	30,4	-	70,0	370	520	16	42	4,2	41	22,0	10,0
80,8	15,4	1,1	2,7	67,0	26,0	7,0	-	58,0	47		30			15		2,4

** Обозначения зон см. в табл. 12, MA - Монголо-Алтайская

Для кварцевых сиенитов и сиенитов ассоциации II поля менее характерны. Биотит-роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые сиениты встречаются достаточно редко, и обычно их можно рассматривать как переходные фации к гранитам (например, в массивах № 4, 12, 14, 15, 17). С другой стороны, в ряде массивов (например, 3, 10, 15, 17) подобные кварцевые сиениты и сиениты связаны вполне постепенными переходами с нефелиновыми сиенитами. Ряд кварцевых сиенитов и сиенитов II поля относится к породам II фазы сиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий (№ 7, 16, 20, 21 - рис. 11). Среди нефелиновых сиенитов представители II_n поля (роговообманковые миаскиты) встречаются в некоторых, преимущественно мелких массивах Сангилены со слаборазвитой или отсутствующей II фазой (17, 19, 22, 30, 31 - рис. 9), а также образуют шпирь и жилы в дифференцированных массивах (например, 20, 21, 26). Эти составы занимают линии "А", реже "Б" на диаграммах рис. 6, 16.

Особенностью парагенезисов III поля является совместное нахождение с ортоклазом пироксена и роговой обманки. В бескварцевых разностях одновременно может присутствовать плагиоклаз (поле III₁), либо биотит (поле III₂). Наиболее широко развиты породы с парагенезисом амфибола, пироксена и микроклина, а в сиенитах и биотита (т.е. поле III₂), в которых плагиоклаз - обычно сильно измененный олигоклаз-андезин - встречаются только в виде реликтов в микроклине. Значительно реже, главным образом среди гранитов и граносиенитов, встречаются плагиоклазовые разновидности, которые могут быть отнесены к полю III₁. Если в породах II поля амфибол представлен, как правило, обычной роговой обманкой, то в ассоциациях III, а также IV полей часто развиты феррогастингсит, рибекит, эгирин-авгит и эгирин. При этом с появлением щелочных темноцветных отчетливо наблюдается уменьшение количества плагиоклаза, вплоть до его полного исчезновения, и некоторое понижение его основ-

ности. Одновременно возрастает содержание в микроклине пертитов распада. Эти факты, очевидно, свидетельствуют о значительном интервале колебаний абсолютных значений потенциалов щелочей в пределах отдельных полей.

Составы сиенитов III поля располагаются почти исключительно на основной комплементарной линии Б, а граниты и граносиениты также и на линии В. Граниты и граносиениты с ассоциацией III поля образуют две четкие группы. К первой относятся амфиболовые и пироксен-амфиболовые микроклиновые граниты I фазы, являющиеся фациями основных амфибол-биотитовых гранитов II поля и связанные с ними постепенными переходами (массивы 4, 6, 8, 13, 15). В отдельных случаях (например, 13) они переходят в еще более щелочные эгириновые граниты VI-поля. В других массивах их можно рассматривать как переходные разности к сиенитам (4,6). Вторую группу составляют высокощелочные рибекитовые и эгириновые граниты и граносиениты, относящиеся ко II фазе нефелин-сиенитовых и реже сиенитовых интрузий (10,16). Обе группы играют весьма подчиненную роль в общем балансе гранитов.

В противоположность гранитам минеральные ассоциации сиенитов в основной своей массе отвечают именно III полю. Это весьма знаменательно, поскольку все переходные реакции от I к III идут с поглощением SiO_2 и породы с минимальным содержанием свободной SiO_2 должны образовываться в процессе кристаллизации в условиях повышенной щелочности, отвечающей щелочности III поля. Сиениты III поля являются наиболее распространенными фациями большинства сиенитовых интрузий (3, 4, 6, 7, 9-11, 15, 32 - рис. 11). Как уже отмечалось, петрографически установлены ассоциации полей III₁ и III₂, причем в сиенитах более характерна ассоциация поля III₂ с парагенезисом из трех темноцветных и калишпата. Интересно отметить, что в подобных сиенитах (в массиве 9) Я.Д.Шенкманом установлен, кроме того, оливин.

Если для гранитов и граносиенитов III поля характерно присутствие щелочных темноцветных и пониженное содержание CaO , то выше половины сиенитов являются известково-щелочными с нормальными амфиболами и пироксенами.

Фойяиты III_н поля являются одними из наиболее распространенных нефелиновых сиенитов Южной и Юго-Восточной Тувы и занимают области на линиях "Б" и "В" в "анхизвтектическом" рое.

Индикаторным парагенезисом IV поля с наиболее высоким потенциалом К является $\text{Kv} + \text{Oрт} + \text{Би} + \text{Пи}$. Роговая обманка может появляться либо при отсутствии ортоклаза, либо при отсутствии кварца. Однако в реальных ассоциациях, относимых нами к IV полю, она в том или ином количестве наблюдается почти всегда, но в отличие от парагенезисов III поля всегда замещается пироксеном и биотитом, присутствуя зачастую лишь в виде реликтов. Плаггиоклаз, встречающийся редко в ядрах зерен калишпата, имеет, судя по значительному количеству эпидота и карбоната, весьма основной состав.

Ассоциации IV поля встречаются почти исключительно в гранитах и граносиенитах, аналогичных по своему положению гранитоидам III поля. Это либо высокощелочные фации обычных гранитоидов I фазы II поля, представленные рибекит-эгириновым гранитом (массивы 13, 15), либо граниты и граносиениты, являющиеся второй фазой нефелин-сиенитовых интрузий (10, 16).

Практически все составы IV поля относятся к обедненной Al_2O_3 линии "В" щелочных пород. Предельным случаем подобных составов являются рибекит-эгирин-кварцевые пегматиты (массива 10). По сравнению с составами III поля составы IV поля имеют пониженные содержания Al_2O_3 и CaO и повышенные $-\Sigma\text{FeO}$.

Лaurдалиты и шонкиниты IV_н поля представляют одну из наиболее распространенных фаций дифференцированных нефелин-сиенитовых массивов (например, 3, 10, 18, 22 и др.). Они отличаются широкими вариациями кремнекислотности вплоть до ийолит-уртитов. Составы их ложатся на линию "А", но отличаются при этом значительной обогащенностью двухвалентными основаниями, особенно CaO .

Породы, отвечающие I полю, наиболее обычные в большинстве геосинклинальных магматических комплексов, характеризуются резко подчиненным распростра-

нением в среднепалеозойском комплексе. Индикаторным парагенезисом I поля является $Kv + Pl + Bi + RO$. Однако наиболее обычен парагенезис $Kv + Ort + Pl_{15-20} + Bi$. В породах II фазы гранитных интрузий, в основном представляющих ассоциации I поля, по существу наблюдается только этот последний парагенезис. От аналогичных минеральных ассоциаций II и III полей его резко отличает отсутствие реакционных соотношений между кислым плагиоклазом и микроклином, а также (при наличии роговой обманки) замещение ее биотитом.

Как уже отмечалось, ассоциации I поля наиболее типичны для небольших интрузий и даек II фазы гранитных массивов, породы I фазы которых отвечают в основном фации II поля (1, 2, 6 на рис. 9). Значительно реже граниты и особенно кварцевые сиениты I поля наблюдаются в I фазе тех же гранитных интрузий. Появление их может быть обусловлено взаимодействием с наиболее кислыми натриевыми разностями таннуольских гранитов. Граниты I поля изредка отмечаются также во II фазе сиенитовых интрузий (например, № 11).

По химическому составу граниты I поля в большинстве случаев попадают в обогащенную Al_2O_3 линию "А" и имеют наиболее низкие содержания MnO, CaO и FeO . Граниты второй фазы сиенитовых интрузий и некоторые граниты первой фазы лежат ближе к основной комплементарной линии "Б".

Миаскиты I_H поля обычно тесно связаны в своем распространении с рогово-обманковыми миаскитами II_H поля, образуя широко- и дайкообразные обособления в дифференцированных массивах нефелиновых сиенитов III_H и IV_H полей. Нередко (например, в массивах 10, 20, 25, 26 - рис. 9) они постепенно переходят в обогащенные нефелином разности типа полевошпатовых уртитов. С другой стороны, миаскиты и ассоциирующие с ними мариуполиты V_H поля встречаются в мелких телах и приконтактных зонах массивов нефелиновых сиенитов Сангилены, залегающих в мраморах (21, 30), а также в своеобразных пестрых по петрографическому составу телах Каргинской зоны (35, 36). В последнем случае они образуются путем замещения разнообразных пород таннуольского комплекса. Все нефелиновые сиениты I_H и V_H полей попадают в линию "А" диаграммы рис. 14.

Особенно ярко различия в составах пород разных фаций щелочности отражаются в треугольных диаграммах, координатами которых служат виртуальные инертные компоненты. Для диаграмм гранитоидных пород (рис. 15) это $Al_2O_3 - (Mg, Fe)O - CaO$. Поскольку в некоторых щелочных гранитах, как было показано выше, появляются необычные щелочные минералы, то на диаграммах II-IV полей для этих пород пунктиром проведена особая триангуляция. Обращает на себя внимание снижение основности плагиоклаза в этих парагенезисах по сравнению с породами, в которых развиты нормальные пироксены и амфиболы. Этот факт является вполне закономерным, поскольку повышение потенциала Na_2O во II-IV полях приведет к пересечению "изоплагиоклазовых" линий, в результате чего кальциат будет ассоциировать со все более кислым плагиоклазом.

На этих диаграммах и особенно на совмещенной диаграмме рис. 16 отчетливо проявляются отмечавшиеся ранее нами (1963_{1,2}) и многими другими исследователями (Жариков, 1966; Перчук, 1963) смещение котектических и анхизвтектических роев по мере изменения щелочности фаций: от I и IV поля происходит обогащение анхизвтектик магниезиальножелезистым компонентом и обеднение Al_2O_3 и CaO , что вызвано расширением полей кристаллизации щелочных шпатов и кальцийсодержащих минералов при повышении щелочности.

Сравнение трехкомпонентных диаграмм с семикомпонентными позволяет провести аналогию между котектиками гранитоидов I-IV полей, соответствующих гранитоидам полей тех же номеров (рис. 15, 16), с линиями комплементарности "А", "Б" и "В" на диаграмме рис. 14, которые также могут рассматриваться как геометрические места точек котектических и анхизвтектических составов гранитоидов; линия "В" является котектикой I поля; "Б" (главная) - котектик II и III полей, "В" - котектикой IV поля.

Следует отметить, что даже грубая оценка гранитоидов по ассоциациям темновесных без детального парагенетического анализа позволяет разбивать их на пет-

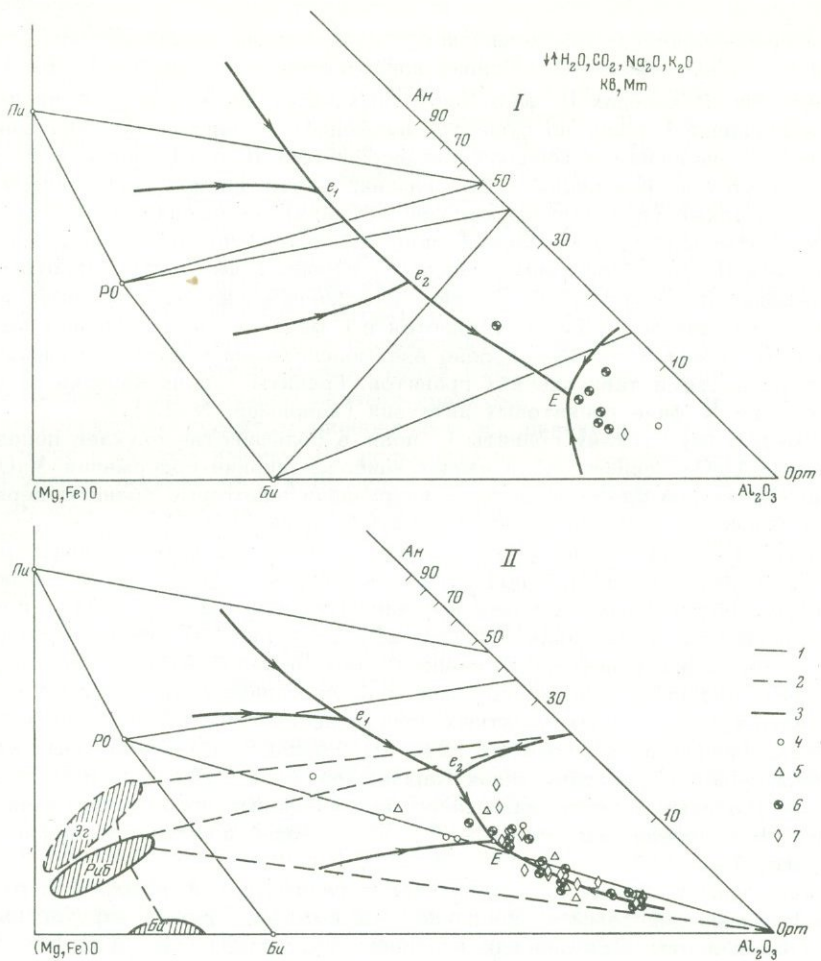


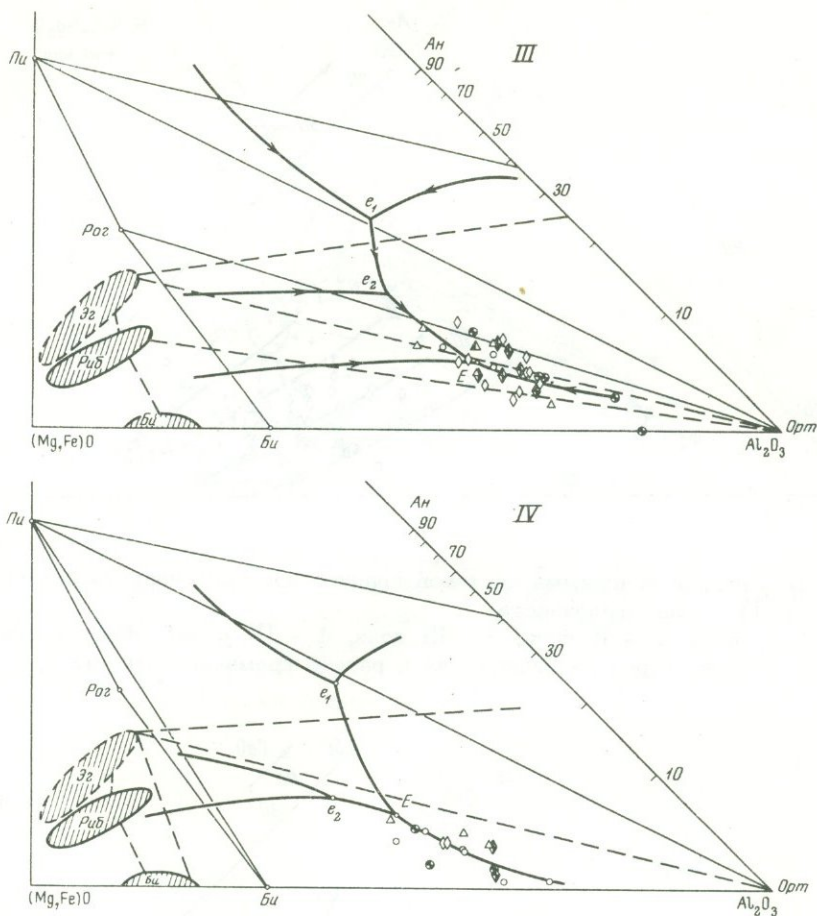
Рис. 15. Рои составов и котектические линии гранитоидов среднепалеозойского комплекса I — IV полей щелочности

1 - парагенезисы с нормальными темноцветными минералами; 2 - параге-

рохимические группы, достаточно близкие к фациям щелочности. Это особенно важно при использовании литературных материалов, в которых детальные петрографические характеристики зачастую отсутствуют. Иллюстрацией могут служить диаграммы рис. 17, где анализы таких "сомнительных" гранитоидов разбиты по признаку ассоциаций темноцветных минералов. Полученные серии весьма близки к сериям полей (фаций) щелочности (сравнение с диаграммой рис. 16). Необходимо иметь, конечно, в виду, что этот критерий будет справедлив лишь при незначительном интервале основности серий.

С другой стороны, роговообманковые и щелочноамфиболовые "котектики" на рис. 17 отчетливо различаются. Это указывает на изменение схемы кристаллизации в пределах одного (в данном случае III) поля при повышении потенциала Na_2O .

Трехкомпонентные диаграммы нефелиновых сиенитов, способ построения которых рассматривался на рис. 11, приводятся на рис. 18 и 19. Детально петрохимическая структура магматических серий с участием нефелиновых сиенитов будет рассмотрена в следующем разделе, но уже на основании диаграмм рис. 18 и 19 можно отметить их петрохимическую гетерогенность. Богатые кремнекислотой лейкокрасовые участки серий (пунктирные линии на диаграмме) отвечают анхизектическому рою и подчиняются той же закономерности, которая была отмечена для гранитоидов; именно с повышением щелочности котектики смешаются к магне-



незисы со щелочными минералами; 3 - схематические диаграммы плавкости; 4 - граниты; 5 - граносиениты и кварцевые сиениты; 6 - составы, пересыщенные глиноземом; 7 - сиениты

зиальножелезистому углу диаграммы (на диаграмме для пород Сангилены - рис. 18 - в котектику объединены составы II и III полей).

Вторая группа составов (штрих-пунктирные линии на диаграммах рис. 18, 19), в которую входят наиболее меланократовые члены дифференцированных массивов (10, 16, 20, 21, 25 - рис. 11), а также своеобразные породы массивов каргинской зоны (35-36), отличается необычно высокими для комплекса содержаниями CaO и $(\text{Fe, Mg})\text{O}$, развиваясь "в направлении" пироксенитов или нефелиновых пироксенитов. Такие породы в качестве исходных, магматических в среднепалеозойском комплексе, безусловно отсутствуют, и, следовательно, рассматриваемая серия не может быть результатом фракционирования пироксенитовой или "мельтеигитовой" магмы. Тем не менее направление штрих-пунктирных вариационных линий этой группы близко к обычным котектическим линиям серий основных щелочных пород (например, см. ниже, рис. 26,а), а их смешение подчиняется той же закономерности, что и смешение котектик гранитоидов и лейкократовых нефелиновых сиенитов: по мере перехода от II_H к IV_H полям щелочности линии смещаются в направлении к основанию $(\text{Fe, Mg})\text{O} - 2\text{SiO}_2$ и углу $(\text{Fe, Mg})\text{O}$ диаграммы.

Распределение магния и железа в обеих рассмотренных группах нефелиновых сиенитов также зависит от щелочности: согласно диаграмме рис. 20, железистость растет в направлении более щелочных фаций.

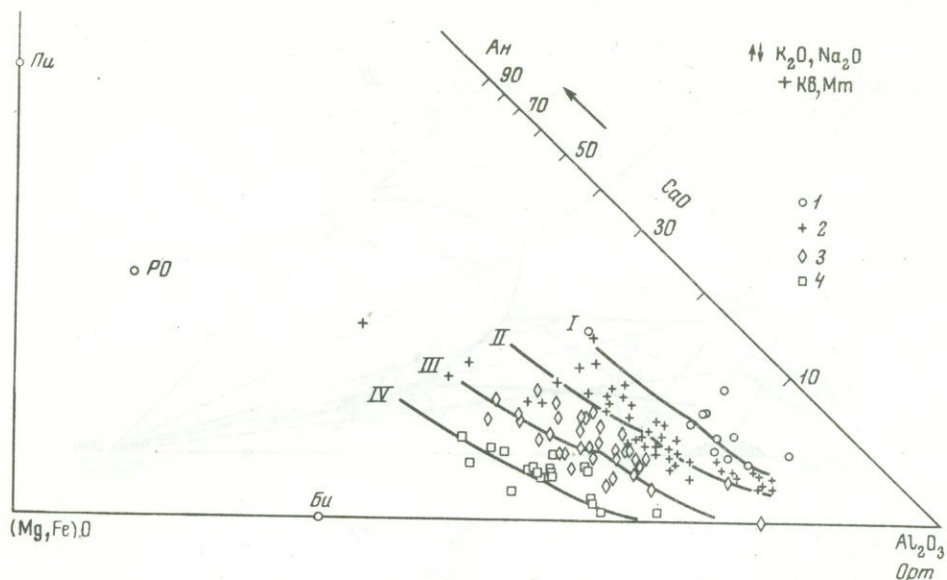


Рис. 16. Сводная диаграмма составов гранитоидов среднепалеозойского комплекса I-IV полей щелочности

(1 - I поля, 2 - II поля, 3 - III поля, 4 - IV поля). Жирные значки - средние составы пород различных фаз и разной кремнекислотности

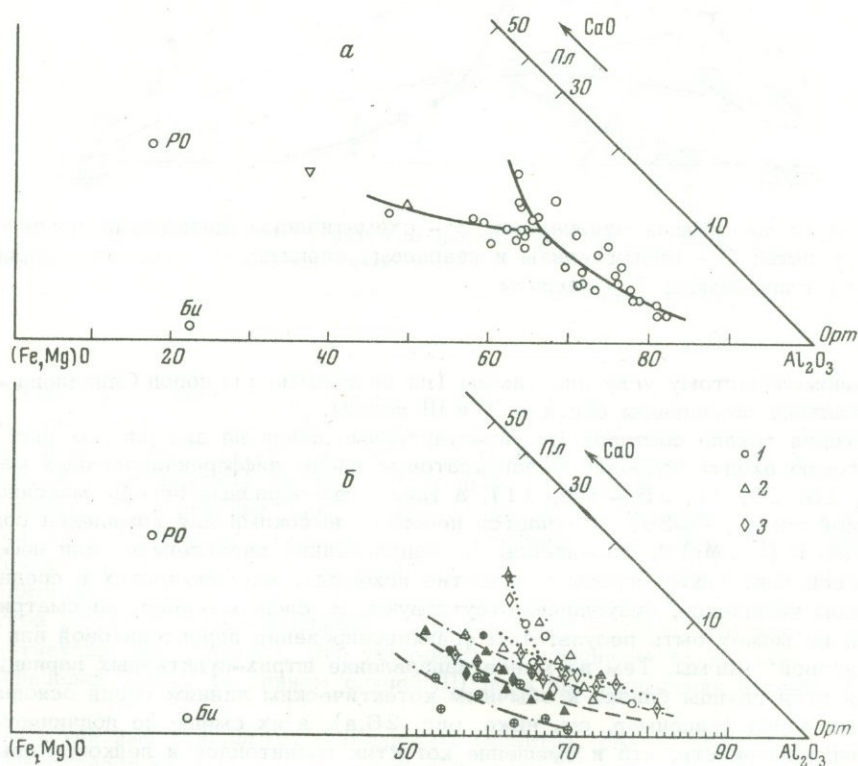


Рис. 17. Диаграммы составов гранитоидов среднепалеозойского комплекса с разными ассоциациями темноцветных минералов

а - биотитовые граниты; б - роговообманково-биотитовые (пустые значки), щелочно-амфиболовые (зачерненные значки), пироксеновые с амфиболом и (или) биотитом (перекрещенные значки), 1 - граниты; 2 - граносиениты и кварцевые сиениты; 3 - сиениты

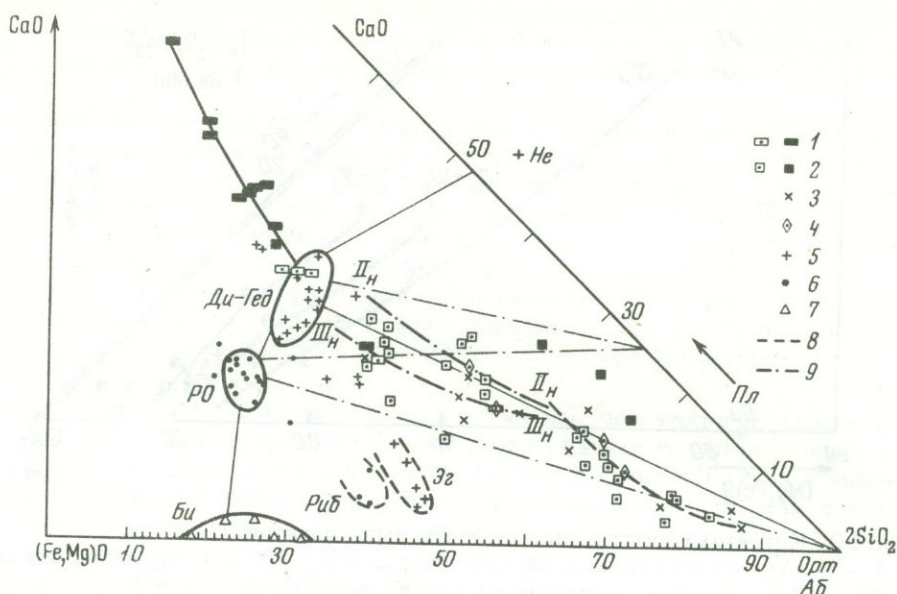


Рис. 18. Диаграмма составов нефелинсодержащих пород Сангилена

1 - пироксен, карбонат- и гранатсодержащие ийолиты и мельтейгиты; 2 - нефелиновые сиениты; 3 - нефелиновые сиениты, ювиты и уртиты Баянкольской интрузии; 4 - нефелинсодержащие сиениты; 5 - пироксены; 6 - амфиболы; 7 - биотиты; 8 - апоэвтектическая серия нефелиновых сиенитов; 9 - апокотектическая серия II и III полей щелочности

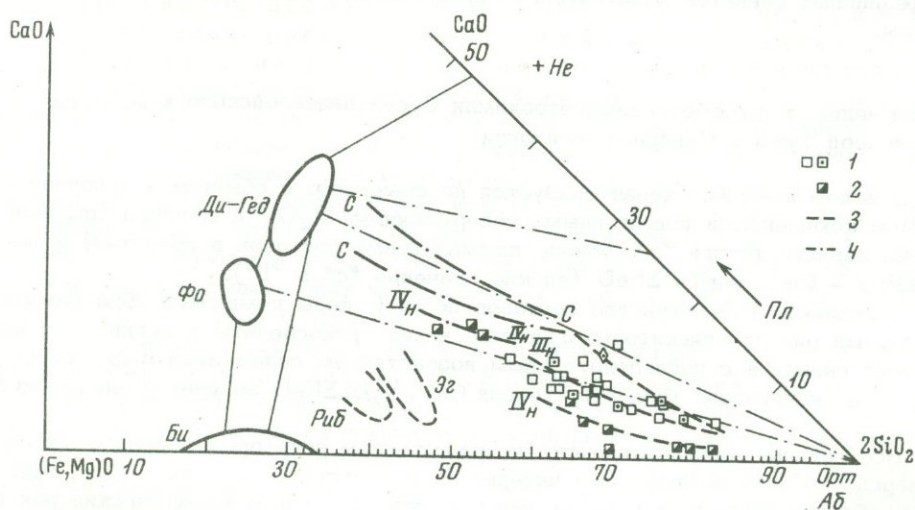


Рис. 19. Диаграмма составов нефелинсодержащих пород Восточной Тувы

1 - нефелиновые сиениты III_Н поля; 2 - нефелиновые сиениты IV_Н поля; 3 - апоэвтектической серии III_Н и IV_Н полей; 4 - апокотектическая серия IV_Н поля Дугдинского массива. Линии с индексом С и поля темноцветных минералов те же, что и на диаграмме рис. 18.

Наконец, в третью группу на диаграммах рис. 18 входят породы, составы которых могут быть объяснены только явлениями контаминации со стороны вмещающих пород (черные значки). Так, серию, направленную от поля пироксенов к углу CaO, образуют кальцит-нефелин-пироксеновые породы массивов 23, 24, 36 (рис.9), которые нельзя связать с процессом фракционирования какой-либо исходной магмы.

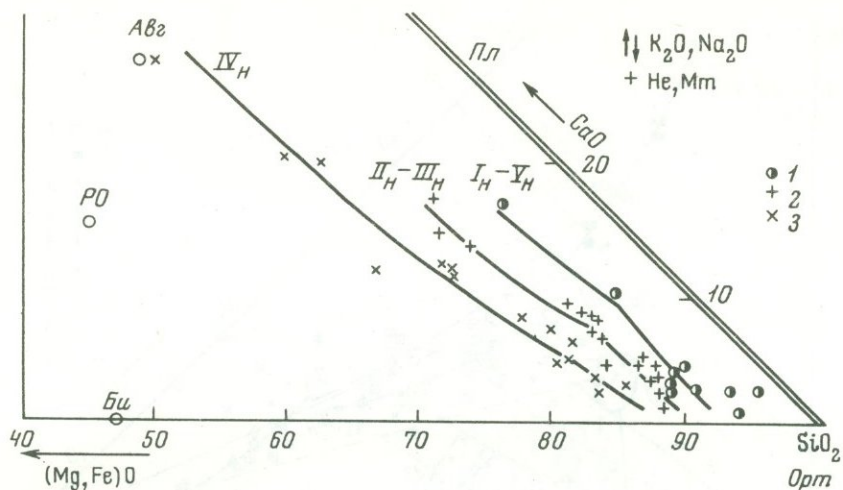


Рис. 20. Котектики интрузивных нефелиновых сиенитов Тувы

- 1 - $I_H - V_H$ (миаскитов, личфильдитов); 2 - $II_H - III_H$ - (дитроитов, фойяитов); 3 - IV_H (лаурдалитов, шонкинитов) полей, щелочности

Породы средней основности массивов 22, 34 и других, имеющих также ненормально высокие содержания CaO , представляют собой контаминированные мрамором разности пород, возникшие на разных уровнях дифференциации нефелин-сиенитовой магмы. Естественно, что никакой определенной зависимости от щелочности в этой группе не наблюдается.

Как мы увидим ниже в следующем разделе, выделенные петрохимические группы нефелиновых сиенитов действительно представляют собой различные генетические типы.

Заключение по рассмотрению петрохимии Среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы и Северной Монголии

1. В целом комплекс характеризуется по сравнению с обычными щелочноземельными комплексами повышенными содержаниями Al_2O_3 и щелочей (высокие значения характеристики "а", обилие плюмазитовых составов в гранитах) и пониженными - CaO , MgO и ΣFeO (низкие значения "с" и "b").

2. Подавляющее большинство составов пород I фазы комплекса образует элементарный ряд от аляскитовых гранитов через граносиениты и сиениты до нефелиновых сиенитов с последовательным возрастанием содержаний K_2O , Na_2O , Al_2O_3 и в значительно меньшей степени CaO , MgO , ΣFeO за счет уменьшения SiO_2 .

3. Все группы пород комплекса, за исключением некоторых нефелиновых сиенитов, варьируют в незначительном интервале основности (содержания CaO , MgO и ΣFeO), образуя плотные в петрохимическом отношении анхизвтектические рои гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов. Изменения составов по котектикам в результате фракционирования при понижении температуры в каждой из групп является незначительным. Средние составы основных групп пород среднепалеозойского комплекса близки к средним эффузивным, а не интрузивным типам, что также подтверждает малый интервал температурного фракционирования.

4. Составы пород всех групп, за исключением контаминированных разностей нефелиновых сиенитов, обнаруживают четкую и закономерную зависимость от щелочности, индицируемой парагенетическими отношениями минералов. Общий петрохимический характер этой зависимости одинаков в группах гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. Направление смещения котектических и анхизвтектических линий на 7 и 3 компонентных диаграммах при переходе от фаций (полей) низкой щелочности ($I - I_H$) к фациям высокой ($IV - IV_H$) одинаково во всех группах пород.

5. Граниты I фазы отвечают по щелочности преимущественно II полю, сиениты преимущественно III полю. Некоторые щелочные фации гранитов и граносиенитов I фазы, обедненные Al_2O_3 и обогащенные ΣFeO , относятся к III и IV полям диаграммы.

6. Нефелиновые сиениты среднепалеозойского комплекса представлены всеми фациями щелочности, однако доминирующее развитие имеют фации III_H (Сангилен) и IV_H (Восточная и Северо-Восточная Тува) полей. Они отличаются также наибольшим петрохимическим разнообразием, и общий петрохимический анализ позволяет выделить среди нефелиновых сиенитов по крайней мере три группы: лейкократовых, обогащенных основаниями и аномально богатых основаниями.

7. II фаза представлена в подавляющем большинстве гранитами и граносиенитами, которые отличаются от пород I фазы повышенной кремнекислотностью и в щелочных разностях более высоким содержанием ΣFeO при пониженных содержаниях CaO , MgO , Al_2O_3 .

8. В породах II фазы часто наблюдается понижение щелочности по сравнению с породами I фазы. Так, в гранитах II поля развиты дайки гранитов I поля, в сиенитах III поля — дайки гранитов и граносиенитов II и I полей; II фаза в нефелиновых сиенитах представлена граносиенитами II и сиенитами IV, III и II полей.

Генетические типы и генетические фации
гранитоидных и щелочных массивов провинции.
Петрохимическая структура серий различных типов

На основании данных по геологическому положению и строению массивов, петрографии и петрохимии пород среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы, изложенных в настоящей и более ранних работах, можно предположить, что образование магматических серий могло быть обязано нескольким петрогенетическим процессам. Главными из них представляются следующие:

1. Палингенно-метасоматическое преобразование пород и локальное образование расплавов, не имеющих прямой связи с какой-либо глубинной родоначальной магмой. Эти процессы протекают как на удалении от крупных плутонов, в гнейсовых и фенитовых толщах, так и в контактах первых, в процессе магматического замещения. По своей физико-химической природе эти процессы являются наиболее сложными, включая в себя домагматический метасоматоз, фракционное плавление (анатексис) в условиях меняющейся щелочности, ассимиляцию ксенолитов и реститов, фракционную кристаллизацию анатектических расплавов. По петрографическим и петрохимическим признакам эти образования несут черты как инфильтрационных (доминирующих), так и диффузионных (ассимиляция) магматических процессов и поэтому могут быть названы инфильтрационно-диффузионными.

2. Расщепление состава исходной анхиэвтектической магмы на две серии путем кристаллизационной дифференциации при повышении щелочности. Этот процесс является наиболее универсальным и широко распространенным и объясняется изменением путей кристаллизации силикатных систем при изменении щелочности (Д.С. Коржинский, 1959, 1960). Поскольку изменение щелочности происходит в первую очередь в результате инфильтрационного взаимодействия сквозьмагматических растворов с контрастными по химическому составу вмещающими породами, то этот тип может быть назван инфильтрационно-магматическим. Когда этот процесс имеет локальное развитие и не приводит к образованию разграниченных во времени и пространстве серий или фаз, проявляясь лишь в приконтактных участках, он может быть назван контакто-инфильтрационным. Несмотря на то, что последний тип проявляется обычно на ограниченной площади, он приводит к замечательному разнообразию пород по химическому и минеральному составу. Помимо инфильтрационного взаимодействия с контрастными по составу вмещающими породами, изменение щелочности может быть вызвано и другими факторами: например, накоплением кислотных летучих компонентов в поздних фазах. С этим процессом, вероятно, связано

"подкисление" многих пород II фазы среднепалеозойского комплекса, что было отмечено в предыдущем разделе.

3. Образование десилицированных и контаминированных пород в результате диффузивного взаимодействия магм с контрастными по химическому составу вмещающими породами. Поскольку инфильтрация и магматическое замещение в этих случаях отсутствуют, взаимодействие выражается лишь в изменении химического состава пород, но не в порядке кристаллизации и паргенетических отношениях минералов. Процессы диффузии протекают весьма медленно, и поэтому диффузионно-магматические образования имеют обычно незначительные масштабы. Однако при длительности развития магматических очагов в условиях орогена они могут давать значительные эффекты.

Палингенно-метасоматический тип массивов гранитной - щелочногранитоидной формации. Этот тип является наиболее важным, поскольку генерируемые в процессе палингенеза расплавы являются родоначальными для всего разнообразия пород формации. Если геологические образы палингенного развития гранитов изучены весьма детально, главным образом на примерах древних щитов, то подобные исследования для щелочных пород, особенно нефелиновых сиенитов, исчисляются единичными работами. Одной из наиболее глубоких и разносторонних среди них является работа Б.М. Роненсона (1966) по миаскитам Урала. В большинстве же случаев авторы чаще постулируют палингенное происхождение пород по косвенным признакам, не давая достаточной информации о петрологии и геохимии процессов. Поэтому поставленная нами задача - изучить палингенные образы формации гранитоидов и щелочных пород разнообразных минеральных фаций - явилась в известной мере пионерской. Решение ее оказалось возможным на примере Монгольской части провинции, где в отличие от Тувы широко представлены автохтонные тела, имеющие ту же щелочноглиноземную специализацию, при общей обедненности двухвалентными основаниями и железом. Петрохимическая структура характеризуется резким уменьшением содержания глинозема и щелочей по мере роста кремнекислотности пород при слабых вариациях CaO , MgO и FeO , что резко отличает ее от структуры геосинклинальных щелочноземельных комплексов. В последних, как отчетливо видно на рис. 2, в том же направлении содержания глинозема и щелочей растут, а двухвалентных оснований и железа - падают.

В то же время обнаруживается важный признак роя составов пород Монгольской части провинции (Павленко, Быховёр, 1971), отсутствовавший в аналогичных роях, построенных по материалам советской территории (Павленко, Филиппов, 1965). Большое число векторов нумургинского и уджигинского комплексов ложатся в область составов, обогащенных двухвалентными основаниями и железом, распределяясь почти равномерно, между вариационными линиями собственно магматических щелочноземельных (тэлминских) и щелочногранитоидных пород. Полевые и петрографические наблюдения показывают, что эти составы относятся к продуктам метасоматической проработки древних алюмосиликатных пород, как магматических, так и осадочно-метаморфических, которая предворяла генерацию исходных щелочно-гранитоидных расплавов. Эти петрохимические данные являются вполне объективными. Действительно, в пределах Советской части провинции развитие получила преимущественно фация интрузий, а уровень прогрессивно метасоматической проработки и палингенного образования расплавов обнажается редко (например, Каргинская зона палингенно-метасоматических тел, см. Коваленко и др., 1965). В Монголии, особенно в Западном Прихубсугулье, этот тип пород и массивов является очень распространенным, а зачастую и преобладающим. Это представляется очень важным, поскольку позволяет от косвенных соображений о палингенно-метасоматическом механизме образования щелочно-гранитоидных пород перейти к прямому изучению геологически достоверных моделей. К рассмотрению некоторых из них мы и перейдем.

Очень яркая и полная картина изменения исходных пород, завершающегося образованием бескорневых жилобразных тел нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, наблюдалась в массивах Уджигинской группы (рис. 10, 21). При этом пространственно кварц- и нефелинсодержащие тела тесно совмещены. Исходными породами для обоих вариантов служат габбро и габбро-диабазы, содержащие са-

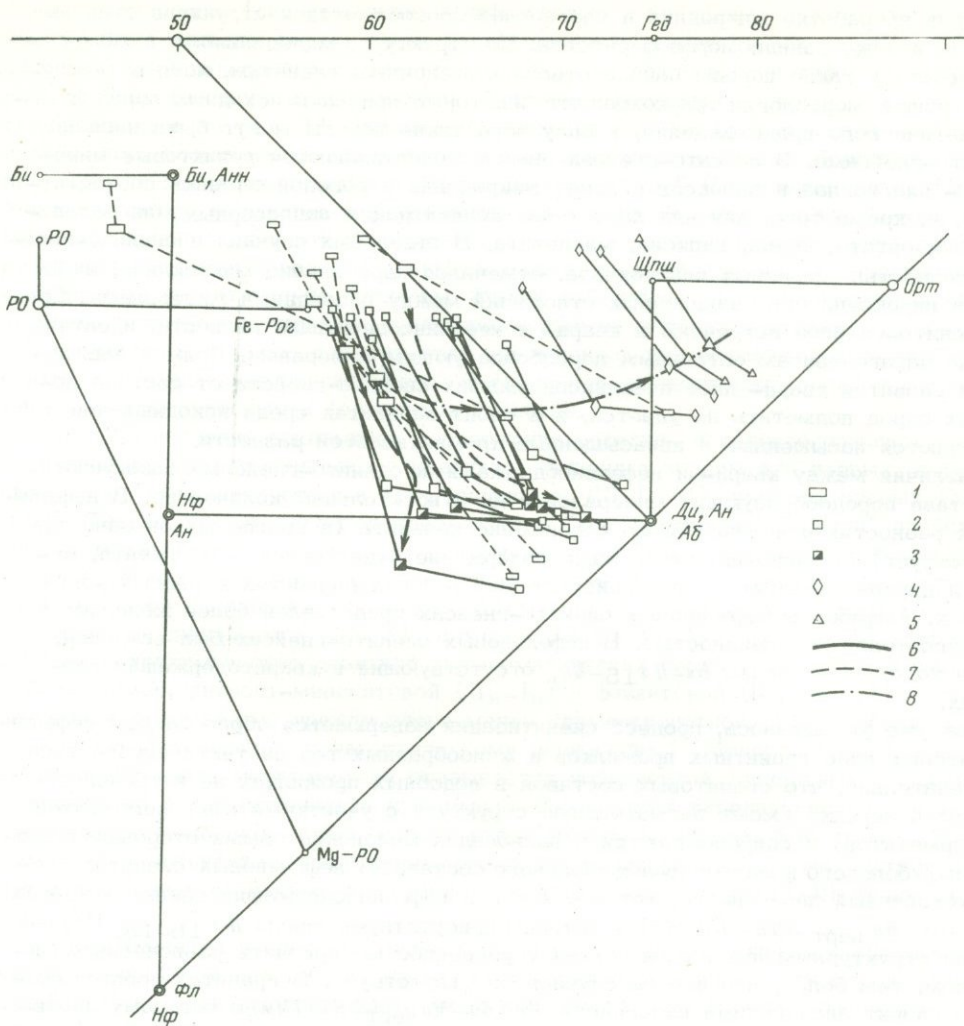


Рис. 21. Петрохимическая структура метасоматических нефелин-сиенитовой и сиенит-граносиенитовой ассоциации

1 – породы габброидного состава (исходные габбро, биотизированные и калишпатизированные габбро), исходный основной кристаллосланец, рстит миаскитовой серии, 2 – нефелиновые метасиениты; 3 – трахитоидные и гнейсовидные нефелиновые сиениты с реликтами метасоматических структур, близкие к составу эвтектик; 4 – щелочные метасиениты; 5 – кварцевые метасиениты; 6 – фаяйтовая серия III_H фации щелочности; 7 – дитроит-миаскитовая серия II_H-I_H фации щелочности; 8 – сиенит-граносиенитовая

лит, обыкновенную или близкую к базальтической роговую обманку, биотит и зональный плагиоклаз. Между темноцветными проявлена нормальная реакционная последовательность. Иногда встречаются разности без роговой обманки и диабазы со скоплениями бастита, отвечающие, вероятно, первичному оливину (анализы 14/3, 19/4, 18/4, 17/5, табл. 2, 11).

Метасоматические изменения, которые в целом можно назвать "сиенитизацией", выражаются в замещении плагиоклаза микроклин-пертитом и первичных темноцветных ассоциаций гастингситовой роговой обманкой и биотитом второй генерации, не обнаруживающих между собой реакционных отношений. Микроклин-пертит на ранних стадиях процесса образует своеобразную структуру, являющуюся по существу диаблестическим срастанием микроклина и кислого плагиоклаза (олигоклаз-альбита), с которыми нередко ассоциирует кальцит. Диаблестовые срастания встречаются и для амфибола с биотитом, особенно в меланократовых прослоях. При более

глубокой проработке микроклин и плагиоклаз обособляются и структура становится гип- и даже панидиоморфнозернистой. По структуре, минеральному и химическому составу такие породы близко отвечают щелочным сиенитам, хотя в текстурах и общей морфологии тел сохраняют некоторые признаки исходных пород и метасоматического происхождения, в силу чего такие породы могут быть названы сиенито-гнейсами. В сиенито-гнейсах обычно обнаруживаются реликтовые минералы — плагиоклаз и пироксен в ядрах микроклина и роговой обманки соответственно, и, кроме того, для них характерна концентрация акцессорных минералов — апатита, ортита, сфена, циркона, магнетита. В отдельных случаях в сиенито-гнейсах, полностью лишенных плагиоклаза, отмечался парагенезис микроклина, амфибола и пироксена без реакционных отношений между последними минералами. Среди сиенито-гнейсов встречены и кварц- и нефелинсодержащие разновидности, идентичные по парагенезисам остальным породообразующим минералам. Прямой зависимости развития кварц- либо нефелинсодержащих сиенито-гнейсов от состава исходных пород подметить не удастся, и в обоих вариантах среди исходных пород встречаются насыщенные и ненасыщенные кремнекислотой разновидности.

Различия между кварц- и нефелинсодержащими сиенито-гнейсами заключаются в составе породообразующих минералов и их относительном количестве. В нефелиновых разновидностях отчетливо выше содержание кальцита (в кварцевых он зачастую отсутствует) и, напротив, резко ниже содержание акцессориев — магнетита, ортита и циркона. Апатит и сфен присутствуют в обеих разновидностях в равных количествах. Амфибол в нефелиновых сиенито-гнейсах представлен более железистой гастингситовой разновидностью. В нефелиновых сиенито-гнейсах был встречен, кроме того, парагенезис $Bi-Pl_{15}-Mu$, отсутствующий в кварцсодержащих разновидностях.

Как уже указывалось, процесс сиенитизации завершается образованием нефелин-сиенитовых либо гранитных прожилков и жилообразных тел анатектического типа. Примечательно, что сиенитовых составов в подобных прожилках не встречено. Прожилки нередко имеют пегматоидную структуру с участками микропегматитов (и мирмекитов) и сопровождаются в зальбандах меланократовыми оторочками биотит-амфиболового и магнетит-амфиболового состава. В нефелиновых сиенитах развит устойчивый парагенезис, тот же, что и в нефелинсодержащих сиенито-гнейсах: $Gast-Bi-Mu$ перт $-He-(Ca-Mt)$, в котором присутствует иногда Pl_{16-18} . Последний по структурным признакам нельзя с уверенностью признать равновесным минералом, тем более, что в ряде случаев он отсутствует. В гранитах преимущественно развит аналогичный парагенезис $Ro-Bi-Mu$ перт $-Kv-(Mt)$, к которому добавляется Pl_{18} , возможно также реликтовый. В пегматитовых и пегматоидных разновидностях иногда наблюдается парагенезис $Bi-Mu-Pl_{16}-Kv$. С другой стороны, встречаются более щелочные парагенезисы: $Gast-Mu-Kv$ и $Zn-Di-Mu(Kv-Astr)$, причем второй отчетливо более поздний и равновесный.

Приведенные петрографические признаки показывают, что палингенный процесс, т.е. метасоматическое преобразование исходных пород в сиенито-гнейсы с последующим образованием анатектических выплавок, подчиняется фаціальным закономерностям, причем минеральные фации метасоматических пород и анатектитов совпадают. Раньше это явление для случаев магматического замещения мы называли "правилом соответствия фаций". И при магматическом замещении, и при палингенезе минеральные фации описываются диаграммами зависимости парагенезисов гранитоидных и нефелин-сиенитовых пород от потенциалов K_2O и Na_2O (Коржинский, 1957; Коваленко и др., 1965). Ранее была показана, в частности для Восточной Тувы, зависимость котектических и эвтектических составов от фаций щелочности (Павленко, 1963₁, 1963₂). Представляет интерес проверить, существует ли такая зависимость для палингенного процесса и в первую очередь для его метасоматического этапа. Ранее (Павленко, Быховер, 1971) рассмотрена петрохимическая структура нескольких гранитоидных и нефелин-сиенитовых палингенно-метасоматических серий различных фаций щелочности. На диаграммах отчетливо различаются исходные породы, метасоматическая серия, анатектические породы и в нефелин-сиенитовом варианте — сопутствующая жильная серия, на которой мы остановимся ниже.

Эта ассоциация (сиенито-гнейс — нефелиновые и кварцевые анатектиты — сопутствующая жильная серия) очень характерна и развивается как за счет габбро-диоритов нижнепалеозойского комплекса, так и по осадочным и туфогенно-осадочным породам близкого к ним состава. Примером последнего случая может служить серия анализов на рис. 21. В целом при широком развитии процесса и особенно при дренаже возникающих расплавов в более высокие горизонты образуются массивы, которые мы ранее отнесли к "расщепленному типу" (Коваленко и др., 1965). Механизм этого расщепления в указанной работе не рассматривался. Теперь прямые наблюдения позволяют утверждать, что это — результат палингенной дифференциации вещества пород с близкими к насыщенным составам на нефелиновый и кварцевый эвтектические расплавы. Вынос избыточных щелочноземельных компонентов и железа происходил преимущественно на начальной стадии сиенитизации, а в процессе анатексиса избыток этих компонентов над эвтектиками входил в реститовые породы типа пироксенитов, амфиболитов, кальцитовых, волластонитовых, магнетит-ильменитовых и фаялитовых сиенитов.

Рис. 21 наглядно показывает соотношение нефелин- и кварцсодержащих серий на стадии их метасоматического развития. Исходные породы для первых могут быть более кремнекислотными (см., например, ДД 14/4), чем для вторых (МР 520). Таким образом, переход пресловутого "температурного барьера" происходит еще на метасоматической стадии, до появления расплавов, в результате метасоматической миграции вещества. Последняя подтверждается появлением реститов очень высокой основности (типа ЦА 13/16) в метасоматическом процессе.

Далее, на диаграммах рис. 21, а также 30 (X, XII, XIV) и 52, 54 ярко выступают петрохимические различия метасоматических серий разных фаций щелочности; например, дитроит-миаскитовой (II_H-I_H) и фойяитовой (III_H) фаций щелочности. Последняя оказывается прежде всего менее кремнекислотной. Таким образом, закономерность "стремления к эвтектическому равновесию" (Менерт, 1963) в процессе прогрессивного метасоматоза оказывается подчиненной фациальным условиям. В каждой из фаций щелочности существует собственная вариационная линия метасоматического изменения пород, своего рода "метасоматическая котектика", "стремящаяся" к эвтектике данной фации. Это в менее отчетливой форме подтверждено и для кварцевых вариантов сопоставлением вариационных линий I-III фаций щелочности.

Остановимся на вопросе о жильных породах. По морфологическим признакам четко различаются две группы жильных образований. К первой относятся жилы, дайки и тела типа дополнительных интрузий, залегающие непосредственно в массивах нефелиновых сиенитов и гранитоидов и имеющие соответствующий состав: фолит-порфиновый в нефелин-сиенитовых интрузиях и гранит-порфиновый и аплитовый — в гранитоидных. Их можно рассматривать как результат дифференциации расплава, формирующего главную фазу интрузии, хотя механизм этой дифференциации отличается некоторыми особенностями (апоэвтектическая кристаллизация).

Во вторую группу, которую мы предлагаем называть "сопутствующей жильной серией", входят дайки разнообразных порфиров и аплитов, окружающие массивы сиенитов и нефелиновых сиенитов. Образование сопутствующих порфиров путем дифференциации расплава главного тела в случае его нефелин-сиенитового состава невозможно. Этому препятствует существование температурного барьера в системах с кварцем и нефелином.

Против гипотезы дифференциации свидетельствуют также геохимические данные. Поэтому образование сопутствующих порфиров, вероятно, также следует связывать с процессами анатексиса, вызванных интрузией нефелин-сиенитового состава. В этом случае получает объяснение отсутствие в составе сопутствующей жильной серии нефелин-сиенитовых разностей. Действительно, эвтектический нефелин-сиенитовый расплав не может вызвать сколько-нибудь значительного выплавления аналогичного состава из вмещающих пород. В то же время выплавление кварцевых эвтектик вполне допустимо, поскольку их температура во всех изученных экспериментально системах ниже нефелиновых [например, в системе Кв-Ди-Не 1075 и 1118° (Sheirer et al., 1960), в системе Кв-Фа-Не 980 и 990° (Bowen et al., 1938) и т.п.].

Изложенная петрогенетическая схема построена на геологических, петрографических и петрохимических данных. Глубокое петрологическое и физико-химическое обоснование палингенных процессов крайне осложняется скудостью экспериментальных данных, и предлагаемые модели не могут получить полного актуалистического развития. В связи с этим особое значение приобретают геохимические признаки палингенных пород, в частности распределение в них редких элементов, что будет рассматриваться в разделе "Геохимия".

Как уже говорилось, в Восточной Туве доминирующее развитие получили аллохтонные, интрузивные формы массивов, преимущественно расщепленного типа. Это объясняется в первую очередь тем, что Сангилен — главный регион щелочного магматизма — сложен карбонатными толщами, в которых развитие плутонов возможно лишь с привнесом силикатного вещества. Генерация сиалических расплавов происходила в кристаллическом основании верхнепротерозойских — кембрийских карбонатных толщ, и в них внедрялись палингенные расплавы, претерпевая сильные изменения при взаимодействии с резко контрастными вмещающими породами.

Первые исследователи щелочных пород Сангилена — Р.М. Яшина (1957), Кононова (1961, 1962) — не отмечали среди них палингенных образований как генетический тип. Впервые они были выделены нами на стыке Сангилена с Восточно-Тувинским прогибом (1965) и позже признаны как важнейший генетический тип В.И. Коваленко и Э.И. Пополитовым для Северо-Восточной Тувы (1970). Палингенно-метасоматические плутоны получили наибольшее развитие в Каргинской тектонической зоне Сангилена [массивы 35, 36, частично 16, 25 (рис. 9) и ряд более мелких]. Главной геологической особенностью этих массивов является отсутствие в их составе первично-магматических тел выполнения. Границы тел неправильны и прихотливы, что объясняется их зависимостью от подводящих трещинных структур и проницаемости первичных пород. Минерально-петрографический состав также крайне изменчив.

По своим структурам, минеральному и валовому химическому составу метасоматические породы рассматриваемых массивов близки к тем или иным видам магматических пород, но отличаются от них следующими признаками: 1) развитием полосчатых и гнейсовидных текстур; 2) обычным присутствием в парагенезисах большого количества минералов, особенно в меланократовых разностях (тералиты, тешениты); 3) резкими колебаниями количественно-минерального состава, необъяснимыми с позиции фракционной кристаллизации; 4) появлением "экзотичных" для магматических пород минералов — таких, как кальцит, гранат; 5) очень быстрой сменой фаций щелочности, происходящей в то же время вполне нормально, т.е. через моновариантные парагенезисы с увеличенным числом минералов.

От типичных метасоматических пород породы рассматриваемых массивов отличаются, во-первых, отсутствием минералов, которые могли бы быть выделены как избыточные — вполне подвижные (т.е. формирование пород шло при $P = \text{const}$) и, во-вторых, отсутствием обычно метасоматической зональности, связанной с дифференциальной подвижностью компонентов, хотя фациальная зональность, как уже отмечалось, проявлена очень резко.

Собственно палингенные породы образуют в метасоматических бескорневые прожилки и жилки с резкими контактами самых различных масштабов от микроскопических до первых десятков метров мощности. По минеральному и химическому составу палингенные породы не отличаются от соответствующих лейкократовых "эвтектических" разновидностей, наблюдаемых, например, в массивах расщепленного типа¹. В контактах палингенных прожилков часто наблюдаются меланократовые оторочки, которые можно рассматривать как "надэвтектические" остатки, не подвергшиеся переплавлению.

¹ В нашем распоряжении имеются данные, указывающие на то, что несмотря на полную минералогическую и петрохимическую идентичность анхивтектических пород, возникших путем фракционного выплавления и фракционной кристаллизации, содержания и распределения в них элементов резко различны.

Одной из интереснейших особенностей рассматриваемых образований является соответствие фаций щелочности во вмещающих метасоматических и палингенных породах. Так, в роговообманковых тералитах и дитроитах развиты прожилки роговообманковых миаскитов (II_N поле), в эссекситах — прожилки фойяитов (III_N поле), в шонкинитах — прожилки лаурдалитов (IV_N поле) и т.д. Последовательность сечения палингенных прожилков та же, что и последовательность смены (замещения) метасоматических фаций. Наиболее ярко отмеченные особенности палингенно-метасоматических образований проявлены в многофациальных массивах — таких, как Восточно-Хончульский и Усть-Хайгасский, образовавшихся за счет различных пород таннуольского комплекса и силикатно-карбонатных сланцев Чартынской свиты протерозоя.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что палингенно-метасоматические тела формировались на "границах" магматических температур под воздействием щелочных растворов путем метасоматического преобразования исходных пород и фракционного выплавления из них легкоплавкой фракции.

Петрохимическая структура палингенно-метасоматических серий очень сложна и в настоящее время может быть представлена только в самых общих чертах. Ее можно представить себе как сложную функцию, зависящую от состава исходных пород и воздействующих растворов, а также эффектов фракционного плавления и кристаллизации в различных условиях щелочности. Характеристику петрохимической структуры серии Каргинской зоны дает рассмотрение диаграммы рис. 22. Диаграммы рис. 22, 23 показывают, что по содержаниям инертных компонентов породы серии в целом близки к исходным габбро, диоритам, монцонитам таннуольского комплекса (заштрихованные значки), и, следовательно, их образование действительно не сопровождалось существенным привнесом — выносом вещества. Значительно возросло только содержание щелочей. Однако постоянство содержания инертных компонентов наблюдается, как показывает та же диаграмма рис. 23 и диаграммы рис. 18, 22, лишь при замещении пород, содержащих полевые шпаты, габбро-диориты, кварцевые монцониты и т.д.; при замещении пироксенитов и карбонатных пород происходит привнос алюмосиликатного компонента. В результате, в независимости от состава первоначальных пород возникают породы, близкие к составам, образовавшимся путем фракционирования магматических систем при эвтектической или апоэвтектической кристаллизации. Это ярко подтверждается диаграммой рис. 18, где фигуративные точки палингенно-метасоматических пород располагаются в области составов апоэвтектических серий расщепленных массивов.

В то же время в отличие от продуктов кристаллизационной дифференциации составы палингенно-метасоматических пород в целом не обнаруживают закономерной зависимости от щелочности. Влияние ее на состав образующихся пород, очевидно, нивелируется и маскируется влиянием состава исходных пород и воздействующих растворов. Составы палингенно-метасоматических пород определенной щелочности не попадают в соответствующие котектические последовательности дифференцированных пород.

Отмеченные петрохимические особенности палингенных пород хорошо выражены в общей структуре серии Каргинской зоны (рис. 22). Пустыми значками и пунктирными линиями обозначена последовательность метасоматических пород, возникших за счет нижнепалеозойских пироксенитов и габбро-пироксенитов и частично за счет доломитсодержащих мраморов. В этой линии происходит последовательное обогащение алюмосиликатным компонентом и щелочами и вынос двух валентных оснований. Заштрихованные значки и штрих-пунктирная линия обозначают последовательность собственно палингенных пород различной щелочности, возникших за счет основных и средних пород Таннуольского комплекса. Суммарный эффект влияния состава исходных пород и щелочности выражается в криволинейной форме векторов состава. Зависимость петрохимической структуры подобных серий от этих факторов, которые соответственно отражают диффузионный и инфильтрационный механизм их образования, позволяют отнести палингенно-метасоматические породы к диффузионно-инфильтрационному типу.

Инфильтрационно-магматический расщепленный тип. Как указывалось выше, причиной появления расщепленных серий является изменение условий щелочности, что вызывает изменение валовых коэффициентов активностей инерт-

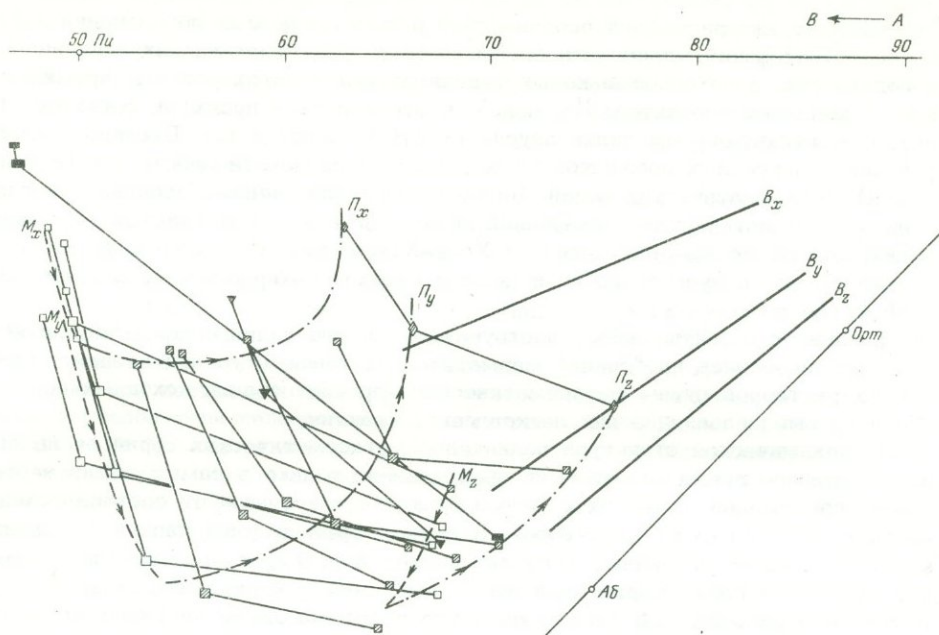


Рис. 22. Диаграмма составов пород палингено-метасоматической серии массивов Каргинской зоны (Оругты-Харлинского, Хайгасского, Хончульского, Восточно-Хайгасского)

Светлые значки - метасоматическая серия ($M_{x,y,z}$); заштрихованные - палингенная - $П_{xyz}$; черные - породы таннуольского комплекса, $B_{x,y,z}$ - главные линии комплементарности Среднепалеозойских интрузий Сангилена

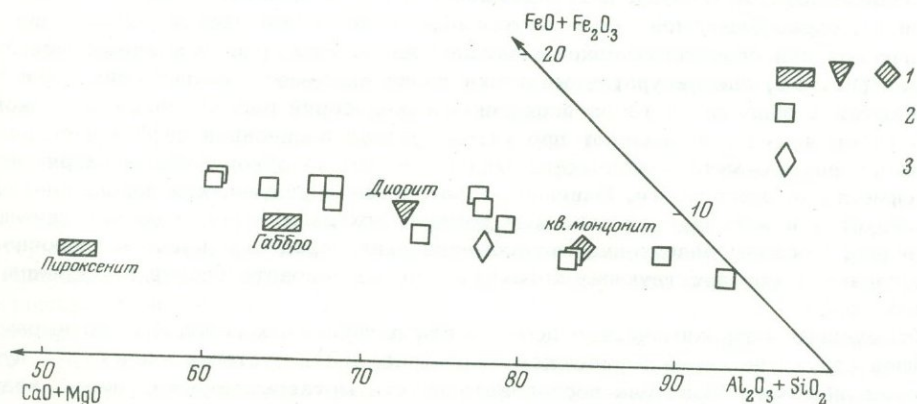


Рис. 23. Диаграмма $(Ca+MgO)-(FeO+Fe_2O_3) - (Al_2O_3+SiO_2)$ для некоторых нефелинсодержащих пород палингено-метасоматического происхождения Восточной Тувы

1 - анализы типичных пород таннуольского комплекса, за счет которых образовались нефелинсодержащие палингено-метасоматические породы; 2 - нефелиновые сиениты; 3 - щелочные сиениты

ных компонентов магмы. Магматическая система (кристаллы+расплав), находящаяся в равновесии при определенной щелочности и температуре, будет реагировать на изменение щелочности растворением одних и выпадением других минералов в соответствии с изменившимися валовыми коэффициентами активностей инертных компонентов. Так повышение щелочности (повышение потенциалов K_2O и Na_2O либо K_2O как более сильного основания) вызовет повышение температур плавления и выпадение минералов, богатых сильными основаниями. Это можно наглядно

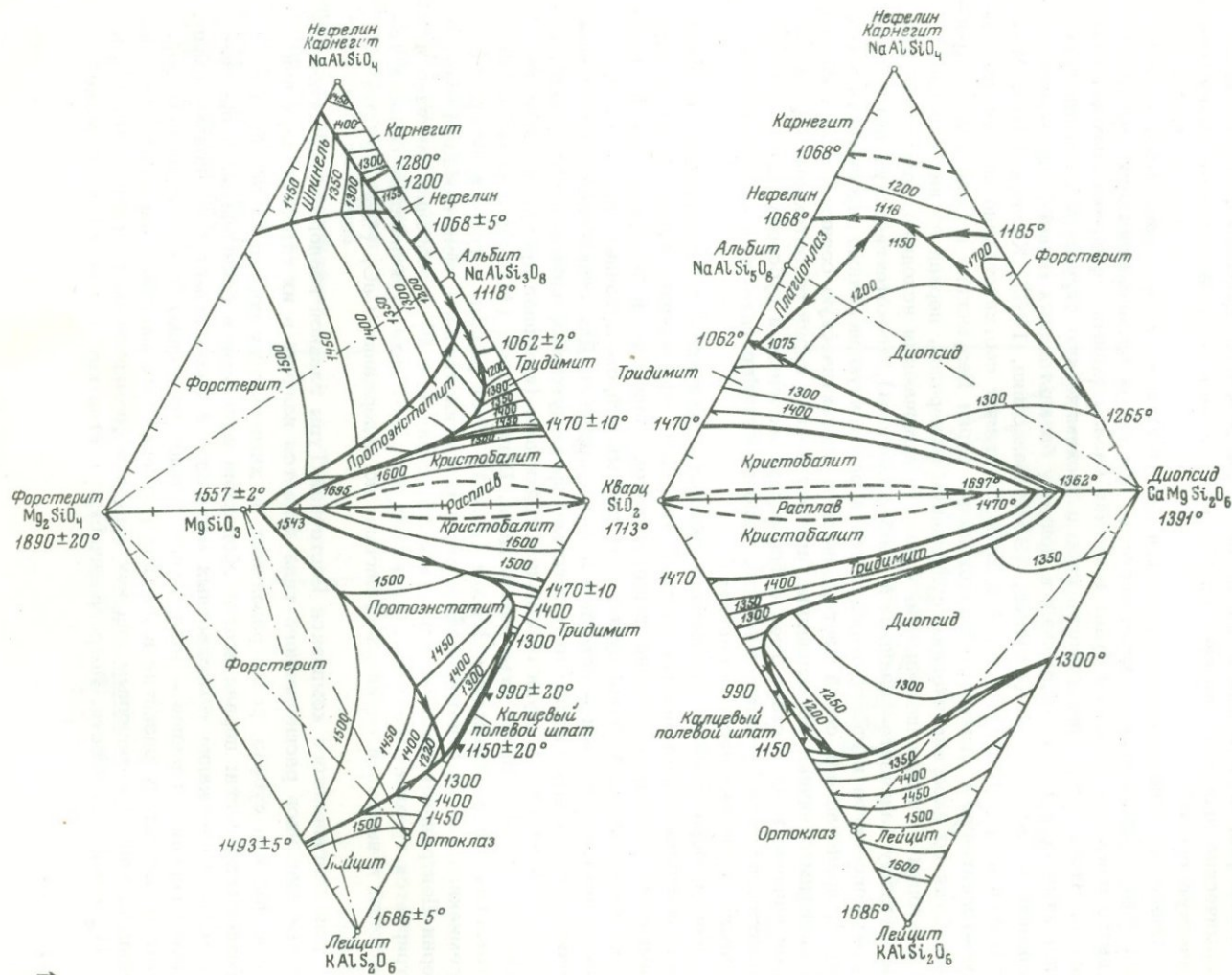


Рис. 24. Экспериментальные диаграммы кремнезем-фельдшпатоид-диопсид-форстерит (Schaerer, Bowen, 1938; Schaerer, Voder, 1960, 1961; Voder, Tilley, 1962)

проиллюстрировать на примере экспериментальных диаграмм плавкости типа Ди-Не-SiO₂, Ди-Лц-SiO₂; Фо-Не-SiO₂ Фо-Не-SiO₂ (Shairer et al., 1938, 1961, 1964) (рис. 24). Эти диаграммы отчетливо показывают расширение полей кристаллизации форстерита, энстатита и диопсида за счет полей кристаллизации щелочных полевых шпатов в лейцитовых калиевых системах по сравнению с нефелиновыми натриевыми. Соответственно в лейцитовых системах высокотемпературные изотермы в полях форстерита, энстатита, диопсида смещаются к основанию фельдшпатоид - SiO₂. Это означает повышение температур плавления кальциевых и магниевых минералов в составах, идентичных по содержаниям SiO₂, алюмосиликатного компонента, CaO и MgO, в калиевых системах по сравнению с натриевыми. При каждой данной температуре определенный состав в калиевой системе окажется обогащенным кальциевыми и магниевыми минералами относительно "изохимического" состава в натриевой системе. Используя терминологию Д.С. Коржинского (1960), процесс кристаллизации при постоянной температуре под влиянием изменения щелочности, можно назвать изотермической апоэвтектической кристаллизацией. Собственно продукты фракционирования кристаллических фаз, образующихся при апоэвтектической кристаллизации, дадут "изотермические апоэвтектические серии", а остаточной расплав образует "апоэвтектическую серию".

Очевидно, эффект апоэвтектической кристаллизации будет проявляться с теми или иными вариациями в любой системе, при любой кремнекислотности магмы. Однако наиболее ярким он будет в случае базальтоидных серий, богатых основаниями. Чтобы лучше представить себе петрохимическую структуру расщепленных апоэвтектических серий, обратимся к примеру базальтоидных серий Центральной Армении - рис. 25, 26 (Асланян, 1958; Баласанян, 1967; Котляр, 1958; Меликсетян и др., 1963). Ряды А и В представляют соответственно щелочноземельную-толеитовую и щелочную базальтоидные серии Базумского и Памбакского хребтов. Судя по парагенетическим отношениям минералов, первая из них отвечает I и вторая II полям щелочности. Серия Б, включающая исходную толеитовую анхизвтектику (андезито-базальты и габбро-диабазы), апоэвтектическую ветвь габбро-пироксенитов и габбро-перидотитов и остаточную щелочную анхизвтектику (сипиты), представляет собой изотермическую апоэвтектическую серию. Таким образом, важнейшим отличием расщепленных апоэвтектических серий от эвтектических является наличие в их составе трех субсерий: эвтектической субсерии исходной магмы, апоэвтектической субсерии основных щелочных дифференциатов и субсерии остаточного апоэвтектического расплава.

Серии, образующиеся по обычной схеме эвтектической кристаллизации в условиях постоянной щелочности, состоят, как было многократно показано, из петрохимически непрерывного ряда дифференциатов. Напротив, в петрохимической структуре апоэвтектических серий существует разрыв в промежуточных членах между двумя анхизвтектиками - исходной и подщелоченной. Для серий океанических щелочных оливиновых базальтов отсутствие промежуточных членов между олигоклазовыми базальтами - муджиеритами и трахитами (интервал кремнекислотности 53-57 вес. %) - давно отмечалось Дэли, Вашингтоном (1910), а позже было статистически подтверждено Чейсом (1963). Этот разрыв в том же интервале кремнекислотности отчетливо проявлен и в континентальной щелочнобазальтоидной серии Центральной Армении (см. рис. 25, серии А и В) и особенно наглядно иллюстрируется трехкомпонентной диаграммой рис. 26: анхизвтектические области толеитовой и щелочной серий разграничены по содержанию CaO, (MgO, Fe) O и Al₂O₃.

Для сангиленского комплекса Восточной Тувы главной геологической особенностью массивов расщепленного типа является наличие в их строении двух или более фаз или субфаз, резко различных по химическому составу и особенно по кремнекислотности: первая всегда обогащена щелочами и основаниями и обеднена SiO₂. Содержание темноцветных минералов в фазах может быть соизмеримым, однако первая - главная - фаза обычно бывает несколько более меланократовой. Судя по характеру развития в породах расщепленных массивов парагенезисов минералов, наиболее типичным для них является формирование в условиях III-III_n и IV-IV_n полей щелочности. Петрографический состав как I, так и II фазы может

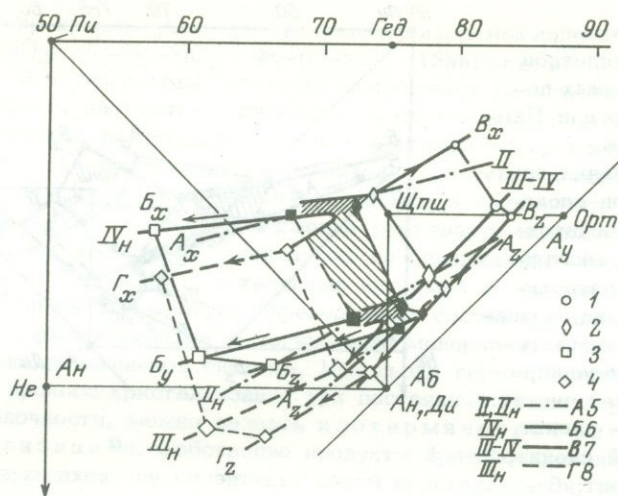


Рис. 27. Петрохимическая структура расщепленных серий щелочных пород Дугдинского массива (Тува)

Зачерненные значки - начальные составы апокотектической и апоэвтектической серий; заштрихована область петрохимического разрыва, возникающего при апоэвтектической кристаллизации; II, III, IV, II_н, III_н, IV_н - фации щелочности: 1 - гранит, 2 - сиенит, 3 - нефелиновый сиенит, 4 - уртит, 5 - главные линии составов брэнского комплекса, 6 - апокотектическая серия меланократовых нефелиновых сиенитов, 7 - апоэвтектическая серия щелочных гранитоидов, 8 - апоэвтектическая серия уртитов

варьировать от нефелиновых сиенитов до гранитов, но наиболее типичны для I фазы сиениты и нефелиновые сиениты, а для II - щелочные гранитоиды.

По составу I фазы массивы расщепленного типа могут быть разделены на гранитные, сиенитовые и нефелин-сиенитовые. Сиенитовые для Восточной Тувы наиболее распространены. Они образуют почти непрерывное полукольцо, окаймляющее Восточно-Тувинский синклиниорий по стыку его с протерозойской рамой (см. рис. 9). Нефелин-сиенитовые массивы расщепленного типа развиты главным образом среди карбонатных толщ Сангилена, а в восточной - Каахемской - и северо-восточной - Восточно-Саянской - зонах нефелиновые сиениты в крупном масштабе появляются в Дугдинском и Катунском массивах.

Очень ярким примером массива расщепленного типа является Дугдинская интрузия Каахемской зоны. Геологическое строение этого массива неоднократно описано в литературе (Павленко, 1963). Это массив с четко выраженным двухфазовым строением; первая фаза сложена преимущественно лаурдалитами с широкими вариациями в содержании нефелина, вторая - разнообразными щелочными гранитоидами от кварцевых нордмаркитов и ларвикитов до экеритов и грорудитов.

Представление о петрохимической структуре этого массива дает диаграмма рис. 27, на которой отчетливо прослеживаются три серии: сиенитов - щелочных гранитов ("С"), нефелиновых сиенитов ("Н") и ювитов-уртитов ("У"). Наиболее интересным отличием массивов этого типа от рассмотренных выше массивов базальтоидных серий Центральной Армении является наличие двух апоэвтектических серий: сиенит-щелочно-гранитной и ювит-уртитовой. Состав исходного расплава в магматической камере массива, очевидно, должен быть близок к составу наиболее кремнекислотных членов серии "Н": формирующей основную массу пород I фазы. Эти породы представлены слабо недосыщенными SiO₂ сиенитами, содержащими нефелин в виде минерала или нормативно. Содержание в них SiO₂ составляет 59-60 вес. %, а развитые в них роговообманковые и пироксен-роговообманковые парагенезисы указывают на принадлежность подобных нефелинсодержащих сиенитов к III-III_н полям щелочности. Важно подчеркнуть, что эти составы близки к главным линиям комплементарности всего среднепалеозойского комплекса (линии "Б"). Основная масса нефелиновых сиенитов Дугдинского массива, бо-

лее бедная SiO_2 (52–55 вес. %), сложена парагенезисами III_H и в основном IV_H полей; причем наличие нефелина и пироксена, в ассоциациях, более поздних, чем калишпат и роговая обманка, позволяет рассматривать их происхождение как результат подщелачивания исходной магмы.

Факты обратной кристаллизации, кристаллизации "вспять", когда более высокотемпературные минералы обрастают и замещают более низкотемпературные, являются, по нашему мнению, важнейшим доказательством изотермической апоэвтектической кристаллизации при повышении щелочности и не объяснимы с позиции эвтектической кристаллизации¹.

Серия "Н" нефелиновых сиенитов I фазы Дугдинского массива является апоэвтектической подщелоченной серией. Остаточный апоэвтектический расплав оказывается обогащенным SiO_2 , и соответствующие породы (нордмаркиты и другие породы II фазы) содержат избыточную кремнекислоту в виде кварца или нормативно. Дифференциация этого "нордмаркитового" расплава приводит к формированию серии "С" щелочных гранитоидов II фазы, которая, как показывает рис. 27, резко отличается от главной комплементарной серии среднепалеозойского комплекса². Так же, как и в случае базальтоидных серий, между составами недосыщенной сиенитовой исходной магмы и начальными членами щелочногранитоидной серии существует разрыв в интервале 60–64 вес. % SiO_2 , не объяснимый с позиций последовательной эвтектической кристаллизации.

Как подчеркивалось выше, помимо щелочногранитоидной серии в Дугдинском массиве появляется серия ювитов–уртитов (ряд "у" на диаграмме рис. 27). Породы этой серии образуют шириы и иногда жилообразные тела среди нефелиновых сиенитов I фазы. Главными отличиями ювитов–уртитов от нефелиновых сиенитов являются резкое обогащение первых нефелином и их большая лейкократовость, преобладание роговой обманки и особенно биотита над пироксеном (последний часто отсутствует) и развитие гип- и панидиоморфнозернистых структур. Эти признаки позволяют рассматривать ювит–уртитовую серию так же, как результат фракционирования остаточного расплава при понижении температуры, т.е. по механизму образования она является аналогом щелочногранитоидной серии.

Чем же объясняется появление двух апоэвтектических серий Дугдинского массива: щелочногранитоидной насыщенной SiO_2 или ювит–уртитовой, ненасыщенной? Если обратиться к экспериментальным диаграммам Шейрера: Ди–Не– SiO_2 ; Фо–Не– SiO_2 , то, как отмечено Йодером и Тилли (1965), их важнейшей особенностью является существование температурного барьера, совпадающего с сечениями Ди–Аб, Фо–Аб (см. рис. 24), которые можно принять за состав упрощенного сиенита. Исходные составы, находящиеся около этого сечения в нефелиновом поле, будут эволюционировать к полевошпат–нефелиновой эвтектике, недосыщенной кремнекислотой, а составы в поле кварц– и полевошпат–кварцевой – к эвтектике, пересыщенной кремнекислотой. Отсюда следует, что остаточные апоэвтектические сиенитовые расплавы, хотя бы слегка нормативно недосыщенные, будут кристаллизоваться с образованием ювит–уртитовой серии, а несколько пересыщенные будут формировать серию щелочных гранитоидов. Не исключено, конечно, что эффект изменения направления кристаллизации может вызываться изменением щелочности. Так, введение в систему калия будет изменять составы сосуществующих минералов (щелочного шпата с плагиоклазом, плагиоклаза с пироксеном) и соответственно

¹ Аналогично признакам изотермической апоэвтектической кристаллизации при подкислении будет неоправданно раннее выпадение низкотемпературных кислых минералов (например, порфиrowого кварца раньше биотита и полевых шпатов в аплитовидных гранитах).

² Здесь под II фазой понимается морфологически четко ограниченный комплекс пород, который можно в целом рассматривать как дополнительную интрузию (в понимании В.С. Коптева–Дворникова). Внутри этого комплекса можно выделить все морфолого–петрографические градации типа фаций, субфаз и фаз (в том же понимании); причем их число и характер меняются от массива к массиву, т.е. не являются универсальными для всего среднепалеозойского комплекса в целом.

положение температурного барьера. При этом допущении две апоэвтектических серии могут образоваться из единого расплава в несколько различных условиях щелочности.

Появление двух апоэвтектических серий в массиве — закономерный, но в четком выражении достаточно редкий случай.

В качестве второго примера можно привести некоторые массивы расщепленного типа Сангилен (Коргередабинский, Уланэргинский, Терехольский и др.). На рис. 28, в обозначениях таких же, как на рис. 27, выделены субсерии апокотектических сиенитов-нефелиновых сиенитов ("Н"), апоэвтектических сиенитов-граносиенитов ("С") и апоэвтектических лейкократовых нефелиновых сиенитов — ювитов ("У"). Отличия в петрохимической структуре в этой серии от Дугдинской незначительны, но весьма интересны. Исходным расплавом также является слабонедосыщенная кремнекислотой сиенитовая магма, которой соответствуют сиениты и нефелинсодержащие сиениты с парагенезисами II и даже I поля. Составы исходных сиенитов близки к комплементарным линиям комплекса "В". Интервал изменений кремнекислотности всех субсерий в массивах Сангилен уже, чем в Дугдинском. Так, вариации пород щелочногранитоидной субсерии ограничиваются промежутком от сиенитов до кварцевых сиенитов. Надо отметить, что и объемы щелочных гранитоидов 2-й фазы в массивах Сангилен значительно меньше, чем в Дугдинском. Разрыв кремнекислотности между апокотектической и апоэвтектической субсериями падает на тот же интервал: 60–65 вес. %.

Самым интересным являются обратный излом между апоэвтектическими субсериями "У" и "С" и обратное направление их эволюции (в сторону резкого уменьшения FeO, MgO и CaO) по сравнению с субсериями Дугдинского массива. Этот эффект может быть вызван отмечавшимся выше вторичным подкислением II фазы, который особенно ярко выражен именно в массивах с незначительным объемом пород II фазы типа Сангиленских. Эти предположения, помимо парагенетических критериев, подтверждают характер петрохимической эволюции апоэвтектических субсерий: как ювит-уритовая, так и щелочногранитоидная ветвь обедняются к концу эволюции не только основаниями, но и железом. Это характерно именно для серий низкой щелочности.

Гораздо реже встречаются массивы, где развита преимущественно недосыщенная апоэвтектическая серия. Наиболее типичным примером такого рода массивов является Баянкольская интрузия (Сангилен). Этот массив, открытый И.А. Нечаевой и изучавшийся В.А. Кононовой (1962), располагается среди мраморов Балыктыгхемской свиты и гранодиоритов и плагιοгранитов таннуольского комплекса. Южная часть интрузии почти целиком залегает среди мраморов и состоит из ювитов, переходящих в уриты. Северная часть на 2/3 сложена серией лепидомеланпироксеновых нефелиновых сиенитов (лаурдалиты, ювиты, малиньиты) и на 1/3 лепидомелановыми пегматоидными сиенитами. Первая группа пород, в которой закономерно чередуются меланократовые, мезократовые и лейкократовые нефелиновые сиениты, ювиты и малиньиты, получила у В.А. Кононовой (1962) название слоистого комплекса. В северной части появляются также секущие тела щелочных сиенитов, щелочно-сиенитовые и нефелин-сиенитовые пегматиты, а также альбитизированные и кальцитизированные породы.

Согласно В.А. Кононовой, строение слоистого комплекса имеет много общего со строением интрузий типа Ловозера и Иллимаусака и обязан своим происхождением кристаллизационно-гравитационному фракционированию в сложных динамических условиях.

На диаграмме рис. 29 прекрасно выражены две четко различные субсерии: апокотектическая субсерия нефелиновых сиенитов IV_Н поля (лаурдалитов) и апоэвтектическая субсерия ювитов-уритов. В гранитоидной апоэвтектической субсерии второй фазы кварцсодержащие породы полностью отсутствуют, в ней представлены только щелочные сиениты. Общая обедненность всего массива кремнекислотой свидетельствует о низком содержании ее в исходной магме, которая по составу должна быть близка к мезократовым нефелиновым сиенитам. Разрыв кремнекислотности между этими начальными членами апокотектической субсерии нефелиновых сиенитов и апоэвтектическими сиенитами очень значительный (52–62 вес. %).

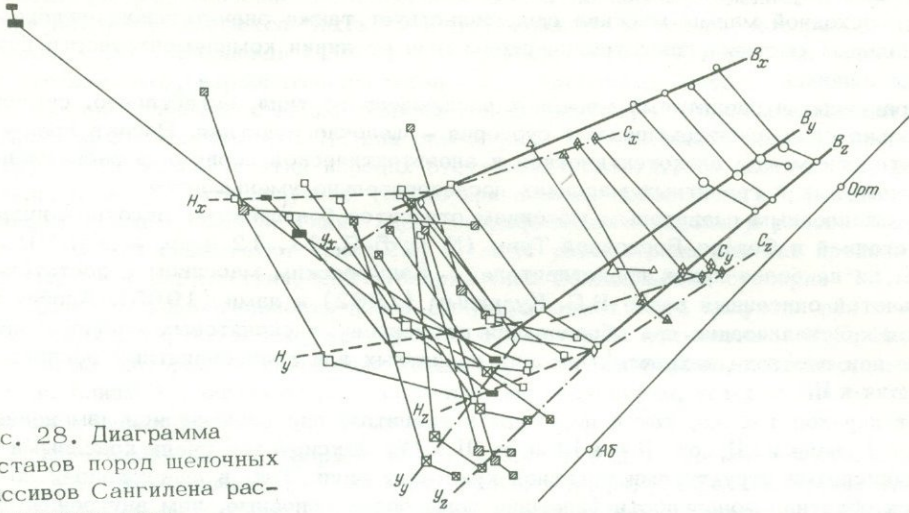


Рис. 28. Диаграмма составов пород щелочных массивов Сангилены расщепленного типа

C_{xyz} - серия сиенитов - щелочных гранитов; $H_{x,y,z}$ - нефелин-сиенитовая серия; $Y_{x,y,z}$ - ювит-уртитовая серия, $B_{x,y,z}$ - главные линии комплементарности среднепалеозойских интрузий Сангилены; перечеркнутые значки - анализы пород апоэвтектических серий; заштрихованные значки - анализы контаминированных и дисилицированных пород; залитые значки - породы таннуольского комплекса

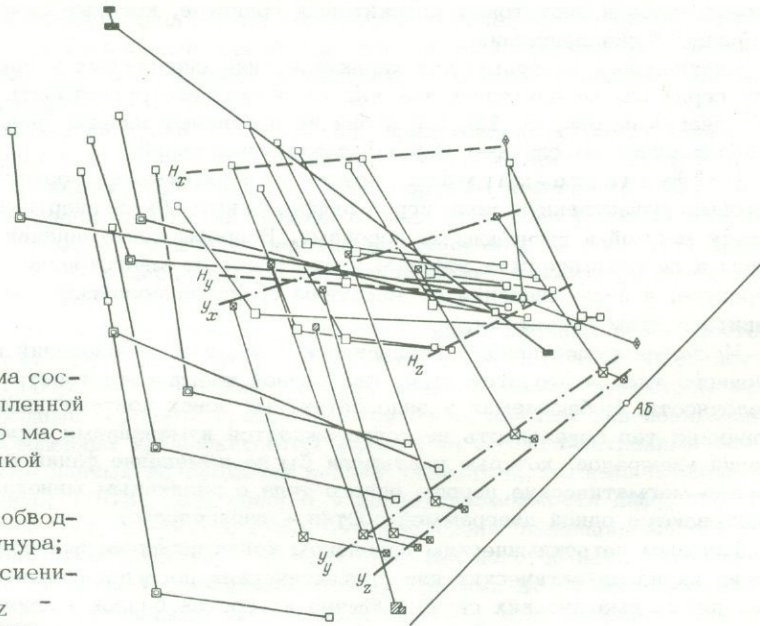


Рис. 29. Диаграмма составов пород расщепленной серии Баянкольского массива (значки с тонкой обводкой)

Значки с жирной обводкой - породы Дахунура; $H_{x,y,z}$ - нефелин-сиенитовая серия; $Y_{x,y,z}$ - ювит-уртитовая серия

Обращает на себя внимание аномально высокое содержание в породах апопектической серии "Н" СаО, связанное с появлением в их составе кальцита. По нашему мнению, этот эффект обусловлен ассимиляцией вмещающих мраморов с последующим сбрасыванием кальцита при повышении щелочности. О контаминированности исходной магмы массива свидетельствует также значительное отклонение начальных составов апопектической серии от линии комплементарности комплекса в целом.

В гранитных и сиенитовых массивах расщепленного типа, естественно, существует только одна апопектическая субсерия — щелочногранитная. Разрыв кремнекислотности между апопектической и апопектической сериями в расщепленных сиенитовых и гранитных массивах последовательно уменьшается.

К расщепленным сиенитовым массивам относится большинство щелочных интрузий Восточной и Северо-Восточной Тувы (№ 4, 5-9, 11, 12 и др. — рис. 9), с одним из наиболее ярких представителей — Кадыросским массивом с достаточной полнотой описанный ранее В.С. Кудриным (1962) и нами (1965). Апопектическая кристаллизация при образовании расщепленных сиенитовых массивов происходит при переходе анхизтектических гранитных или граносиенитных расплавов от II поля к III.

Этот переход так же, как и переходы в гранитах, где наблюдались изменения фаций от I поля ко II, от II — к III и от III к IV, фиксируется очень красивыми и своеобразными структурами обратной кристаллизации. Так, в плагиоклазах появляется обратная зональность (внешние зоны более основные, чем внутренние); плагиоклаз обрастает и корродируется идиоморфным микроклином; биотит-роговой обманкой, амфибол-пироксеном; резко ксеноморфный кварц сбрасывается в интерстициальные пространства порфирированной, "раппаквививидной" породы.

Наиболее резко дифференцированной в фациальном отношении гранитной интрузией является Нижнекадрусский массив — восточный апофиз огромного Каахемского массива. Если в большинстве гранитных массивов среднепалеозойского комплекса наблюдаются переходы от I поля ко II, то здесь мы имеем все переходы от I поля к IV. Карта массива уже публиковалась (Павленко, Филиппов, 1965). Массив имеет четкое зональное строение со сменой фаций от пород I поля в центре до обедненных кремнекислотой гранитов и граносиенитов III и даже IV полей в краевых частях. Здесь же появляются тела апопектических щелочных гранит-порфиров и биотитовых аляскитовых гранитов, которые зачастую являются вторично подкисленными.

Специальных диаграмм для характеристики сиенитовых и гранитных расщепленных серий мы не приводим, так как их легко себе представить на основании сводных диаграмм рис. 6, 15, 21 и они не добавляют ничего принципиально нового к более сложным случаям нефелин-сиенитовых серий.

Диффузионно-магматический тип охватывает породы, в образовании которых существенную роль играл диффузионный обмен инертными компонентами между магмой и вмещающими породами. Вопросы контаминации и десиляции магм и петрохимические эффекты этих процессов многократно обсуждались в литературе, и наши сведения по массивам среднепалеозойского мало что могут добавить в этом отношении.

Наиболее существенный геологический признак образований и массивов диффузионного типа — это отсутствие фаз разной кремнекислотности и фаций разной щелочности. Наблюдаемая в эндоконттактных зонах контаминированных и десицированных тел зональность не сопровождается изменениями парагенетических отношений минералов, которые указывали бы на изменение фаций щелочности. Диффузионно-магматические породы одного тела с различным минеральным составом описываются одной диаграммой состав — парагенезис.

Главным петрохимическим признаком контаминированных пород является выпадение их из эвтектических или апотектических последовательностей, установленных для магматических серий. Обычно их состав близок к простой сумме составов исходной и вмещающей породы, взятых в определенном отношении. Наиболее отчетливо это проявляется при контаминации магм мраморами и известковыми сланцами, широко развитой в массивах Сангилена. Примерами могут служить со-

ставы приконтактных контаминированных нефелиновых сиенитов (рис. 18), точки которых "приподняты" над котектиками нормальных магматических сиенитов в сторону обогащения кальцием.

Существенное значение контаминация имела, по нашему мнению, при формировании интрузий комплекса Чикского и Дахунурского массивов, которые детально изучались В.А. Кононовой (1961) и Р.М. Яшиной (1957). Уртиты, ийолит-уртиты, мельтейгиты, карбонатно-пироксеновые и карбонатно-нефелиновые породы этих тел сложены преимущественно диопсид-геденбергитом, нефелином и кальцитом в изменяющихся количествах. На диаграмме рис. 18 нанесены составы пород этих интрузий. Поскольку в этих породах отсутствует анортит, то составы их, действительно, могут быть получены только при помощи добавления к пироксен-нефелиновой породе кальцита. Такие пироксен-нефелиновые породы в районе Дахунурского массива существуют (рис. 29) и могут рассматриваться как крайние члены ненасыщенной апоэвтектической субсерии типа Баянкольской субсерии "У". Вся остальная последовательность пород Дахунура может быть получена при помощи добавления к пироксеновому уртиту СаО с некоторым количеством MgO. Исходная магма, которая первоначально подвергалась расщеплению, очевидно, имела состав, близкий к обычным роговообманковым миаскитам, которые часто встречаются в районе уртит-ийолитовых тел.

Предлагаемая картина формирования Чикского и Дахунурского массива, конечно, сильно схематизирована (для того, чтобы подчеркнуть роль контаминации). В действительности процесс их образования является более сложным. Так, например, в Дахунурском массиве большое значение имели взаимодействие щелочных магм с нижнепалеозойскими пироксенитами и нефелинизация последних (Бородин, 1966).

Несколько сложнее обстоит дело с петрохимической диагностикой десилицированных разностей. Отдача кремнекислоты во вмещающие породы (мраморы) просто сдвигает состав на семикомпонентной диаграмме влево с пропорциональным возрастанием содержаний остальных компонентов, и фигуративные точки десилицированных составов остаются в границах роя составов комплекса. Однозначно отнести ту или иную породу к десилицированному типу можно только на основании ряда геологических и петрографических признаков; однако опыт показывает, что достаточно надежным критерием является низкая щелочность десилицированных пород. Действительно, как показано выше, для сиенитов и особенно нефелиновых сиенитов в массивах расщепленного типа характерна высокая щелочность III-III_Н и IV-IV_Н полей, которая необходима для осуществления апоэвтектического расщепления. В то же время при диффузионной десиликации сохраняется низкая щелочность исходных гранитоидов I-II полей.

Типичные образования десилицированного типа представлены сериями мелких жило- и дайкообразных тел, залегающих в мраморах и сложенных биотитовыми и роговообманковыми миаскитами с поздним ксеноморфным нефелином. Во вмещающих мраморах на значительном расстоянии от жил дисперсно развиваются диопсид, волластонит, тремолит, а в непосредственных контактах - флогопит. Примером нефелиновых сиенитов десилицированного типа может служить жильное поле в верховьях р. Чахыртой.

Нужно отметить, что диффузионно-магматические типы щелочных пород Восточной Тувы, как контаминированный, так и десилицированный, остаются слабо изученными, хотя решение вопроса о возможности диффузионного обмена веществом между магмой и вмещающими породами представляется очень важным для понимания происхождения недосыщенных кремнекислотой пород. Ряд геолого-петрохимических факторов, а также данных по геохимии редких элементов, которые приводились раньше (Павленко, 1963₁, 2), говорят в пользу возможности диффузионного обмена. Другие факты (как, например, существование среди десилицированных тел мариуполитов V_Н поля) необъяснимы с позиции диффузионного обмена. Возможно, что эти нефелиновые сиениты V_Н поля являются продуктами вторичного подкисления недосыщенных апоэвтектических магм (гранитоиды V_Н поля в среднепалеозойском комплексе не обнаружены).

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Из обширного круга вопросов геохимии гранитоидных формаций мы остановимся на некоторых, представляющих наибольшее значение для теоретических и прикладных задач магматической геологии, а именно: поведении редких элементов в процессах палингенеза и метасоматоза; распределении редких элементов в сериях пород различных формаций и определении их металлоносности, дискриминации петрографических аналогов (габбро, гранодиоритов, гранитов), принадлежащих к разным формациям, по статистическим параметрам распределения редких элементов.

Дифференциация редких элементов в процессах палингенеза

Метаморфическая дифференциация вещества представляется одним из наиболее грандиозных геохимических процессов в земной коре. Она геохимически доказана для всех фаций метаморфизма от эклогитовой до зеленосланцевой (Лутц, 1965, 1970, 1971; Маракушев, 1968, 1970; Моисеенко, Шека, 1972; Вишневецкий, 1969; Heier, Brunfelt, 1970; Heier, 1965; Heier, Thoresen, 1970; Мельгунов и др., 1971), проявляя в каждой из фаций специфические черты в части набора мигрирующих элементов и масштабов их перемещения. Наиболее интенсивная химическая перестройка вещества, сопровождаемая миграцией большинства породообразующих и редких элементов, обнаруживается при процессах гранитизации и анатексиса, при которых формируются серии разнообразных палингенных пород (Engel a. Engel, 1968; Петрова, Пожарицкая, 1972; Павленко, Филиппов, 1971; Серых, Розен, 1969; Павленко, Быховер, 1971; Миловский, Матвеева, 1970, 1972; Тихомирова, 1969, 1971; Лутц, Минеев, 1967; Флерова, 1973) с резко изменчивым геохимическим фоном. Если отвлечься от специфических чарнокитов, связанных с гранулитами (Другова, Глебовицкий, 1972), то все разнообразие палингенных гранитоидов, включая и щелочные породы, приурочено к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, т.е. образовывалось в сравнительно узком интервале $T-P$ условий (Перчук, 1970). Следовательно, эти факторы вряд ли могли играть решающую роль в геохимическом разнообразии гранитизированных и палингенных пород, что, очевидно, имеет место при зарождении и дифференциации глубинных основных расплавов.

Если геохимия интрузивных серий, возникших при процессах кристаллизационной дифференциации, отражена в огромном числе публикаций, начало которым положено фундаментальными исследованиями Нокколдса и Аллена (Nocholds, Allen, 1953, 1954, 1956), Уэйджера, Брауна (1970), то химическая эволюция палингенных пород стала изучаться лишь в последнее время. По существу отсутствуют работы, освещающие эволюцию последовательных палингенных формаций, возникающих в ходе развития складчатой области и отражающих главные черты формирования гранитной, континентальной коры.

Мы попытаемся восполнить этот пробел на примере Центрально-Азиатской складчатой области, где, как было показано, в каждую из геотектонических эпох конвергентно развивался следующий ряд гранитоидных формаций (см. табл. 1):

I - габбро-диорит-плагиигранитная, IV - гранитная-щелочногранитоидная, V - адаметилит-граносиенит-порфировая, IV - ультракислых и агпайтовых гранитов, соответствующих этапам образования геосинклинорий, замыкания ортогеосинклинали, образования регенерированных геосинклиналей, орогенному, образования наложенных терригенно-вулканогенных впадин и этапу активизации. I, III, IV, VI гранитоидные формации являются палингенными с наблюдаемыми уровнями домагматических метасоматов, анатектитов и автохтонных очагов. Расплавы, формировавшие II и V формации, тела которых приурочены к крупным разломам в краевых частях эвгеосинклинальных и андезитоидных - орогенных прогибов соответственно, являются гибридными с участием как сиалического, так и глубинного базальтового вещества.

Прежде чем перейти к анализу геохимических особенностей отдельных формаций, напомним общие черты, характерные для любых палингенных проявлений:

1. Палингенез (т.е. домагматический метасоматоз, анатексис и последующая дифференциация расплавов) связан исключительно с областями поднятий с диафорной последовательностью метаморфических фаций. На этом основании с учетом многих геофизических и петрографических фактов была предложена модель ретроградной гранитизации (см. далее рис. 51). Согласно этой модели, анатексис не требует дополнительного теплового потока и плавление происходит при температуре исходных пород амфиболитовой фации. Напротив, благодаря поглощению скрытой теплоты плавления магматический очаг окажется более "холодным", чем окружающие породы, и не будет вызывать их осушения. Потоки гранитизирующих растворов окажутся "замкнутыми на очаг" (Павленко, Филиппов, 1971; Павленко, 1972₁).

2. Домагматический метасоматоз пород всегда направлен в сторону приближения их составов к определенным устойчивым магматическим типам. В значительной массе это составы анхизтектик различных минеральных фаций гранитов и нефелиновых сиенитов ("стремление к гранитному равновесию" - Меннерт, 1963), но в общем случае ими могут быть любые котектические и перитектические составы соответствующих систем.

3. Палингенез сопровождается контрастным перераспределением фемических и салических компонентов первоначально однородных, исходных пород, что выражается в развитии сопряженных фронтов, или зон, гранитизации и базификации (Жданов, 1966; Судовиков, Глебовицкий и др., 1970; Петрова, Пожарицкая, 1972; Павленко, 1972₁); причем объем базификатов оказывается ничтожно малым для подведения общего химического баланса. Д.С. Коржинский (1970) на основании данных Д.А. Великославинского (1966) допустил, что областью аккумуляции перемещенных оснований могут служить породы зеленосланцевой фации метаформизма. Возможно и иное решение вопроса, предполагающее латеральный снос и накопление избыточных от гранитизации оснований в длительно прогибающихся зонах с основным выполнением типа эвгеосинклиналей; с другой стороны, эти зоны, вероятно, служат источником агентов гранитизации: кремнекислоты, щелочей, галлоидов, которые мобилизуются на границах метаморфических фаций при реакциях амфиболитизации, гранулитизации, эклогитизации (Лутц, 1970).

4. Граница магматического замещения совпадает с границей анатектитов, однако в реальных геологических объектах она оказывается значительно менее определенной в связи с развитием в экзоконтактах палингенных магматических тел зон мигматитов и порфиробластовых пород, а в эндоконтактах - реститовых, ксенолитовых и порфиробластовых пород (с реликтовыми порфиробластами).

5. Даже небольшое количество имеющихся работ, посвященных вопросам миграции редких элементов при гранитизации, показывает, что она существенно различна в палингенных комплексах разных фаций и типов. Общим является то, что редкие элементы могут быть качественно разбиты на три группы: привнесенные с повышенным содержанием в анатектитах по сравнению с вмещающими породами, индифферентные, с неизменным содержанием в тех и других, и перемещенные с пониженным содержанием в отдельных зонах экзоконтактных метасоматов и, что особенно типично, в анатектитах ("анатектическая автолизия" - Тугаринов, Павленко и др., 1968). Набор элементов в каждой из перечисленных групп изменяется в разных формациях и фациях палингенных комплексов, отражая их геохимическую подвижность в разных условиях, которая в свою очередь определяет общий редкометалльный фон в пределах этих формаций и фаций.

6. Ранее на отдельных примерах (Павленко, Филиппов, 1972), было показано, что перемещенные редкие элементы не монотонно изменяют содержание, а образуют в пределах гранитизированных пород максимумы, причем эти максимумы в пространстве не совпадают как для разных редких элементов, так и для редких элементов и соответствующих породообразующих носителей. Это обстоятельство имеет, на наш взгляд, важнейшее геохимическое и металлогеническое значение.

7. Для палингенных формаций определенной складчатой зоны устанавливаются следующие основные закономерности.

Палингенные формации сменяются в следующей последовательности: натриевые плагиогранитоиды (I) — кали-натриевые, двуполевошпатовые гранитоиды (III) — калиевые микроклиновые гранитоиды с фашиями щелочных пород щелочногранитного, щелочносиенитового и миаскитового рядов (IV) — лейкократовые микроклин-альбитовые гранитоиды, включающие два типа: ультракислых литий-фтористых гранитов и агпайтовых гранитов (VI).

Данные по составу минералов (полевых шпатов, амфиболов, эпидотов, слюд) и пород (табл. 2, 3, 11) позволяют утверждать, что ведущими агентами гранитизации в перечисленных формациях были: I—Na, OH; III—Na, K, OH, H₂O, (Cl); IV—K, Na, H₂O, CO₂, F; VI—Li, K, Na, H₂O, OH, F.

Как показывают диаграммы состава пород в палингенных разрезах (рис. 30, 33, 34, табл. 14, 15), содержания породообразующих компонентов в сериях исходная порода — домагматический метасоматит—анатектический расплав претерпевают однонаправленные монотонные изменения: привнос либо вынос. При этом во всех формациях в целом универсально растут содержания SiO₂, Na₂O, K₂O и падают — TiO₂, ΣFeO, MnO, MgO, CaO, и лишь глинозем проявляет разные тенденции.

Поскольку последующие палингенные формации развиваются в основной массе за счет вещества предыдущих, которые служат для первых исходными породами, то и в этом генеральном ряду происходит развитие в сторону появления все более лейкократовых пород, что хорошо иллюстрирует рис. 3. Как и в кристаллизационно-дифференцированных сериях, палингенная дифференциация монотонно ведет к минимальным эвтектическим составам вплоть до литий-фтористых и агпайтовых гранитов (Коваленко, 1972). С другой стороны, внутренняя петрохимическая структура палингенных и кристаллизационно-дифференцированных серий и формаций резко различны, что уже обсуждалось (Павленко, 1963₃; Павленко, Быховер, 1971).

Столь же различен и характер распределения большинства редких элементов в этих двух генетических группах пород. При изучении распределения редких элементов мы рассматривали две задачи: поведение их в конкретных палингенных разрезах различных фаший и формаций; изменение их содержаний во всем ряду палингенных формаций складчатой области. Конкретные разрезы служили моделями для подтверждения и объяснения общего геохимического плана палингенных формаций. Пока что это — единственно возможный метод, поскольку процессы палингенного минералообразования ни экспериментально, ни теоретически не изучены.

Было прослежено распределение содержаний ряда редких элементов (Li, Rb, Sr, Ba, Y, TR, Zr, Hf, Th, Nb, Ta, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Tl, Pb, Sn, Be, F) на фоне изменения породообразующих в разрезах палингенных пород главных гранитоидных и щелочных формаций региона. Разрезы отбирали на уровне автохтонных магматических тел; они включали в себя исходные породы (осадочные вулканогенные, метаморфические или интрузивные — более ранних этапов), продукты домагматического метасоматоза (гнейсы, фениты, базификаты) и магматические образования (анатектиты, мигматиты, реликтивно-порфирировидные породы, производные заключительных гомогенных расплавов). Особое внимание обращалось на то, чтобы метасоматические и магматические породы относились к одной минеральной фашии, поскольку смена условий на протяжении разреза вносила бы дополнительные осложнения в распределение элементов. Последнее не во всех случаях оказывалось возможным в формации щелочных пород, где фашиальная изменчивость вкрест простираения палингенных серий является почти универсальным явлением.

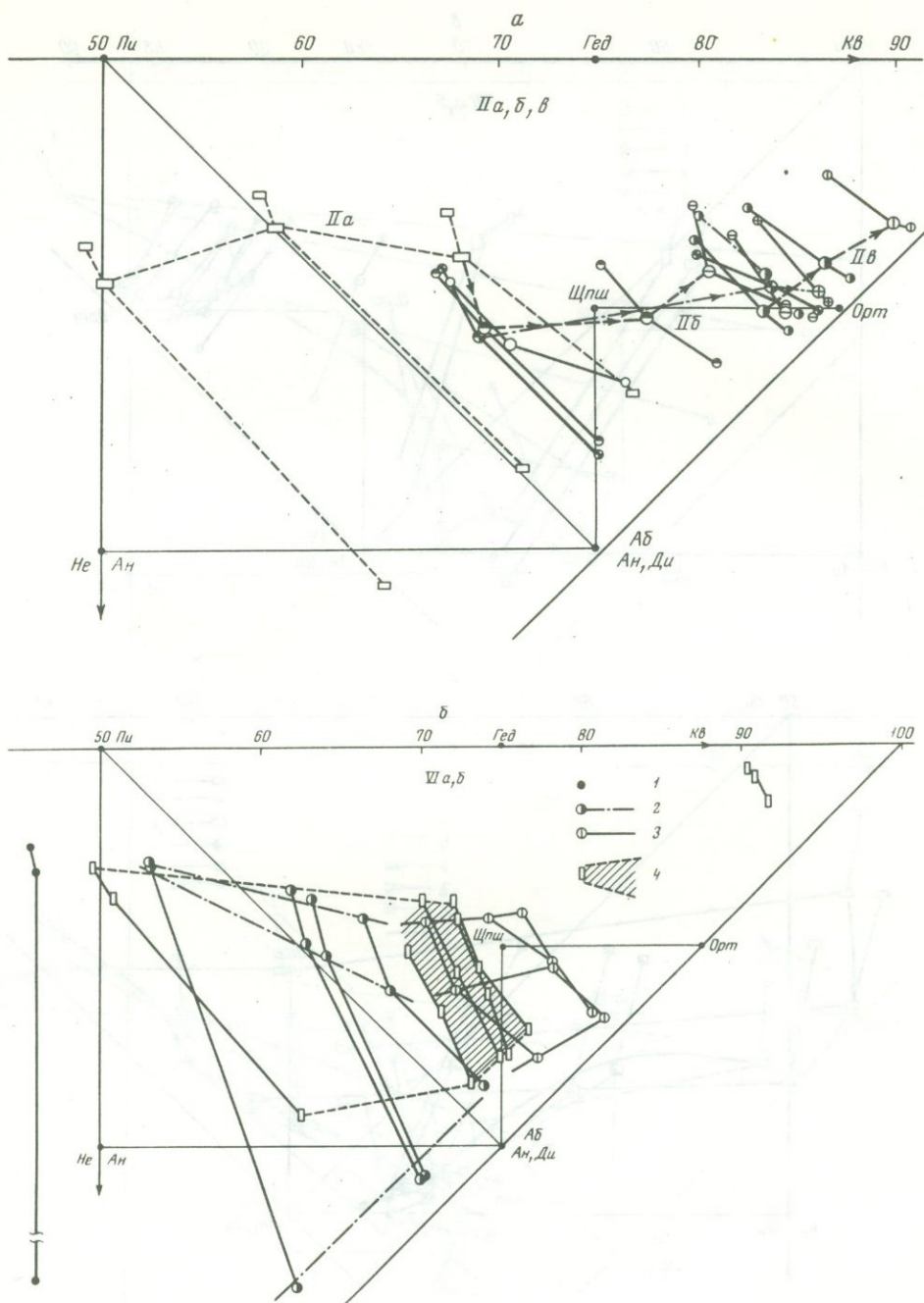


Рис. 30. Петрохимическая структура палингеновых серий
 а - разрез II, а, б, в; многократная гранитизация вулканогенно-граувакковой толщи (прямоугольники): плагиоклазовая (пунктир), двуполевошпатовая (штрих-пунктир), микроклиновая (сплошная линия); полузалитые знаки - гнейсы, переречкнутые - магматические породы; б - двуполевошпатовая гранитизация аркозовой Хангайской толщи (4) в контакте гранодиоритовой интрузии с образованием серии базификатов (1, 2) - разрез VI а; повторная микроклиновая гранитизация гранодиоритов и гнейсов (3) - разрез VI б;

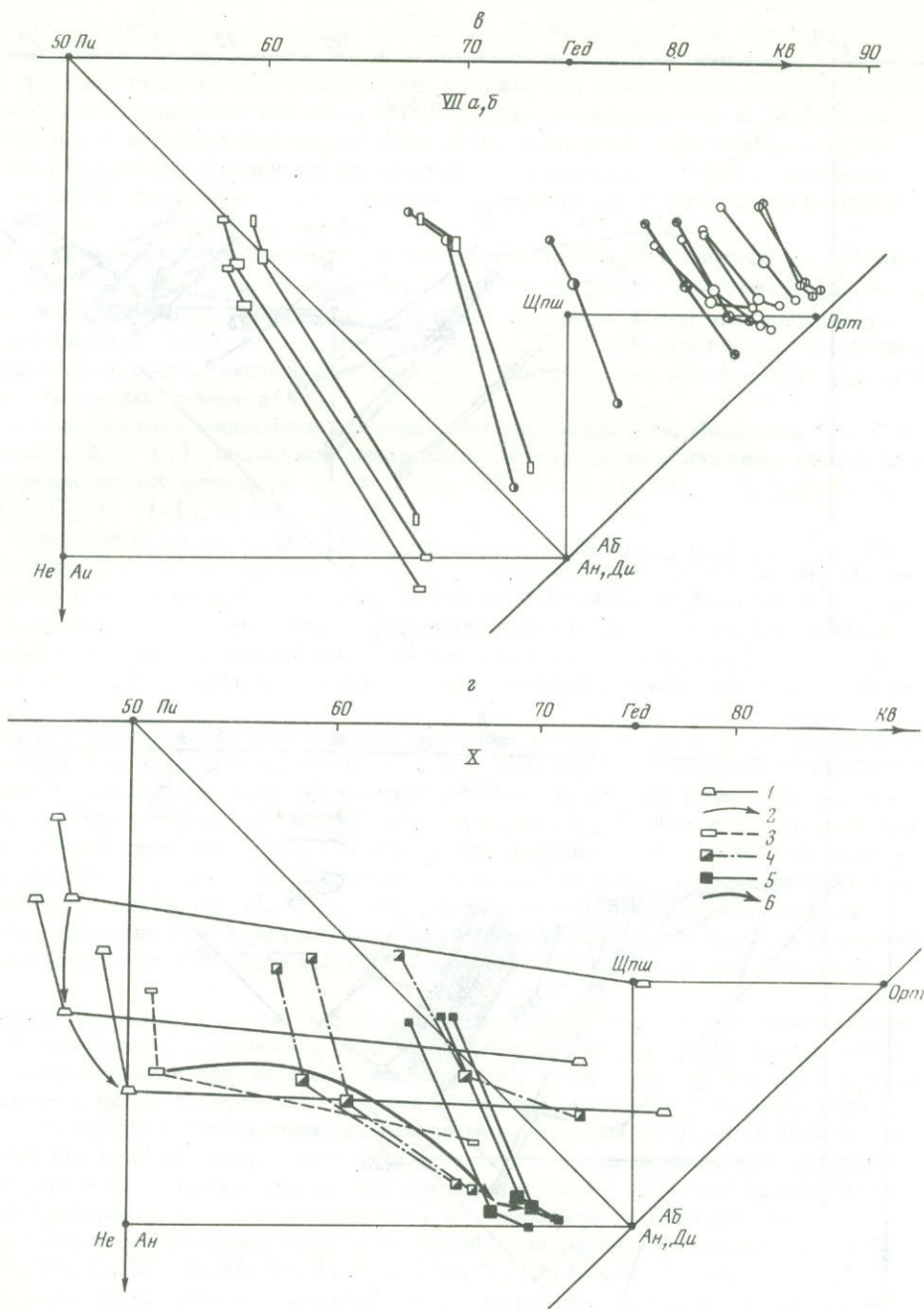


Рис. 30. (продолжение)

в - разрез VII, микроклиновая гранитизация габбро-диоритов (горизонтальные прямоугольники), гнейсов (вертикальные прямоугольники) и гранодиоритов (шахматные кружки); ползуалитые кружки - микроклиновые гнейсы, пустые - микроклиновые анатектиты, перечеркнутые - литий-фтористые скарноиды, 2 - разрез X-дитроитовой, II_{II} поля щелочности: 1 - щелочные скарноиды, 2 - линии их изменения, 3 - исходные габбро, 4 - измененные габбро и фениты; 5 - дитроиты, 6 - линии палингенного изменения пород;

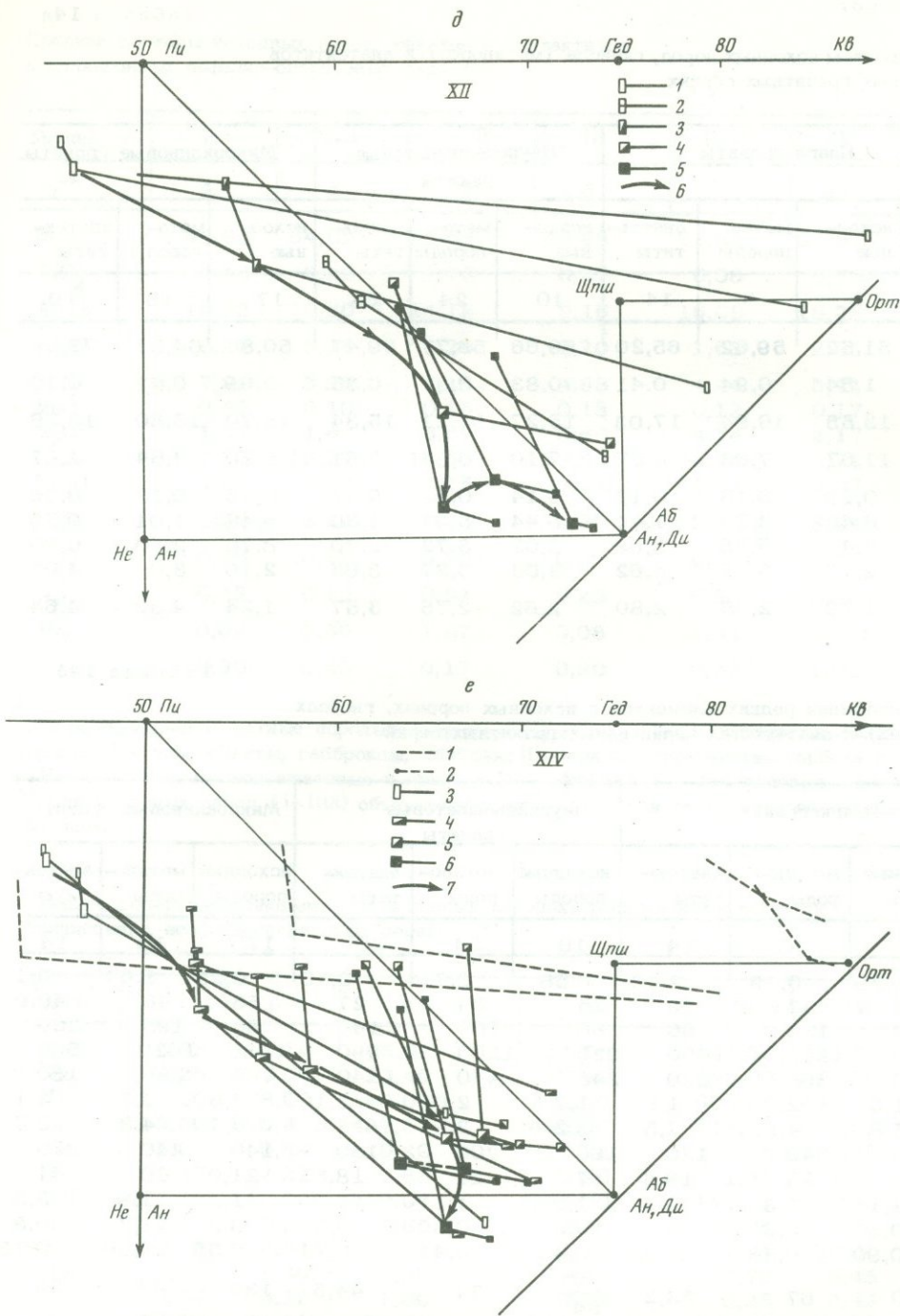


Рис. 30. (продолжение)

д - разрез XII миаскитовый, I_H поля щелочности: 1 - скарнированные плагиоклаз-диопсидовые сланцы, 2 - биотит-пироксеновые роговики с сульфидами, 3 - диопсидовые фениты, 4 - биотитовые фениты, 5 - миаскиты, 6 - линии палингенного изменения пород; е - разрез XIV лаурдалитовый, IV_H поля щелочности: 1 - скарноиды и роговики, 2 - микроклиновые гнейсы, 3 - плагиоклазовые пироксениты и габброиды, 4 - амфиболитизированные габбро, 5 - полиминеральные фениты, 6 - лепидомелан-эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты, 7 - линии палингенного изменения пород

Таблица 14а

Средние составы исходных пород, гнейсов (метапород) и анатектитов в палингенных гранитных сериях

Тип гранитов	Плагииграниты			Двуполевошпатовые граниты			Микроклиновые граниты		
	исходные	метапороды	анатектиты	исходные	метапороды	анатектиты	исходные	метапороды	анатектиты
n	8	15	14	10	24	20	17	18	19
SiO ₂	51,52	59,62	65,20	59,66	59,77	69,47	50,8	64,97	73,6
TiO ₂	1,54	0,94	0,41	0,83	0,81	0,35	0,99	0,62	0,10
Al ₂ O ₃	13,55	16,94	17,03	15,27	15,21	15,34	15,70	15,80	13,26
Fe ₂ O ₃	11,67	7,63	4,57	7,10	6,84	3,51	9,20	4,64	2,67
MnO	0,19	0,16	0,12	0,14	0,13	0,11	0,15	0,13	0,06
MgO	6,46	3,77	1,44	5,44	5,97	1,30	8,48	1,01	0,39
CaO	8,44	5,55	3,69	3,02	3,72	2,70	8,76	2,50	0,90
Na ₂ O	2,17	3,55	4,62	3,03	3,27	3,63	2,10	3,0	4,03
K ₂ O	1,79	2,45	2,80	2,62	2,75	3,57	1,24	4,32	4,64

Таблица 14б

Средние содержания редких элементов в исходных породах, гнейсах (метапородах) и анатектитах палингенных гранитных серий

n	Плагииграниты			Двуполевошпатовые граниты			Микроклиновые граниты		
	исходные породы	метапороды	анатектиты	исходные породы	метапороды	анатектиты	исходные породы	метапороды	анатектиты
	8	15	14	10	24	20	17	18	14
a/b	0,29	0,79	2,13	0,58	0,71	2,15	0,25	1,64	5,1
Li	45	32	19	25	34	27	56	46	40,0
Rb	63	126	80	80	105	140	66	195	230
Ba	500	1590	1400	920	1200	990	1000	1620	560
Sr	300	368	320	245	440	340	480	220	180
Be	1,6	2,3	1,9	1,7	2,0	3,1	1,6	3,7	3,1
Sn	5,8	4,3	2,5	3,2	3,9	3,6	4,1	4,8	5,6
TR	230	340	120	180	200	180	140	440	270
Nb	24	23	16,8	17	21	18,5	21,0	30	41
Ta	1,1	1,3	0,8	1,0	1,1	1,9	1,1	1,9	3,3
Mo	0,6	0,6	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	1,2	0,3
Ti	0,90	0,48	0,25	0,43	0,44	0,21	0,55	0,30	0,13
V	160	67	53,2	$\frac{73^*}{64}$	74	44,5	130	34	25
Cr	134	21,8	22,5	$\frac{74^*}{40}$	60	23,6	178	16,2	13,0
Co	25	19,5	18,8	16	22	22,4	17,5	14,7	16,5
Ni	47	16,6	10,3	$\frac{35,5^*}{18,0}$	32,2	12,5	41,2	13,0	7,9
Cu	34	22,7	20,7	35,5	20,3	24,2	48,0	16,0	12,0
Pb	18	27,6	22	13,4	17,2	19,0	27,0	32,3	35,0
Zn	117	83	43	74	74	58	83	59	45
Tl	0,6	0,7	0,5	0,6	0,6	1,0	0,6	0,7	0,9
F	873	565	350	510	430	540	490	325	340

* С учетом базификатов.

Таблица 15а

Средние составы исходных пород, фенитов и анатектитов
в палингенных нефелин-сиенитовых сериях

Группа*	I	I-a	II	III	III-a	IV	V
n**	4	5	5	5	2	23	18
SiO ₂	42,62	54,62	43,68	44,46	53,62	51,91	56,40
TiO ₂	1,43	0,20	1,76	0,37	0,58	0,70	0,13
Al ₂ O ₃	10,42	10,30	14,18	9,16	16,09	18,36	21,39
Fe ₂ O ₃	6,20	0,78	5,29	1,20	1,63	2,95	2,50
FeO	7,91	3,39	7,15	4,88	4,44	5,41	2,97
MnO	0,42	0,10	0,15	0,13	0,12	0,17	0,12
MgO	1,31	1,40	6,60	3,66	4,74	2,17	0,35
CaO	21,30	16,16	14,50	20,49	11,15	6,77	1,98
Na ₂ O	4,64	2,93	2,25	2,25	1,83	5,87	8,37
K ₂ O	1,29	2,22	0,73	0,89	2,77	3,14	4,78
H ₂ O	0,25	0,22	0,52	0,27	0,21	0,23	0,34
P ₂ O ₅	0,42	0,15	0,91	0,25	0,33	0,40	0,05
SO ₃	0,02	0,60	1,97	0,08	1,03	0,039	0,04
a/b	0,30	0,40	0,17	0,20	0,38	1,09	3,42

* I - силикатно-карбонатные породы и щелочные скарноиды; I-a - карбонатно-силикатные породы; II - пироксениты, габброиды, диабазы; III - сланцы туфогенные, карбонатные, граувакки; III-a - сланцы полевошпатовые и аркозы; IV - фениты; V - нефелиновые сиениты.

** Для исходных пород (I-IIIa) объединенных проб, для фенитов и сиенитов отдельных образцов.

Таблица 15б

Средние содержания элементов в исходных породах, фенитах и анатектитах
палингенных нефелин-сиенитовых серий

Группа*	I	I-a	II	III	III-a	IV	V
Li	15,75	17,16	15,92	21,50	55,50	23,56	23,81
Rb	19,25	106,00	23,40	17,40	85,00	72,20	103,53
Ba	166,60	178,00	185,00	212,00	600,00	442,70	169,77
Sr	562,50	353,40	437,50	456,00	345,00	420,64	112,6
Be	1,07	0,44	0,20	0,72	1,15	1,35	1,45
Mo	1,17	2,22	1,68	0,90	1,55	1,28	1,26
TR	423,30	110,00	210,00	148,00	140,00	251,30	134,20
Th	12,0	6,20	7,60	9,80	12,00	9,04	7,34'
Nb	9,25	10,40	20,80	5,20	7,00	34,00	16,12
Ta	2,10	1,46	1,98	1,36	1,70	3,45	2,33
Ti	0,87	0,12	1,06	0,23	0,35	0,42	0,08
V	80,50	81,50	77,00	220,80	145,00	44,90	13,81
Cr	23,25	38,60	102,80	75,60	112,50	16,00	11,78
Mn	0,33	0,074	0,12	0,10	0,095	0,13	0,09
Fe	10,51	3,19	9,27	4,50	4,60	5,90	3,79
Co	31,75	11,56	38,50	22,68	42,50	21,67	12,78
Ni	21,50	20,40	20,75(8000)	34,30	128,50	16,25	6,38
Cu	23,50	39,70	24,00(700)	39,74(710)	75,00	26,82	20,50
Zn	63,25	44,40	80,50	59,80	93,50	80,83	56,50
Pb	8,50	22,30	10,35	15,42	13,00	13,87	14,96
Sn	9,32	4,52	5,38	3,38	3,40	8,22	8,59
Tl	0,41	0,60	0,56	0,36	0,825	0,48	0,63
F	-	530,00	843,33	495,00	-	731,25	298,00

* Обозначения те же, что и в табл. 15а.

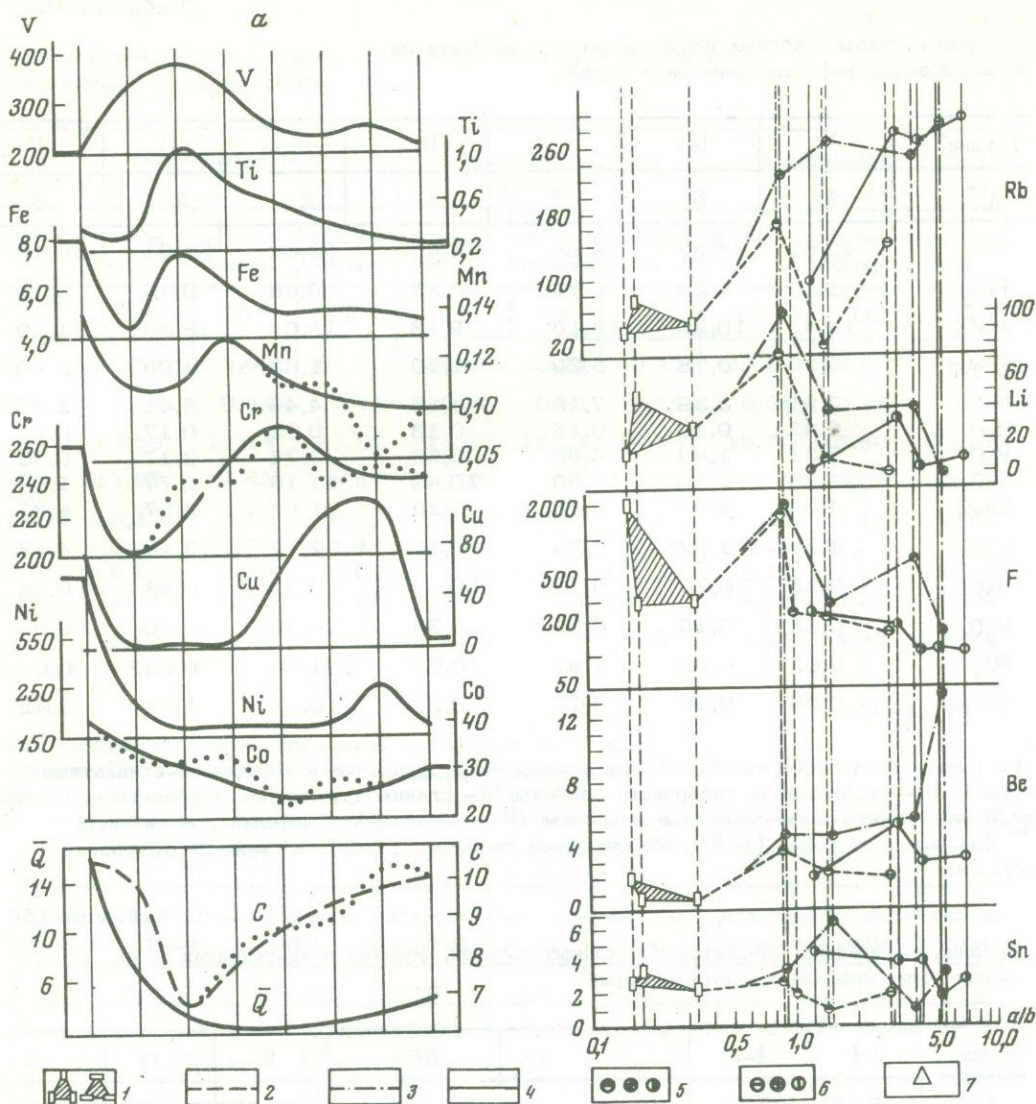
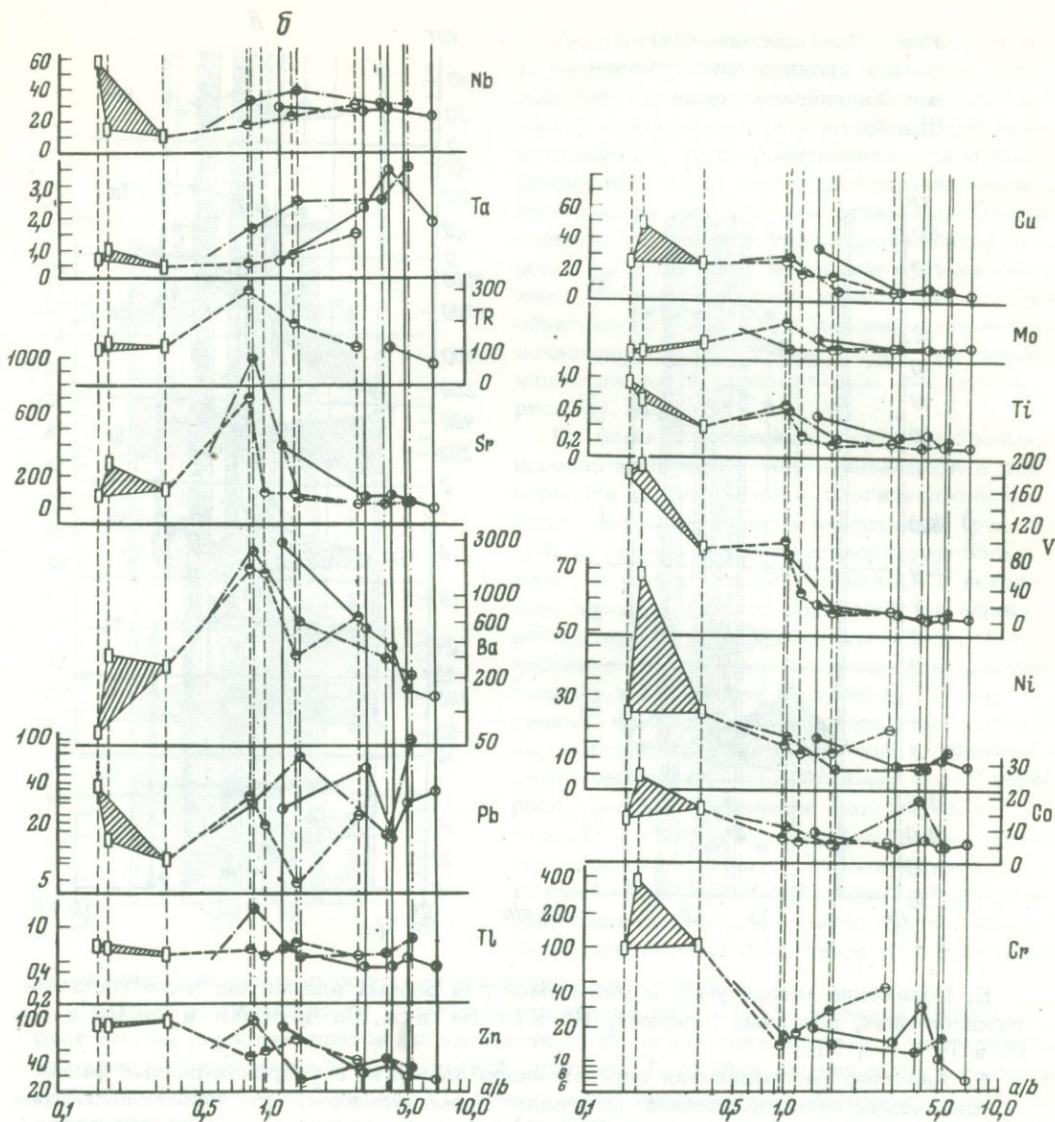


Рис. 31. Содержания редких элементов в разрезах палинггенных гранитоидных и нефелин-сиенитовых пород разных минеральных фаций:

а - габброизация зеленосланцевой толщи; разрез О; пробы 1-8 расположены в пространственной последовательности от хлоритовых сланцев до амфиболито-

Поскольку палинггенное преобразование пород любого исходного состава всегда выражается, с одной стороны, в повышении содержания щелочных алюмосиликатов и понижении мафических минералов, а с другой - в образовании базификатов, то оно универсально может быть выражено через отношение параметров "а" и "b" системы А.Н. Заварицкого. Логарифм этого отношения и принят в качестве абсциссы на всех вариационных графиках содержаний редких элементов. Выбор петрохимической, а не пространственной координаты обусловлен тем, что последняя, несмотря на всю ее наглядность, может включать ненаблюдаемые вариации в составе и свойствах пород, которые можно снивелировать только большой статистикой. Отметим также, что реальная последовательность проб, за исключением базификатов, реститов и даек, совпадает с их последовательностью в выбранной размерности a/b . Иные параметры, например кремнекислотность или параметр a/c , не отвечают этому условию, особенно для случаев щелочных серий.



вых габбро; Q и c - параметры А.Н.Заварицкого; б - многократная гранитизация вулканогенно-граувакковой толщи, разрез II, а-в: 1 - исходные породы, 2 - плагиоклазовые фации; 3 - двуполевошпатовые, 4 - калишпатовые, 5 - гнейсы, 6 - анатектиты, 7 - повторно гранитизированные плагиогнейсы;

На рис. 31, 32 приводим кривые распространения ряда редких элементов в некоторых гранитоидных (I-IX) и нефелин-сиенитовых (X-XV) палингенных разрезах. Они показывают следующие закономерности:

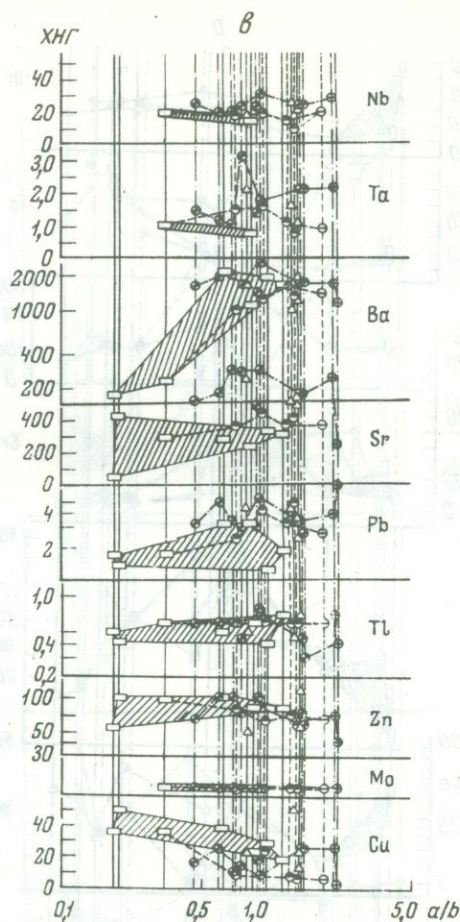
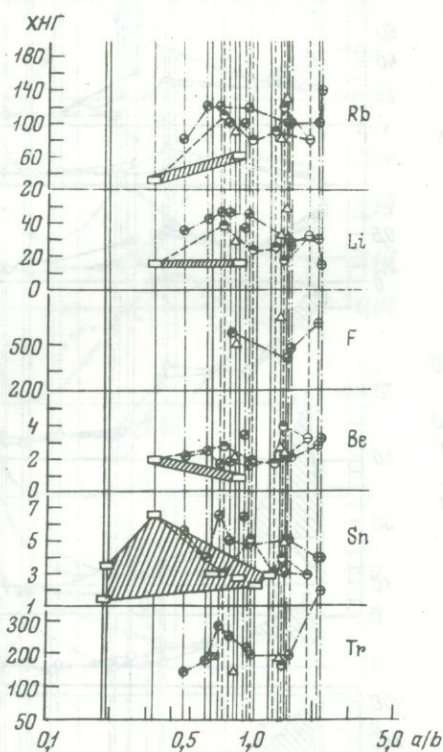
1. В отличие от кристаллизационно-дифференцированных серий большинство элементов в палингенных разрезах обнаруживает не монотонное, а волнообразное распределение с максимумами и минимумами, превышающими уровень содержания в исходных породах.

2. Лишь немногие элементы (Rb, Be, Pb) дают повышенные содержания в анатектитах (рис. 32, 35).

3. В ряде случаев наблюдается "двугорбое" распределение с двумя максимумами: в передовых домагматических гнейсах и в области фронта магматического замещения (XIV).

4. Положение максимумов и минимумов содержаний не коррелируется с петрохимическим и минеральным составом пород.

Рис. 31. (продолжение)
в - гранитизация аркозовой Хангайской толщи, разрез III, а, б;



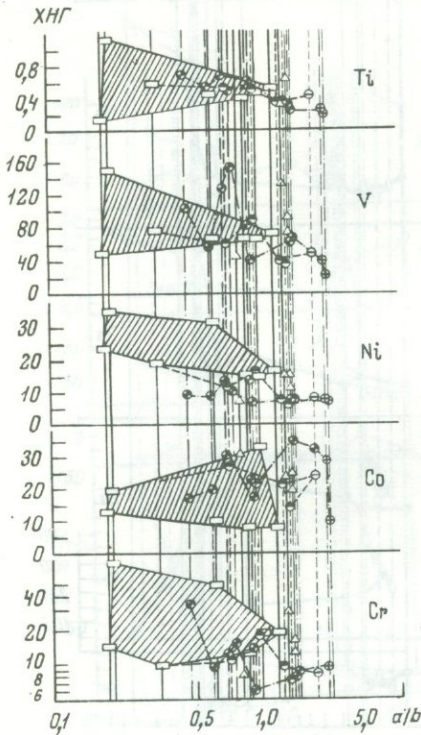
5. Положение максимумов и минимумов для разных элементов, даже геохимически близких, различно (например Rb и Li, Be и Sn, Ba и Sr, Nb и Ta, Pb и Zn, Pb и Tl, Co и Ni).

6. Характер распределения определенного элемента в разрезах разных фаций на одинаковых петрохимических интервалах пород различен. Это хорошо иллюстрирует график (рис. 31, разрезы I, II; 35а), где представлены серии плагиогранитоидов (пунктир), двуполевошпатовых (штрих-пунктир) и микроклиновых (сплошная линия) гранитоидов.

Последнюю закономерность еще лучше иллюстрирует рис. 32, в который сведены вариационные графики отдельных элементов в разрезах различных фаций, перечисленных в подписи к рисунку. Фации расположены в соответствии с парагенетическими диаграммами гранитоидных пород Д.С. Коржинского и нефелиновых сиенитов А.С. Павленко, Л.В. Филиппова в порядке возрастания потенциала калия относительно натрия от I к IX в гранитоидах и от X к XV в нефелиновых сиенитах. Отметим главные особенности графиков. Имеется отчетливая тенденция: максимумы содержаний на вариационных графиках смещаются в сторону лейкократовых пород при переходе от натриевых фаций к калиевым. В гранитоидных фациях в этом же направлении растет амплитуда вариаций содержаний и соответственно величина пиков. Геохимически это имеет немаловажное значение. Мелано- и мезократовые породы натриевых фаций (плагиогнейсы, плагиофениты) имеют значительную поперечную протяженность, что в сочетании с низкими концентрациями редких компонентов ставит их в ряд малоперспективных как областей мобилизации рудного вещества при последующих гидротермальных процессах. Напротив, более лейкократовые породы калиевых палингенных фаций локализуются в виде узких зон, обычно в приконтактных частях аллохтонных интрузий, и именно к ним оказываются приурочены гидротермальные концентрации многих рудных элементов.

Двуполевошпатовая гранитизация, характерная для гранодиоритовой формации, дает эффекты дифференциации, промежуточные между плагиоклазовой и калишпатовой гранитизациями. При гранитизации терригенных флишоидных толщ со значительными вариациями химического состава отдельных членов составы исходных и гранитизированных пород в значительном интервале перекрываются, в том числе и по параметру a/b . Это объясняется общим усреднением составов на начальных стадиях гранитизации, что хорошо иллюстрирует петрохимическая диаграмма рис. 33, III.

Во флишоидных, существенно аркозовых породах хангайской толщи наблюдались два варианта гранитизации — плагиоклазовый, более редкий, и двуполевошпатовый (рис. 31, III). В первом варианте содержания большинства редких элементов близки к исходным породам и слабо варьируют от порфиробластовых гнейсов до анатектитов. Значительно повышенные содержания в плагиогнейсах встречаются у стронция, олова, свинца, пониженные — у цинка, меди, никеля, марганца. Двуполевошпатовая гранитизация производит гораздо более резко перераспределение: появление максимума в гнейсах и глубокого минимума в анатектитах проявлены у бария, стронция, цинка, таллия, меди, кобальта, хрома, ванадия; барий, стронций, олово, свинец, таллий, кобальт показывают отчетливое обогащение по



сравнению с исходными породами и плагиогранитоидами.

Сходные закономерности обнаруживаются и на рис. 31, VI, который иллюстрирует случаи двуполевошпатового магматического замещения аркозов в экзоконтактной зоне гранодиоритовой Мандальской интрузии. В отличие от примеров региональной гранитизации (рис. 32, IV, V), здесь четко проявлены базифицированные зоны, резко обогащенные ванадием, никелем, хромом, которые склонны к более далеким перемещениям, чем литофильные элементы. Последние, например стронций и барий, как и в предыдущем случае региональной гранитизации образуют максимумы в пределах гранито-гнейсов, имея сходные содержания в базификатах и анатектитах.

Механизм перераспределения редких элементов в палингенном процессе, как показывают рассмотренные модели, нельзя объяснить кристаллохимическими факторами либо законами распределения в системе кристалл-жидкость при селективном плавлении. Безусловно, здесь ведущую роль играют сложные кинетические явления с участием потока фильтрующихся растворов.

Впервые теорию волнообразного распределения компонентов при однонаправленной миграции выдвинул и обосновал Д.С. Коржинский применительно к послемагматическим явлениям (1957, 1969). Он назвал ее теорией "опережающей волны кислотных компонентов", показав, что при инфильтрации послемагматического флюида происходит разделение компонентов; причем анионы, как более подвижные, обуславливают повышенную кислотность на фронте потока, где происходит выщелачивание оснований из пород. Менее подвижные катионы, как ювенильные, т.е. вынесенные из магматического очага, так и перемещенные мобилизованные из вмещающих пород, получают повышенные концентрации в тыловой части потока и осаждаются в виде вкрапленности, штокверков, жил в ранее выщелоченных породах. Эта стройная теория пространственно-временной стадийности послемагматического процесса, пришедшая на смену теории пульсации, и теории зональности Эммонса,

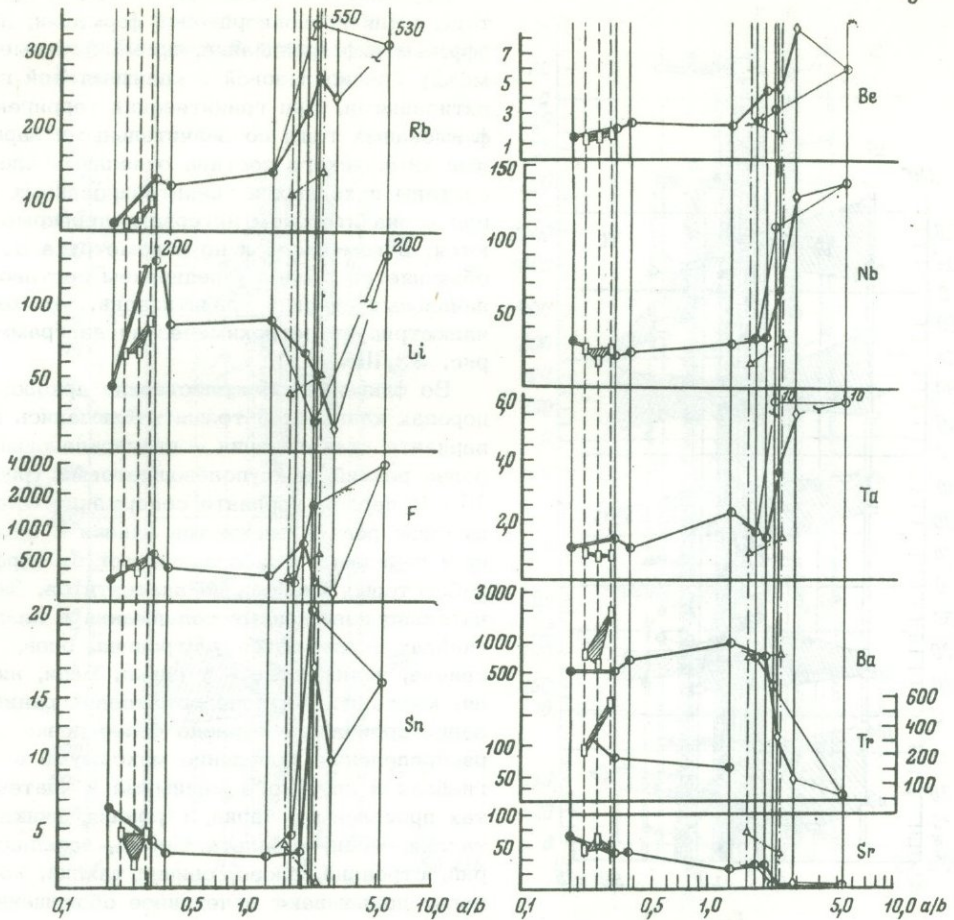
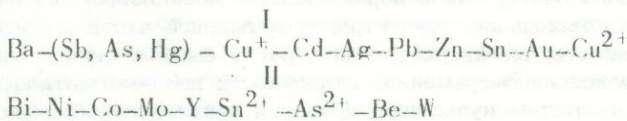


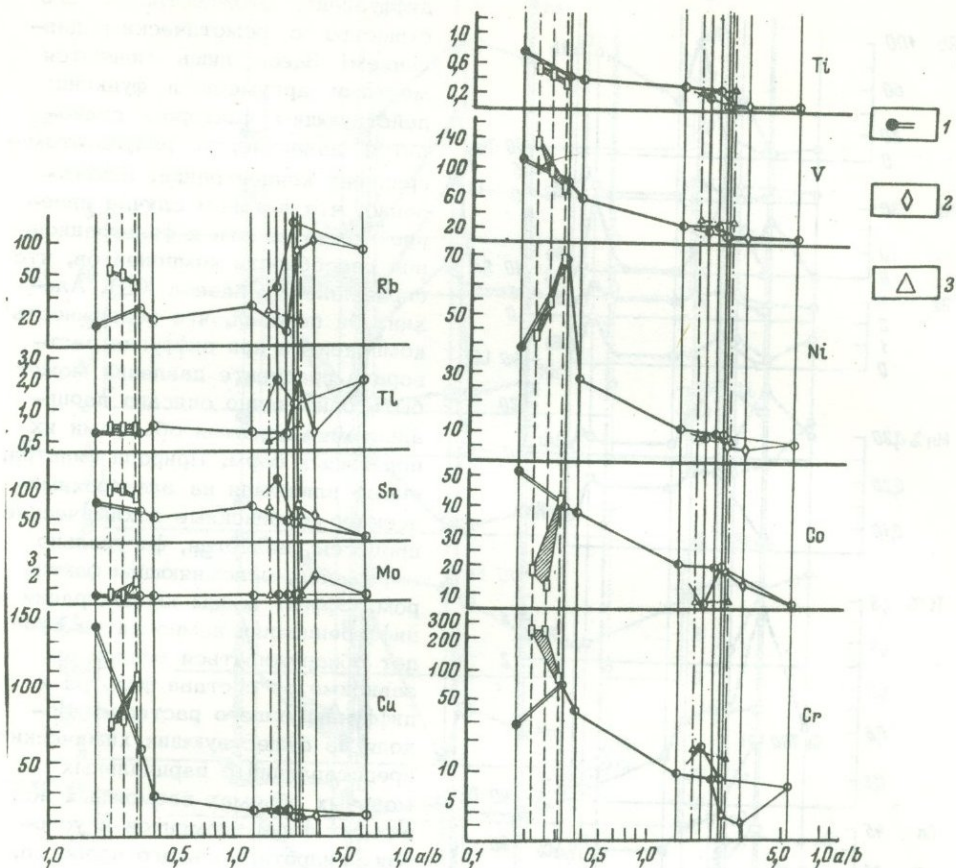
Рис. 31. (продолжение)

г - микроклиновая гранитизация в связи с образованием гранитов хархирин-

быстро получила широкое признание у советских исследователей. Во многих работах показана ее универсальность. Продукты двух главных стадий - кислотного выщелачивания и осаждения оснований ("поздние щелочной") - были обнаружены в связи со всеми типами магм, в частности, со щелочными интрузиями (Павленко, 1963, Минеев, 1969, и др.).

Детализированную разработку этот геохимический эффект получил в работах Г.С. Закариадзе (1961), В.И. Коваленко (1964), П.В. Коваля (1972), которым было показано, что основания (а именно рудные компоненты) как в формах концентрации, так и формах рассеяния пространственно дифференцированы в разрезах метасоматических пород. Особенно показательны в этом отношении данные П.В. Коваля (1972) по редкометальным апогранитам Забайкалья. Им установлено, что максимумы содержаний Nb, Ta, Zr, Hf, Li, Be и других элементов пространственно разобщены. Обширные исследования первичных ореолов рассеяния в эндогенных сульфидных месторождениях, проведенные в последние годы С.В. Григорьяном (Григорьян и др., 1971), также показали различную подвижность и экстремальное распределение рассеянных (ореольных) форм редких компонентов. Им предложен следующий генерализованный ряд подвижности:





ского комплекса, разрез VII: 1 - базификат, 2 - эндоконтактные фации повышенной щелочности, 3 - микроклинизированные гранитоиды алтайского комплекса;

Группа I, объединяющая более подвижные элементы, образует "надрудные" ореолы, группа II - менее подвижные - "подрудные". При этом в деталях ряд подвижности изменяется в разных типах месторождений.

Экспериментальные, кинетические эффекты разделения компонентов при диффузии растворов изучались и были подтверждены В.А. Жариковым и Л.Н. Овчинниковым (1968, 1967). Опытами на естественных породах (фильтрах) ими подтверждены большая подвижность анионов по сравнению с катионами и дифференциальная подвижность разных элементов. В развитие идеи Д.С. Коржинского, рассматривавшего преимущественно химическую сторону процесса, ими привлечены к объяснению явления сорбционные, электрохимические и электрокинетические представления.

Однако принципиально новые экспериментальные результаты были недавно получены В.А. Жариковым и Ю.В. Алехиным (1971). Ими установлено, что дифференциация растворенных компонентов при фильтрации происходит всегда не зависимо от природы и состава фильтра и раствора. При этом в фильтре (и на его тыловой границе) возникает максимум концентрации "отстающих" компонентов (катионов), стационарно сохраняющийся при диффузии, т.е. при наличии градиента давления. В частности, это имеет место и на гидрофобизированных фильтрах.

Естественно, что никакие химические и сорбционные процессы, ведущие в пределе к насыщению фильтра, не могут объяснить открытый эффект. Ю.В. АLEXIN,

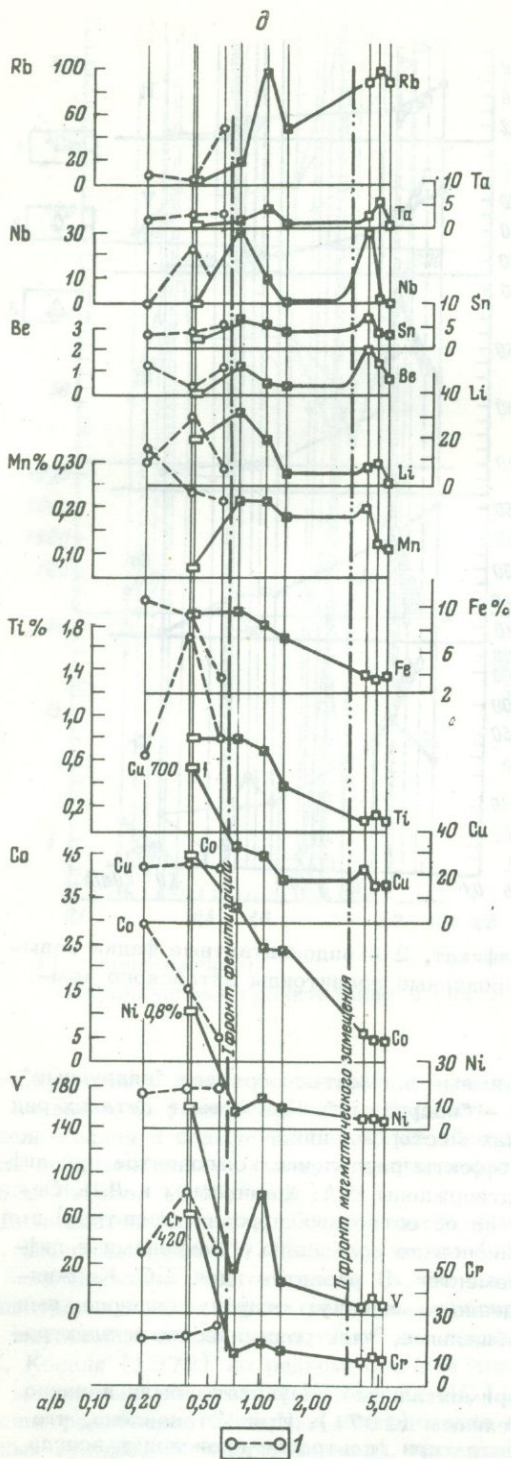


Рис. 31. (продолжение)
д - разрез X-дитроитовый

эффектов, по мнению Ю.А. Алехина, можно ожидать для флюидов с плотностью вплоть до 0,3–0,5 г/см, что вполне допустимо для условий амфиболитовой фации.

Приведенный в работе материал может быть, по нашему мнению, генерализован в рамках бародиффузионной концепции. Действительно, во всех химически раз-

назавший этот процесс "бародиффузией", отождествляет его существо с осмотическим давлением. Здесь лишь меняются местами аргумент и функция: действующим фактором становится давление, а результатом — градиент концентрации. Естественно, что в таком случае явление можно свести к фильтрационной способности компонентов, что справедливо и сделал Ю.В. Алехин. Он показал, что подвижность компонентов при диффузии раствора в градиенте давления может быть однозначно описана парциальными мольными объемами их подвижных форм. Природа фильтра, прямо влияющая на электрохимические, сорбционные и химические процессы, является, фигурально выражаясь, осложняющим фактором. Эффект волны концентрации и дифференциации компонентов будет обнаруживаться всегда не зависимо от состава фильтра и диффундирующего раствора. Исходя из существующих химических представлений о парциальных мольных объемах возможных подвижных форм элементов в условиях гидротермального процесса, Ю.В. Алехин предложил следующий ряд их подвижности, или, что то же самое, последовательности максимумов: $Al < Fe^{3+} < Zn, Mg < Mn^{2+}, Fe^{2+}, Cu^{2+} < Ni^{2+}, Co^{2+} < Sr, Ca < Ba < Pb < Li < Na < K < Cs < Pb$.

При фильтрации в поле градиента гидравлического давления в отличие от диффузии в градиенте концентраций увлекаться растворителем будут те ионы, для которых наиболее велики силы вязкого взаимодействия с растворителем. Тогда, исходя из вкладов ионов в вязкость раствора реальный ряд их подвижности будет (Алехин, 1973): $Fe^{3+} > Al^{3+} > Fe^{2+} > Mn^{2+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Ba^{2+}$. Учтем также, что "гидродинамическая" природа фильтрационного эффекта позволяет ожидать его сохранения во всем интервале температур образования гидротермальных месторождений; сохранение фильтрационных

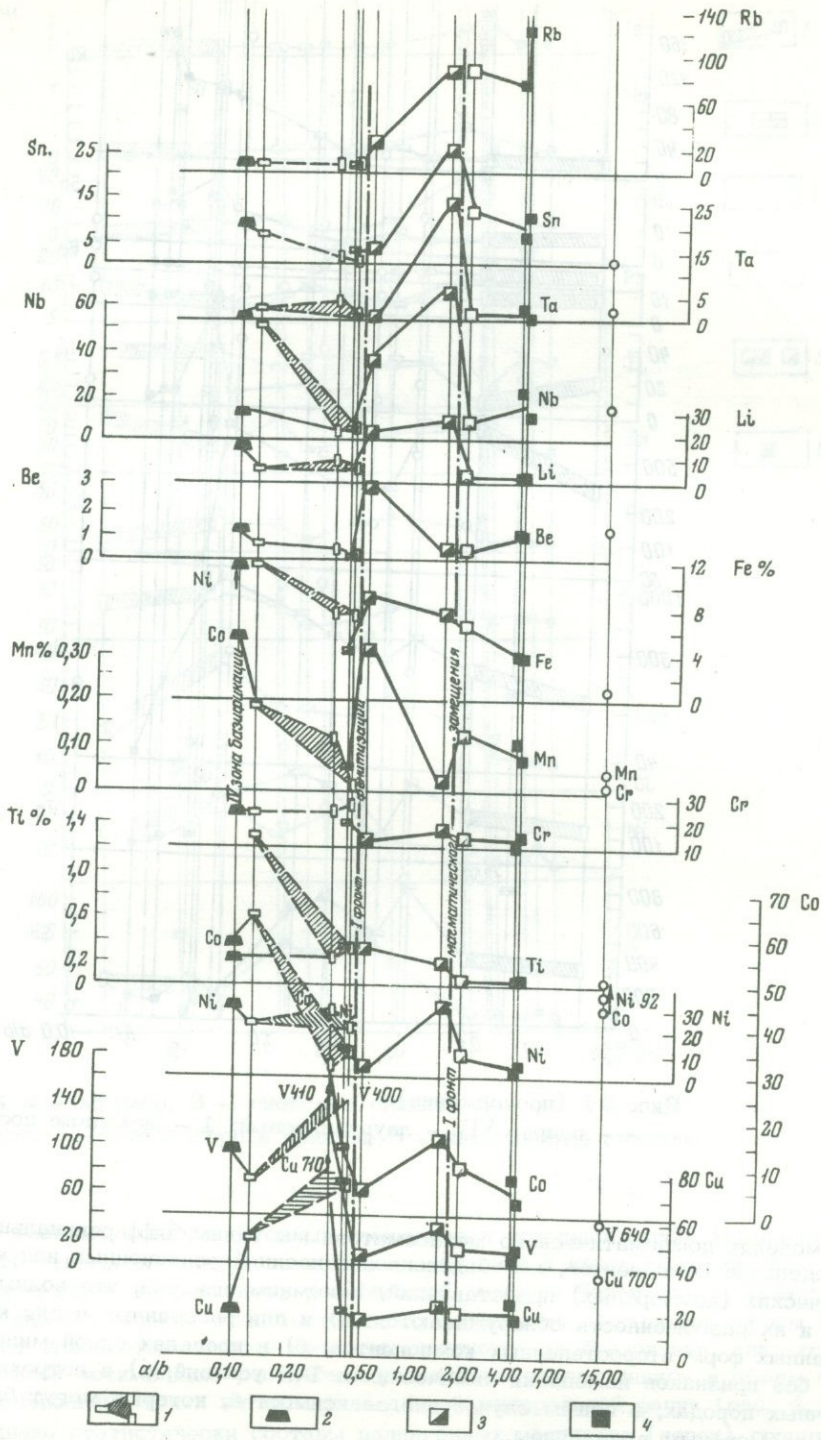


Рис. 31 (продолжение)

е - разрез XIII-фойяитовый; 1 - исходных составов; 2 - базификат: канкринит-кальцитовый, арфведосонитовый метайолит; 3 - эгирин-авгитовый резкопорфировидный фойяит ("каша"); 4 - анатектиты;

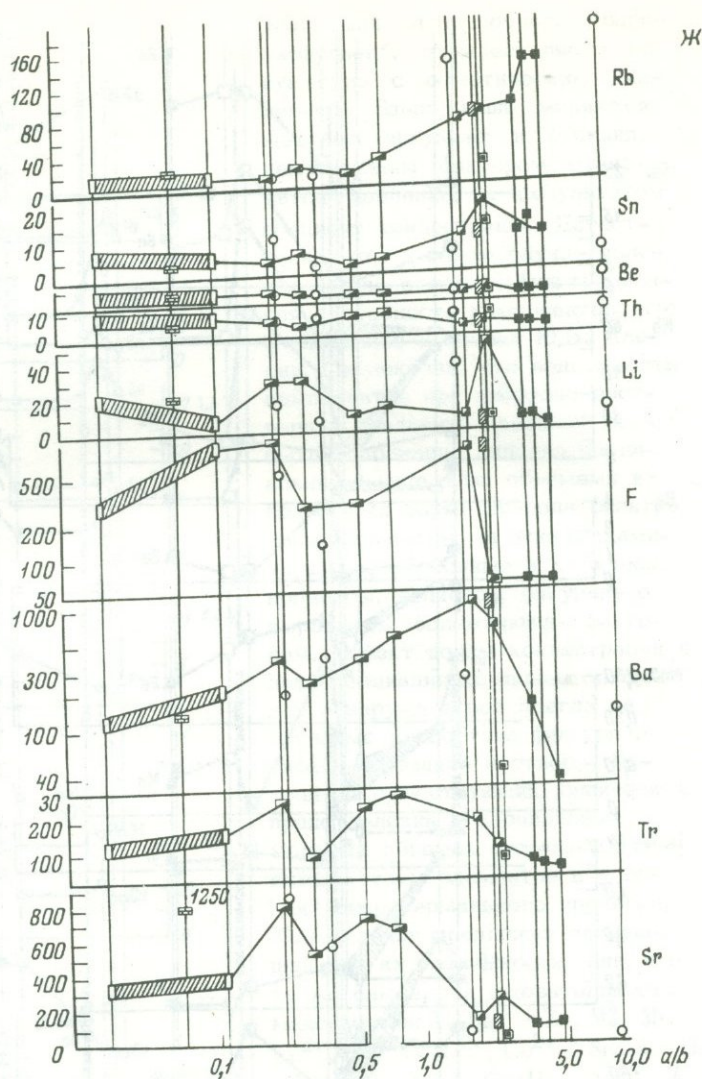


Рис. 31 (продолжение)

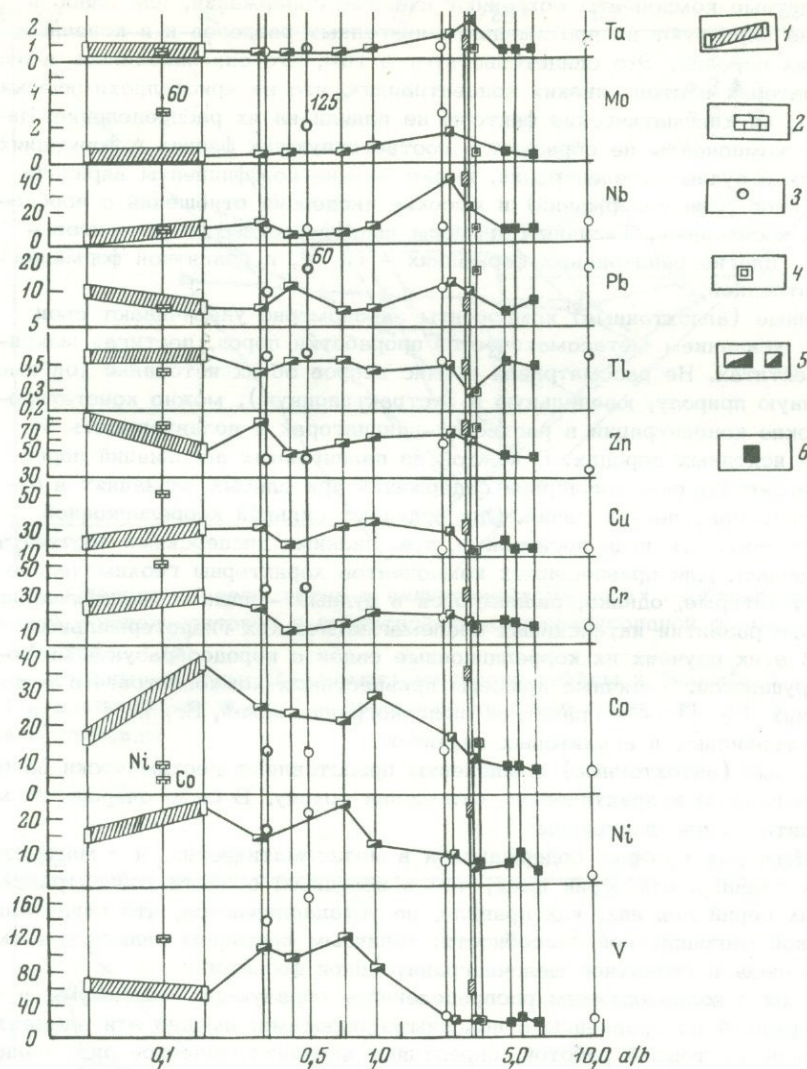
ж - разрез XIV - лаурдалитовый: 1 - исходные состава

народных моделях домагматического метасоматоза мы видим дифференциальное перераспределение компонентов, не объясненное с позиций реакционных или кристаллохимических (изоморфных) представлений. Напомним еще раз, что волны концентраций и их разобщенность обнаруживаются: а) и для рассеянных и для концентрированных форм второстепенных компонентов; б) в пределах одной минеральной фации без признаков изменения химических и Т-Р условий; в) в петрохимически различных породах, в общем случае вне зависимостей, которые могут быть объяснены изоморфным вхождением.

Все это однозначно указывает, что ответственным за перераспределение компонентов можно признать именно инфильтрацию растворов, проводивших метасоматоз исходных пород. Градиент давления как причина направленного движения растворов пока что не фиксируется геохимическими свидетельствами и поэтому принимается постулативно для этих явлений.

Рассмотренный материал позволяет, по нашему мнению, реконструировать и объяснить главные геохимические черты палингенной дифференциации элементов.

1. Домагматический метасоматоз и анатексис сопровождаются перераспределени-



выг; 2 - мрамор, 3 - гнейсы и сланцы, 4 - кальцитовый фенит, 5 - метагаббро и фениты, 6 - нефелиновые сиениты

ем главных и второстепенных компонентов исходных пород. Изменение содержаний петрогенных элементов происходит монотонно и качественно описывается правилом "стремление к гранитному равновесию", которое более широко может быть названо как стремление к магматическому равновесию. Исходные породы любого состава приобретают в ходе метасоматического преобразования, анатексиса и реакционной ассимиляции реститов и реликтовых вкрапленников в общем случае состав произвольной точки на котектике данной минеральной фации (рис. 4, 16, 19, 53). Однако статистически составы палингенных расплавов (пород) группируются в определенных областях, отвечающих устойчивым петрографическим типам (например, габбродиориту, тоналиту, адамелиту - рис. 2, 6). Судя по минеральному составу, эти типы отвечают перитектикам (Филиппов, 1968, Павленко и др., 1970) и возможным экспериментально не обнаруженным минимумам силикатных систем. Поэтому по аналогии с анхизвтектиками эти группы могут быть названы "анхиперитектическими".

2. По характеру миграции при палингенезе редкие компоненты могут быть разбиты на индифферентные, перемещенные и привнесенные.

Индиifferentные компоненты сохраняют сходные содержания, или слабо и незакономерно варьируют на протяжении палингенных разрезов и в конечных магматических породах. Это свидетельствует о том, что они находились в растворах-инициаторах в столь низких концентрациях, что ни кристаллохимические (изоморфные), ни кинематические факторы не влияли на их распределение. Индиifferentные компоненты не образуют в соответствующих фациях и формациях геохимических и рудных концентраций, имеют низкие коэффициенты вариации содержаний (дисперсии содержаний) и высокие дисперсии отношений с породообразующими носителями. Типичные примеры индиifferentных компонентов – Be, Sn, Tl, в плагиигранитоидных формациях – Ta, W, в гранитной формации – щелочногранитоидной.

Привнесенные (аллохтонные) компоненты закономерно увеличивают свои содержания с усилением метасоматической проработки пород, достигая максимума в анатектитах. Не рассматривая сейчас вопрос об их источнике (он имеет двойственную природу, ювенильную и экстракционную), можно констатировать их высокие концентрации в растворах-инициаторах и независимость от содержаний в исходных породах. В каждой из палингенных ассоциаций пород они обнаруживают высокие дисперсии содержаний при слабых вариациях в определенных петрографических типах. Они обладают сильной корреляционной связью с породообразующими носителями, т.е. низкими дисперсиями соответствующих отношений. Для привнесенных компонентов характерны геохимические концентрации, которые, однако, реализуются в рудные – лишь в специфических условиях – при развитии интенсивных послемагматических гидротермальных процессов. В этих случаях их корреляционные связи с породообразующими носителями нарушаются. Типичные примеры привнесенных компонентов: Rb – во всех формациях, Pb, Tl – в гранитной щелочногранитоидной, Be, Sn, F – в формации ультракислых и аглаитовых гранитов.

Перемешенные (автохтонные) компоненты представляют геохимически наиболее интересную и важную в практическом отношении группу. В свою очередь их можно подразделить на две подгруппы:

а) элементы, для которых содержания и в метасоматических, и в магматических породах палингенных серий ниже, чем в исходных; области концентраций в пределах этих серий для них, как правило, не устанавливаются, что свидетельствует о высокой миграционной способности; типичным примером являются элементы группы железа в гранитной щелочногранитоидной формации;

б) элементы с волнообразным распределением, образующие максимумы и минимумы содержаний по сравнению с исходными породами; именно эти элементы, как установлено настоящей работой, определяют металлогеническое лицо палингенных формаций, и набор их специфичен для каждой формации; их главными геохимическими признаками являются высокие дисперсии содержаний и отношений с породообразующими носителями в палингенных сериях, магматических телах и определенных петрографических типах.

3. Хотя набор элементов в выделенных группах в различных формациях и фациях палингенных пород меняется, можно наметить некоторый генерализованный ряд их миграционной способности по смещению максимумов концентраций, считая наименее подвижными привнесенные элементы, накапливающиеся в анатектических расплавах, и наиболее подвижными – выносимые, перемешенные на самые далекие расстояния. В схеме такой ряд имеет вид:

Привносимые	Перемешенные	Выносимые
Rb, Tl, Pb, Be	Sn, Li, Ta, Nb, TR, Y, Ba, Th, F, Sr, Mo	Cu, Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr

4. При повторной и многократной гранитизации, что всегда проявляется в последовательности плагноклазовый – двуполевошпатовый калишпатовый палингенез, в каждый последующий этап усиливается миграционная способность элементов и увеличивается их число в группе перемешенных (рис. 33). Эта закономерность обнаруживается и прямым сравнением щелочноземельных и щелочных вариантов палингенеза.

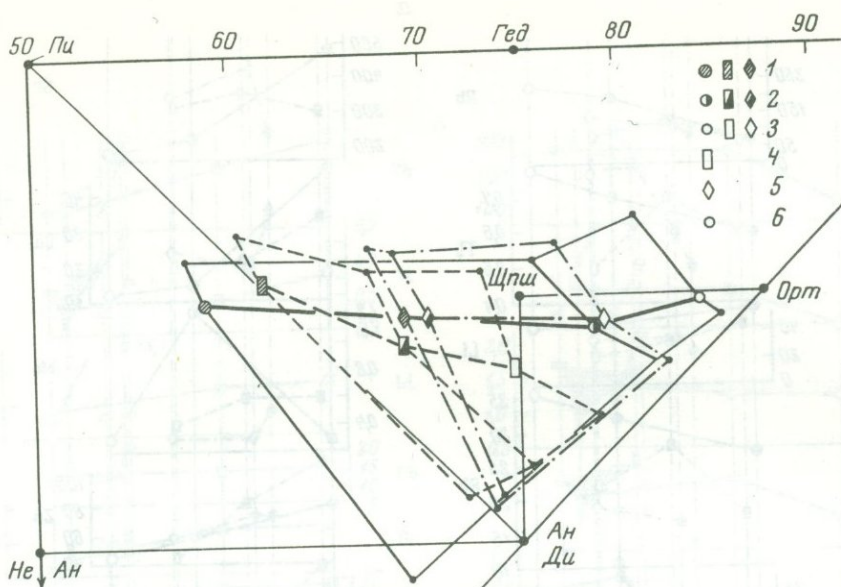


Рис. 33. Средние составы пород в палингенных разрезах габбро-диорит-плагиогранитной, гранодиоритовой и гранитной-щелочногранитоидной формаций (I-VIII, рис. 31, табл. 13а)

1 - исходные породы; 2 - доагматические гнейсы и "каши"; 3 - анатектиты; 4 - плагиогранитоиды; 5 - двухполевошпатовые гранитоиды; 6 - микроклиновые гранитоиды

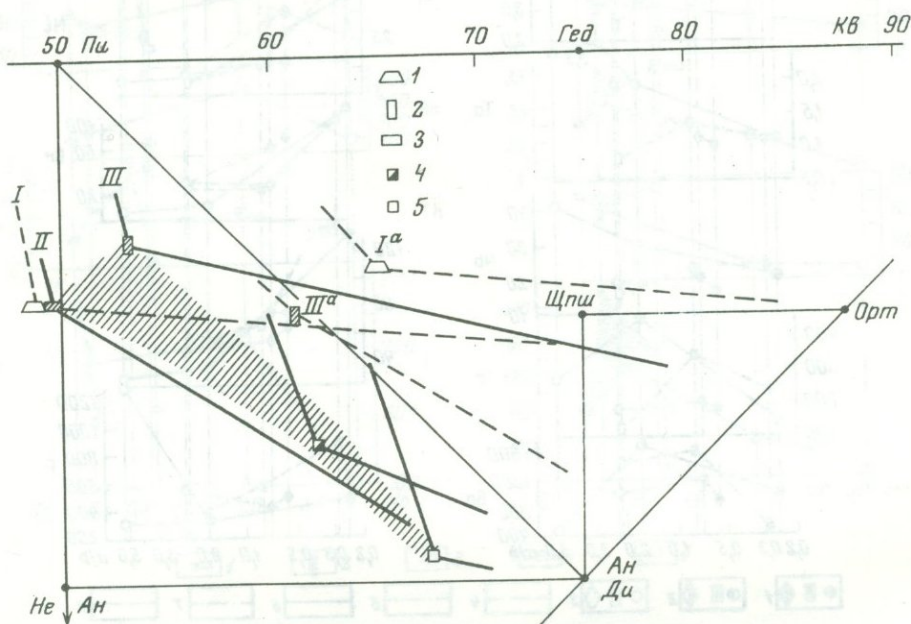


Рис. 34. Средние составы пород в палингенных нефелин-сиенитовых сериях (X-XV, рис. 32, табл. 14а)

Заштрихована область доминирующих составов, образующихся за счет габброидов и основных сланцев; 1 - силикатно-карбонатные породы и щелочные скарноиды (I), карбонатно-силикатные породы (Ia); 2 - пироксениты, габброиды, диабазы (II); 3 - сланцы туфогенные, карбонатные, граувакки (III), сланцы полевошпатовые и аркозы (IIIa); 4 - фениты; 5 - нефелиновые сиениты

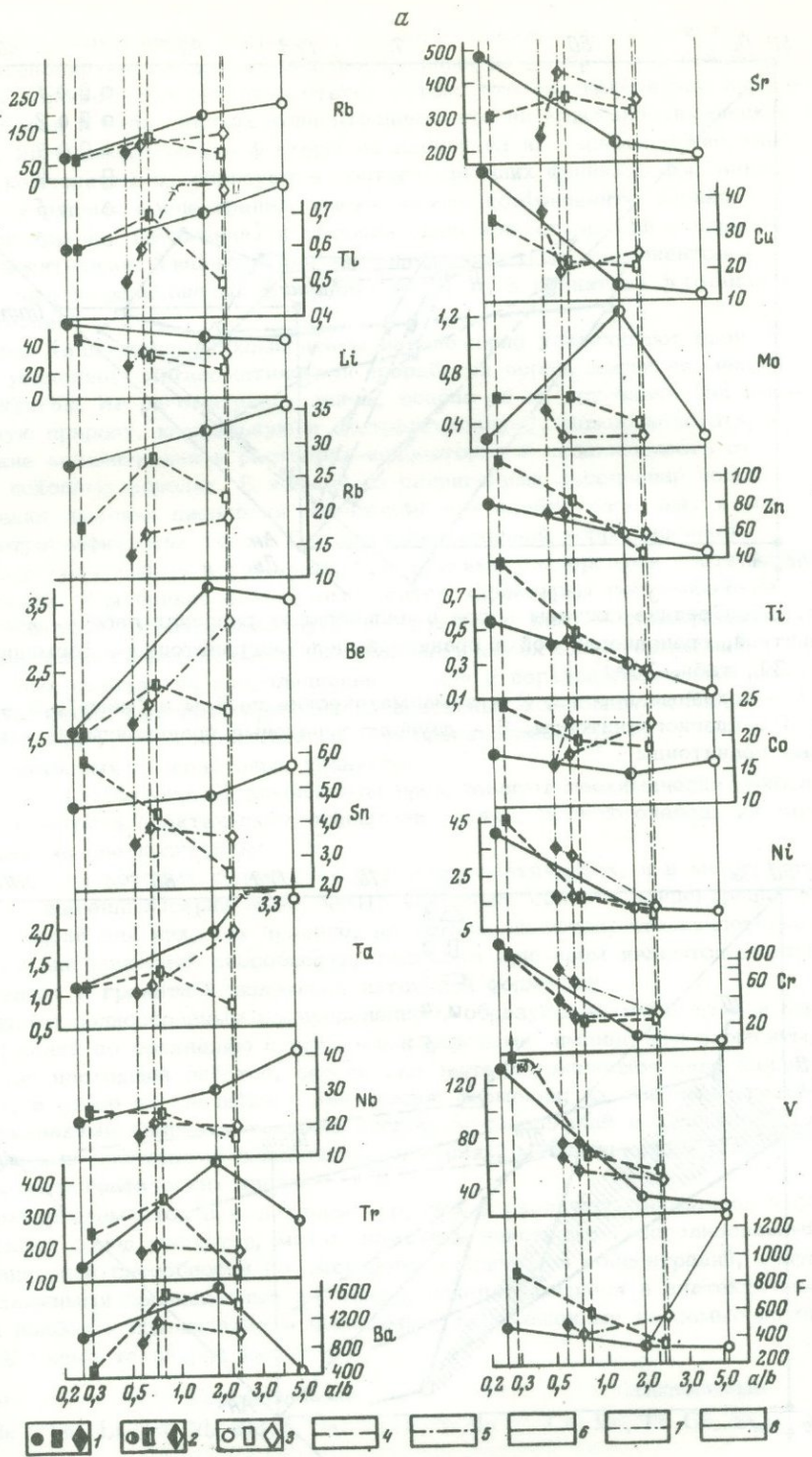


Рис. 35. Суммированные графики распределения редких элементов в палингеновых разрезах гранитоидных (разрезы I—VIII) и нефелин-сиенитовых (разрезы X—XV) пород по данным табл. 136, 14 :

а - гранитоидные породы (1 - исходные породы, 2 - гнейсы и фениты, 3 - анатектиты, 4 - плагиогранитоиды, 5 - двуполовошатовые гранитоиды, 6 - микроклиновые гранитоиды, 7 - среднее с учетом железистых кварцитов в разрезе V, 8 - среднее с учетом литий-фтористых фаций в разрезе VI).

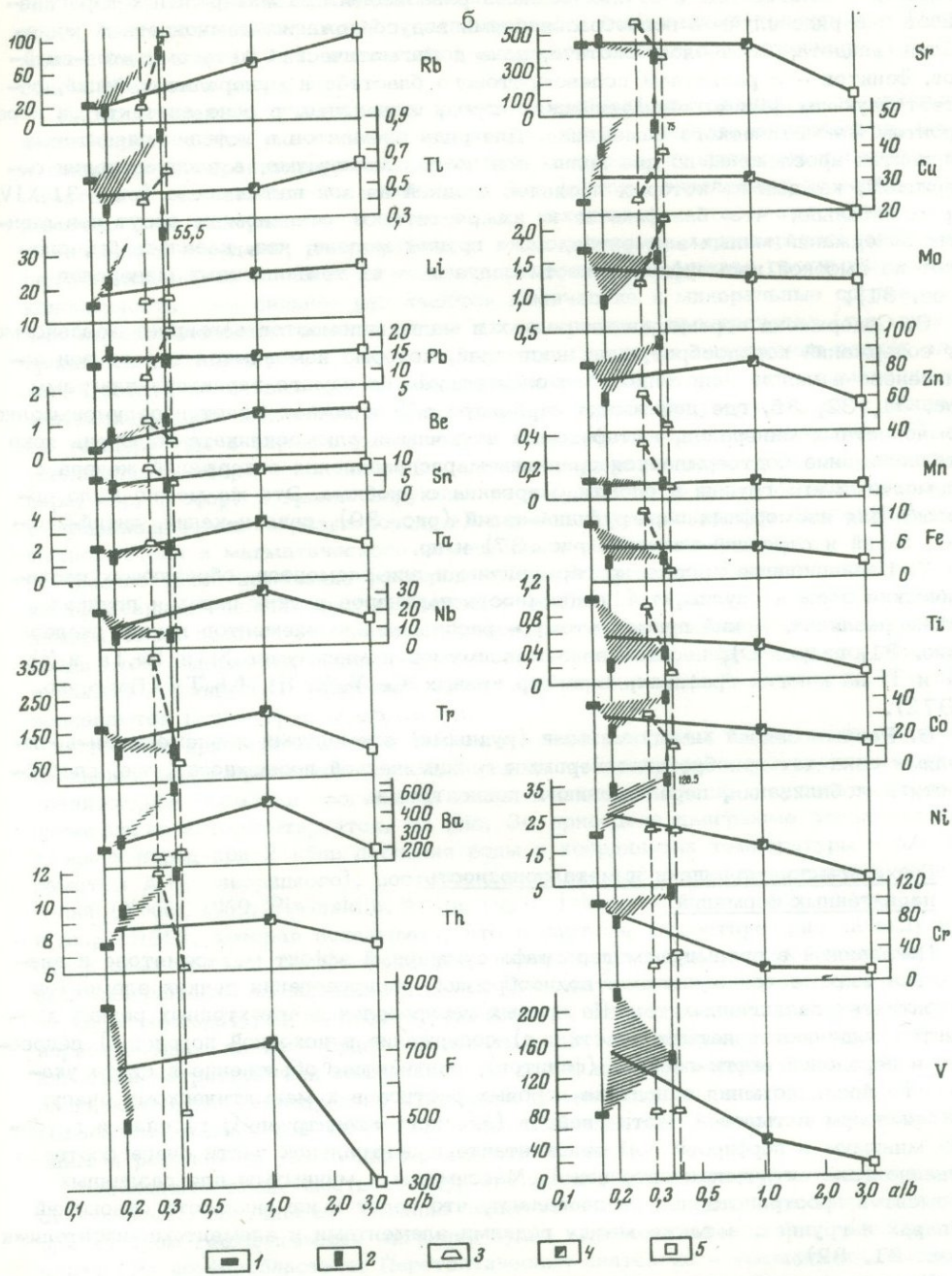


Рис. 35. (продолжение)

б - нефелиновые породы (1 - габбро, 2 - сланцы, 3 - силикатно-карбонатные породы, 4 - гнейсы и фениты, 5 - анатектиты)

5. Главным признаком перемещенных элементов является волнообразное распределение содержаний. Такое распределение наблюдается во всех трех зонах палингенных пород: зоне слабо измененных пород, практически изохимичных с исходными и отличающихся от них большой равновесностью минеральных парагенезисов и в ряде случаев новообразованиями водусодержащих темноцветных минералов: эпидота, амфиболов, биотита; зоне домагматических метасоматитов-гнейсов, фенитов - с развитием полевошпатового бластеза и минеральных фаций, соответствующих фациям магматических пород, и, наконец, в зоне анатектитов перед фронтом магматического замещения. Для ряда элементов в нефелин-сиенитовых вариантах прослежены по две волны или по два максимума, в распределении содержаний, каждый из которых проявлен в одной из зон палингенеза (рис. 31, XIV). Примечательно, что базификаты и их рститы в основном не несут повышенных содержаний малых элементов, даже группы железа, что, казалось бы, следует из высокой изоморфной емкости слагающих их темноцветных минералов (рис. 31).

6. Содержания перемещенных редких и малых элементов варьирует независимо от содержаний породообразующих носителей, которые изменяются вкrest зон палингенеза в целом монотонно. Это следует уже из самого характера диаграмм рис. 31, 32, 35, где повышение параметра a/b отражает монотонное уменьшение темноцветных минералов, вытесняемых щелочными алюмосиликатами. Очень ярко это положение подтверждается сравнением распределения содержаний железа с элементами его группы и оловом, марганца с ниобием. Это же можно было показать для изоморфных пар: рубидий-калий (рис. 39), свинец-калий, литий-магний, барий и стронций-кальций (рис. 37) и пр.

7. Вариационные кривые не гармоничны и для элементов, образующих геохимические пары и группы, т.е. подвижность партнеров в этих парах и группах также различна. Яркий пример этому - распределение элементов группы железа (рис. 31, разрез O), несовпадение максимумов и минимумов Sr и Ba, Ta и Nb, Pb и Ti на многих графиках, характер кривых Ce/Y, Zr/Hf, Nb/Ta (Павленко, 1972).

8. Разрыв связей между малыми (рудными) элементами и элементами-носителями означает приобретение первыми геохимической подвижности, т.е. способности к мобилизации, перемещению и концентрации.

Геохимические признаки и металлоносность палингенных формаций

Показанный в предыдущем параграфе суммарный эффект метасоматоза и анатексиса выражается в сложном волнообразном распределении редких элементов в контактах палингенных тел. На кривых распределения автохтонных редких элементов выделяются четыре участка: а) содержание в исходной породе; б) депрессия в передовой части гнейсов (фенитов), получающая объяснение в свете указанного предположения о подтоке поровых растворов к магматическому очагу; в) максимум в тыловой части гнейсов (экзокситактаинтрузии); г) спад и глубокий минимум в порфиоровом эндоконтакте и центральной части очага соответственно (анатектическая автолизия). Максимумы и минимумы для различных элементов пространственно не совпадают, что ведет к изменчивости отношений в парах и группах, а также между редкими элементами и элементами-носителями (рис. 31, 32).

Указанные закономерности распределения выражаются в высоких значениях дисперсий содержаний и отношений и характерны лишь для элементов, дающих в определенных массивах и формациях геохимические или рудные концентрации, что будет показано в одном из следующих параграфов. Дисперсия содержаний отражает способность элемента к перемещению в процессе палингенеза с возможностью образования зон повышенной концентрации. Дополнительным благоприятным критерием для появления последних являются значительные массы гранитоидов с пониженными против общих и региональных кларков содержаниями элемента. Дисперсия отношения отражает способность элемента освобождаться от изоморфных

связей, давая свободные формы, которые могут поступать затем в рудный процесс. Элементы, не дающие рудных концентраций в определенных массивах или формациях, не обнаруживают в них дисперсии содержаний либо имеют постоянные отношения в парах и с элементами-носителями. На этих положениях базируется, в частности, дисперсионный критерий металлоносности палингенных гранитоидов (Павленко, Филиппов, 1971), являющийся развитием метода, предложенного Л.В. Таусоном (Таусон и др., 1965).

Набор элементов, участвующих в палингенной дифференциации, и ее интенсивность определяются рядом факторов. Это, в первую очередь, температура, состав и концентрация гранитизирующих растворов, скорость продвижения фронтов метасоматоза и магматического замещения. Эти факторы определяют различия в петрохимическом и минеральном составе между исходными, метасоматическими и магматическими породами, регулируемыми в свою очередь характер распределения редких элементов. В общем случае выдерживается следующая геохимическая закономерность: чем сильнее различаются химические и минеральные составы исходных метасоматических пород и резче их изменение в пространстве (т.е. выше градиенты составов), тем больше амплитуда изменения содержания редких элементов. Достаточно очевидно, что амплитуды изменений и градиенты изменения концентраций редких элементов в палингенном процессе будут расти: а) с понижением температуры в связи с уменьшением изоморфной емкости минералов; б) с увеличением набора и концентрации аденов-минерализаторов (щелочи, галлоиды, сера, бор, фосфор) в гранитизирующих растворах, что в свою очередь обуславливает фацциальное разнообразие пород; в) с уменьшением скорости движений фронтов метасоматоза и магматического замещения — анатексиса.

Именно такое изменение факторов наблюдается в последовательных генерациях (формациях) палингенных гранитоидов (табл. 1), в связи с чем образование каждой более поздней генерации сопровождается появлением больших амплитуд и градиентов содержаний редких элементов. Палингенная дифференциация вещества в каждой последующей генерации (формации) гранитоидов усиливается, и в нее вовлекаются новые группы элементов.

Особенно ярко различия в палингенной дифференциации вещества выступают при сравнении плагиигранитных формаций ранних этапов развития с гранитно-щелочно-гранитоидной формацией орогенного этапа. Физико-химическая сущность этого различия легко интерпретируется. На рис. 36 приведена диаграмма плавления гранитоидных пород при 2 кбар давления воды в координатах температуры — а/с (параметры А.Н. Заварицкого), построенная по данным экспериментальных исследований (Yoder, 1969; Piwinskiin, Willie, 1968; Jahns, Burnham, 1962; Хитаров и др., 1969), которая показывает, что в системе существует ряд ликвидусных и солидусных кривых, причем последние можно рассматривать как котектики отдельных минеральных ассоциаций системы. Следовательно, помимо состава исходных пород и температуры, на состав возникающих магматических палингенных систем первостепенное влияние будет оказывать характер минеральных замещений, плагиоклазовый-натриевый или калишпатовый. Более высокотемпературное положение плагиоклазового ликвидуса по отношению к биотитовому, а в основной области и роговообманковому означает поглощение темноцветных минералов плагиигранитоидными расплавами уже в порфириовидных "кашах".

Необходимо также иметь в виду, что именно при плагиигранитизации реализуется механизм, получивший название перитектического анатексиса (Филиппов, 1968), при котором геохимическая миграция будет выражена еще слабее, чем при плагиоклазовом порфириобластезе. Перитектический анатексис — фракционное выплавление средних, а возможно и основных расплавов из исходных пород, менее кремнекислотных, чем составы, отвечающие скрытым максимумам силикатных систем с incongruentным плавлением. Так, из исходных пород, составы которых лежат внутри триангуляционного треугольника пироксен — амфибол — плагиоклаз (см. рис. 15), в условиях первого поля щелочности будут выплавляться магмы, соответствующие составу перитектики — e_1 , а породы, лежащие внутри треугольника *Амф-Би* (биотит) — *Пл* дают анатектическую выплавку, отвечающую перитектике — e_2 . Этот механизм генерирует расплавы от габбро-диоритовых до плагиигранитных в комплексах первой группы за счет основных и средних эффузивов, а также осадочно-

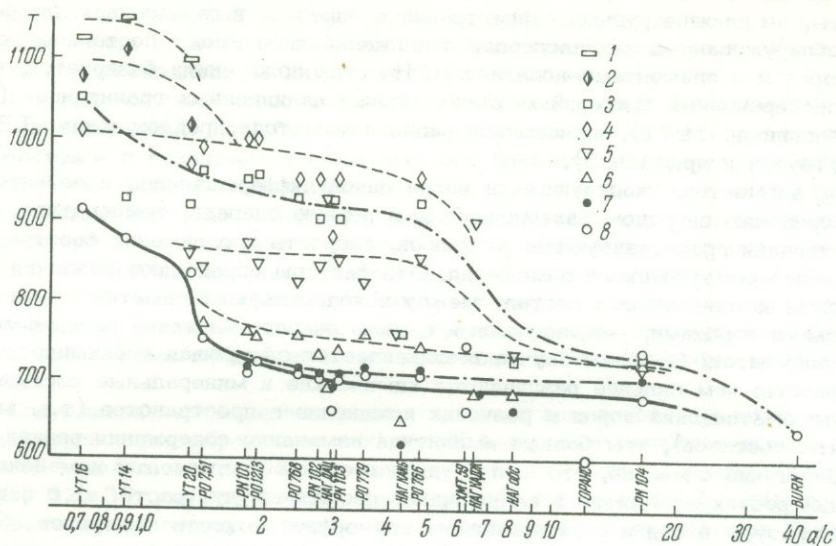


Рис. 36. Диаграмма плавления гранитоидных пород по данным Йодера и Тилли, 1965, Пивинский, Вилли, 1968, Пивинский (PN), Хитарова и др., 1969, Джанс, Барнэм, 1962

1 - оливин; 2 - пироксен; 3 - плагиоклаз; 4 - роговая обманка; 5 - биотит; 6 - кварц; 7 - калишпат; пунктирные линии - ликвидусы; 8 - солидус

метаморфических пород соответствующего состава. Процесс этот требует более высоких температур по сравнению с выплавлением эвтектических составов, что вполне допустимо для доорогенного этапа. Но не исключено, что он протекал при температурах, сравнимых с температурами эвтектического анатексиса на поздних этапах в силу более высокого парциального давления воды (Willie, Tuttle, 1961, 1964). Об этом свидетельствует, в частности, обилие в подобных породах раннего эпидота (хангайский, тарбатагский комплексы).

При калишпатовом бластезе и магматическом замещении возможен переход в расплав лишь незначительной доли фемических минералов (биотита). Это обуславливает более интенсивное перемещение редких элементов на фронте калиевого палингенеза по сравнению с натриевым. Так, при плагиогранитизации почти не изменяются содержания лития, рубидия, стронция, бария, литофильных редких элементов. Эти же элементы дают зоны резкого обогащения на фронте формирования калишпатовых пород гранитной-щелочногранитоидной формации (рис. 32, 35). При образовании плагиогранитоидов в передовой зоне базификации заметно накапливаются элементы группы железа и некоторые халькофиллы, например медь.

Далее, необходим учет следующих важнейших геологических факторов, однаправленно усиливающих палингенную дифференциацию вещества в последовательных формациях:

1. Каждая последующая генерация (формация) палингенных гранитоидов развивается за счет гранитизированных пород и гранитоидов предыдущей ("правило экономии"), и, следовательно, каждый последующий этап палингенеза усиливает дифференциацию вещества, в том числе рудного. Повторная и многократная гранитизация рассмотрена в работах многих исследователей (Дук, 1966; Steiner, 1969; Hårme, 1958). Составы пород каждого последующего этапа палингенеза все более приближаются к составам анхивтектик различных минеральных фаций, что в целом выражается в потере ими Ca, Mg, а в членах низкой кремнекислотности и Fe и в приобретении K, Na, Al и Si. Это наглядно иллюстрирует сравнение составов плагиогранитоидных формаций геосинклиналию этапа с гранитной-щелочногранитоидной орогенного на рис. 2, 3, 6 и особенно на рис. 4. Гранитоиды этапа активизации (см. табл. 1) еще теснее смещаются к главной гранитной эвтектике в системе кварц-плагиоклаз-калишпат.

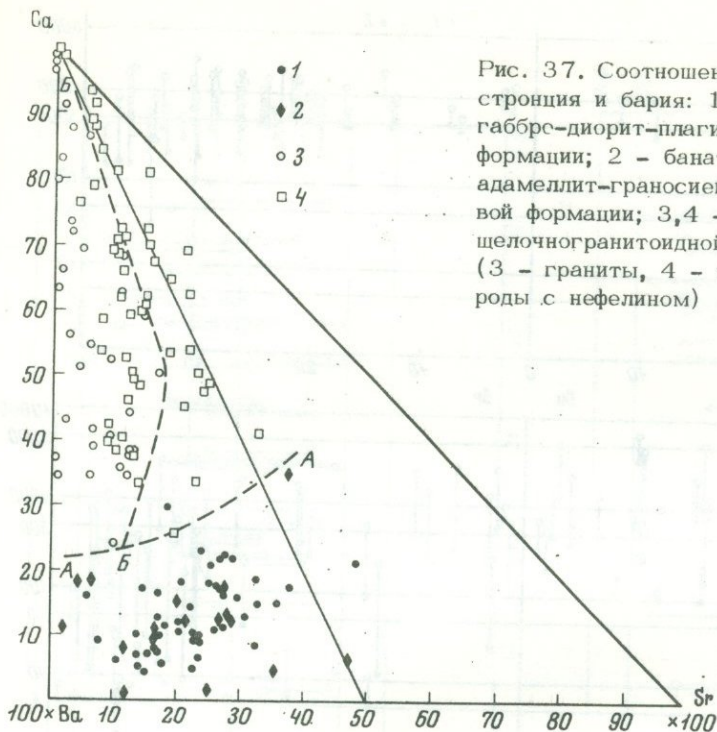


Рис. 37. Соотношения кальция, стронция и бария: 1 - в породах габбро-диорит-плагиогранитной формации; 2 - банатитовой и адамеллит-граносиенит-порфировой формации; 3, 4 - гранитной-щелочногранитоидной формации (3 - граниты, 4 - щелочные породы с нефелином)

Убедительно картину перераспределения элементов при повторной гранитизации демонстрируют (рис. 37) барий и стронций, кумулировавшиеся в породообразующих минералах плагиогранитоидных и банатитовых формаций, отчетливо концентрирующиеся относительно главного изоморфного носителя — кальция — в гранитонах и щелочных породах орогенной гранитной-щелочногранитоидной формации. Последняя в основной своей массе является продуктом повторного палингенеза более старых гранитоидов. При этом собственно магматические породы орогенной формации обедняются барием и стронцием (рис. 38).

Нарушение изоморфных связей и увеличение дисперсии при повторной гранитизации орогенного этапа обнаруживают также Rb, Li (рис. 39, 40), Nb, Ta (рис. 41), Zr, Hf, Th, TR. Напротив, дисперсии, так же как и содержания элементов групп Fe:V, Cr (рис. 45), Co, Ni, Cu (рис. 43-46), в породах орогенной формации падают. В то же время Sn и Be распределены в породах обеих рассматриваемых формаций весьма монотонно (рис. 42), хотя и несколько меняют отношения к высокой степени рассеяния (таких, как Mo, W, Ta) условием геохимической концентрации является многократное переплавление, которое реализуется, в частности, на этапе активизации древних сооружений (Коваленко и др., 1971).

Таким образом, при формировании каждой последующей палингенной формации геохимическую подвижность приобретают все новые группы элементов с образованием зон пониженных содержаний (области мобилизации в автохтонных магматических очагах) и зон концентрации (контактные зоны очагов). Для Центрально-Азиатской складчатой области можно наметить следующий ряд геохимической подвижности групп элементов:

габбро-диорит-плагиогранитная формация этапа замыкания геосинклиналей — Ti, Mn, V, Ni, Co, Cu, Cr;

гранодиоритовая формация этапа замыкания регенерированных геосинклиналей — Be, Nb, Zr, Li (в пегматитах), Zr, Pb;

гранитная — щелочногранитная формация орогенного этапа — Li, Sr, Ba, TR, V, Zr, Nb, Th;

формация ультракислых и агпайтовых гранитов этапа активизации — Sn, Mo, W, Ta, Tl, Be, Li.

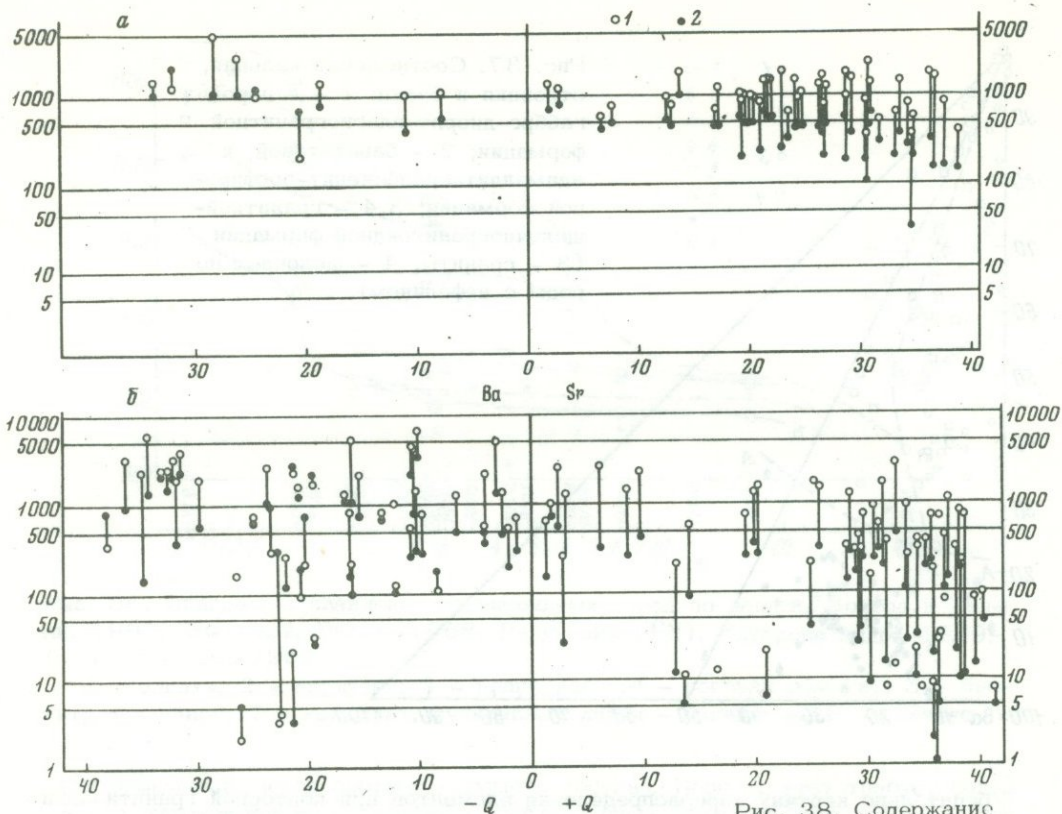


Рис. 38. Содержание бария и стронция в гранитоидах габбро-диорит-плагиогранитной формации (а) и гранитоидах и щелочных породах гранитной-щелочногранитной формации (б) (1 - Ba; 2 - Sr)

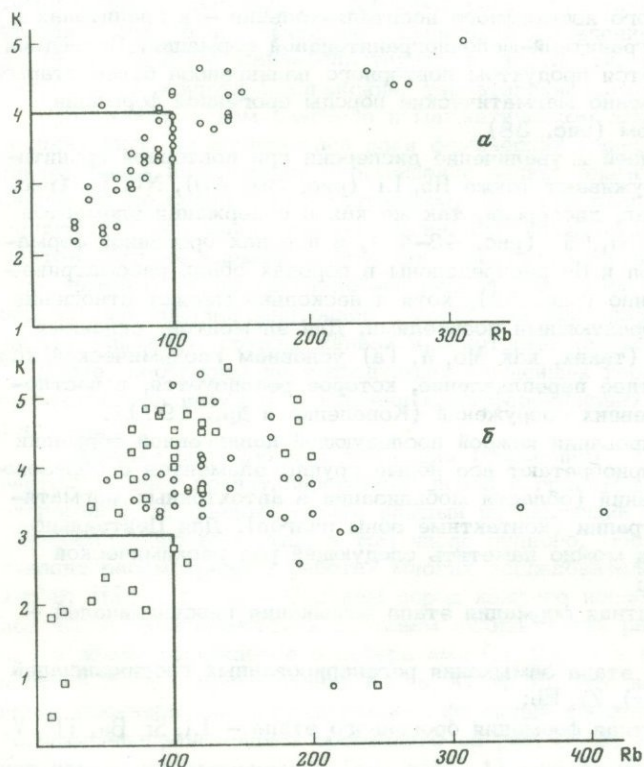


Рис. 39. Соотношение K и Rb в породах габбро-диорит-плагиогранитной формации (а) и гранитоидах и щелочных породах орогенной формации (б) (1 - гранитоиды; 2 - щелочные породы)

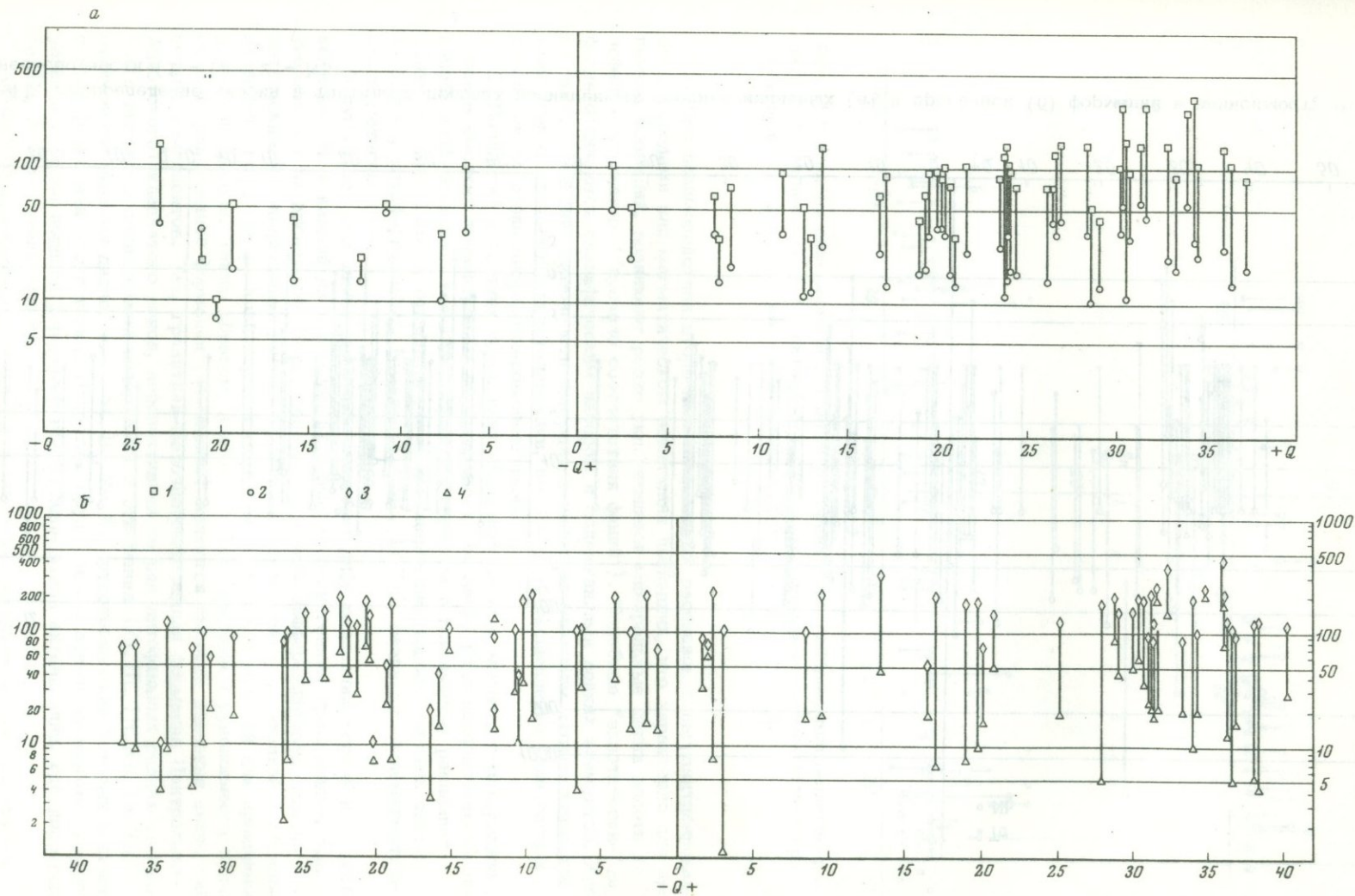


Рис. 40. Содержания лития и рубидия в породах палингенных геосинклинальных (а) и орогенной (б) формаций в зависимости от кремнекислотности (1,3 - Rb; 2,4 - Li)

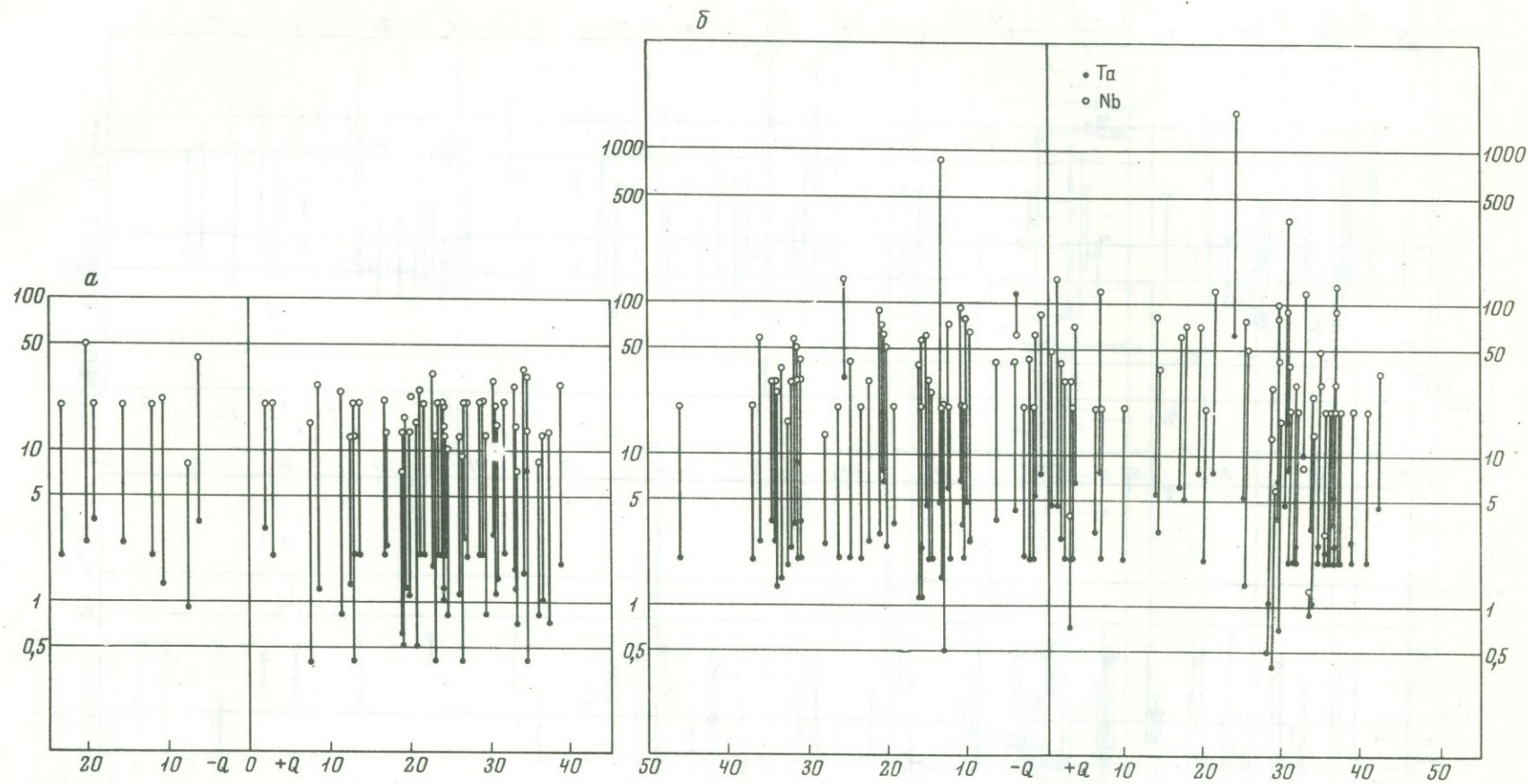


Рис. 41. Распределение ниобия и тантала в породах палингенных геосинклинальных (а) и орогенной (б) формаций в зависимости от кремнекислотности (1 - Ta; 2 - Nb)

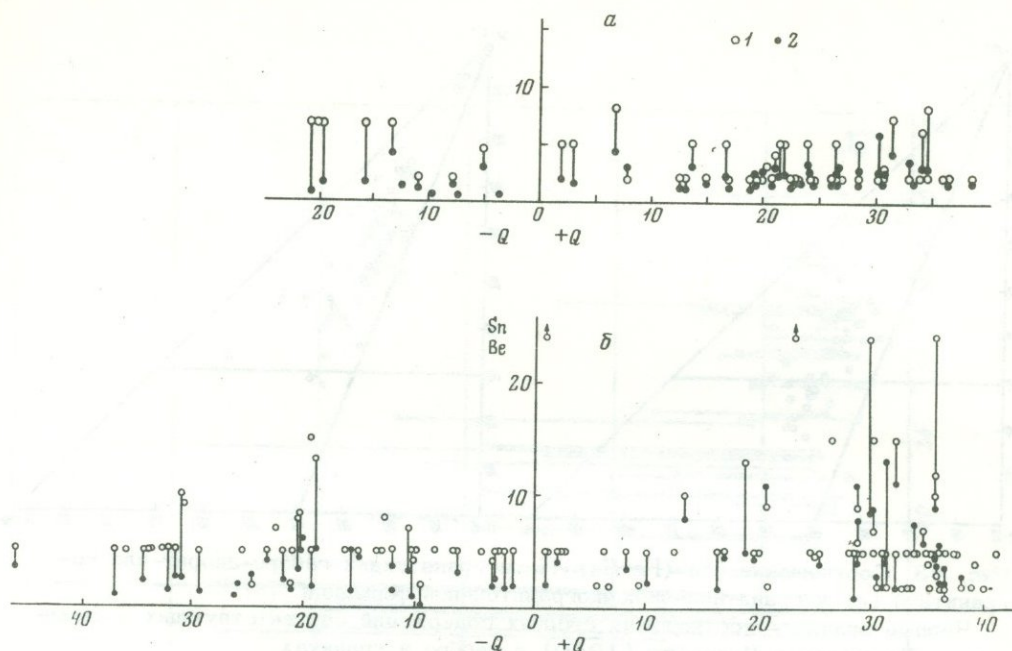


Рис. 42. Содержание олова и бериллия в гранитоидах габбро-диорит-плагиогранитной формации (а), в гранитоидах и щелочных породах гранитно-щелочногранитоидной формации (б) по кремнекислотности (1 - Be; 2 - Sn)

2. При взаимодействии вторичных палингенных расплавов с негранитизированными породами или магматическом замещении последних, что характерно для орогенных формаций, возникают резко уклоняющиеся минеральные фации вплоть до нефелинсодержащих ("правило соответствия фаций"). Подобные "экзотические" фации отличаются специфическим набором и содержаниями редких элементов. Кроме того, изменение щелочности приводит в действие механизм апоэвтектической (или апокотектической) кристаллизации, вызывающей расщепление палингенных расплавов на резко дифференцированные фазы.

3. Появление в поздних генерациях обширного набора элементов-минерализаторов в высоких концентрациях обуславливает появление ряда дополнительных процессов дифференциации вещества: газового переноса в гомогенных расплавах (Таусон и др., 1965), отщепления и фракционирования водосиликатных систем (например, литий-фтористых, Коваленко и др., 1971), развития послемагматического метасоматоза.

В сумме все это односторонне усиливает дифференциацию редких и рудных компонентов в каждой из последующих формаций палингенных гранитоидов, т.е. увеличивает их дисперсию. Естественно, что резкая дифференцированность по генетическим и минеральным фациям является необходимой предпосылкой в образовании участков, где их концентрация окажется достаточно высокой для проявления рудных процессов. Таким образом, наиболее общим критерием рудоносности палингенной гранитоидной формации (комплекса) являются высокие значения дисперсий редких компонентов. Так, гранитная-щелочногранитоидная формация Центрально-Азиатского складчатого пояса, перспективная на ряд литофильных редких элементов с высокими дисперсиями содержаний и отношений (Zr, Hf, TR, Nb, Ta, Th) отличается слабыми дисперсиями Sn, Be, Mo, W, рудопроявления которых в связи с этой формацией отсутствуют. Напротив, оруденение с этими элементами широко развито с более поздней формацией гранитоидов этапа активизации, где дисперсии Sn, Be, Mo, Li очень велики.

Аналогичные заключения вытекают из анализа поведения элементов группы железа и меди. Продуктивные геосинклинальные формации отличаются высокой дисперсией этих элементов.

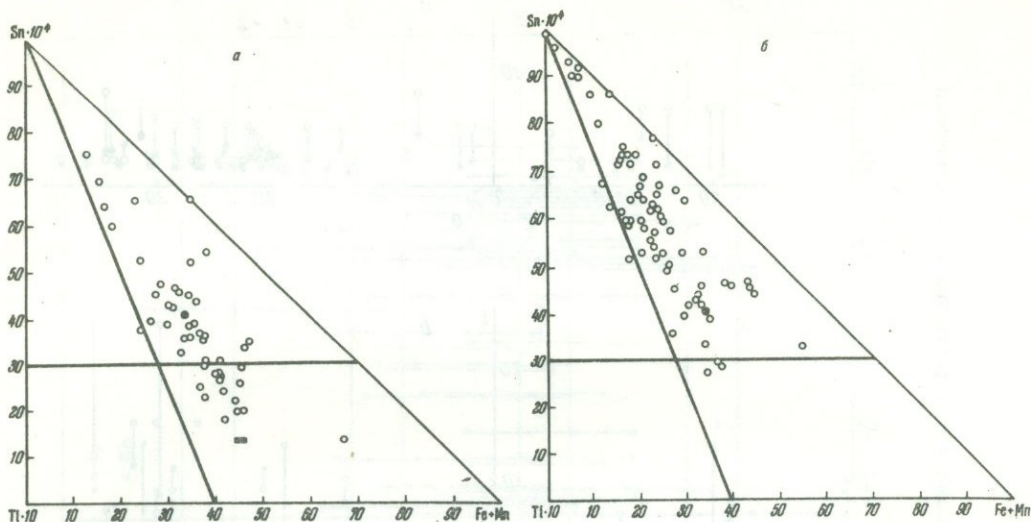


Рис. 43. Соотношение Sn-(Fe+Mn)-Ti в гранитоидах габбро-диорит-плаггио-гранитной (а) и гранитной-щелочногранитоидной формаций (б)

Черные значки - соотношения средних содержаний соответствующих элементов по Турекьяну и Ведеполу (1970) в габбро и гранитах

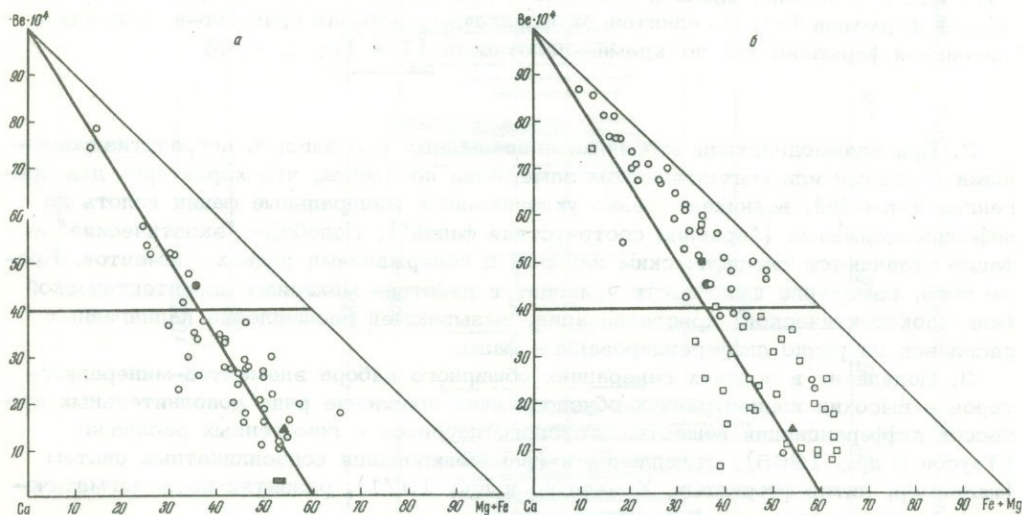


Рис. 44. Соотношение Be(Fe+Mg)-Ca в гранитоидах габбро-диорит-плаггио-гранитной формации (а); гранитоидах и щелочных породах гранитной-щелочно-гранитоидной формации (б)

Черные значки - гранитоиды, диориты, нефелиновые сиениты и габбро по Турекьяну и Ведеполу (1970)

Таким образом, предложенный Л.В. Таусоном (Таусон и др., 1965) критерий дисперсии концентраций для оценки рудоносности интрузий и комплексов полностью справедлив и для характеристики более крупных единиц - палингенных гранитоидных формаций, являясь логическим следствием механизмов и условий их образования. Однако необходим также учет дисперсий отношений редких элементов между собой и с породообразующими элементами-носителями. При значительных петрохимических вариациях изменения содержаний могут обнаруживать и элементы, не дающие рудных концентраций, однако их отношения между собой и с элементами-носителями будут сохранять близкие значения.

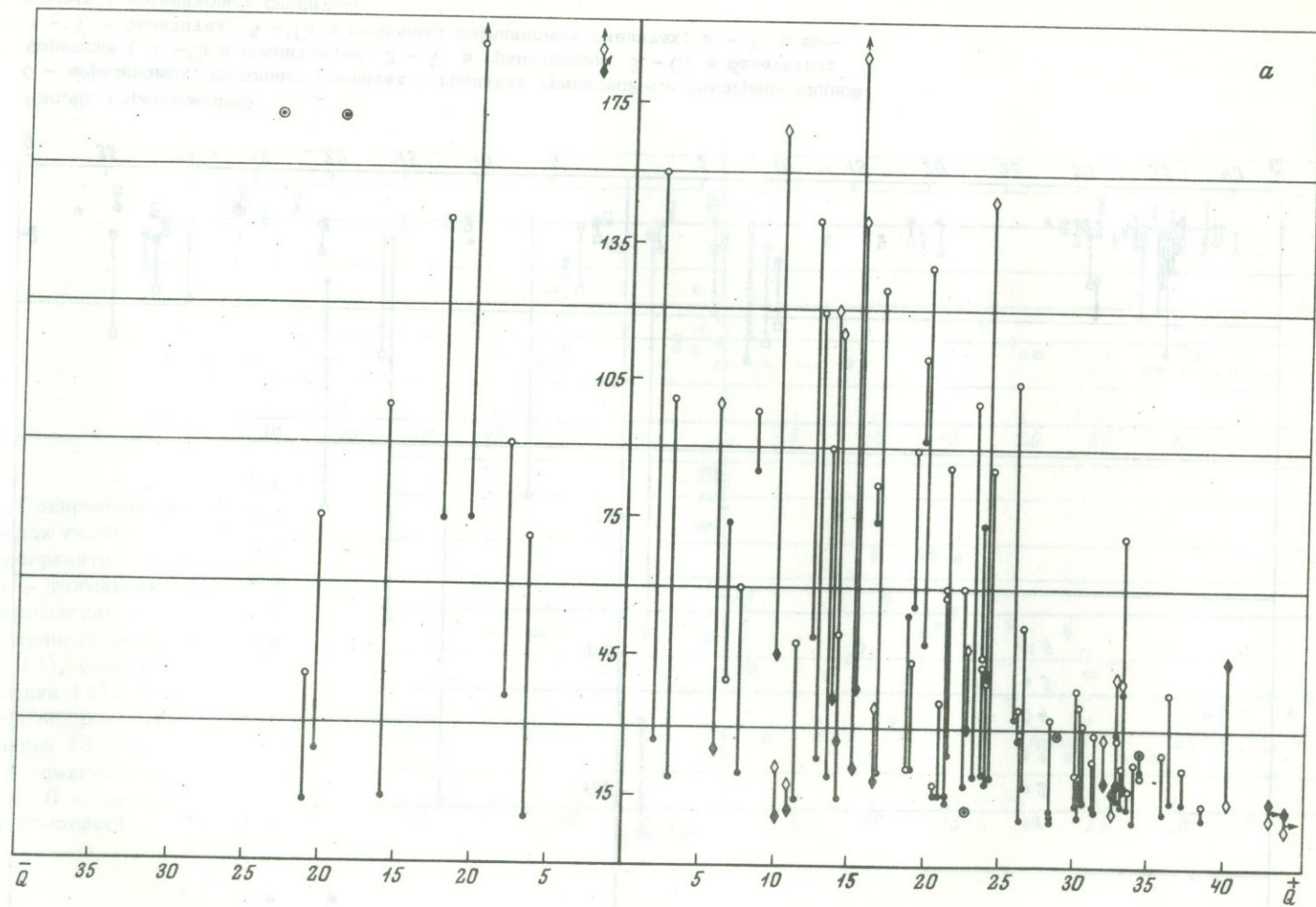


Рис. 45. Ванадий и хром в породах различной кремнекислотности
 а - габро-диорит-плаггиогранитной и банатитовой формаций;

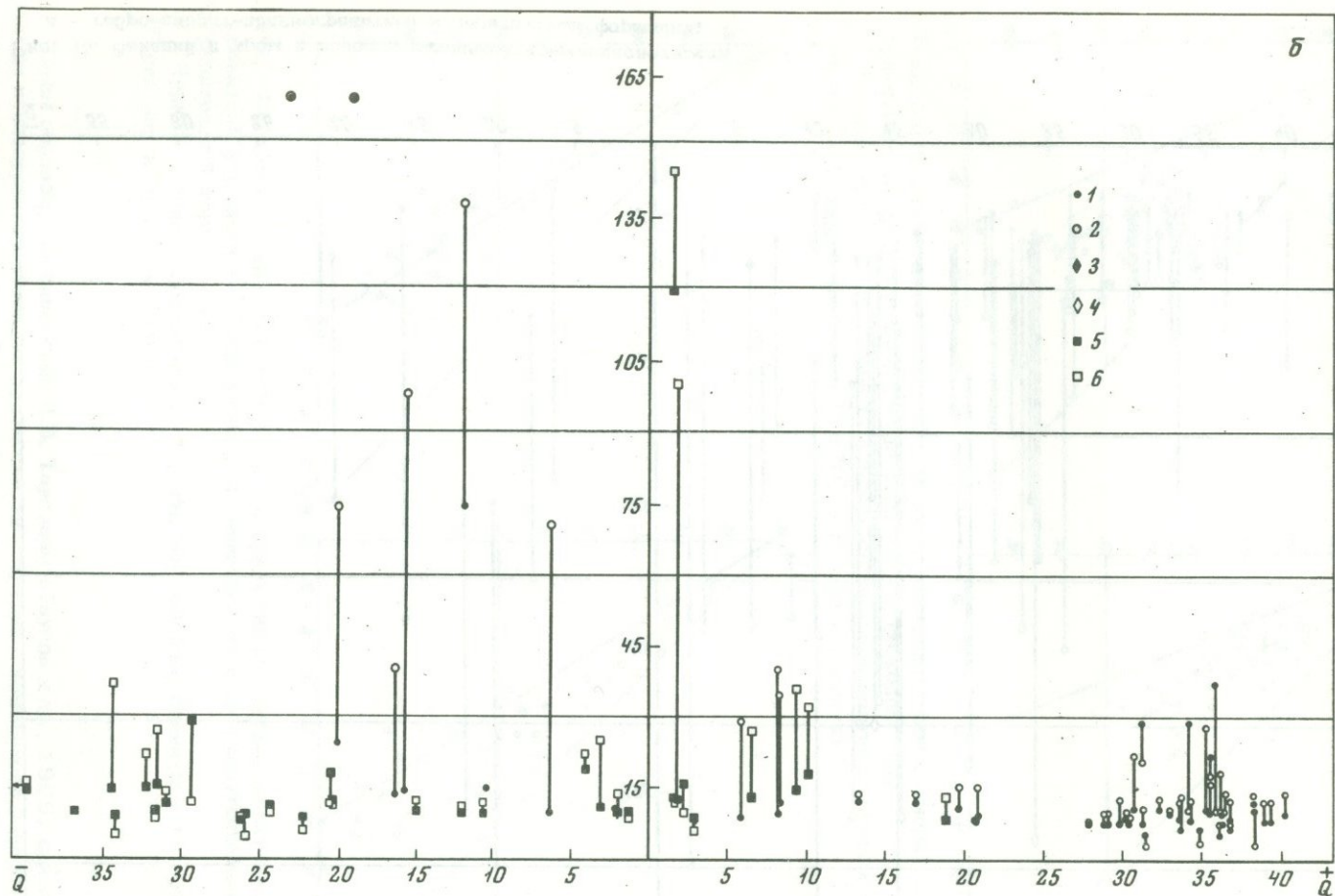
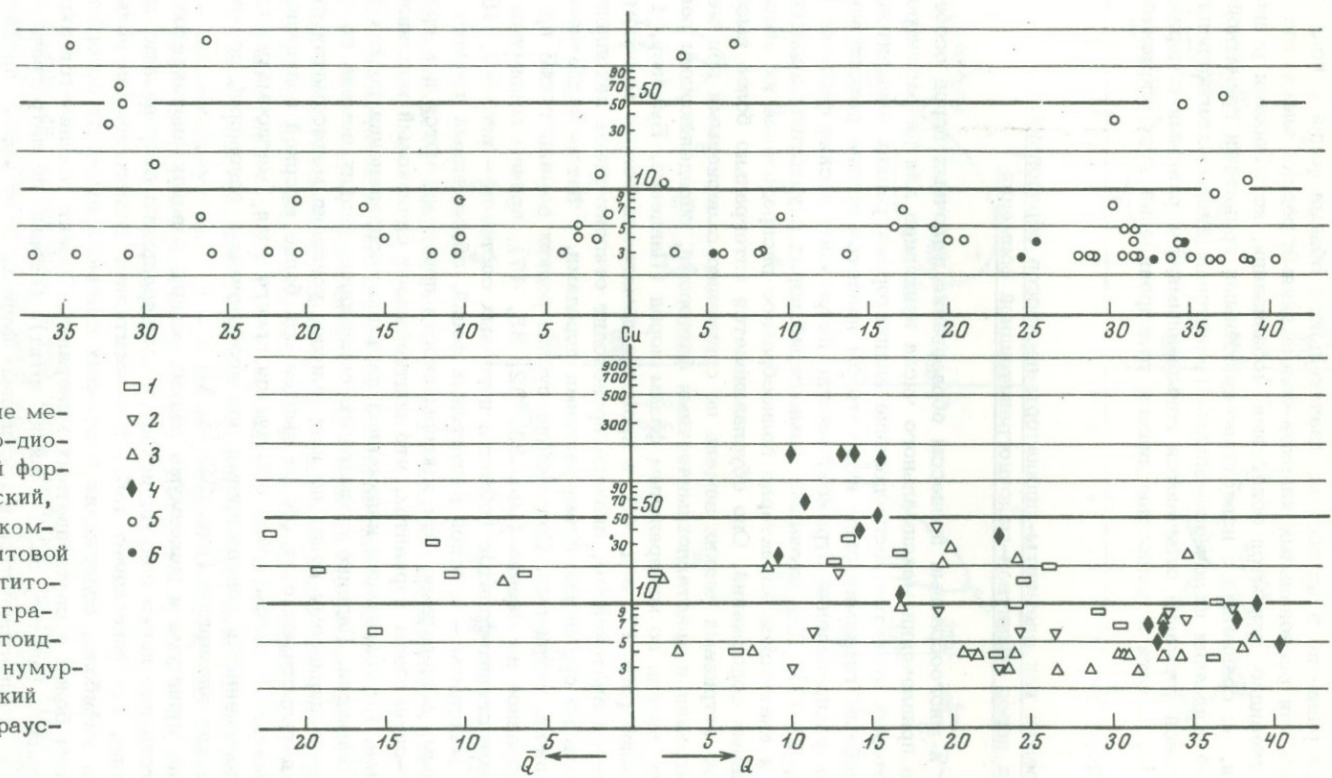


Рис.45. (продолжение)

6 - нефелиновых, щелочных сиенитах и гранитах гранитной-щелочногранитоидной формации (1 -Сг в гранитоидах; 2 - V в гранитоидах; 3 - Сг в банатитах; 4 - V в банатитах; 5 - Сг в щелочных нефелиновых сиенитах; 6 - V в щелочных и нефелиновых сиенитах)

Рис. 46. Содержание меди в породах габбро-диорит-плагиогранитной формации (1 - тэлминский, 2 - дэурунтайский комплексы); гранодиоритовой формации (3); банатитовых формаций (4); гранитно-щелочногранитоидной формации (5 - нумургинский и уджигинский комплексы; 6 - шараусгольский комплекс)



Вторым важным геохимическим критерием металлоносности палингенных формаций является развитие в их составе значительного объема фаций с пониженными против общих или региональных кларков содержаниями редких элементов. Именно эти фации, очевидно, являются областями мобилизации, источниками рудного вещества. Так, по сравнению с известково-щелочными гранитами гранитной-щелочно-гранитоидной формации щелочноземельные гранитоиды диорит-плагиогранитной и гранодиоритовой формаций отличаются повышенными или равными содержаниями Sr, Ba, TR, Li, хотя и полностью лишены рудопроявлений этих элементов.

Редкие земли как элементы-индикаторы процессов образования щелочных пород гранитной-щелочногранитоидной формации

Сложные и многообразные процессы образования щелочных пород особенно нуждаются в привлечении максимального числа критериев для их расшифровки, одним из которых является распределение индикаторных редких элементов.

Очень удобным геохимическим индикатором является группа редких земель, поскольку их распределение отражает многие петрогенетические факторы (Вайнштейн и др., 1967). Для изученных нами серий пород с участием процессов метасоматоза и анатексиса характерно волнообразное распределение их абсолютных и относительных содержаний. Оно обуславливается интегрально более высокой подвижностью иттриевых редких земель по сравнению с цериевыми при метасоматической миграции и кристаллохимическими факторами, определяющими распределение редких земель по минеральным фазам пород (Павленко, Быховер, 1971). Как показывают рис. 47, а-д, 48, в процессе домагматического метасоматоза, завершающегося анатексисом, вначале происходит относительное накопление цериевых земель по сравнению с вмещающими породами, а затем после некоторого максимума вновь иттриевых. Содержание суммы редких земель также претерпевает волнообразное изменение (рис. 31, 32, 35, 47), причем минимумы совпадают с зонами сиенит-фенитов (область цериевых составов - рис. 47, 48) и анатектитов, а максимум - с зоной реститовых фаций, обогащенных темноцветными и аксессуарными минералами. Эти закономерности прослеживаются и в гранитном и нефелин-сиенитовом вариантах, что подтверждает одинаковый механизм их петрогенезиса. Интерпретация изложенной картины распределения редких земель достаточно очевидна. Падение суммарного содержания редких земель со смещением спектра к цериевому концу по направлению усиления метасоматической обработки свидетельствуют о их общем выносе при более высокой подвижности иттриевых земель.¹ В целом здесь образуется своего рода "метасоматическая депрессия" с пониженными содержаниями порообразующих оснований, редких земель и других редких элементов (рис. 32-IX, XI).

Появление минимума и максимума редких земель в зонах анатектитов и реститов соответственно легко понять, исходя из минерального состава этих пород. Действительно, как показывает табл. 16, носителями редких земель являются пироксены и амфиболы, содержания в которых обычно превышают содержания в породах и тем более в светлоцветных минералах. Эффект усиливается аксессуарными минералами (апатит, сфен, циркон, ортит), которые по петрографическим данным также концентрируются в реститовых фациях. Этот эффект прослежен нами также для циркония (рис. 47) и ряда других редких элементов, концентрирующихся в темноцветных и аксессуарных минералах: Nb, Ta (табл. 17), Th, Li и элементы группы железа и др. Процесс "очистки" анатектических расплавов от редких элементов является их характерной чертой и резко отличает палингенные образования от низкотемпературных продуктов фракционной котектической кристаллизации. Последние при идентичном составе в отношении петрогенных элементов

¹ Исходные породы по периферии метасоматических и палингенных очагов и зон в ряде случаев показывают повышенные над обычным содержанием суммы редких земель и иттриевую специализацию (см. например, анализы МР 18/1, МР/9, ОХ 395).

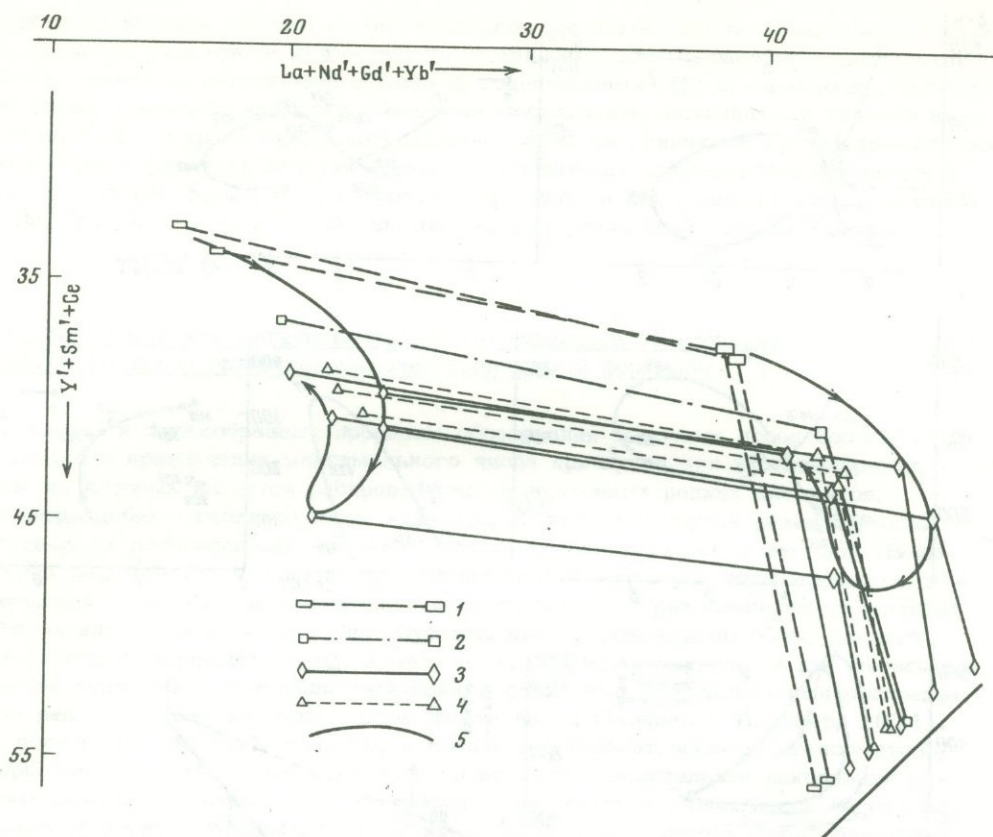


Рис. 48. Распределение редких земель в палингенно-метасоматической нефелин-сиенитовой ассоциации

1 - исходные породы; 2 - анатектический нефелиновый сиенит; 3 - метасоматические образования; 4 - сопутствующие жильные породы; 5 - линии изменения спектра редких земель; $Nd' = Pr + Nd$; $Sm' = Sm + Eu$; $Gd' = Gd + Tb$; $Y' = Y + Dy + Ho$; $Vb' = Er + Tu + Yb + Lu$

незначительна, и даже при их высоких содержаниях порода в целом оказывается более цериевой, чем темноцветные (анализы 4, 8-10).

Поскольку экспериментальные данные о распределении редких земель в силикатных системах отсутствуют, мы вынуждены ограничиться констатацией преимущественного выноса цериевых земель из анатектического расплава. В реститовых зонах образуется фронт "цериевой базификации", т.е. основные редкие земли накапливаются в них так же, как и петрогенные основания. В литературе редки примеры, где рассматривалось поведение редких элементов в геологически надежной модели анатектического образования щелочных пород. Так, на весьма ограниченном материале по Полоустенской щелочной провинции Северо-Восточной Якутии И.Я. Некрасов (1964) показал аналогичное волнообразное распределение Nb и Ta вкрест зон метасоматоза и анатексиса.

Редкие земли подтверждают также особое положение "сопутствующей жильной серии". Содержание и спектры редких земель в сиенит- и граносиенит-порфирах этой серии наиболее близки к таковым в породах внутренних зон палингенно-метасоматических очагов (рис. 47, б). Это может служить указанием на генетическую общность этих групп пород, и жильные граносиенит-порфиры могут быть продуктами выплавки из метасоматических пород в экзоконтактах нефелин-сиенитовых интрузий.

Отмеченная выше зависимость изменения петрогенных элементов в метасоматическом процессе от фациальных условий, возможно, распространяется и на ред-

Содержания редких земель в породах и слагающих минералах

№ п/п	Образец	Характеристика породы и минерала	Аксессуары		Темноцветные		Порода		Светлоцветные	
			TR	Ce/Y	TR	Ce/Y, Ce/Nd	TR	Ce/Y, Ce/Nd	TR	Ce/Y
1	ОХ 400	Фойяит, <i>Ди-Гед</i>		1,4	220	1,4	140	3,1		
2	КА 6	Фойяит, <i>Ави-Сф</i>		1,4	270	1,7	180	4,0		
3	ХУ 387	Фойяит, <i>Эл-Ави</i>			135	1,1	200	5,6		
4	Ир 276*	Щелочногранитный пегматит, <i>Эл, Цр</i>	19 000	1,1	70	3,4	1050	3,5		
5	КД 364	Фойяит, <i>РО</i>			140	-	210	7,4		
6	ДХ 378	Дитроит, <i>РО</i>			790	2,8	240	10,0		
7	МР 519	Дитроит, <i>Гаст</i>			1520	3,8	280	4,9	80	4,3
8	АС 237*	Щелочной гранит, <i>Риб-Цр</i>	12 700	0,3	520	5,0	16800	7,1	170	7,5
9	А 200*	Альбитит, <i>Риб-Цр</i>	20 000	0,2	1200	0,3	2200	0,6	300	0,9
10	ЧМ 246*	Щелочногранитный пегматит	38 000	0,7	1700	1,2	1800	3,5	500	2,0
11	МР 506	Фенитизированный гранодиорит					350	7,6	21	6,5
12	МР 523	Щелочноземельный сиенит					280	4,6	70	7,8
13	ОХ 403	Миаскит, <i>Би</i>			10	2,0	80	3,8		
14	ДХ 380	Мариуполит, <i>Би</i>			12	(1,9)	40	(2,4)		
15	БЯ 389	Уртит, <i>Би</i>			15	(1,4)	40	(2,6)		
16	С 374	Мариуполит, <i>Би</i>			15	(2,0)	75	(3,0)		
17	УЭ 366	Миаскит, <i>Би</i>			40	4,7	100	18,0		
18	КД 358	"			50	3,0	290	6,6		
19	ХУ 393	Мариуполит, <i>Би</i>			20	4,2	280	3,1		
20	УХ 391	Миаскит, <i>Би</i>			340	4,6	280	6,7		
21	КД 363	"			440	4,3	300	9,6		
22	ДХ 383	Уртит, <i>Би</i>			1150	2,1	650	7,0		
23	МР 516	Миаскит, <i>Би</i>			600	3,5	100	2,6	40	13,0
24	КР 408	Гранит, <i>Би</i>			40	1,7	350	6,4		
25	КР 404	"			70	3,9	170	4,8		
26	МР 501	"			84	3,1	167	3,1		
27	КД 659	"			50	6,0	170	5,6		
28	ДХ 373	"			50	4,2	30	5,7		

¹ Данные В.И. Коваленко и Э.И. Пополитова.

² В скобках приводятся Ce/Nd.

кие земли. Так, сравнение графиков а и б на рис. 47 достаточно отчетливо свидетельствует о различии в содержаниях и отношениях редких земель при палингено-метасоматическом преобразовании пород в условиях III_{II}-IV_{II} (а) и II_{II}-I_{II} (б) фаций щелочности. Фациальный фактор, судя по рис. 47, е, где фигурируют гранитоиды I, II, и III-IV фаций, достаточно отчетливо проявляется в распределении редких элементов и в процессе магматического замещения.

Наконец, рассмотрим поведение редких земель при образовании в гранитных интрузиях эндоконтактных фаций повышенной щелочности. Этот процесс, как уже отмечалось, имеет важное петрологическое значение, и анализ поведения в нем

Содержание циркония, ниобия, тантала в породах и слагающих темноцветных минералах

№ обр.	Характеристика породы	Порода			Биотит			Амфибол			Пироксен		
		Zr	Nb	Ta	Zr	Nb	Ta	Zr	Nb	Ta	Zr	Nb	Ta
ДХ 373	Гранит	450			172								
КР 405	"	200			560								
КР 404	"	260	1,3	0,5	70	166	2,6						
КР 359	"	260	3,2	2,3	395	230	7,3						
КР 408	"	240	1,3	0,9	1080	230	5,0						
И 134*	Сиенит	180	10,1	0,1				964	170	1,9			
И 138*	Граносиенит		26,0	1,6		100	2,7		87	3,1			
КЛ 175*	"		13,0	0,5				660	45,0	45,0			
ХУ 387	Фойяит	80											375
ОХ 401	Сиенит	220											650
ОХ 400	Фойяит	220											650
ДХ 378	Дитроит	250						1087					
КД 364	Фойяит	370						1536					
МР 519	Дитроит	600						1950					
ДХ 381	Миаскит-уртит	120			58								
ХУ 393	Мариуполит	160			28								
С 374	Мариуполит	1500			70								
ОХ 403	Миаскит	170			125								
УЭ 366	"	160	20,0	1,5	5	195	12,2						
КД 363	"	200	55,0	1,1	20	400	4,2						
ДХ 380	Мариуполит	200	62,0	2,6	32	250	5,8						
БН 389	Уртит	220	4,0	0,4	58	130	6,3						
УХ 390	Дитроит	190	57,0	2,6	140	100	5,3						
КД 358	Миаскит	390	60,0	1,2	130	200	2,7						
УХ 391	"	60	36,0	1,5	200	120	2,0						
УХ 383	Уртит		15,0			115	4,0						
ЭД 165*	Лаурдалит	530	27,0	1,5	860	160	12,0						660 77 3,0
ЭД 167*	"	430	23,0	0,9	640	200	12,0						2200 58 4,0
ЭД 164*	"	450	20,0	1,3	740	280	14,0						4900 44 5,6
ЭД 158*	"	640	40,0	2,0	420	540	20,0						6800 71 8,3

* Данные В.И. Коваленко и Э.И. Пополитова.

редких элементов представляет большой интерес. Фации повышенной щелочности возникают в эндоконтактах нормальных гранитных интрузий при магматическом замещении основных вмещающих пород, например, габброидов. Механизм их образования в соответствии с представлениями Д.С. Коржинского (1959, 1960) связан с кислотно-основным взаимодействием компонентов в растворах и расплавах и образованием "волны отраженной щелочности" при магматическом замещении основных пород. По нашим наблюдениям и сообщениям других авторов (Коваленко и др., 1968), в эндоконтактных зонах происходит однонаправленное перемещение компонентов сквозь магматическим раствором, что связано с изменением их активности. Так, понижение активности кремнекислоты в фациях повышенной щелочности приводит к их десиликации с образованием граносиенитов и кварцевых сиенитов. Поскольку температуры плавления сиенитов, отвечающих барьерным сечениям щелочно-алюмосиликатных систем, выше, чем у гранитов, то десиликация неперегретых антиэвтектических гранитных расплавов ведет к своеобразной закалке, щелочные эндоконтактные фации приобретают субэффузивную структуру, переходя в трахит-порфиры. Происходит своего рода "втыкание" в температурный барьер.

В массивах описываемого типа выделяются таким образом следующие зоны: центральная с фацией нормальных гранитов (I поля щелочности); зона гранитов и граносиенитов повышающейся щелочности (II_г-III_г полей); зона щелочных грано-

Содержания редких земель, циркония, гафния, тория в эндоконтактных щелочных зонах массивов с явлениями магматического замещения

Зоны массивов и фации	№ п/п	Образец	Характеристика пород	TR	Ce/Y Ce	Zr	Zr/Hf	a/b	Th	№ п/п	Образец	Характеристика пород	TR	Ce/Y	Zr	Zr/Hf	Th		
Центральная	Нижний Кадраус, Чаган-ула, Каргы, Коргере Даба																		
	I	1	НК 245	200	1,7	500	40	14	14										
		2	MP 502	Биотитовые граниты с	170	3,0	140	30	5,5	32									
		3	MP 501	реликтами роговой	170	3,1	140	18	2,1										
		4	KP 404	обманки	170	4,8	260	38	3,2	20									
I-II	5	KD 359	Биотитовый гранит	170	5,6	260	39	3,8	22										
Зона повышающейся щелочности	Серлиг-хем																		
	II	6	CX40/11	Гастингситовый гранит	260	6,9	260	-	17,5		12	НК 237	Биотит-гастингситовый гранит	240	6,6	170	41	37	
		7	CX 247	Биотит-гастингситовый граносиенит	250	3,0	690	32	5,2		13	KP 406	Биотит-гастингситовый граносиенит	230	4,8	340		34	
											14	НК 234	Биотит-гастингситовый гранит	200	3,4	510		23	
	III	8	CX40/24	Гастингсит-пироксеновый граносиенит	370	2,3	680	32	4,7		15	НК 241	Эгирин-арфведсонитовые граниты	230	2,3				
											16	НК 243	То же	420	1,7	600	50	30	
	IV	9	CX40/5	Арфведсонитовый граносиенит с гранофирами	600	3,0	920	31	1,2		17	НК 231	Эгирин-биотитовый гранит	640	2,7	220	20	27	
											18	НК 246	Ксенолитовый щелочной гранит	600	3,0	600	25	22	
											19	НК 232	Биотит-арфведсонитовый граносиенит	410	3,5	450	25	25	

фигов (эвтектических) и трахит-порфиоров. Надо отметить, что последняя развивается не во всех случаях. В крупных массивах, где можно предполагать обильный привнос кремнекислоты сквозь магматическими растворами, зона "щелочной закалки" отсутствует и в непосредственном эндоконтакте развиты ксенолитовые неравновесные граниты наиболее высокой щелочности. Распределение редких земель в этих двух вариантах представлено в табл. 18 и на рис. 47, е. Эти данные четко показывают две противоположные тенденции в поведении редких земель при образовании перечисленных эндоконтактных зон. Вначале по мере повышения щелочности минеральных фаций к контактам интрузий происходит рост общего содержания редких земель с некоторым опережением цериевых земель иттриевыми. Максимум общего содержания приходится на область, где отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ вновь начинают расти (табл. 18, анализы 9, 17, 18). Далее, в зоне "щелочной закалки", сложенной щелочными гранофирами и трахит-порфирами, при продолжающемся росте $\Sigma Ce/\Sigma Y$ сумма редких земель падает до уровня вмещающих пород. Таким образом, и в случаях образования щелочных эндоконтактных фаций при процессах магматического замещения наблюдается сложное волнообразное распределение редких земель, причем область концентрации приурочена к фронту максимальной щелочности и десиликации. Табл. 18 показывает, что аналогичное волнообразное распределение имеет цирконий, а в нижнекадраусской интрузии — и графний. Анализ аксессуарного состава позволяет распространить ту же закономерность на тантал и ниобий. Естественно, что в зависимости от конкретных условий процесса (соотношений концентраций редкого элемента в интрузии и вмещающей породе, скоростей фильтрации раствора и элемента, химической обстановки и т.п.), характер распределения может несколько изменяться. Примером служат щелочногранитные варианты Урингемского и Дототского массивов 47, е, где максимум концентрации редких земель, а также циркония совпадает с наиболее цериевыми составами. Однако и здесь он приурочен к приконтактным биотит-амфиболовым граносиенитам.

Рассмотренная закономерность распределения редких элементов подтверждает, таким образом, инфильтрационный характер процесса и магматического замещения с образованием щелочных эндоконтактных фаций. Любой иной процесс, например диффузионного перемещения компонентов или кристаллизационной дифференциации, привел бы к монотонному распределению содержаний. Кроме того, эта закономерность указывает на перспективность эндоконтактных фаций щелочности в отношении редкометалльного оруденения, что подтверждается на ряде объектов.

Вполне очевидно, что важную роль в распределении и концентрации редких элементов будет играть минеральный состав пород, возникающих в рассмотренных процессах домагматического метасоматоза, анатексиса, магматического замещения. Соотношения и содержания в них минералов-носителей важнейших редких элементов — пироксенов, амфиболов и биотитов — создают общий геохимический фон, на котором разворачиваются постмагматические процессы, ведущие к рудообразованию. Соотношения этих минералов, т.е. парагенезисы минеральных фаций, определяются при одинаковых интервалах температур и давлений условиями щелочности; их содержания и геологическая позиция — характером петрогенетического процесса. В целом можно утверждать, что наиболее благоприятными для концентрации темных, а также аксессуарных минералов являются приконтактные фации повышенной щелочности магматических тел. Для тел анатектического происхождения это — экзоконтактные "реститовые фации"; в интрузиях с явлениями магматического замещения и инфильтрационной десиликацией это — эндоконтактные фации в тыловой части зон "щелочной закалки" и ксенолитовых пород. Специализация продуктивных зон в отношении конкретных редких элементов при прочих равных условиях определяется показанной выше селективностью минералов-носителей.

Иллюстрировать поведение редких земель в процессе апоэвтектической кристаллизации можно на примере рассмотренной расщепленной серии Центральной Армении (см. рис. 25, 26), как показывает рис. 49 (Павленко и др., 1966).

Содержания и отношения р.з.э. различаются в выделенных по петрографическим и петрохимическим признакам сериях и субсериях комплекса и коррелируются с рядом петрохимических параметров ($\frac{a}{c}$, Q). Содержание р.з.э. и отношение $\Sigma Ce/\Sigma V$ составляют соответственно:

		TR	$\Sigma Ce / \Sigma V$
Щелочноземельная эвтектическая серия	Габбро	0,010	1,2
	Гранодиорит	0,020	4,3
Щелочные эвтектические субсерии:			
насыщенная	Сиенит	0,022	2,2
ненасыщенная	Гранит	0,046	4,2
Щелочная апокотектическая субсерия	Нефелин	0,051	4,9
	Габбро-перидотит	0,0045	0,65

Аналогично петрогенным элементам содержания и отношения р.з.э. в эвтектических сериях и субсериях изменяются постепенно, а апокотектическая кристаллизация приводит к существенным разрывам в их значениях между сериями и субсериями. По сравнению с родоначальной андезит-базальтовой магмой и щелочноземельными породами в целом апотектические ультраосновные породы обелнены р.з.э., а эвтектические щелочные - обогащены. При этом $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ и $\frac{Ce}{Nd}$ в последних оказываются

повышенными, а Ca/TR - пониженными. В отличие от петрогенных элементов эволюция содержаний и отношений р.з.э. в насыщенной и ненасыщенной SiO_2 щелочных субсериях одинакова. Иными словами, в изученной магматической системе температурного барьера типа Фо или Ди - Аб в системах Фо или Ди - Не - Кв для р.з.э. не существует, и их содержания и отношения в эвтектических гранитах и нефелиновых сиенитах одинаковы.

Распределение р.з.э. подтверждает предложенную схему образования комагматических щелочноземельных и щелочных пород и, в частности, участие в этом процессе фракционной изотермической кристаллизации при изменении щелочности.

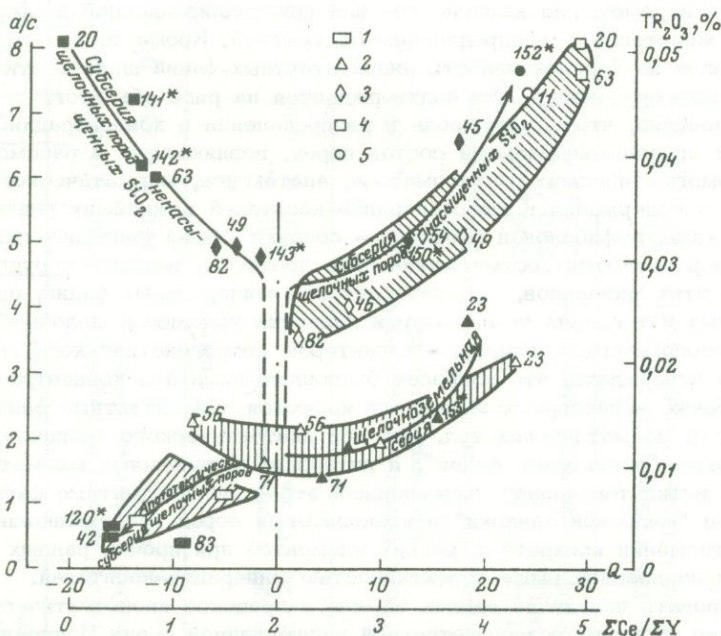


Рис. 49. Совмещенная диаграмма петрохимических параметров (черные значки) и содержаний и отношений редких земель (светлые значки) в расщепленных сериях Базумско-Памбакской области Армении (см. рис. 26)

1 - габбро-перидотиты и габбро-пироксениты; 2 - диориты и гранодиориты; 3 - сиениты; 4 - нефелиновые сиениты; 5 - граниты

Последние десятилетия отмечены взрывом информации по распределению редких элементов во всех типах пород, включая и гранитоиды, что обусловлено ростом и совершенствованием аналитической техники. Затруднительно перечислить не только исходные работы, но и обобщения, содержащие подобную информацию. Достаточно упомянуть фундаментальные сводки и монографии ИМГРЭ (Вопросы сов. науки, 1964; Ляхович, 1972), ИГЕМ, ВИМС, Института геохимии СО АН (Таусон, 1961), из зарубежных — сводки Шоу, Аренса, Тейлора (Taylor, 1964) Ведыполя, Турекяна, Рубо, Хэскина. Этот материал является основой и отправным пунктом для любых геохимических исследований, в том числе и нашего. Мы рассмотрим пока что слабо разработанные вопросы геохимии плутонических формаций о изменении редких элементов в их последовательном ряду и о дискриминации однотипных пород разных формаций.

На рис. 50 приведены генерализованные данные по содержаниям некоторых редких элементов в гранитоидных формациях, их фациях и фазах региона, начиная от габбро-диорит-плагриогранитной в каледонской эвгеосинклинали и кончая гранитами этапа мезозойской активизации. Геолого-петрографическую характеристику рассматриваемых комплексов можно найти в следующих работах: Магматизм и металлогения МНР, 1971; Маринов, 1970; Геология СССР, 1966; Павленко, Быховер, 1971; Коваленко, Кузьмин, 1971. Эволюция палингенных гранитоидов и щелочных пород на этапах геосинклинальном, орогенном и активизации отражена заштрихованной областью и линиями 1 и 18 (последняя для нефелиновых сиенитов). Для сопоставления на графики нанесены линии содержаний элементов в средних типах пород, построенные по данным последних сводок Тейлора (1972) и Ведыполя (1969-1970). Эти средние цифры объединяют генетически разнородные породы, однако в них значительную долю (судя по источникам, свыше половины) составляют продукты базальтовых кристаллизационно-дифференцированных серий. Монотонный, однонаправленный характер изменения средних содержаний отдельных элементов отвечает механизму кристаллизационной дифференциации (Рябчиков, 1965).

Графики палингенных формаций составлены по выборкам пород из контуров магматических тел как автохтонных, так и перемещенных, не несущих геологических свидетельств палингенного происхождения. Соответствие плана распределения в них редких элементов (по преимуществу немонотонного) распределению в конкретных палингенных разрезах (рис. 31, 32, 35) служит в этом случае важнейшим геохимическим подтверждением их возникновения в процессе палингенеза, что может иметь особое значение для регионов, где уровни зарождения расплавов недоступны.

На графиках рис. 50 выделена вариационная линия интрузивных формаций региональных разломов и наложенных орогенных прогибов, которые мы объединяем, в группу банатитовых (Павленко и др., 1970; Коваленко и др., 1971) и которые по ряду геолого-петрографических признаков имеют гибридное происхождение со значительной долей участия глубинного базальтового вещества. Несмотря на значительное петрохимическое сходство с палингенными сериями геосинклинальных формаций (табл. 2-4, рис. 2), банатиты имеют вполне самостоятельный стиль распределения редких элементов, четко отличный от палингенных серий и имеющий некоторые черты сходства с трахиандезитовыми (табл. 19, 20). Связь банатитов с глубинными базальтами подчеркивается близостью содержаний в последних и в габброидных членах серии элементов группы железа, меди, стронция, бария.

Второй важнейшей отличительной чертой геохимии палингенных формаций, следующей из графиков рис. 50, является непрерывность и преемственность в содержаниях редких элементов в последовательных формациях. Это вытекает из упоминавшейся уже закономерности: последующие палингенные формации возникают в основной своей массе за счет вещества предыдущих ("правило экономии"). Особенно показательно в этом отношении положение фаций нормальных микроклиновых гранитов (11, 15), которые слагают подавляющий объем гранитной щелочногранитоидной формации орогенного этапа и продолжают геохимические тенденции, выра-

женные в конечных гранитоидных членах геосинклинальных формаций. Вся формация орогенного этапа в целом (10) оказывается по содержаниям редких элементов связующим звеном между формациями геосинклинальными и этапа активизации (8, 19). При этом обогащенные рядом литофильных редких элементов литий-фтористые фаши последней (19-III, А, Л) непосредственно продолжают тенденцию редкометаллических фаций гранитоидов орогенной формации (13), которые, вероятно, и явились материнским веществом для литий-фтористых гранитов.

Формации, не связанные генетической последовательностью и источником вещества, естественно, не будут иметь и непрерывных геохимических признаков. Примерами могут служить выделенные нами банатитовые формации, а также хорошо известные формации габбро-плагиогранитов офиолитовых поясов, плато-базальтовых интрузий и т.п.

Зависимость редкометаллического состава палингенных пород от состава родоначальных толщ является достаточно очевидной. Она обсуждалась ранее для случая орогенных гранитоидов (Тугаринов, Павленко, 1968; Павленко, Быховер, 1971) и логически вытекает из диаграмм рис. 50. Для габбро-диорит-плагиогранитной формации геосинклинального этапа яркий пример зависимости от состава исходных пород дает сравнение линий содержаний элементов в тохтогеншильском (2) и тэлминском-дзурунтайском (1) комплексах Монголии. (см. рис. 2). Первый, отличающийся резко пониженными содержаниями литофильных редких элементов, развит за счет эвгеосинклинальных толщ; тэлминский и дзурунтайский возникли в геосинклиналиях при палингенезе толщ миеосинклинального типа.

Наконец, следует отметить еще одну специфическую черту палингенных формаций, на которую уже обращалось внимание (Павленко, Филиппов, 1972; Павленко, 1972): дисперсии содержаний редких элементов и их отношений между собой и с породообразующими элементами возрастают в последовательном ряду палингенных формаций. Этот эффект связан с обсуждавшимися выше особенностями палингенной миграции вещества (см. рис. 31, 32) и, естественно, усиливается с каждым новым этапом палингенеза, что хорошо прослеживается на графиках рис. 50. Кристаллизационно-дифференцированные серии дают обратную картину (Ноккольдс, Митчел, 1952). Дисперсии редких элементов в них уменьшаются от ранних аккумулятивных дифференциатов к поздним.

Главные геохимические черты последовательных палингенных формаций конвергентны, т.е. они закономерно повторяются в гранитоидах складчатых структур любого возраста и положения. Следовательно, причины геохимической эволюции палингенных образований в пределах каждого тектоно-магматического цикла не могут быть связаны с изменением состава агентов гранитизации мантийного происхождения, для которых столь локальные и кратковременные флюктуации маловероятны. Эволюция планетарного процесса дегазации может отразиться только в масштабе всей истории земной коры и ее магматизма, в генеральных геохимических характеристиках разных эпох. Изменение палингенных формаций складчатой области обязано только изменению вещества и условий в пределах коры на протяжении геосинклинального цикла. Источником агентов палингенеза (гранитизации) являются не колонны мантийных флюидов, а границы фаций метаморфизма, на которых в ходе метаморфических реакций (амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой) мобилируются инициаторы палингенеза.

Дискриминация пород по геохимическим признакам приобретает особое значение в случае геосинклинальных формаций, петрографические, а зачастую, и геологические характеристики которых во многом сходны. Петрохимические параметры габбро-диорит-плагиогранитоидной, гранодиоритовой и банатитовых формаций (табл. 2-4, рис. 2, 3), хотя и имеют заметные различия, не дают однозначных оснований для их разделения, особенно в группах собственно магматических пород близких или идентичных минеральных фаций. Продукты равновесной кристаллизации расплавов при определенных условиях будут иметь одинаковый состав по главным компонентам независимо от источников и механизмов образования этих расплавов. Редкие элементы такую зависимость обнаруживают, что и позволяет использовать их в качестве индикаторов.

Редкие элементы в породах геосинклинальных и банатитовых гранитоидных формаций

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
Группа I Г. Габбро-диоритовые породы тэлминского комплекса (габбро-диорит-плаггиогранитоидная формация)																					
1	HMP 26/1	11	30	380	470	0,8	4,5	140	-	-	0,3	0,71	190	155	18	25	36	15	80	0,5	-
2	HMP 26/3	22	20	510	510	0,6	4,5	160	-	-	0,3	0,88	220	120	12	35	39	16	123	0,7	-
3	HMP 26/2	11	30	500	490	0,70	4,4	110	-	-	0,3	0,53	160	390	18	52	50	13	80	0,6	-
4	HRH 682	45	50	1100	400	1,1	5,7	340	22	1,3	-	0,27	210	74	64	110	37	11	60	0,5	540
5	MP 14/3	17	50	1600	2100	1,8	5,0	110	20	3,4	-	0,95	160	160	38	98	40	-	-	-	-
6	HRH 20/5	47	70	2900	280	1,6	8,0	600	43	1,8	0,7	1,53	160	44	20	26	28	25	220	0,4	620
7	HRH 20/9	25	10	60	250	0,4	4,5	-	10	0,5	0,5	0,66	150	380	25	195	89	27	100	0,4	270
8	БЯТ 925	18	40	500	1115	1,1	5,2	-	13	0,8	0,5	0,69	150	200	75	105	44	-	-	-	-
9	MP 18/1	36	140	2500	1000	-	2,8	500	20	2,0	0,8	0,68	100	160	30	45	56	12,5	47	0,7	740
10	MP 19/4	14	20	1000	1100	1,5	5,0	200	20	2,0	-	0,84	140	74	40	45	46	-	-	-	1000
11	MP 520	14	40	4800	1050	1,4	4,8	250	20	2,4	0,7	1,29	98	14	33	13	24	11	71	0,5	-
12	ХРХ 32/2	65	70	830	260	1,7	4,7	-	26	0,9	0,3	0,42	135	250	18	43	74	52	944	0,7	450
13	ХРХ 32/1	66	80	700	340	1,6	2,7	-	19	0,8	0,5	0,49	98	240	12,5	54	78	48	95	0,7	420
14	MP 18/9	32	100	1400	800	3,0	5,7	450	40	3,4	1,8	1,42	70	10	35	8,8	39	13,5	69	0,4	950
15	СХС 717	10	30	1200	580	1,8	2,0	-	8	0,9	-	0,44	90	36	27	10,0	32	-	-	-	630
Группа VII Г. Гранодиоритовые породы тэлминского комплекса																					
1	HRH 20/6	28	90	2400	410	2,8	6,7	680	26	0,8	1,0	0,78	38	22	21	19	32	28	138	0,5	580
2	HRH 722	11	50	1000	530	1,2	2,0	-	12	1,3	-	0,36	140	49	27	16	37	-	-	-	-
3	HRH 20/8	23	100	1000	140	2,3	4,8	-	14	1,0	1,0	0,57	90	94	18	30	40	13	69	0,5	460
4	HRH 726	13	80	1200	420	1,1	2,0	-	13	2,3	-	0,36	125	20	25	12	38	-	-	-	430
5	HRH 19/6	84	180	2200	760	3,9	3,7	300	15	0,3	2,2	0,64	115	13,5	7,6	14,5	26,0	28	48	0,7	1600
6	ЧУЛ 1013	19	80	880	400	1,8	1,9	-	11	1,7	1,2	0,15	56	10,0	10,5	10,5	14,5	-	-	560	560
7	ТЦ 570	14	30	600	410	3,9	8,0	-	20	2,0	-	0,29	40	74,0	10,5	6,2	15,0	-	-	-	700
8	ЧУЛ 1007	33	230	580	390	5,4	17,0	-	26	2,3	1,6	0,108	52	13,0	16,0	14,5	13,5	-	-	-	1100
9	ИД 577	26	140	1800	1000	2,8	5,0	-	20	2,0	-	0,31	90	19,0	24,0	10,0	47,0	-	-	-	-
10	HRH 725	16	70	1100	440	1,5	2,0	-	10	0,8	-	0,22	86	19,0	23,0	10,0	25,0	-	-	-	-
11	HRH 723	14	70	1350	420	1,4	2,0	-	12	1,1	-	0,30	105	32,0	24,0	11,0	29	-	-	-	430
12	HMP 693	11	120	1900	250	3,0	5,0	250	31	1,7	-	0,30	60	17,0	16,0	10,0	18	13,8	72	0,45	-

Таблица 19 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
13	ИД 578	15	130	1000	760	1,8	5,0	-	14	1,0	-	0,26	45	13,5	24,0	10,0	34	-	-	-	-
14	ЧУЛ 1006	21	180	630	450	2,5	5,6	-	12	1,8	0,5	0,08	62	20,0	16,5	14,5	13,5	-	-	-	470
15	СН 551	17	90	1500	430	2,3	5,0	-	12	1,2	-	0,22	43	74,0	13,0	6,4	16,0	-	-	-	-
16	НРН 19/7	-	-	2000	175	-	3,0	-	-	-	-	0,23	47	16,5	6,2	11,5	18,5	15,5	55	0,6	230
17	НРН 19/1	8,7	150	830	100	2,2	3,0	-	26	1,3	0,3	0,14	27	42,0	5,2	19,5	7,0	19	46	0,6	150
18	НРН 19/3	18	30	400	165	2,2	1,9	190	20	0,7	0,5	0,14	24	25,0	8,0	12,5	16,5	5	66	0,8	200
19	НРН 20/4-2	-	-	360	260	-	4,5	-	-	-	-	0,13	19,5	12,0	7,0	8,8	12,5	22	32	0,5	-
Группа XIII Г. Гранитные породы тэлминского комплекса																					
1	НРН 686	13	40	1600	360	1,6	2,0	-	14	1,4	-	0,14	29	29	14	7,4	16	-	-	-	330
2	ТМН 721	11	150	2400	460	2,8	2,0	-	19	1,1	-	0,15	35	15	18	7,4	18	-	-	-	570
3	СХС 716	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,19	17	13	24	6,2	17	-	-	-	230
4	НРН 724	24	130	1800	320	2,8	2,0	-	8	0,8	-	0,17	25	12	14	6,0	14	-	-	-	-
5	НРН 687	13	100	1600	150	1,4	2,0	-	12	1,0	-	0,13	38	12,5	15	6,2	17,5	-	-	-	230
Группа II Г. Габбро-диоритовые породы дзурунтайского комплекса																					
1	ЗАГ 949	19	30	92	270	0,4	8,7	-	5	0,4	1,3	0,27	180	900	115	540	42	-	-	-	200
2	" 966	31	20	70	490	1,1	4,0	-	10	1,1	0,5	0,92	160	125	60	155	43	-	-	-	210
3	ЗАГ 983	8	10	7	480	0,4	7,0	-	10	0,4	0,5	0,14	82	120	55	44	10	-	-	-	80
4	ЗАГ 963	24	20	260	290	1,1	1,2	-	10	2,6	0,5	0,57	68	380	57	390	38	-	-	-	320
Группа VIII Гранодиоритовые породы дзурунтайского комплекса																					
1	СЛН 45/5	25	80	550	480	2,3	3,1	-	34	1,2	0,5	0,55	86	47	21,7	18	22	132	132	0,5	-
2	ХХУ 755	12	30	800	450	1,2	2,0	-	11	0,4	-	0,34	120	23	28	13	34	-	-	-	310
3	ЗАГ 978	33	60	240	250	1,4	9,0	-	10	0,8	0,5	0,45	135	52	84	36	27	-	-	-	290
4	ЗАГ 977	28	50	350	250	1,2	9,0	-	10	-	0,5	0,39	90	36	90	28	21	-	-	-	320
5	ДДГ 750	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	ДДГ 753	32	90	2000	520	2,5	3,0	-	24	0,8	-	0,31	48	14,5	13	8	22	-	-	-	-
7	МДХ 758	16	40	1100	570	-	2,0	-	7	0,6	-	0,22	118	54	35	27	62	-	-	-	520
8	ЗАГ 972	21	50	320	310	2,0	4,1	-	10	0,4	0,6	0,37	50	21	26	19	10,5	-	-	-	580
9	ЗАГ 976	19	60	720	500	1,9	3,0	-	10	0,8	0,5	0,37	41	25	64	21	13	-	-	-	400

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
10	СЛН 45/7	71	150	690	260	2,0	2,9	-	22	1,0	0,5	0,26	37,5	15	11,5	8,9	21	24	57	0,4	-
11	СЛН 41/2	19	230	1150	175	2,2	5,6	220	30	1,4	0,5	0,39	27,5	12	16,0	51,5	20	35	80	2,2	-
12	СЛН 45/4	41	240	980	180	2,9	3,8	-	30	1,2	0,5	0,44	38	14	19	8,8	10	12	40	0,4	-
13	СЛН 41/5a	30	170	2500	140	2,1	3,7	430	34	1,6	0,5	0,40	31	17	22	7,8	23	80	95	0,4	-
14	УРД 738	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,24	72	38	23	11,5	35	-	-	-	-
15	ДДГ 751	17	60	900	200	2,1	2,0	-	13	0,5	-	0,17	44	21	14	10,1	24	-	-	-	-
16	ДДГ 747	13	30	870	230	1,2	3,0	-	12	0,5	-	0,10	17	15	14	9,2	19	-	-	-	100
17	СЛН 773	16	70	950	460	2,2	2,0	-	19	2,0	-	0,21	40	17,5	16	5,8	20	-	-	-	440
18	ЗАГ 970	22	110	410	250	2,0	4,2	-	10	1,0	0,5	0,33	26	16	30	12,5	10	-	-	-	520
19	СЛН 45/6	33	220	1200	87	2,3	6,0	-	18	1,3	0,8	0,27	30,5	11	15	7,0	12,5	32	48	0,8	-
20	СЛН 41/7	14	180	1300	140	2,3	3,0	300	22	1,0	0,5	0,27	18	7,4	16,5	4,5	19	48	45	0,4	-
21	ДДГ 746	14	30	1100	120	1,7	2,0	-	12	0,4	-	0,11	12	12	23	6,2	17,5	-	-	-	-
22	ЗАГ 954	27	100	490	230	1,5	8,1	-	10	1,7	0,6	0,17	20	15	22	13,5	13	-	-	-	280
23	УРД 731	38	70	1650	380	1,5	2,0	-	9	0,4	-	0,21	34	13,5	22	6,9	18	-	-	-	-
24	ЗАГ 959	32	70	410	250	1,8	7,6	-	8	1,0	0,5	0,12	16	13	25	9,4	12	-	-	-	280
25	ЗАГ 960	26	90	380	120	1,6	5,3	-	12	0,6	0,5	0,09	15	18	22	12,5	10	-	-	-	290
Группа XIV Г. Гранитные породы деурунтайского комплекса																					
1	ЗАГ 958	49	80	125	115	2,0	4,9	-	10	1,0	0,5	0,13	14	15	16	11,0	11	-	-	-	500
2	УРД 732	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	23	13	19	6,0	16	-	-	-	-
3	СЛН 41/4	22	260	510	71	1,9	3,0	260	20	1,2	0,5	0,24	17,5	9,9	9,8	3,3	13,5	38	45	0,5	-
4	УРД 734	17	80	1500	360	1,3	2,0	-	7	0,7	-	0,12	22	13,5	18	6,2	20	-	-	-	230
5	СЛН 41/56	10	120	3100	140	1,2	2,7	-	32	0,9	0,7	0,25	8,9	8,4	18	3,8	15	23	40	0,4	-
6	ДДГ 752	21	100	580	210	1,9	2,0	-	13	0,4	-	0,14	20	25	12	9,0	19	-	-	-	350
7	ДДГ 754	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	14,2	12	11	5,8	13	-	-	-	-
8	УРД 733	17	80	850	160	1,6	2,0	-	13	0,7	-	0,07	18,5	14,5	24	7,0	26	-	-	-	200
9	СЛН 41/6	8,6	110	3900	130	2,0	2,5	120	16	0,4	0,5	0,18	10	5,0	11,5	2,9	12,5	32	33	0,6	-
10	ЗАГ 961	6	230	30	11	2,5	11	-	14	2,0	0,5	0,03	10,5	13,5	14	9,8	10	-	-	-	70
Группа VIII аг.																					
1	ДЗУ 864	13	40	125	54	2,5	4,0	-	9	0,6	0,5	-	36	10	13	8,6	10,5	-	-	-	310
2	ЗАГ 964	17	60	560	380	1,4	2,7	-	10	0,7	0,5	0,18	30	23	26	14	17	-	-	-	190

Таблица 19 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
15	НРН 20/11	5,2	130	1000	190	2,2	2,9	210	17	1,9	0,3	0,21	45	25	8,8	11,5	14,5	16,0	46	0,6	400
16	БУ 585	-	-	-	-	2,0	-	-	-	-	-	0,34	50	14,5	20,0	7,8	15,0	-	-	-	-
17	МАН 32/2	45	120	2200	700	1,7	4,7	220	28	1,6	0,3	0,60	35	10,5	16,3	6,0	11,5	23,5	80	0,7	-
18	МАН 26/4	30	100	1500	640	2,8	5,5	-	24	2,0	-	0,24	35	15,0	27,0	6,7	19,0	17,5	70	0,7	700
19	БЯХ 997	49	200	400	220	2,2	17,0	-	16	3,7	0,6	0,36	41	42,0	66,0	30,0	20,0	-	-	-	870
20	ХНГ 674	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	ХЖТ 909	38	150	240	165	3,2	5,5	-	16	1,5	0,3	0,24	56	24	23	12,5	12,5	-	-	-	520
22	БЯХ 998	50	190	900	440	3,0	5,3	-	20	4,0	0,8	0,37	45	52	72	38	22,0	-	-	-	890
23	МАН 32/6	-	-	1600	480	-	3,2	-	-	-	-	0,31	70	22	19	10,5	15,5	11	55	0,7	-
24	ТОЛ 14/4	32	80	1200	360	2,9	2,9	-	16	0,8	0,3	0,42	45,0	14	23,0	7,0	8,2	12	64	0,6	-
25	МАН 31/10	21	120	1400	360	2,2	3,5	-	3	0,6	-	0,45	45,0	15	14,0	8,9	13,5	19	85	0,6	-
26	ТБГ 683	39	140	1300	460	2,9	2,0	-	20	1,9	-	0,24	52	17	34,0	9,0	21,0	-	-	-	-
27	МНА 821	35	100	900	600	2,2	1,7	-	9	0,6	0,3	0,21	30	25	41,0	17,0	18,0	-	-	-	310
28	ТРХ 650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29	БЯХ 999	29	160	310	140	1,9	2,0	-	10	2,6	0,9	0,40	30	16	77	28	11	-	-	-	480
30	БЯХ 996	55	180	550	310	2,4	7,5	-	15	4,2	0,3	0,52	51	51	75	33	20	-	-	-	940
31	ТОЛ 14/3	25	90	1400	360	2,2	3,0	-	11	1,0	0,3	0,37	37	15,5	20,5	7,2	11,5	15	70	0,6	-
32	НРН 20/12	4,9	100	1250	150	1,5	2,9	-	12	0,6	0,3	0,27	45	29	6,4	15,5	16,5	12	43	0,5	310

Группа XV Г. Гранитные породы хангайского комплекса

1	БУ 587	10	50	1800	580	1,3	2,0	-	20	2,0	-	0,17	32	11,1	20	6,0	15,0	-	-	-	-
2	МАН 26/3	22	90	1400	640	2,2	3,8	200	14	2,0	-	0,14	31	14,2	30	6,4	16,0	20,5	52	0,5	490
3	МАН 594	52	140	540	300	3,7	7,0	-	20	2,0	-	0,21	29	12,5	23	6,4	14,5	-	-	-	-
4	ХНГ 673	32	100	880	180	2,4	2,0	-	12	0,8	-	0,09	17	35	12,4	6,3	15,0	-	-	-	290
5	ХНГ 675	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	ХНГ 671	20	140	660	200	3,4	2,0	-	14	1,2	-	0,05	19	29	12,5	6,2	19	-	-	-	-

Группа X Г. Гранодиоритовые породы эгиндабинского комплекса

1	БЯХ 994	26	80	430	370	1,4	5,9	-	7	1,6	0,3	0,45	74	195	64	76	25	-	-	-	480
2	ХНГ 672	31	60	800	480	3,0	2,0	-	15	0,4	-	0,22	60	20	18	9	16	-	-	-	670
3	БЯХ 995	44	120	700	340	2,4	10	-	15	2,8	0,3	0,32	26	31	63	28	15	-	-	-	700
4	МАН 593	23	60	420	680	2,1	4,0	-	20	2,0	-	0,31	82	74	31	20	23	15	72	3,0	-

Таблица 19 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
5	ЗБУ 916	47	110	560	500	2,6	4,5	-	19	1,6	0,3	0,36	40	71	33	24	15	-	-	-	-
6	ЗБУ 914	46	110	210	150	3,0	11,0	-	16	1,3	0,3	0,34	80	50	35	16	11,0	-	-	-	580
7	ЗБУ 917	35	130	510	350	3,0	12,0	-	13	2,0	0,3	0,34	27	70	26	21	15,5	-	-	-	500
8	ЗБУ 915	63	130	630	480	2,7	3,2	-	10	1,6	0,3	0,27	30	25	30	17	14	-	-	-	710
9	БЯХ 1004	44	200	800	560	2,7	2,5	-	10	2,8	0,5	0,12	130	56	54	43	17,5	-	-	-	500
10	МАН 29/5	17	80	1000	480	1,9	5,0	-	9	0,4	-	0,20	60	62	16	14,0	15	-	-	-	680
11	ЧУЛ 597	30	100	1500	540	2,1	3,1	180	20	2	-	0,23	58	13,5	34	6,4	15	-	-	-	-
12	ЗБУ 918	45	100	580	520	2,9	2,5	-	8	0,9	0,3	0,30	30	50	20	18	14,3	16	77	0,45	360
13	МАН 592	25	80	660	320	2,0	2,0	-	20	2	-	0,18	48	48	35	14	15	-	-	-	510
14	МАН 32/1	38	140	1100	520	3,0	4,0	-	-	-	-	0,24	52	33	16	14	17,5	-	-	-	-
15	ХТМ 942	95	220	500	200	4,7	9,7	-	19	1,8	0,3	0,28	38	30	45	24	13	-	-	-	1900
Группа XVI Г. Гранитные породы эгиндабинского комплекса																					
1	ЗБУ 920	32	160	580	140	2,6	2,2	-	12	1,2	1,2	0,28	24	25	49	22	13	-	-	-	600
2	ЗБУ 919	27	180	380	106	3,6	8,0	-	14	1,7	0,7	0,22	16,5	15	18,5	13,5	15,3	-	-	-	600
3	ХТМ 943	110	360	240	92	4,8	2,4	-	32	1,6	0,3	0,12	20	24	33	17	10	-	-	-	600
4	ЭГ 595	27	310	370	30	8,8	8,0	-	30	7	-	0,12	25	21	17,5	10	32	-	-	-	660
Группа XI Г. Гранодиоритовые породы тарбагатайского комплекса																					
1	ХТМ 94/а	26	120	520	350	2,0	2,2	-	11	0,7	0,3	0,33	62	84	56	38	11	-	-	-	450
2	ТРХ 662	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	ХНГ 665	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	ХНГ 668	34	90	1000	500	1,8	2,0	-	13	1,1	-	0,18	110	92	30	27	41	-	-	-	450
5	ХНГ 669	30	90	1000	460	1,8	2,0	-	16	1,2	-	0,20	90	56	27	17	37	-	-	-	-
6	ХНГ 670	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26	86	24	31	10	52	-	-	-	-
7	ТРХ 653	10	50	1650	520	1,9	-	-	15	0,6	-	0,22	90	34	20	14	19	-	-	-	-
8	ЧУЛ 598	26	100	1500	550	2,0	2,7	-	20	2	-	0,23	60	15	31	6,6	17	12	57	0,3	430
9	УУ 599	31	120	800	200	2,3	5,0	-	20	2,5	-	0,23	29	10	28	5,6	14,5	-	-	-	-
10	ТРХ 664	11	20	2200	500	1,5	-	-	5	0,4	-	0,20	50	18	24	10,0	22	-	-	-	-
11	ЭРД 826	23	60	1115	260	1,2	2,2	-	7	0,4	0,3	0,24	22	22	60	14	13	-	-	-	270

Таблица 19 (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
Группа XVIII Г. Гранитные породы тарбагатайского комплекса																					
1	БЯХ 1001	22	200	270	155	1,6	1,8	-	10	1,3	0,3	0,06	68	30	43	32	17	-	-	-	180
2	БЖ 855	15	240	510	310	5,8	5,0	-	39	3,2	0,6	-	30	10	13	9,0	13	-	-	-	290
3	БЖ 856	18	170	220	115	-	-	-	-	-	-	-	40	9,6	14	9,8	13	-	-	-	-
4	УУ 600	31	140	1000	180	2,4	5,0	-	20	2,0	-	0,09	12	9,6	28	5,6	14,5	-	-	-	-
5	ТБГ 685	37	230	400	140	3,1	3,0	-	26	1,7	-	-	14,5	11	19,5	6,4	16	-	-	-	-
6	НРН 680	50	260	370	100	5,8	5,0	-	27	2,7	-	0,09	20	11	15	6,3	15	13,5	47	0,3	640
7	ТРХ 655	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Группа VI Б. Габбро-диоритовые породы банатитовых формаций																					
1	БЯТ 931	17	-	54	400	0,7	20	-	4	3,1	0,3	0,48	600	110	84	50	120	-	-	-	100
2	БЯХ 991	4	10	88	310	0,2	2,9	-	10	0,6	0,3	0,28	160	140	94	220	84	-	-	-	100
3	БЯХ 990	5,7	30	82	350	0,2	9,5	-	10	0,8	0,5	0,22	120	220	94	300	105	-	-	-	100
4	ЗАГ 953	11	20	260	620	0,7	-	-	5	0,4	0,3	0,81	220	50	57	31	63	-	-	-	330
5	ЭРД 706	10	40	420	570	2,4	2,0	-	6	0,7	-	0,53	260	21	50	13,0	90	-	-	-	310
Группа XII Б. Гранодиоритовые породы банатитовых формаций																					
1	ХЧБ 709	7,5	30	1100	560	3,8	2	-	7	0,8	-	0,44	115	27	31	13	60	-	-	-	480
2	ЗАГ 950	23	90	530	320	1,7	3,1	-	13	0,9	0,5	0,52	84	50	68	28	35	-	-	-	570
3	ХЧБ 711	15	50	1600	520	1,6	2	-	8	0,5	-	0,31	100	25	26	17	41	-	-	-	580
4	ОУТ 763	6,6	40	1450	710	-	2	-	19	0,9	-	0,24	160	45	29	19	140	-	-	-	480
5	ЭРД 827	10,0	50	500	270	1,1	2,0	-	10	0,8	0,3	0,48	90	47	110	28	49	-	-	-	540
6	МНД 770	7,2	40	1450	1500	1,4	2	-	7	0,5	-	0,21	140	37	23	14	130	-	-	-	-
7	ЭРД 825	17,0	50	800	740	1,8	1,7	-	4	0,4	0,3	0,31	42	44	60	25	42	-	-	-	350
8	ЗАГ 952	26	90	560	320	2,0	28,0	-	11	0,6	0,3	0,42	74	41	70	33	33	-	-	-	450
9	МНД 771	7,2	50	1300	620	-	2	-	4	0,4	-	0,31	145	41	23	13,5	140	-	-	-	620
10	ЭРД 704	21	90	1000	320	1,3	2	-	16	1,0	-	0,27	92	19	45	11,5	62	-	-	-	-
11	ОУТ 764	11	60	1400	630	-	2	-	8	0,8	-	0,27	120	36	20	13,5	130	-	-	-	-
12	ЭРД 823	14	100	780	205	3,2	4,5	-	15	1,0	0,3	0,22	14	19	50	15	17	-	-	-	340
13	ЗАГ 982	27	50	440	270	1,2	12,0	-	10	0,6	0,3	0,40	120	78	84	38	37	-	-	-	290
14	СБЛ 744	8,6	90	1250	700	3,1	2	-	15	0,8	-	0,17	34	18,5	21	11,5	27	-	-	-	-

Таблица 19 (окончание)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
15	ХЧБ 714	17	80	1600	370	1,7	2	-	8	0,5	-	0,22	47	30	30	13	50	-	-	-	320
16	ЗАГ 962	114	60	345	94	1,7	4,6	-	10	0,8	1,3	0,19	18	13,6	20	10	10,5	-	-	-	280
17	ЗАГ 951	23	130	860	190	2,4	7,0	-	19	0,8	1,0	0,24	24	29	50	28	24	-	-	-	580
Группа XVIII Б. Гранитные породы банатитовых формаций																					
1	МДХ 759	5,0	50	470	42	1,8	2	-	13	0,6	-	0,30	21	10,5	17	9	19	-	-	-	220
2	МДХ 760	7,0	60	300	29	2,0	2	-	16	1,1	-	0,20	17,5	12	17	9,2	19	-	-	-	-
3	СЛН 774	2,5	120	810	190	2,8	2	-	9	2,0	-	0,19	28	18,5	18,5	8,6	23	-	-	-	510
4	ИУЛ 739	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	40	17	20	10	22	-	-	-	-
5	ДЗУ 866	10,0	110	180	86	3,0	1,7	-	11	1,3	0,3	-	37	13,5	15	11,5	11	-	-	-	150
6	ДЗУ 861	7,1	190	200	95	2,2	3,4	-	21	1,2	0,8	-	35	10	12	10,5	13,5	-	-	-	200
7	ЭРД 708	41,0	210	720	210	2,0	2	-	18	0,9	-	0,11	41	18	23	11,0	20	-	-	-	-
8	ЗАГ 956	13,0	80	340	70	3,8	7,6	-	10	2,0	2,2	0,06	13	15	25	12	13	-	-	-	220
9	СХС 718	4,7	110	1000	140	1,5	2	-	5	0,4	-	0,05	12	16	19	6,1	20	-	-	-	-
10	ЭРД 829	5,5	60	250	32	1,9	1,5	-	10	0,8	0,3	0,15	16,5	23	20	17	19	-	-	-	220
11	МДХ 757	8,8	100	62	16	2,4	2	-	16	0,9	-	0,06	9,2	13,5	18	6,6	20	-	-	-	-
12	ШБТ 730	9,3	70	730	110	2,4	2	-	14	0,6	-	0,08	15,0	45	28	11,0	30	-	-	-	170
13	УРМ 715	6,4	110	1100	87	1,5	2	-	12	0,4	-	0,05	12,0	15	16	5,8	21	-	-	-	270
14	ЗАГ 961	6,0	230	30	11	2,5	11	-	14	2,0	0,3	0,03	10,5	13,5	14	9,8	10	-	-	-	70

Редкие элементы в породах гранитной и щелочногранитоидной формации орогенного этапа

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
Группа I-O. Нормальные граниты																							
1	СН 552	11	160	4800	490	1,4	3	-	-	-	24	1,9	-	0,23	29	11,0	6,8	5,6	15	-	-	-	-
2	МР 521	15	120	500	180	1,6	5	270	780	16	20	2	-	0,24	14	9,8	14	6,0	15	-	-	-	-
3	МР 23/10	6,8	120	2400	520	4,0	5	390	455	-	30	2	-	0,47	16	10	16	6,6	22	-	-	-	-
4	НМР 26/8	-	-	3200	280	-	3,8	-	-	-	-	-	-	0,48	36	9,0	6,8	9,0	8	25	48	0,4	-
5	НМР 26/4	-	-	1400	240	-	4,5	-	-	-	-	-	-	0,44	38	18,5	6,9	10,5	6,0	27	66	0,8	-
6	НМР 695	12	90	6000	310	0,9	2,9	130	-	-	14	1,0	-	0,39	40	10,0	11,0	6,4	11,0	15,5	57	0,4	-
7	МАН 31/13	34	180	8300	580	1,5	4,4	-	-	-	27	0,9	0,3	0,49	43	14	11,5	8,8	8,6	28	76	0,7	-
8	МР 514	1,3	100	1250	230	2,5	3,6	200	-	-	30	2	-	0,27	22	11,0	18	6,7	16,5	18	52	0,55	-
9	СН 553	1,8	130	2600	310	2,1	2	-	-	-	20	3	-	0,20	29	9,2	7,2	4,0	13	-	-	-	-
10	МР 503	17	120	2200	410	2,8	2	320	280	-	20	2	-	0,28	36	15,0	23	7,6	17,5	-	-	-	-
11	НМР 693	11	120	1900	250	3,0	5	250	-	-	31	1,7	-	0,31	60	17,0	16	10,0	18	-	-	-	-
12	МАН 31/10	21	120	1400	360	2,2	3,5	-	-	-	5	0,6	-	0,47	45	15,0	14	8,9	13,5	19	85	0,6	-
13	СН 557	9,4	170	1300	350	4,4	5	-	-	-	20	2	-	0,24	41	11,5	16	6,2	16	-	-	-	-
14	СН 558	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	0,24	40	10,0	16	6,3	18	-	-	-	-
15	НРН 20/13	18	100	3600	310	3,0	3,4	-	-	-	19	1,1	0,3	0,24	26	13,5	3,7	10,5	16,5	19	46	0,5	170
16	ДОТ 313	17	80	1500	400	4	5	400	380	21	Не обн.	-	-	0,25	30	4,5	11,7	5,0	9,2	-	-	-	-
17	КО 225	12	130	1300	260	-	5	550	540	25	28	1,1	-	0,20	27	7,0	13,5	7,0	8,2	-	-	-	-
18	ДОТ 311	29	120	-	5	5	5	350	700	30	49	1,4	-	0,14	26	4,4	8,4	5,6	13,5	-	-	-	-
19	КР 404	17	130	1500	250	-	5	170	260	20	1,3	0,5	-	0,20	25	7,7	13,0	7,0	10,0	-	-	-	-
20	МР 501	33	180	530	300	3,4	2	167	140	27	20,0	2	-	0,12	23	12	19	7,6	16	-	-	-	500
21	ДОТ 309	26	130	3000	440	2,0	5	330	280	23	8,4	-	-	0,18	28	4,3	15	5,6	7	-	-	-	-
22	КБО 698	18	120	1700	190	2,0	2	-	-	-	15	2,6	-	0,07	22	30	23	6,4	14	-	-	-	-
23	ШРГ 559	-	-	-	-	-	4	2	-	-	-	-	-	0,18	29	12,2	17	6,0	15	-	-	-	-
24	ДОТ 314	38	200	850	190	-	5	-	-	-	0,7	0,3	-	0,16	23	40	17	12,5	21,0	-	-	-	-
25	КО 88	-	-	950	110	-	5	160	180	36	25	3,3	-	0,09	19	4	23	5,2	5	-	-	-	-
26	НК 245	7	140	1200	140	-	5	200	500	14	10	1,8	-	0,15	20,5	3,7	13,0	6,0	6,1	-	-	-	-
Группа II-O. Лейкократовые граниты																							
1	НМР 24/5	-	-	560	130	-	4,5	-	-	-	-	-	-	0,25	30	14	7,2	10,5	7	20	48	0,6	-
2	НМР 24/4	-	-	530	80	-	5,0	-	-	-	-	-	-	0,26	23	13	6,8	8,8	8	15	38	0,5	-
3	КР 406	19	80	-	-	-	2	250	340	34	-	-	-	0,22	20	8,4	8,0	7,6	10	-	-	-	-

Таблица 19а (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
4	БУ 588	1,7	70	440	48	1,0	2	-	-	-	20	2	-	0,17	17	17,0	8,8	5,0	12	-	-	-	-
5	СЛН 853	33	190	470	115	3,9	2,7	340	-	-	22	1,6	0,3	0,23	35	9,0	13	7,8	10,5	17,5	43	1,1	740
6	ДОТ 312	22	130	-	-	-	5	460	480	26	0,95	0,5	-	0,24	18,5	2,8	8,4	4,0	7,0	-	-	-	-
7	М 12/58	-	-	-	-	-	-	550	160	32	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	ТРХ 667	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	20	13,5	17	5,8	17	-	-	-	-
9	ДОТ 322	6	110	580	110	2	5	570	620	25	6	0,4	-	0,14	23	5,8	14,2	5,0	5,2	-	-	-	-
10	ДОТ 310	29	120	760	240	8	5	580	640	30	17	0,7	-	0,24	29	4,8	12,0	5,5	8,0	-	-	-	-
11	БУ 586	28	150	580	130	2,8	5	-	-	-	30	2	-	0,17	18,5	28	18	6,2	16,0	-	-	-	-
12	ЗАГ 973	8	130	280	28	2,2	6,7	-	-	-	10	0,5	1,5	0,17	14	17	20	11,5	10,0	-	-	-	280
13	НРН 20/14	2	70	1000	150	1,5	2,9	350	-	-	22	0,8	0,3	0,17	42	20	4,7	13	12,0	12	38	0,6	190
14	СЛН 851	53	210	200	68	2,7	15,0	-	-	-	19	1,0	0,3	0,12	34	9,6	18	10	13	-	-	-	860
15	БУ 589	11	110	740	190	3,4	2	-	-	-	20	2	-	0,16	12	9,8	17	5	13	-	-	-	-
16	НРН 19/12	12	280	440	140	2,5	5,0	120	-	-	24	3,2	0,3	0,14	15	9,0	5,4	6,6	9	50	33	0,6	100
17	НМР 694	7,6	140	640	170	0,6	1,6	-	-	-	12	2,1	-	0,06	15	10	11,5	6,2	14	28,4	30	0,5	-
18	УУ 601	15	160	720	160	4,9	5	-	-	-	20	2,2	-	0,13	22	12	11	7,6	14,5	-	-	-	-
19	ЧУЛ 1010	60	240	210	130	5,7	5,4	-	-	-	21	2,2	0,5	0,06	41	13,5	15	14,4	13	-	-	-	760
20	ЗАГ 969	9,2	130	190	70	2,0	2,7	-	-	-	12	1,6	0,3	0,10	14	21	20	13,0	10	-	-	-	190
21	КД 359	48	150	410	200	-	5	170	260	22	3,2	2,3	-	0,10	17,6	5,2	25	4,6	4,8	-	-	-	-
22	СЛН 846	19	160	190	120	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	35	11,5	13	10	12	-	-	-	-
23	НРН 19/10	42	290	660	145	5,4	5,0	-	-	-	22	2,1	0,3	0,22	23	13,8	3,4	7,4	7,0	50	38	0,5	170
24	ТРХ 663	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10	15,5	13,5	17	6,0	20	-	-	-	-
25	ИД 574	-	-	-	-	-	2	-	150	-	-	-	-	0,12	17	8,8	16	5,0	12	-	-	-	-
26	М 1/58	-	-	-	-	-	-	280	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	НК 246	7,9	140	400	110	-	5	600	600	22	23	0,9	-	0,12	16,5	2,6	11	4,5	5,2	-	-	-	-
28	СЛН 845	34	250	120	72	4,4	5,6	-	-	-	16	1,7	0,3	0,04	28	9,4	10	8,6	11,0	-	-	-	420
29	ТРХ 652	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	8,8	22	17	6,0	17,5	-	-	-	-
30	КР 408	39	190	270	27	-	2	350	240	25	1,3	0,9	-	0,08	13	3,8	10	4,0	9,0	-	-	-	-
31	СХ 40/11	5,9	100	460	110	2,4	2	260	260	-	20	2	-	0,12	8,9	10	18	6,7	22	-	-	-	-
32	ШУ 580	6,7	140	400	110	3,7	5	-	210	-	38	1,8	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	СН 550	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	0,05	12	11	12	5,6	11	-	-	-	-
34	ЦЭЦ 727	51	190	720	150	4,6	2	-	-	-	23	2,5	-	0,11	26	13,5	18	7,4	16	-	-	-	-
35	КБО 30/56	3,5	170	48	20	4,1	1,3	-	-	-	30	2,4	0,3	0,08	11,5	4,3	10,5	3,8	6,6	5	32	0,5	-
36	КБО 30/5а	-	-	690	160	-	2,1	-	-	-	-	-	-	0,11	20	7,2	11,5	6,2	6,0	27	30	0,6	-
37	ШУ 131/15	24	150	220	25	4,5	4	-	-	-	52	2,9	-	0,12	12	9,6	18	6,4	16	-	-	-	-

Таблица 19а (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zr	Tl	F
38	ШРГ 560	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	0,08	14	9,8	13	5,0	12	-	-	-	-
39	ТЦ 565	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	0,07	14,1	10,2	12	6,4	13	-	-	-	-
40	НК 231	31	260	90	15	-	4	640	220	27	17	2,2	-	0,06	14,5	3,0	8	3,4	10	-	-	-	-
41	ДОТ 316	15	150	300	150	4	5	330	250	39	35	4,6	-	0,14	22	13,0	16	7,5	12,5	-	-	-	-
42	СН 554	30	120	100	47	2,6	2	-	-	-	20	2	-	0,12	15,5	11,0	12	6,0	12	-	-	-	-
43	НРН 19/13	-	-	210	100	-	2,7	-	-	-	-	-	-	0,10	18	9,2	4,8	8,0	9	25,5	32	0,6	100
44	НРН 19/14	18	310	160	71	3,2	3,8	60	-	-	18	1,6	0,5	0,12	16	6,0	5,6	5,8	4,2	32	30	0,5	100
45	КБО 30/58	-	-	36	16	-	1,5	-	-	-	-	-	-	0,01	14,5	5,2	10	5,0	5,2	4	26	0,7	-
46	ШАР 677	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	8,7	17	5,0	19	-	-	-	-
47	ШАР 678	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	11	20	8,1	21	-	-	-	-
48	ХИГ 679	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	35	12,4	6,3	15	-	-	-	-
49	ТОЛ 835	41	140	220	33	2,4	5,0	-	-	-	26,0	1,3	0,3	-	10	18,5	9,6	7,2	14	-	-	-	360
50	Ф 858	-	-	190	78	1,4	3,5	-	-	-	11	1,0	0,3	-	40	15	13	10,0	14	-	-	-	940
51	СЛН 859	23	120	390	100	1,8	27	-	-	-	13	0,5	0,3	-	33	9,9	10	10,4	12	-	-	-	310
52	ДЗУ 864	32	150	125	54	2,5	4	-	-	-	9	0,6	0,3	-	36	10	13	8,6	10,5	-	-	-	310
53	ДЗУ 865	30	240	150	78	2,4	1,7	-	-	-	16	1,1	0,3	-	34	9,8	15	11,0	12	-	-	-	280
Группа III-О. Субщелочные граниты																							
1	Ч 183	26	130	250	25	2	7	220	270	12	3,9	0,7	-	Сл.	16	4,5	19	5,0	8,0	-	-	-	-
2	УР 530	40	140	300	36	7,8	6	500	310	-	40	3,8	-	0,17	11	8,8	19	6,2	14,0	-	-	-	-
3	СХ 247	20	110	400	15	4,2	5	690	695	-	30	2	-	0,17	12	8,8	18	5,6	14,5	-	-	-	-
4	СХ 40/5	12	120	740	Сл.	5,8	5	600	920	-	30	2,6	-	0,14	11,8	11,0	35	10,2	22	-	-	-	-
5	НК 237	12	150	190	19	-	5	240	500	27	5	-	-	0,09	16,0	3,1	12	4,3	56	-	-	-	-
6	СХ 40/3	5	110	250	10	3,4	3	350	600	-	20	2,8	-	0,12	15	13,5	25	10,0	25	-	-	-	-
7	СХ 40/24	19	100	360	3,2	4,6	5	370	680	-	20	2	-	0,12	14	10,0	20	7,6	17,5	-	-	-	-
8	НК 234	-	-	-	-	-	12	380	510	23	9,6	-	-	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	НК 232	10	150	350	21	-	5	410	450	25	12	-	-	0,08	16	2,8	14	4,7	13	-	-	-	-
10	СХ 39/6	4,4	120	760	11	3	2	250	155	-	20	2	-	Сл.	5,0	12	25	6,6	24	-	-	-	-
Группа IV-О. Щелочные граниты																							
1	МР 13/3	6,7	190	12	2	4,6	5	420	690	-	70	5	-	0,05	14	12,5	54	10	22	-	-	-	-
2	ШРГ 561	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	0,08	10,2	8,8	13	5,0	12	-	-	-	-
3	УР 525	180	230	8	Не обн.	13	2	140	108	-	20	2	-	0,06	4,2	6,9	16	4,0	12	-	-	-	1700

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
4	СН 556	10	190	22	10	7,6	6	-	-	-	50	2,6	-	0,11	12	30,0	15	6,2	18	-	-	-	-
5	ТЦ 572	16	90	80	Сл.	3,8	2	-	430	-	20	2	-	0,12	14	8,8	12,5	5,0	12	-	-	-	-
6	ТЦ 573	18	80	33	"	2,5	2	-	430	-	20	2	-	0,13	19	23,0	13	6,0	13	-	-	-	-
7	ШРГ 562	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	0,05	12	38,0	14	6,4	13	-	-	-	-
8	ТЦ 567	22	90	28	5	4,0	2	-	450	-	20	2	-	0,13	19	9,6	12,5	6,4	13	-	-	-	-
9	УР 526	200	220	8	Не обн.	5,9	5	130	141	-	20	2	-	0,05	5,0	8,0	20,0	4,8	17,5	-	-	-	-
10	НК 243	34	150	7,6	5,5	5	5	420	1600	30	20	0,6	-	0,12	18,5	3,0	12,0	9,0	5,3	-	-	-	-
Группа V-0. Редкометалльные фаши нормальных гранитов																							
1	ХРХ 32/6	85	120	760	250	2,5	3,5	-	-	-	23	1,1	0,3	0,43	60	38	38	28	18,0	18	52	0,7	440
2	ХРХ 32/7	89	140	1200	130	2,1	3,2	-	-	-	29	2,3	0,3	0,34	27	9,0	20	11,5	8,3	24,5	66	0,6	360
3	УР 36/1	53	180	950	230	8,8	7	150	250	-	40	8,0	-	0,12	11	9,8	16	5,6	16	-	-	-	1250
4	СЛН 860	98	270	600	140	6,6	2,4	-	-	-	38	2,6	0,5	0,38	28	13	14	7,0	9,0	26	55	0,4	-
5	УР 36/2	81	200	440	25	11,0	9	340	320	-	80	6,8	-	0,11	11	8,8	22	5,8	16	-	-	-	-
6	ХРХ 32/8	66	220	870	160	4,8	3,5	-	-	-	34	1,4	0,3	0,29	26	7,4	20	9,8	11	14	48	0,6	760
7	ХРХ 32/16	33	130	830	160	2,4	4,5	-	-	-	34	1,6	0,3	0,19	19,5	13,0	6,2	8,0	10	37	115	1,8	320
Группа VI-0. Редкометалльные фаши лейкократовых гранитов																							
1	УР 527	42	130	9,6	5	7,9	10	700	615	-	80	5,4	-	0,11	14	12,5	19,5	7,8	16	-	-	-	2500
2	УР 531	46	140	20	6	11,0	9	1570	Очень много	-	120	7,6	-	0,12	9	8,8	18,0	7,4	16	-	-	-	-
3	УР 528	47	140	150	8	8,3	24	280	320	-	90	4,7	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	ШРГ 563	140	360	14	15	11,0	15	-	-	-	120	10,0	-	0,07	14	12	16	7,4	16	-	-	-	-
5	ХРХ 32/10	15	240	56	15	8,8	9,5	-	-	-	130	5,6	1,75	0,10	11,5	2,6	13	4,9	6	100	52	0,6	250
6	ШРГ 564	170	410	9	2	8,9	31	-	-	-	130	8,6	-	0,07	12	10	16	5,6	13,5	-	-	-	-
7	УР 529	73	200	8	1	4,7	5	210	-	-	90	5,4	-	0,07	9	7	18,5	6,0	30	-	-	-	-
8	ХРХ 32/11	51	420	150	24	7,0	16	-	-	-	66	3,6	0,3	0,11	10,5	3,3	17,5	5,0	6	82	66	1,9	320
9	ХРХ 32/14	19	550	450	17	4,3	20	-	-	-	110	10	0,3	0,07	13	7,4	19,5	9,0	7	150	46	1,1	1700
10	ХРХ 32/15	220	530	41	16	6,3	15	-	-	-	140	10	0,3	0,09	10,5	6,0	5,2	5,8	6	83	33	1,8	4200
Группа VII-0. Щелочные граниты в составе нефелин-сиенитовых комплексов																							
1	БХ 197	60	160	630	140	-	700	160	1440	37	140	4,5	-	0,27	31	7,6	78,0	9,0	6,9	-	-	-	-
2	МР 18/4	16	90	1350	250	3,5	5,7	550	740	30	70	6,4	-	0,39	35	12,2	20,0	9,0	16	17,5	57	0,4	660

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
3	ТХ 34	37	150	-	-	-	5	440	410	11	120	7,4	-	0,19	19,7	5,4	7,0	6,2	5,8	-	-	-	-
4	ДТ 64Г	-	-	200	11	-	5	680	2700	47	-	-	-	0,17	20	3,8	10,5	8,4	68	-	-	-	-
5	БХ 199	-	-	550	83	-	140	900	370	18	37	3	-	0,22	24	5,4	52,0	9,2	84	-	-	-	-
6	МР 506	7,2	170	740	240	5,0	13	350	470	48	70	7,5	-	0,19	14	8,8	18,0	6,0	15	25	62	0,4	630
7	ДТ 517/58	-	-	-	-	-	-	520	2000	17	-	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	А 29/58	-	-	-	-	-	40	1100	2400	46	1800	62	-	0,02	23	10,0	16,0	14,0	21,5	-	-	-	-
9	БХ 57	-	-	210	38	-	5	700	1200	30	78	5,3	-	0,26	30	7,8	35,0	9,4	82,0	-	-	-	-
10	ДТ 130	73	200	28	6	-	15	420	1500	43	360	17	-	0,18	24	7,4	19,5	12,5	10,0	-	-	-	-
11	МР 18/13	5,5	170	320	130	5,0	6,5	180	500	70	100	6,6	-	0,14	9,2	8,8	17	5,8	16,0	29	40	0,6	140

Группа II Н. Мезократовые нефелиновые сиениты и метасиениты

1	ОХ 402	10	40	4000	2100	1,0	5	200	70	6,0	20	2,0	-	0,57	18,5	15,0	21	7,6	22,0	-	-	-	-
2	УЭ 367	6,0	90	3100	2000	-	7	120	480	10,0	56	3,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	ОХ 396	4,9	10	2300	1400	2,3	5	170	190	16,0	30	3,4	-	0,75	37,0	18,0	38	11,5	27,0	-	-	-	-
4	ОХ 399	10,0	100	1900	360	2,5	5	100	388	-	50	8,4	-	0,76	27,0	15,5	15	8,8	22,0	-	-	-	-
5	ОХ 353	4,7	70	2500	1500	1,4	5	330	225	-	30	2,4	-	0,57	22,0	15,0	21	10,0	27,0	-	-	-	-
6	КС 17/2	20,0	100	570	530	0,5	12	510	-	16	10	4,0	0,7	0,71	105,0	18,0	30	14,6	29,0	15	87	0,6	-
7	УХ 390	6,4	50	2700	1900	1,0	5	280	190	6	57	2,6	-	0,58	30,0	9,7	14	10,5	9,0	-	-	-	-
8	КС 17/3	5,0	50	1200	450	0,3	6,3	260	-	10	ОЛ	2,0	-	-	29,0	15,5	29,0	18,5	12,0	12	90	0,4	-
9	УХ 391	22,0	80	4000	1950	He _{обн.}	5	280	60	6	36	1,5	-	0,33	21,0	9,8	19,5	7,4	7,0	-	-	-	-
10	УЭ 365	12,0	80	2300	2100	-	5	300	120	7	16	1,8	-	0,37	18,5	7,8	27,0	6,0	9,0	-	-	-	-
11	МР 511	21,0	60	13700	2200	2,5	10	100	160	9,6	30	2,0	-	0,65	14,0	12,0	18,0	6,6	20,0	-	-	-	-
12	ХУ 393	1,3	He _{обн.}	6200	3200	1,0	5	280	160	10,0	-	-	-	0,38	21,0	9,0	17,0	7,2	9,2	-	-	-	-
13	КА 6	-	-	-	-	-	-	180	180	9,0	-	-	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	ПА 15/9	5,5	70	1000	150	0,4	10,5	190	-	3,0	40	1,3	1,8	0,10	21,0	18,0	18,0	13,0	29,0	12	71	0,5	1200
15	ХУ 387	7,4	70	5900	1300	He _{обн.}	5	20	80	7,0	25	1,3	-	0,81	24,0	10,5	9,0	9,0	5,0	-	-	-	-
16	МР 513	10,0	70	3200	880	1,0	5	210	-	-	20	2,0	-	0,42	10,0	10,5	16,5	4,9	18,0	-	-	-	-
17	ДД 14/8	18,0	90	910	480	1,3	5	190	-	13,0	30	2,0	-	0,22	14,0	29,0	22,0	11,5	33,0	-	-	-	-
18	ДХ 378	6,3	20	2100	2500	2,0	5	240	250	6,0	87	2,9	-	0,24	23,0	8,2	20,0	6,2	13,5	-	-	-	-

Таблица 19а (продолжение)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
Группа III Н. Редкометалльные фаши нефелиновых сиенитов, дитроиты, миаскиты																							
1	MP 18/2	60	70	820	760	5,2	4,8	380	370	22	60	5,2	1,2	0,99	100,0	12,0	27,0	9,8	33,0	11,0	50	0,7	740
2	MP 17/4	70	180	1500	1300	3,3	9,5	430	480	11	70	7,6	0,7	0,65	12,0	10,0	25,0	6,2	26,0	8,0	72	0,45	1500
3	ДД 15/20	60	190	60	125	0,7	8,5	360	-	10	25	8,0	1,6	0,15	33,0	28,0	21,0	28,0	15,0	21,0	140	0,5	-
4	MP 517	60	200	4	Сл.	-	5,0	500	57	11	30	2,6	-	0,37	6,4	8,8	17,0	5,0	14,5	-	-	-	-
5	MP 504	13	70	660	270	1,9	5,0	320	360	14	80	7,2	0,8	0,29	9,1	9,9	18,0	5,8	16,0	17,5	36	0,4	500
6	MP 17/2	28	100	500	250	3,4	8,0	390	380	6	90	6,4	0,8	0,28	11,5	9,8	25,0	6,0	14,5	11,0	56	0,55	620
7	ЦА 12/25	50	80	620	270	0,6	20,0	110	-	4	23	2,1	-	0,06	22,0	15,5	12,0	9,4	17,0	10,0	63	0,30	100
8	КД 364	32	100	1300	290	1,0	4,0	210	370	8	76	4,6	-	0,40	21,0	7,9	24,0	7,0	12,4	-	-	-	-
9	КД 360	24	120	1300	400	1,0	5,0	160	390	10	43	2,0	-	0,43	19,0	6,8	19,0	6,6	10,5	-	-	-	-
10	MP 505	66	100	2000	690	4,5	5,0	373	430	18	60	4,4	-	0,42	12,0	10,0	15,0	6,6	20,0	28,0	62,0	0,45	210
11	УЭ 366	29	110	780	630	-	5,0	100	160	8	20	1,5	-	0,39	17,5	4,9	18,5	6,0	6,3	-	-	-	-
12	ДД 14/9	25	110	140	86	1,6	2,0	140	-	19	30	2,0	-	0,23	9,0	10,0	16,0	5,6	20,0	-	-	-	-
13	ДД 14/12	34	140	580	350	2,8	2,0	160	-	4	40	2,0	0,6	0,09	10,0	11,0	13,0	5,8	21	-	-	-	-
14	MP 18/8	120	80	110	100	3,6	7,0	280	600	6	70	5,8	0,7	0,17	11,0	10,0	17,0	5,0	15,0	13,0	45	3,0	720
15	УА 68/59	-	-	220	95	8,0	9,0	280	620	12	42	3,5	-	Сл.	22,0	8,2	10,5	7,6	96,0	-	-	-	-
16	MP 516	51	130	90	180	4,8	8,0	40	390	16	60	6,4	-	0,17	12,0	12,2	14,0	5,0	14,0	-	-	-	-
17	MP 522	37	190	530	450	5,4	2,5	260	240	24	40	4,4	3,0	0,24	20,0	19,0	7,2	5,2	14,5	40,0	42	0,6	470
18	ТХ 49	160	130	-	-	2,0	5,0	370	270	14	-	-	-	0,15	20,5	4,1	11,5	4,8	5,2	-	-	-	-
19	ДД 567	39	120	400	150	2,4	4,6	50	-	6	30	2,6	-	0,04	5,2	8,8	12,0	4,0	18,0	-	-	-	-
20	КД 363	65	150	200	90	-	5,0	300	200	14	55	1,1	-	0,28	17,0	3,8	30,0	4,2	7,2	-	-	-	-
Группа IV Н. Лейкократовые нефелиновые сиениты																							
1	ОХ 400	3,6	90	400	380	3,5	5	140	200	10	20,0	2,0	-	0,30	16,0	14,5	17,0	5,5	17,0	-	-	-	-
2	ЦА 12/27	8,0	90	140	105	0,4	10,0	70	-	4	10,0	0,4	0,6	0,03	18,5	16,0	9,4	10,0	23,0	7	45	0,55	100
3	ЦА 13/22	3,9	90	49	44	0,4	22,0	70	-	4	10,0	0,4	0,3	0,02	17,0	13,0	15,0	10,0	20,0	7	56	0,3	-
4	ЦА 12/29	6,6	20	40	35	1,4	13,0	80	-	7	10	0,4	0,3	Сл.	20,5	14,0	16,0	10,5	17,0	15	77	0,3	100
5	ДД 15/19	10,0	80	45	94	1,2	25,0	230	-	15	He _{обн.}	2,0	4,0	0,05	18,5	15,5	21,0	9,8	20,0	25	90	0,9	-
6	ДД 15/11	30	120	225	160	1,5	7,6	200	-	10	He _{обн.}	3,0	2,0	0,11	10,0	14,0	21,0	6,6	20,0	17,5	47	0,3	-
7	ЦА 12/17	5,4	140	-	-	0,3	12,0	30	-	3	10	0,4	-	0,04	24,0	15,5	9,4	13,0	17,0	-	-	-	-
8	ДД 15/15	8,0	190	180	108	0,7	4,5	170	-	12	He _{обн.}	2	2,2	0,07	10,0	12,5	6,6	7,2	17,0	21	25	0,5	-
9	ЦА 12/23	0,7	140	86	120	0,4	10,0	30	-	3	10	0,4	0,5	0,012	18,0	15,0	8,0	7,8	18,0	8,5	47	0,5	100
10	ДД 14/16	10,0	90	175	155	1,4	5,5	200	-	12	He _{обн.}	5,0	0,8	0,10	13,5	12,5	9,4	5,4	16,5	22,0	70	0,4	-

Таблица 19а (окончание)

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	ΣTR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F
11	КС 569	7,5	90	70	74	2,0	4,8	110	-	3	30	3,0	0,5	0,024	5,0	9,6	12,0	4,0	13,5	9,3	72	0,45	-
12	ЦА 13/23	2,8	80	140	125	1,0	5,0	-	-	3	20	2,0	-	-	9,0	8,8	13,0	3,3	14,0	-	-	-	-
13	КС 17/10	10,0	100	235	105	1,4	4,2	100	-	6	Сл.	5,0	1,2	0,14	15,0	12,0	8,8	5,0	16,0	9,3	87	0,70	-
14	ЦА 13/21	3,4	130	47	48	0,9	5,2	120	-	5	10	0,4	1,0	0,024	18,0	14,5	7,4	7,0	17,0	7,0	50	0,55	-
15	КС 17/6	He _{обн.}	90	42	37	0,6	4,8	70	-	4	He _{обн.}	He _{обн.}	2,5	0,07	10,0	11,5	10,0	4,0	16,0	17,0	40	0,40	-
16	ДД 14/22	10,0	90	170	94	0,7	4,2	120	-	4	36	3,0	0,3	0,11	13,0	12,0	10,5	4,8	17,0	14,8	56	0,30	-
17	АГ 45	7,7	30	180	80	2,0	13,0	190	1000	76	0,2	0,1	-	Сл.	15,5	3,7	4,5	10,5	6,2	-	-	-	-
18	ТХ 33	11,0	30	-	-	3,0	5,0	340	460	14	140	32,0	-	0,012	21,0	6,2	5,0	6,6	5,4	-	-	-	-

Группа I Н. Меланократовые нефелиновые сиениты, ийолиты, ювиты

1	ЦА 12/13	28,0	10	360	800	0,4	2,9	250	-	4	15	0,4	0,3	0,84	110	20	27	19	32	7	83	0,45	1400
2	ДХ 376	4,4	He обн.	31	300	-	-	220	-	-	-	-	-	0,66	160	15	50	17	60	-	-	-	-
3	ЦА 12/19	29,0	20	220	520	0,3	5,7	90	-	3	7	0,4	0,6	0,29	98	13	25	72	91	11	48	0,55	400
4	ДД 15/19	20,0	40	-	-	-	-	-	-	14	10	2	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	ДХ 371	12,0	10	350	800	-	-	230	-	-	-	-	-	0,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	ЦА 13/6	5,9	10	400	700	0,3	3,0	150	-	7	5	0,4	-	0,36	78	20	20	14	20	7,8	87	0,65	-
7	ДХ 377	5,7	10	280	950	-	5	260	-	-	-	-	-	1,81	165	70	50	46	56	-	-	-	-
8	ЦА 12/11	7,5	10	340	740	0,3	2,0	230	-	6	8	0,4	0,7	0,59	120	15	23	28	31	7	57	0,65	420
9	ВХУ 392	7,5	20	220	910	н. о.	5	330	210	8	13,0	2,5	-	0,64	28	14,5	26	13	14	-	-	-	-

В серии таблиц типа табл. 21 сравниваются значения средних содержаний и дисперсий отдельных редких элементов и их отношений в группах габброидов, гранодиоритов и гранитов трех геосинклинальных формаций. В наиболее обширной и трудно дискриминируемой группе пород среднего состава (диориты, гранодиориты), внутри формаций рассмотрены также региональные фации, совпадающие в основных своих объемах с комплексами: в габбро-диорит-плагиогранитоидной - тэлминский комплекс миегеосинклинальных зон каледонид Северной и Центральной Монголии и дзурунтайский комплекс южномонгольской герцинской зоны; в гранодиоритовой формации - хангайский, эгиндабинский и тарбагатайский комплексы, фациальный смысл которых рассмотрен выше. В группу гранитов, помимо геосинклинальных, введены для сравнения две фации гранитов гранитной-щелочногранитоидной формации орогенного этапа - нормальных гранитов (огнитский, бреньский, нумургинский комплексы Восточной Тувы и Северной Монголии) и лейкократовых гранитов (помимо перечисленных, шараусгольский комплекс Центральной Монголии). Напротив, имеющийся материал не позволил сформировать выборки отдельно по габбро-монцит-плагиосиенитовой и адамеллит-граносиенит-порфириновой формациям, которые рассматриваются совместно как банатитовые, хотя и имеют определенные геохимические различия, показанные нами, в частности, на примере изотопов серы сульфидов из месторождений Чаган-Субурга (первая формация) и Эрдентуин-Обо (вторая) (Тугаринов и др., 1973).

Данные таблиц типа табл. 21 сведены в табл. 22, в которой величины содержаний и дисперсий элементов и отношений различаются только качественно, т.е. больше-меньше, значимо-незначимо (при 95% уровне значимости). Таблица с полной определенностью показывает геохимическое своеобразие и самостоятельность каждой из выделенных формаций. Наиболее сильные различия прослеживаются между банатитовыми, с одной стороны, и палингенными габбро-диорит-плагиогранитоидной и гранодиоритовой формациями - с другой. Последние четко отличаются от банатитов повышенными содержаниями литофильных редких элементов. Во всех группах пород, т.е. габбро, гранодиоритах и гранитах, выше содержания Li, Rb, Ba, в габбро и гранодиоритах - Be, Nb, Ta, в гранодиоритах и гранитах - Sn. Напротив, в банатитах оказываются повышенными Cu, V, Co. Соответственно, сильные различия имеются и в ряде характеристических отношений, например: K/Rb, Li/Mg, Ba/Sr, Sr/Ca, Co/Ni.

Дисперсии содержаний и отношений для большинства элементов выше в палингенных формациях, чем в банатитовых, что особенно хорошо подтверждается при учете только значимых величин: x и s^2 . В первых более высокие значения имеют дисперсии содержаний и отношений практически всех рассмотренных литофильных редких элементов, а также Cr в габбро и гранодиоритах, Co и Ni в гранитах. В банатитах во многих случаях сильнее диспергируют Sr, V, Cu, Co и отношения Sr/Ca, Co/Ni, V/Cr. Здесь необходимо обратить внимание на два момента.

1. Раньше на основании общего анализа интрузивных и палингенных процессов в качестве критериев потенциальной рудоносности интрузий на определенные элементы были предложены высокие дисперсии этих элементов (Таусон и др., 1965) и их отношений с элементами-носителями (Павленко, Филиппов, 1971), причем последний критерий предлагался только для палингенных образований. Приведенные данные полностью подтверждают эти положения для габбро-диорит-плагиогранитоидной и гранодиоритовой формаций. Действительно, с ними связаны концентрации литофильных редких элементов, главным образом в пегматитах, которые совершенно неизвестны в связи с банатитами. Для последних дисперсионный критерий получает подтверждение на территории МНР лишь для меди. Однако в связи с торгалыкским комплексом Тувы (Геология СССР, 1966), который с полным основанием может быть отнесен к банатитам, известно месторождение Хову-Аксы с концентрациями V и Co. С учетом этого критерий дисперсии отношений будет применим также и к банатитовым формациям. Высокие дисперсии типичных "габброидных" элементов - Sr, V, Co - и соответствующих отношений могут подтверждать выплавление первичных расплавов, формирующих банатиты из базальтового субстрата.

Особо следует отметить характер распределения олова, которое имеет в средних и основных породах банатитов более высокие дисперсии, а в габброидах и более высокие содержания, чем в палингенных формациях. Как было показано выше,

№ выборки	a/h	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	TR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Tl	F	K/Rb	Li/Mg 10 ³	Sr/Ca 10 ³	Ba/Sr	Nb/Ta	Co/Ni	V/Cr				
I г	0,48	29	52	1332	736	1,4	4,6	286			24	1,7	0,6	0,79	142	154	31	58	47	22	94	0,6	672	315	0,8	13,9	1,8	15,4	0,7	1,4				
II г	0,34	21	20	107	383	0,8	5,2	111*			8,8	1,1	0,7	0,48	123	381	72	282	33				203	253	0,4	5,6	0,4	12,6	0,5	0,6				
2	0,25	7	15			0,7	1,8				8,0	0,7	0,3	0,57										272	0,1			10,8						
I + II г	0,41	27	45	1074	646	1,1	4,7				18,3	1,5	0,6	0,72	138	202	40	105	44,5				538	301	0,7	12,0	1,5	14,7	0,6	1,2				
III + IV г	0,43	23	76	583	381	1,4	4,4	135			17,3	1,1	0,3	0,40	159	328	61	157	32,0	16	81	0,5	717	225	0,4	12,4	1,9	22,4	1,0	1,1				
VI б	0,28	10	25	150	450	0,8	8,6	80*			7,0	1,1	0,3	0,47	272	108	76	123	92,0				188	234	0,3	6,9	0,3	10,3	1,6	4,8				
3	1,36	16	42			1,9	2,9				16,6	1,3	0,4	0,37										594	1,0			13,1						
4	2,01	17	50			3,4	1,2				56,5	2,5	1,2	0,71										860	1,8			23,3						
VII г	1,55	22	107	1196	416	2,5	4,5	355			17,3	1,4	1,0	0,29	67	31,0	15,9	13,2	24,0	18	66	0,5	434	263	1,9	16,6	3,8	15,9	1,4	3,1				
VIII г	1,80	27	96	806	298	1,9	4,1	317			15,7	0,9	0,5	0,28	45	22,5	28,5	13,2	20,7	35	71	0,7	361	291	4,1	14,3	4,4	19,5	2,1	2,2				
IX г	1,54	34	122	1455	440	2,3	4,7	233			18,3	1,7	0,3	0,42	64	27,0	29,5	14,4	18,0	16	81	0,5	626	252	3,2	18,9	3,4	13,1	2,2	2,7				
X г	1,86	41	117	748	395	2,6	5,4	150*			15,0	1,7	0,3	0,30	56	55,2	34,7	23,0	16,3	16	75	1,7	694	258	4,6	20,1	1,7	9,8	1,8	1,4				
XI г	1,55	26	86	1162	403	1,8	2,7	130*			13,4	1,1	0,3	0,27	67	39,4	34,0	15,8	25,2				437	356	2,3	22,7	3,0	14,2	2,8	2,3				
2'	1,04	17	54			1,4	1,6				11,1	0,8	0,4	0,47										394	1,0			16,4						
VII + VIII г	1,70	25	101	1038	354	2,2	4,3	340			16,4	1,1	0,7	0,29	55	26,0	22,8	13,1	22,0	26	68	0,6	396	280	3,2	15,3	4,1	17,9	1,8	,6				
IX + X + XI г	1,62	35	115	1180	422	2,3	4,7	228			16,5	1,6	0,4	0,36	62	37,4	31,8	17,1	19,0	16	75	0,7	630	269	3,5	19,8	2,8	12,3	2,2	2,2				
XII б	1,65	15	66	1015	540	2,0	3,1	140*			11,0	0,7	0,5	0,31	91	37,5	45,9	20,5	66,7				478	402	1,2	22,2	2,4	14,9	2,3	2,5				
7	2,18	71	245			4,0	3,7	420			24,1	2,1	0,3	0,19										138	11,2			16,7						
2''	2,77	12	35			1,3	1,3				8,7	1,2	0,5	0,17										560	2,3			9,5						
XIII + XIV г	3,18	19	119	1500	220	1,9	3,4	190			14,4	0,9	0,5	0,14	20	14,2	16,0	6,5	20,0	31	39	0,5	310	281	8,6	18,1	8,4	18,3	2,7	1,5				
XV + XVI + XVII г	3,86	35	183	670	223	3,8	4,1	253*			22,6	2,4	0,6	0,14	27	68,4	21,5	9,4	15,9	17	49	0,6	510	248	20,2	20,5	3,9	10,9	2,4	1,7				
XVIII б	4,02	7	108	450	90	2,4	2,6	210*			15,5	1,2	0,8	0,11	23	17,4	18,1	9,6	19,3				188	444	10,1	14,1	6,1	15,0	2,0	1,5				
I о	3,57	17	131	2400	279	2,7	4,0	340*	409	22,8	19,3	1,7	<0,5	0,25	30	12,0	13,9	7,1	13,1	31	49	0,7	337	340	4,0	24,3	7,3	13,1	2,1	3,3				
II о	4,89	23	163	400	107	3,2	4,3	250*	304	28,5	19,0	1,8	<0,5	0,12	21	11,4	12,8	7,2	11,6				314	270	9,4	17,2	4,2	12,8	2,0	2,3				
5	4,27	25	91			2,2	3,1				15,2	1,7	0,4	0,13										419	6,4			10,0						
15	5,71	23	14			4,1	2,4	47			30,3	2,2	0,7	0,13										266	9,1			14,7						
III о	5,23	16	172	400	24	4,4	4,5	310*	509	20,3	20,0	2,2		0,10	13	7,6	20,3	6,3	21,5				600*	316	6,7	7,9	34,9	10,0	3,1	2,3				
IV о	6,00	18	155	17	3	5,9	4,5	360*	550		31,4	2,5		0,09	13	14,9	14,2	5,9	13,8				1300*	253	13,2	2,2	3,8	14,6	2,9	1,5				
16	7,60	18	198			4,9	4,8	167			37,7	2,9	0,8	0,08										203	13,8			14,8						
16	6,90	72	176			5,4	4,9	184			52,8	3,6	0,6	0,10										236	74,4			17,0						
V о	2,64	79	188	807	178	5,5	4,7	245	285		39,7	3,4		0,25	26	14,8	19,5	10,7	12,6				1100*	178	23,8	16,6	7,0	15,7	2,1	2,0				
VI о	4,27	99	312	51	11	8,2	16,0	590*	420*		108	6,0		0,08	11	7,7	16,0	6,5	12,9				3700*	143	57,1	2,3	7,7	16,0	2,5	1,9				
VII о	4,39	33	157	571	127	4,5	11,6	680*	1246	36,1	122	18		0,19	23	7,7	27,3	9,0	37,5				2200*	271	13,0	12,5	6,3	17,7	3,1	3,2				
17	6,79	118	288	19,5	7,6	10,6	11,2	374			65,9	4,2	1,0	0,17									800	244	88,7	3,0	5,0	17,4						
I н	0,40	12	15	276	716	0,3	4,2	220	180*	7,0	9,3	1,0		0,69	108	28	31	30	43	8	69	0,6	740	672	0,6	8,0	0,4	16,3	1,4	5,7				
II н	1,41	11	62	3395	1470	1,2	6,2	210	270*	9,0	36,0	2,7		0,48	27	14	21	9	19	13	83	0,5	1200	621	1,9	32,1	2,8	15,4	2,1	2,1				
III н	2,79	54	125	622	341	2,9	6,2	260	460*	12,8	49,7	4,2	1,2	0,30	19	9	18	7	20	18	63	0,8	607	398	20,6	19,0	1,9	14,5	2,9	2,1				
IV н	4,33	8	97	136	110	1,2	9,3	128	480*	10,8	16,3	3,3	1,1	0,07	16	13	11	7	16	13	58	0,5	100	376	4,6	8,4	1,2	15,7	1,8	1,4				
19гд		22	90	1500	1200	1,6	3,0													27	60	0,9	800	233										
19 ¹ д		70	145	860	440	4,6	5,0						1,6							30	39	0,9	800	224										
19 ² д		32	150	830	405	3,0	2,9						1,1							25	41	1,1	800	233										
19м	5,07	39-73	212-407	160-1207	80-378	2,2-8,2	2,7-19,0	210	180-390		16-37	7-9	1,5											23-45	22-34	0,8-1,3	800-1900	153-175	2,0-4,5	5,4-10,0				
19ш	8,22	186-338	308-730	6-17	3	4,0-10,0	4,2-137	340-500	82-260		23-48	4-8	0,8-2,0											21-84	37-137	1,1-4,2	2800-3600	40-104	2,0-6,0	0,9-5,6				
19А	14,18	150-396	529-960	10-14	2-5	6,3-15,0	7-102	240-340	70-350		52-150	12-44	1,0-1,5											23-10	32-280	1,9-4,0	2500-14400	44-81	2,2-5,4	0,8-11,0				
19Л	19,30	878	1500	0	0	5,0	102	40	32		69	59	1,8											24	35	3,7	6300	23	0	1,4				
19юа	6,07	2136-2801	2268	6,2	10	43,0	38,0	110	35-290		43-128	10-162	0											38	38	0	22000	13,3	3960	3,4	0,9	0,4-8,0		

Таблица 21

Сравнения средних содержаний лития - \bar{X} -по t-критерию и дисперсий содержаний - S^2 -по F-критерию в породах габбро-диорит-плаггиогранитной (TELM, DZUR) гранодиоритовой (HANG, EGIN, TARB), банатитовых (ERDN) и гранито-щелочногранитоидной (NUMR, BPEN, SYUT, SHAR) формаций

Li		I-II	III-IV	V	
		TELM DZUR	HANG EGIN TARB	ERDN	
n		19	8	5	
I	TELM DZUR	19		12,0	F
II	DZUR			5,8	F ₀₅
		$\bar{x} = 27$ $S^2 = 310,5$ $S = 17,6$			
III	HANG EGIN TARB	8		7,36	F
IV	TARB			6,2	F ₀₅
		$\bar{x} = 23,6$ $S^2 = 190$ $S = 13,8$			
VI	ERDN	5		3,77	
				2,16	
		$\bar{x} = 9,5$ $S^2 = 25,8$ $S = 5,1$			

I-VI - габброиды;
VII-XII - гранодиориты;
XIII-XVIII, I-O, II-O - граниты.

Li	n	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	I-O	II-O
VII	17					5,29	5,54								
						3,9	2,4								F ₀₅
		$\bar{x} = 21,9$ $S^2 = 299$ $S = 17,3$													
VIII	21							3,20							
								2,4							F ₀₅
		$\bar{x} = 27$ $S^2 = 172$ $S = 13,1$													
IX	26					2,57	2,32								
						2,02	2,2								F ₀₅
		$\bar{x} = 34,4$ $S^2 = 158$ $S = 12,6$													
X	15					2,88	2,38			6,50	6,81				
						2,05	2,04	S		4,0	2,5				F ₀₅
		$\bar{x} = 40,6$ $S^2 = 367$ $S = 19,2$													
XI	7														
										2,23	2,56				F
		$\bar{x} = 26$ $S^2 = 56,6$ $S = 7,5$								2,06	2,2				F ₀₅
XII	15														
										3,16	3,06				F
		$\bar{x} = 15,2$ $S^2 = 53,9$ $S = 7,3$								2,09	2,03				F ₀₅
VII	38														
VIII	DZUR														F ₀₅
		$\bar{x} = 24,7$ $S^2 = 229$ $S = 15,1$													
IX	HANG														
X	EGIN														
XI	TARB														
		$\bar{x} = 35,1$ $S^2 = 276,6$ $S = 16,6$													

Li	n	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	I-O	II-O
XIII	13								
XIV	DZUR								
		$\bar{x} = 19,2$ $S^2 = 150$ $S = 12,2$							
XV	HANG								
XVI	EGIN								
XVII	TARB								
		$\bar{x} = 34,5$ $S^2 = 616$ $S = 24,8$							
XVIII	ERDN								
		$\bar{x} = 7,1$ $S^2 = 7,5$ $S = 2,74$							
I-O	NUMR BREN SYUT								
		$\bar{x} = 17,2$ $S^2 = 97,35$ $S = 9,87$							
II-O	NUMR SYUT SHAR								
		$\bar{x} = 23,3$ $S^2 = 251,7$ $S = 15,87$							

СРАВНЕНИЕ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ И ОТНОШЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ - \bar{x} -и ИХ ДИСПЕРСИЙ - S^2 -В ПОРОДАХ ГАББРО-ДИОРИТ - ПЛАГИОГРАНИТНОЙ (TELM+DZUR), ГРАНОДИОРИТОВОЙ (HANG+EGIN+TARB) И БАНАТИТОВЫХ (ERDN+TZAG) ФОРМАЦИЙ МОНГОЛИИ

Таблица 22

ГАББРО			
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	TELM + DZUR I + II	Li, Ba, Sr, Be, Sn, Nb, Ta, Ti, V, Ni, Cu K/Rb, Li/Mg, Sr/Ca, (V/Cr) Rb, Cr, Co, Ba/Sr, Nb/Ta, Co/Ni	$S_1^2 > S_2^2$ $S_1^2 < S_2^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_2$	Rb, Be, V, Cr, Co, Ni, K/Rb, Li/Mg, Sr/Ca, Nb/Ta, Co/Ni		
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	Li, Ba, Sn, Ti, Cu Ba/Sr, V/Cr	HANG + EGIN I + TARB III + IV	$S_2^2 > S_3^2$ $S_2^2 < S_3^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_3$	Sn, V, Co, Ni, Cu, Co/Ni, V/Cr	Sr, Sn, (Ta), Ti, V, Co, Cu, K/Rb, Co/Ni, V/Cr	
$\bar{x}_1 > \bar{x}_3$	Li, Rb, Ba, Sr, Be, Nb, Ta, Ti, Cr, K/Rb, Li/Mg, Ba/Sr, Sr/Ca, Nb/Ta	ERDN + TZAG VI	$S_3^2 > S_2^2$ $S_3^2 < S_2^2$
ГРАНОДИОРИТЫ			
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	TELM + DZUR VII + VIII	Rb, Be, Sr, (Sn), Nb, V, Co, Cu K/Rb, Ba/Sr, (Sr/Ca), Nb/Ta, V/Cr Li, Ba, Ta, Cr, Ni, Li/Mg, Co/Ni	$S_1^2 > S_2^2$ $S_1^2 < S_2^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_2$	Li, Rb, Ba, Sr, Be, Sn, (Nb), Ta, V, Cr, Co, Ni Li/Mg, Sr/Ca		
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	Cu K/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta, V/Cr	HANG + EGIN + TARB IX + X + XI	$S_2^2 > S_3^2$ $S_2^2 < S_3^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_3$	Sr, V, Cr, Co, Ni, Cu, K/Rb, Sr/Ca, Co/Ni	Sr, V, (Cr), Co, Ni, Cu, K/Rb, Sr/Ca, Nb/Ta, Co/Ni, V/Cr	
$\bar{x}_1 > \bar{x}_3$	Li, Rb, Ba, Be, Sn, Nb, Ta Li/Mg, Ba/Sr, Nb/Ta, V/Cr	ERDN + TZAG XII	$S_3^2 > S_2^2$ $S_3^2 < S_2^2$
ГРАНИТЫ			
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	TELM + DZUR XIII + XIV	Ba, Sn, Ba/Sr, Nb/Ta Li, Rb, Sr, Be, Nb, Ta, V, Cr, Co, Ni, Cu, K/Rb, Li/Mg, Sr/Ca, V/Cr, Co/Ni	$S_1^2 > S_2^2$ $S_1^2 < S_2^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_2$	Li, Rb, (Sr), Be, Sn, Nb, Ta, V, Cr, Co, Ni, Li/Mg, Sr/Ca, V/Cr		
$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$	Ba, Cu, K/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta, Co/Ni	HANG + EGIN + TARB XV + XVI + XVII	$S_2^2 > S_3^2$ $S_2^2 < S_3^2$
$\bar{x}_1 < \bar{x}_3$	Be, Nb, Ta, V, Cr, Co, Ni, K/Rb, V/Cr	Cr, Ni, Cu, K/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta, V/Cr	
$\bar{x}_1 > \bar{x}_3$	Li, Rb, Ba, Sr, Sn, Nb, Ta, Li/Mg, Ba/Sr, Sr/Ca, Nb/Ta, Co/Ni	ERDN + TZAG XVIII	$S_3^2 > S_2^2$ $S_3^2 < S_2^2$

Римские цифры - номера выборок. Подчеркнуты элементы со значимыми различиями содержаний и дисперсий.

распределение олова в банатитовых сериях с падением содержаний от габбро к гранитам резко отличается от распределения в других гранитоидных формациях, имея сходство с трахиандезитовыми сериями (Барсуков, 1967, 1970, 1972; Барсуков и др., 1970; Остроумова и др., 1967). С учетом высоких дисперсий это позволяет ставить вопрос об оловоносности средних членов банатитов и появлении в связи с ними сульфидно-касситеритового оруденения хлорит-турмалинового типа.

2. Количество сильно диспергирующих отношений в гранитах по сравнению со средними и основными породами резко уменьшается в палингенных формациях и возрастает в банатитах. В первом случае это находит объяснение в характере поведения редких элементов в палингенном процессе. Действительно, в рассмотренных здесь моделях палингенеза максимальное разделение элементов — членов геохимических пар и групп — происходит в домагматических метасоматитах, а в анатектитах их содержания и отношения нивелируются, стремясь к некоторому постоянству уровня. При сравнительно простой интрузивной истории этих формаций (автохтонные и слабо перемещенные магматические тела) геохимический стиль анатектических гранитов сохраняется. Высокие дисперсии отношения многих, в том числе и литофильных редких элементов в гранитах банатитовых формаций могут свидетельствовать о сложной магматической эволюции, включающей контаминацию и дифференциацию первичных основных расплавов, что уже предполагалось на основании других признаков.

Геохимические различия между габбро-диорит-плагиогранитоидной и гранодиоритовой формациями вполне определены и дают статистически надежные критерии для их дискриминации. Напомним, что первая формировалась за счет литологически очень разнообразных толщ миогеосинклинального типа; вторая — за счет монотонных флишоидов терригенной геосинклинали и в некоторой части за счет пород первой формации. Отметим следующие главные различия в содержаниях и отношениях редких элементов. Гранодиоритовая формация в целом оказывается богаче изученными редкими элементами, за исключением TR, Ba, Pb и Cu. Rb, F (последний в табл. 21, 22 не приведен), Be преобладают в гранодиоритовой формации во всех членах серии соответственно. То же, как это ни парадоксально, наблюдается и для элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni. Для Li, Sr, Nb, Ta наблюдается инверсия с более высокими содержаниями этих элементов в габброидах габбро-диорит-плагиогранитоидной формации и гранодиоритах и гранитах — гранодиоритовой. K/Rb, Nb/Ta и Ba/Sr (последние с "габбровой" инверсией) выше в породах габбро-диорит-плагиогранитоидной формации, Li/Mg и Sr/Ca (первое тоже с инверсией) — в гранодиоритовой. V/Cr, Co/Ni претерпевают инверсию на уровне гранитов, причем в основных и средних членах в гранодиоритовой формации кобальт относительно превышает никель и хром — ванадий.

Относительное изменение дисперсий в сериях двух формаций прямо противоположно. Количество сильнее диспергирующих элементов и отношений в гранодиоритовой формации по сравнению с габбро-диорит-плагиогранитоидной резко увеличивается в направлении от габбро к гранитам.

Приведенные данные, помимо дискриминантного значения, позволяют выдвинуть ряд подтверждающих соображений об источниках вещества и процессах формирования пород формаций. Обогащенность редкими элементами гранодиоритовой формации прямо коррелируется с их повышенными содержаниями во флишоидных породах терригенной геосинклинали по сравнению с вулканогенно-осадочными породами миогеосинклинальных толщ, для которых типичны к тому же очень высокие дисперсии (см. раздел о палингенных разрезах). Подобная преемственность серьезно подтверждает автохтонный источник редких элементов, вовлеченных в палингенный процесс из вмещающих пород, и отсутствие существенного "ювенильного" привноса. Об этом же говорит анализ комплексов или региональных фаций внутри рассматриваемых формаций. В габбро-диорит-плагиогранитоидной формации самые низкие значения содержаний Rb, Li, Sn, Be, Nb, Ta и Li/Mg обнаружены в породах тохтоген-шильского комплекса, развитого в эвгеосинклинальных, существенно вулканогенных толщах каледонид Западной и Северо-Западной Монголии. Выше содержания в образованиях дзурунтайского комплекса южномонгольской герцинской эвгеосинклинали, в составе исходных пород которого наряду с вулканогенными весьма существенную

роль играли терригенно-осадочные образования "сиалических островов", под которыми понимаются обломки каледонского основания или рамы и участки сланцево-аркозового состава. Наконец, наиболее богат редкими элементами примерно синхронный тохтогеншильскому тэлминский комплекс миегосинклинальных толщ северомонгольских каледонид. По сравнению с дзурунтайскими гранодиоритами (табл. 18, 19, 21) в его гранодиоритах повышены содержания Rb, Ba, Sr, Be, Sn, F, Nb, Ta, V, Cr, Cu, а также Sr/Ca и V/Cr. В дзурунтайских гранодиоритах повышены содержания лишь Li, Ti, Co и Li/Mg, K/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta, Co/Ni. Весьма показательно изменение K/Rb, которое последовательно понижается в ряду тохтогеншильский-дзурунтайский-тэлминский комплексы. Оно свидетельствует о независимости источников K и Rb, так как содержания последнего, как и других редких элементов, находятся в явной зависимости от состава инициальных пород.

Региональные особенности гранодиоритовой формации можно продемонстрировать сравнением комплексов Хангайского синклинория и алтайского комплекса Монгольского Алтая (IX-XI и 7 в табл. 20). Последний образовался за счет монотонных слюдисто-хлоритовых сланцев и алевролитов. При разительном петрографическом и петрохимическом сходстве алтайский комплекс несет существенно более высокие содержания Rb, Li, Be, Nb, TR и более низкие - Sn, что коррелируется с минеральным, в том числе аксессуарным, составом исходных пород и содержаниями в них этих элементов.

Синхронные по абсолютному возрасту комплексы, выделяемые в пределах Хангайского синклинория, имеют не столько пространственный, сколько генетический смысл. Напомним, что к Хангайскому комплексу мы относим автохтонные и слабо перемещенные тела, прямо связанные с гранитизированными и гнейсовыми толщами; к Эгиндабинскому - аллохтонные массивы порфировидных гранитоидов, занимающие в синклинории преимущественно центральное положение; к Тарбагатайскому - чисто интрузивные, четко дифференцированные образования, располагающиеся по периферии синклинория, на стыке его с каледонским обрамлением, в районах развития эффузивных толщ. Гранодиориты трех комплексов несмотря на отчетливую петрографическую индивидуальность поразительно близки по средним составам. Тарбагатайский комплекс отличается незначительно повышенными содержаниями глинозема и CaO и пониженным K₂O, хангайский слабо обогащен железом и титаном, эгиндабинский обеднен MgO. Эти незначительные различия ни в коей мере не коррелируются с распределением редких элементов. Эгиндабинский значимо отличается от хангайского меньшим содержанием Ba, тарбагатайский - от двух первых - Li, Rb, Be, Sn. При учете только величин средних содержаний хангайский комплекс оказывается обогащенным Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, эгиндабинский - Li, Be, Sn, а также Cr, Co, Ni, тарбагатайский - V, Cu. В первом гранодиориты имеют наибольшие значения Ba/Sr и V/Cr, во втором - Li/Mg, в третьем - K/Rb, Sr/Ca, Nb/Ta, Co/Ni.

Указанные геохимические признаки хорошо согласуются с представлениями о генезисе каждого из комплексов, почему их и можно рассматривать как региональные генетические фации. Ba, Sr, Nb, Ta, Ti испытывают наиболее контрастное перераспределение при палингенезе, образуя максимумы содержаний в средних по основности породах палингенных разрезов (рис. 31, 35); Pb уже в этих разрезах обнаруживает интенсивное накопление по абсолютному содержанию и относительно калия; V, Co, Ni, Cr, особенно два последних, напротив, интенсивно выносятся. Именно этим признакам и отвечают автохтонные палингенные породы хангайского комплекса. Обогащение Li, Be, Sn, а также Ta характерно для глубоководных аллохтонных тел, не связанных с дренажными структурами и консервирующими в силу этого летучие агенты (этим также обусловлено появление пегматитовых и пегматоидных образований). Такой фации отвечают породы эгиндабинского комплекса. Странное, на первый взгляд, обогащение их Cr, Co, Ni может иметь следующие объяснения. При геологическом описании отмечалось обилие в них сильно резорбированных меланократовых ксенолитов-реликтов, захваченных при перемещении пород зоны палингенной базификации, в которых накапливаются элементы группы железа.

Ассимиляция ксенолитов в условиях замкнутых очагов и приводит к обогащению расплавов элементами группы железа. Гранодиориты тарбагатайского комплекса образовались в дренажных разрывных структурах по периферии синклинория из

подвижных фракций расплавов, лишенных реликтовых образований и быстро потерявших минерализаторы, чем и объясняется их обедненность всеми литофильными редкими элементами при высоких значениях K/Rb , Sr/Ca и Nb/Ta . Повышенные содержания в них Cu , Co , V , возможно, связаны с вулканогенным составом исходных пород, а также поступлением по контролирующим разломам серы, игравшей роль осадителя, аналогично тому, как предполагается для банатитовых формаций. Такое объяснение особенно вероятно для Co и V , имеющих при высоких содержаниях пониженные относительно других комплексов дисперсии. Для Cu с высокой дисперсией возможен и дополнительный источник.

Использование величины дисперсий для сравнительной оценки потенциальной металлоносности хангайского и эгиндабинского комплексов позволяет считать второй более перспективным на Li , Be и Sn , и менее — на Nb и Ta ввиду низких дисперсий последних. Для первой группы элементов возможно их накопление в пегматитах эгиндабинского комплекса, что подтверждается имеющимися поисковыми данными.

С фациально аналогичными интрузиями алтайского комплекса на юго-западе Монгольского Алтая связан пояс редкометальных, преимущественно бериллиевых пегматитов.

Дискриминация пород геосинклинальных и орогенной гранитной-щелочногранитной формаций по геохимическим признакам практически не имеет смысла, поскольку она достаточно определена может вестись на основании геологических и петрографо-минералогических данных. Тем не менее такая задача может возникнуть, например, при крупномасштабном изучении гранитов разных формаций, и, кроме того, геохимическое сравнение разных гранитов дает дополнительную информацию об их генезисе и металлоносности.

Две главные по объему фации орогенных гранитов — нормальных (I-0) и лейкократовых (II-0) — развиваются в основной своей массе за счет гранодиоритов, но не гранитов геосинклинальных палингенных формаций. Таким образом, и геосинклинальные и орогенные граниты имеют одинаковый источник вещества, но разные механизмы и химические условия образования. Первые являются остаточными продуктами палингенной дифференциации калий-натриевого типа, вторые — повторного калиевого палингенеза. Фация нормальных орогенных гранитов образовалась в основном за счет гранодиоритов габбро-диорит-плагиогранитной формации, фация лейкократовых — преимущественно за счет гранодиоритовой формации (шараускольский комплекс). Однако в составе последней существенный объем составляют глубоко дифференцированные разновидности, возникшие по породам тэлминского и тануольского комплексов габбро-диорит-плагиогранитной формации.

Обе фации орогенных гранитов занимают промежуточное положение между гранитами геосинклинальных формаций по содержаниям F , Rb , Be , Ta , Nb , Ni с неизменным содержанием в нормальных и лейкократовых разновидностях Nb и Ni . Содержание Rb , Be , Ta в этом направлении возрастают, F падает, Li и Sn растут от нормальных к лейкократовым гранитам, но содержания в них ниже, чем во всех породах геосинклинальных серий, включая габбро, а Sn сохраняется примерно в тех же пределах. Счень выразительно поведение Ba и Sr . Они испытывают резкое падение содержаний от нормальных гранитов к лейкократовым. При этом в первых барий значительно превышает значения во всех породах геосинклинальных серий, во вторых — находится на более низком уровне. Содержание Sr в нормальных орогенных гранитах выше, чем в гранитах геосинклинальных серий, но существенно ниже, чем в гранодиоритах и габбро. Сходным образом распределяется V , Cr , Co , Cu , имеющие в орогенных гранитах отчетливо пониженные содержания. По характеристическим отношениям орогенные граниты отличаются от геосинклинальных повышенным K/Rb (в нормальных гранитах) и V/Cr и пониженными Li/Mg и Co/Ni при сходных Ba/Sr , Sr/Ca , Nb/Ta . Таким образом, наиболее надежными геохимическими признаками для дискриминации геосинклинальных и орогенных гранитов можно считать содержания Ba , Sr , Cr , Co , Cu и K/Rb , Li/Mg , V/Cr , Co/Ni . Кроме того, эти группы различаются по значительно более низким вариациям в орогенных гранитах Rb , Ba и Ba/Sr и большим — Sr (особенно в лейкократовых гранитах) и Nb .

Рассмотренные данные позволяют выдвинуть следующие соображения. Орогенный этап характеризуется вполне определенным, отличным от геосинклинального геохимическим стилем гранитоидного процесса. Прежде всего необходимо отметить резкое возрастание в нормальных гранитоидах K/Rb : до 340 против 280–250 в геосинклинальных, падение Li и Li/Mg , "взрыв" содержания Ba с 1500 до 2400 г/т. Эти изменения не укладываются в рамки непрерывного магматического процесса и могут свидетельствовать о существенно ином химизме орогенной гранитизации, и в первую очередь о возрастании активности калия. Действительно, орогенные гранитоиды имеют самое низкое Na/K ($n=55$, см. табл. 4) во всем формационном ряду пород. С другой стороны, как и в случае геосинклинальных палингенных гранитоидов, если не в большей мере, редкоэлементный состав орогенных зависит от состава исходного материала, что ярко демонстрирует табл. 13: породы одних фаций, очень близкие в разных зонах Монголо-Тувинской провинции по главным компонентам, резко отличны по редким.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ГРАНИТОИДНЫХ И ШЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В этот раздел вынесены некоторые вопросы петрологии плутонических гранитоидных формаций области, требующие для своего обсуждения сведений раздела "Геохимия", а также выходящие, по нашему мнению, за рамки регионального значения.

Тепловой режим метасоматоза и анатексиса при образовании палингенных пород

В современном состоянии проблемы гранитов наметился разрыв между накопленными геологическими, геофизическими и геохимическими фактами, с одной стороны, и существующими петрологическими представлениями — с другой. Ни теория кристаллизационной дифференциации, ни теория палингенеза (гранитизации) в их современном виде не могут объяснить ряд важнейших признаков гранитоидного сиалического магматизма. К их числу, в первую очередь, относятся следующие: 1) развитие гранитоидов и гранитизации в областях поднятий с диафторной последовательностью метаморфических фаций, а не в областях опусканий с прогрессивным региональным метаморфизмом; 2) отсутствие батолитов. Замкнутая, караванная форма гранитоидных тел с неглубоко (3–15 км) залегающей подошвой, лишенных подводящих каналов для расплавов или длительно действовавших колонн трансмагматических растворов (Пучков, Бороздин, 1969; Седова и др., 1968; Hamilton, Myers, 1967); 3) нормальная, т.е. от основных к кислым, последовательность пород в гранитоидных ассоциациях с безусловно доказанным палингенным происхождением; появление в щелочных палингенных ассоциациях в качестве ранних фаз щелочных сиенитов, а не щелочных гранитов или нефелиновых сиенитов (Кинг, 1967; King, 1955; Махин, Павленко, 1966; Павленко, Быховер, 1971; Коваленко, Пополитов, 1970); 4) поведение редких элементов в гранитизированных экзоконтактах палингенных тел: волнообразное распределение с появлением минимумов ниже содержаний в исходных негранитизированных породах (Павленко, Филиппов, 1970; Тугаринов и др., 1968). Попытаемся наметить некоторые возможные пути в решении перечисленных вопросов.

Геохимический облик гранитоидов определяется источниками расплавов и механизмом их зарождения и эволюции. Подавляющим большинством исследователей сейчас признаются две главные группы гранитоидов.

1. Гранитоиды, возникающие за счет палингенеза разнообразных пород континентальной коры и группы, в формировании которой в той или иной мере принимали участие глубинные базальтовые расплавы. Правда, содержание этих двух групп и их относительная роль в геологическом строении отдельных регионов трактуются очень различно. Так, в последнее время появились "экстремистские" взгляды, практически полностью отрицающие роль производных глубинных расплавов в составе континентальной коры (Barth, 1968_{1,2}, 1970). Но безусловным можно считать доминирующее развитие в пределах сиала именно палингенных гранитоидов, образующих геохимический фон корового магматизма.

Согласно изложенной в предыдущих разделах схеме развития гранитоидного магматизма Центрально-Азиатской складчатой области (см. табл. 1), формации палингенных гранитоидов образуют последовательный ряд, маркируя важнейшие этапы в геологической истории складчатой области, а именно — инверсии геосинклиналей, замыкания регенерированных геосинклиналей, орогенный этап и этап активизации.

Палингенные формации развиты в положительных структурах разнообразных масштабов и категорий, представлены всеми типами авто- и аллохтонных интрузий, обнаруживают прямую или доступно экстраполируемую связь с областями гранитизации. Для них отсутствуют строгий структурный контроль со стороны разломов и прямая связь с андезит-базальтовым вулканизмом ранних этапов. Интрузии палингенных формаций отличаются малым числом фаз при значительных фациальных и петрохимических вариациях внутри фаз.

2. Габбро-монзонит-банатитовая формация этапа замыкания эвгеосинклиналей и адамелит-граносиенит-порфирировая в наложенных орогенных прогибах. Их образование связано с крупными разломами в краевых частях этих прогибов, обеспечивавших дренаж базальтоидных расплавов, ассимилировавших в верхних этажах сиалический материал. Они представлены только телами внедрения, слабо взаимодействующими с вмещающими породами. Их корневые части не обнаружены. Интрузии формаций второй группы многофазны с четко дискретным составом фаз по кремнекислотности и основности. В последовательных фазах составы меняются от габброидов до гранитов, но общие фациальные и геохимические характеристики формаций отличаются замечательным постоянством. Ярким примером является двухтысячекилометровый пояс банатитовых интрузий Южно-Монгольской герцинской геосинклинали. При доминирующем развитии диорит-адамелитовой группы пород в этих формациях их ранние члены оказываются более основными, чем выполнение соответствующих прогибов (особенно орогенных), что необъяснимо с позиций палингенного образования расплавов. Все это наряду с геохимическими признаками (обогащенность элементами группы железа, халькофилами — табл. 20, рис. 50) и заставляет предполагать существенное участие в их формировании глубинных базальтовых расплавов.

В формировании палингенных гранитоидов различаются три главных процесса: 1) метасоматическое изменение исходных пород, в ходе которого их состав приближается к составу эвтектических или котектических гранитоидов ("стремление к гранитному равновесию" Меннерт, 1963; Коржинский, 1952); 2) образование расплавов (анатексис, магматическое замещение, формирование автохтонных интрузий); 3) дифференциация анатектических расплавов при перемещении их в обстановку, отличную от условий их образования (образование аллохтонных интрузий).

Этап метасоматоза, предшествующий анатексису, обычно называют прогрессивным в связи с предположением, что он протекает в условиях повышающихся температур, а возможно и давлений (Винклер, 1969; Соболев и др., 1967; Добрецов и др., 1970). Ряд фактов заставляет пересмотреть это предположение. Гранитизация, как известно, избирательно приурочена к положительным, воздымающимся структурам (геоантиклинориям) и идет, следовательно, в направлении понижающихся значений геотермического поля. Далее, гранитизация закономерно связана с амфиболитовой фацией метаморфизма, диафторно развивающейся по породам более высоких ступеней — гранулитам, эклогитам, что подтверждается для многих регионов находками реликтов высокометаморфизованных пород и слагающих их минералов в наложенных ассоциациях амфиболитовой фации, к которым приурочена гранитизация (Серых, Розен, 1969; Лопатин, 1969; Кратц и др., 1972; Крылова, Борисова, 1970; Крылов, 1970; Судовиков и др., 1970; Дук и др., 1965; Дук, 1966).

Это заставляет предполагать, что гранитизация идет на регрессивной стадии регионального метаморфизма и главной причиной расплавления оказывается не повышение температуры, а поступление растворов, вызывающих метасоматоз пород до котектических или эвтектических составов и несущих минерализаторы, понижающие температуру солидуса силикатных систем: H_2O , HF , Li_2O , P_2O_5 и др. (Willie, Tuttle, 1961, 1964; Holloway, Burnham, 1972; Boettcher, 1968, 1969; Green, 1972 a. al). Напротив, геологические данные позволяют утверждать, что на прогрессивной стадии регионального метаморфизма с образованием высокотемпературных

гранулитовых и эклогитовых фаций в областях устойчивых погружений гранитизации, в том числе расплавления, не наблюдается.

Физические условия плавления на регрессивной стадии регионального метаморфизма были рассмотрены по нашей просьбе А.А. Кадиком и любезно предоставлены в наше распоряжение.

Условия для плавления на регрессивной стадии регионального метаморфизма определяются постепенным понижением температуры солидуса пород при изменении их состава под воздействием потоков растворов, которое происходит быстрее, чем понижение температуры геологической среды. В результате к определенному моменту времени температура плавления оказывается равной температуре пород. При подтоке тепла извне в данную область начнется процесс плавления. При условии, когда понижение температуры солидуса вещества происходит быстрее, чем изменение температурного поля, оказывается возможным плавление за счет "перегрева", т.е. за счет тепла, связанного с теплоемкостью среды.

Для оценки реальности и масштабов плавления пород на регрессивной стадии метаморфизма представляется важным рассмотреть, необходим ли для осуществления этого процесса дополнительный привнос тепла, кроме того, которое может быть получено за счет теплоемкости вещества и обычного кондуктивного теплопотока в геотермическом поле Земли. Рассмотрим те количества расплава, которые могут образоваться при плавлении в присутствии воды вследствие "перегрева", когда подток и потери тепла в зоне плавления отсутствуют.

Исходя из баланса тепла, долю расплавленного вещества при "перегреве" можно считать равной

$$m = \frac{C_p \Delta T}{\Delta h},$$

где m — весовая доля расплавленного вещества, Δh — теплота плавления, C_p — теплоемкость среды, ΔT — перегрев, определяемый разностью между температурой среды и температурой плавления вещества.

Плавление силикатов в "сухих" условиях сопровождается поглощением тепла, равного 50–100 кал/г. Переход силикатного вещества в жидкое состояние вследствие реакции (силикат) + $H_2O \rightarrow$ (водосиликатный расплав), требует гораздо меньшего количества тепла. Например, тепловой эффект плавления альбита в "сухих" условиях составляет 49 кал/г, а в присутствии воды 25 кал/г (от 0,1 до 5 кбар), анортита и диоксида в "сухих" условиях равен 105 и 102 кал/г, а в присутствии воды ~ 50 и ~ 24 кал/г соответственно.

Проведенные приближенные оценки позволяют считать, что при понижении температуры плавления пород в результате изменения их состава для образования зоны, состоящей из кристаллов и расплава ("каша" с 10–30 вес. % расплава), требуется весьма небольшой "перегрев", лежащий в пределах 10–30° (см. табл. 23).

Таблица 23

Количество расплава, образовавшегося при "перегреве" ($C_p = 0,3$ кал/град·г)

$\Delta T, ^\circ$	Доля расплава, вес. %	
	$\Delta h = 100$ кал/г, "сухая" система	$\Delta h = 25$ кал/г, в присутствии воды
10	3	12
30	9	36
50	15	60

Скорость образования расплава в геотермическом поле должна определяться скоростью подвода тепла к нижней границе (q_1) и скоростью отвода тепла от верхней границы зоны плавления (q_2) при условии $q_1 > q_2$.

В грубом приближении время плавления может быть определено как

$$T = \frac{\varepsilon \Delta h \rho}{(q_1 - q_2)},$$

где ε — мощность зоны расплава, образованная за время T , ρ — плотность силикатного вещества, $q_1 - q_2 = \text{const}$.

Среднее арифметическое теплового потока для континентов Земли равно $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, а его вариации лежат в пределах $0,7 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (Макаренко, Поляк, 1970). Примем, что $q_1 - q_2 = 10^{-7}$ кал/см²·сек, что значительно меньше наблюдаемых вариаций региональных потоков тепла. В этом случае для образования зоны расплава мощностью 10 км при плавлении в присутствии воды потребуется около 2,5 млн. лет (см. табл. 24).

Таблица 24

Время образования зон расплава при $q_1 - q_2 = 10^{-7}$ кал/см

Мощность зоны плавления, км	Годы	
	-100 кал/г для "сухих" систем	-25 кал/г в присутствии воды
1	10^6	$0,25 \cdot 10^6$
3	$3 \cdot 10^6$	$0,75 \cdot 10^6$
10	10^7	$2,5 \cdot 10^6$

Время образования палингенных формаций гранитоидов значительно больше. Соотношения сохраняются даже в том случае, если $q_1 - q_2$ принять весьма малой величиной, равной $\sim 10^{-8}$ кал/см²·сек ($T = 25$ млн. лет). Это позволяет считать, что образование зон расплава при достижении веществом температуры плавления может происходить на фоне обычных тепловых потоков, свойственных геотермическому полю Земли, т.е. без дополнительных повышенных потоков тепла из глубинных частей Земли.

Создается представление о том, что, если в земной коре идут процессы, приводящие к постепенному понижению температуры солидуса пород при локальном изменении их состава под воздействием растворов на регрессивной стадии метаморфизма, то для процесса частичного плавления с образованием "каши" из кристаллов и расплава, доля которого составляет 10-30 вес. %, не потребуются дополнительных потоков тепла из глубин. По-видимому, образование зоны частичного плавления может осуществляться только за счет теплоемкости силикатов и обычного регионального потока тепла на континентах. Вода, кроме среды, обеспечивающей перераспределение вещества, должна играть существенную роль в тепловом балансе процесса, поскольку реакции перехода силикатного вещества в расплавленное состояние в присутствии воды сопровождаются меньшим тепловым эффектом, чем в "сухих" силикатных системах.

Таким образом, интенсивность переноса тепла, наблюдаемая в коре, теплоемкость и теплота плавления силикатного вещества не будут являться теми факторами, которые могут ограничить предполагаемый процесс плавления на регрессивной стадии метаморфизма. Однако таким фактором могут быть скорость и возможность изменения температуры солидуса пород коры при массообмене, что требует специальных оценок. Разрастание зоны частичного плавления будет контролироваться скоростью изменения состава пород под воздействием растворов, и время ее обра-

зования должно, по-видимому, быть значительно больше по сравнению с тем случаем, когда плавление идет только в результате теплообмена под воздействием источника тепла (повышенный теплоток, плавление под воздействием высокотемпературных интрузивных порций основных магм).

К сходному выводу о решающем влиянии на плавление в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций воды, как и других компонентов флюида, приходит Л.Л. Перчук (1970, 1972). Незначительное изменение P_{H_2O} (100–200 атм) даст больший эффект гранитизации, чем повышение температуры на десятки градусов. С помощью минеральных термометров им обнаружена равная, и что наиболее примечательно, пониженная (на 5–15°) температура гранитов относительно исходных вмещающих гнейсов. Этот факт можно объяснить лишь поглощением скрытой теплоты плавления при образовании магматического очага в условиях постоянной или падающей температуры исходных пород.

Для рассматриваемой модели очень важны полученные В.А. Анфиловым и В.Я. Огородовой (1970) данные по выщелачиванию алюмосиликатных (аляскитовых) стекол с добавками Na_2SiO_3 в слабых растворах HCl при 1 кбар в интервале 400–600°. Опыт показал, что максимальное селективное растворение стекол происходит при температуре около 550°, т.е. близкой к температурам домагматической гранитизации и анатексиса. При более низких и, что наиболее важно для нас, более высоких температурах валовая и селективная растворимость резко падает. Оптимальные условия для протекания ретроградной гранитизации будут ограничены интервалом условий амфиболитовой фации.

Механизм регрессивной или ретроградной гранитизации, звучащий в свете привычных экспериментальных данных (Winkler, Platen, 1960, 1961; Platen, 1965) парадоксально, нуждается в некоторых пояснениях. Изменение пород на метасоматическом этапе сопровождается образованием в них порфиробласт полевых шпатов. Сам по себе порфиробластез как процесс, связанный с укрупнением кристаллов, представляется регрессивным. Прогрессивные процессы дают как раз обратный эффект, чему прекрасным примером является контактное ороговикование. Порфиробластез охватывает огромные массы пород; причем порфиробласты из экзоконтактных метасоматитов переходят затем в виде реликтов внутрь контуров магматических тел, формируя фации порфировидных гранитоидов в их эндоконтактах. К центру тел вкрапленники постепенно резорбируются и исчезают. На магматической границе плавлению подвергается основная масса, что подтверждается петрографическими наблюдениями, а также экспериментальными данными (Кренк, Ойя, 1963). Порфиробласты дают очень важную информацию о механизме гранитизации (см. также Wiebe, 1968; Raase, 1969; Vance, 1962, 1965). Все признаки (состав плагиоклаза, содержание альбита в ортоклазе, степень триклинности) показывают, что их рост от центра к периферии при порфиробластезе шел при понижающейся температуре. В порфировидных гранитоидах повсеместно наблюдается резорбция вкрапленников основной массой (т.е. агрегатом кислого плагиоклаза, калишпата и кварца), что свидетельствует о их неравновесности. Корризионные структуры образуют агрегат минералов всей основной массы, и, следовательно, вкрапленники неравновесны с расплавом анхизевтектического или котектического состава. Указанная картина может быть объяснена лишь при условии, что порфиробластез протекал при понижающейся температуре, а плавилась основная масса, достигшая в процессе метасоматоза состава солидуса гранитной системы. В результате на магматической границе образуется "каша" из гранитного расплава определенной температуры и реликтовых порфиробласт полевых шпатов, неравновесных по отношению к этому расплаву. В целом состав "каши" отвечает котектическому расплаву более низкой температуры, и вкрапленники начинают резорбироваться. Описанный механизм иллюстрирует схема на рис. 51, где выделены области существования гнейсов, порфировидных палингенных гранитоидов с реликтовыми вкрапленниками полевых шпатов и истинных расплавов или порфировых пород.

Признание в качестве главного фактора гранитизации и расплавления воздействие растворов-инициаторов, а не притока тепла, вызывающего локальное повышение температуры, влечет за собой важные геохимические следствия.

1. Состав палингенных магматических систем обязан включать две компоненты: одну, имеющую источником исходные породы, и другую, привнесенную "ювенильными" растворами. По ряду признаков, изложенных ранее, к последней относятся не-

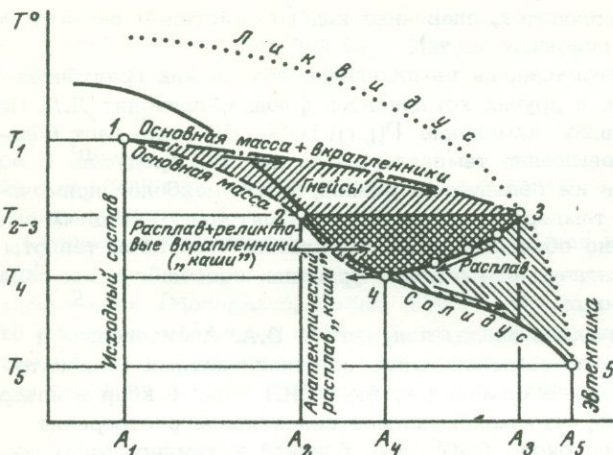


Рис. 51. Схема регрессивной гранитизации в координатах температур (T°) - состав (A):

I - область порфиробластических гранитизированных пород (гранито-гнейсов); II область порфиroidных гранитоидов; III область гранитов, гранит-порфиров: 1 - исходная порода; 2 - основная масса в точке плавления; 3 - порфиробластовая порода в точке плавления; 4 - гомогенный расплав; 5 - конечная порода

которые редкие элементы, образующие устойчивые подвижные соединения с адендами растворов-инициаторов, в первую очередь фтором - Sn, Be (их концентрация отличается замечательной монотонностью в обширном диапазоне кремнекислотности пород габбро-диорит-плагиигранитной и гранитной-щелочногранитоидной формаций и не проявляет закономерных связей с элементами носителями - Fe, Ti, Ca - см. рис. 42-44). Иными словами, это - истинно рассеянные компоненты, но в тоже время их концентрации задаются растворами-инициаторами, поскольку их содержания во вмещающих породах не отражаются на содержаниях в магматических. Поэтому их можно назвать ювенильными редкими в отличие от автохтонных, которые заимствуются из вмещающих пород. Винклеровская концепция прогрессивного плавления не учитывает, а возможно, и исключает эту ювенильную компоненту.

2. Поскольку в зонах регрессивной гранитизации нет пика температур и, напротив, возможна температурная депрессия, обязанная скрытой теплоте плавления, магматический очаг не будет вызывать осушения вмещающих пород, а при депрессии возможен даже подток к нему поровых растворов, которые затем будут включаться в кругооборот дальнейшей гранитизации. Магматический очаг сам становится носителем гранитизирующих растворов. Раз возникнув как результат однократного "импульса" поступления растворов-инициаторов, магматический очаг сможет существовать и развиваться автономно даже в условиях "сухих" метаморфических фаций. Главными условиями для этого будет пониженная по сравнению с вмещающими породами температура очага, которая поддерживается плавлением при гидростатическом "всплывании" гранитного диапира, а также повышенная растворимость летучих в магме.

Возможно, что трудно объяснимые депрессии содержаний между исходными породами и передовыми зонами гранитизации (см. рис. 33) обязаны экстракции компонентов такими подтекающими поровыми растворами.

3. Расположение всех этапов палингенеза (метасоматоз, анатексис, дифференциация и кристаллизация расплавов) на одной регрессивной ветви эволюции означает однонаправленное изменение коэффициентов распределения, регулирующих концентрацию и рассеяние редких элементов (Рябчиков, 1965).

О роли метасоматических процессов в образовании щелочных пород

Метасоматические процессы широко проявлены в связи со всеми формациями щелочных пород и играют существенную или доминирующую роль в образовании отдельных петрографических типов (Borodin, Pavlenko, 1973). В соответствии с геологическими и экспериментальными данными рационально различать щелочной

метасоматоз прогрессивного и регрессивного этапов. К первому относятся региональный метасоматоз пород, предшествующий анатексису, и метасоматоз в контактах щелочных интрузий, идущие с повышением температуры; ко второму — послемагматический щелочной метасоматоз. Продукты прогрессивного метасоматоза распространены только в экзоконтактах интрузий и анатектических тел, продукты регрессивного — и в контурах интрузий. Особый случай представляют регионально-метасоматические щелочные породы, где магматические образования отсутствуют (Глаголев, 1966; Тугаринов и др., 1960, Павленко, 1959; Floor, 1966). Здесь критериями прогрессивного и регрессивного направления метасоматоза оказываются только последовательность минералов и температуры образования.

Щелочной метасоматоз прогрессивного этапа, предшествующий анатексису и проявляющийся в контактах щелочных интрузий, сходен по своим продуктам, о чем можно судить по многочисленным минералогическим данным (например, обширные сведения по пороодообразующим минералам щелочных пород разного генезиса, суммированные у Л.Л. Перчука, 1968). Вопрос заключается в источнике агентов, вызывающих метасоматоз: ювенильном или интрузивном. Это особенно трудно определить в первом случае, примером чему является дискуссия по району Халибартон-Банкрофт, Онтарио (Adams, Barlow, 1910; Barker, 1962; Chayes, 1942; Appleyard, 1967, 1969). В этом районе среди докембрийских гнейсов, амфиболитов, доломитов и мраморов развиты многочисленные небольшие тела щелочных пород миаскитового ряда (канадит, конгрессит, монмутит, крейгмонтит и др.), которые обычно приурочены к карбонатным породам. Некоторые исследователи связывали их образование с воздействием эманаций гранитной магмы. Так, Гаммер и Барр (Gummer et al, 1946) предполагали, что нефелинизация в общем вызывается добавкой Na_2O , K_2O и Al_2O_3 к известковистым парагнейсам с соответствующим выносом из них CaO и CO_2 . Мойд (Moyle, 1949) объяснял нефелинизацию рядом последовательных реакций гранитных эманаций, предварительно десилифицированных известняками, с темными гнейсами ренвиллской серии. С другой стороны, Тилли и Гиттинс (Tilley et al., 1961; Gittins, 1961) связывали нефелинизацию с эманациями нефелин-сиенитовых и тералитовых интрузий. Тилли (Tilley, 1958) наметил следующие ряды замещений на участке Йорк-Ривер:

1. Известняк — кальцит-биотит-плаггиоклаз-биотит-плаггиоклаз-нефелин-биотит-нефелин.

2. Известняк — кальцит-гастингсит-плаггиоклаз-гастингсит-плаггиоклаз-нефелин-гастингсит-моноклиновый пироксен-нефелин.

Гиттинс (Gittins, 1961) рассчитал баланс вещества при преобразовании скарированных мраморов в нефелинсодержащие гнейсы в реакциях отмеченного типа — табл. 25.

Кроме того, он отметил в составе нефелиновых и связанных с ними безнефелиновых гнейсов микроклин, альбит, скаполит, гроссуляр, апатит, магнетит.

Геологически очень сходная картина наблюдается в щелочном комплексе Среднего Урала (массивы Вишневых и Ильменских гор), детально изученных Б.М. Роненсоном (1966). Первоначальными породами здесь преимущественно служили зеленые сланцы, которые в процессе метаморфизма были превращены в гнейсы с плаггиоклазом, биотитом, силлиманитом, гранатом. Прогрессивный щелочной метасоматоз по вполне надежным геологическим данным вызывался ювенильными щелочными растворами и контролировался согласными тектоническими зонами. В ходе метасоматоза происходило приближение минерального и химического состава пород к гранитной либо миаскитовой этектикам, выплавлением которых и завершался процесс. По мнению автора образование нефелиновых гнейсов и расплавов требовало более длительной метасоматической проработки в условиях высокого одностороннего сжатия.

В табл. 26 приводятся реакции метасоматического преобразования пород и сопровождающие их химические и физические (объемный вес, пористость) изменения, завершающиеся выплавлением миаскитов. Как видно, прогрессивный метасоматоз сопровождался перемещением не только пороодообразующих, но и редких элементов: Ti, Zr, Tg, P, что уже отмечалось выше.

В Монголо-Тувинской провинции широко распространены случаи палингенно-метасоматического образования щелочных пород. Среди эффузивно-осадочных средних

Баланс главных компонентов при изменении мрамора в нефелинсодержащие породы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	6,60	47,20	45,11	40,00	41,25	0,66	+13,8	4,03	+13,6	41,80	4,0	44,16	44,09	54,63
TiO ₂	0,08	0,30	0,43	0,40	0,48	-		-	+0,6	0,17	+4,3	0,95	2,04	0,58
Al ₂ O ₃	2,38	17,00	26,42	17,30	28,42				+14,3	4,81	+4,2	6,94	9,76	20,94
Fe ₂ O ₃	0,11	0,60	1,31	0,90	2,37	0,38		1,00	+6,9	1,89	+26,0	7,37	5,85	2,52
FeO	0,96	4,00	4,78	1,90	2,84				+5,8	3,99	+30,4	9,73	11,01	3,21
MnO	0,02	-	0,04	-	0,01	-		-		0,25		0,50	0,41	0,18
MgO	4,00	3,00	1,09	3,40	0,04	23,27	+16,8	21,47	-8,4	11,31	-20,3	5,94	3,53	0,78
CaO	47,22	34,90	5,51	34,90	5,84	35,68	-9,0	37,87	+4,0	28,44	-18,6	19,43	14,04	1,87
Na ₂ O	0,19	4,40	4,08	11,00	10,48	0,08		-		0,96		2,00	4,32	7,70
K ₂ O	1,59	2,60	4,49	2,00	4,07	0,06		-		0,33		0,55	1,87	5,79
P ₂ O ₅	0,01	0,10	0,10		0,01	-		-		-		0,04	-	-
CO ₂	35,50	36,60	2,08	36,60	2,29			33,62		6,78		2,37	0,94	1,84
H ₂ O ⁺	1,66	1,60	4,58	0,30	1,32	39,87		-		0,11		-	0,05	0,23
H ₂ O ⁻	0,13		0,11		0,05	-		-		0,39		-	0,89	1,46
	100,42		100,13		100,37	100,00		97,89		100,73		99,98	99,02	100,15

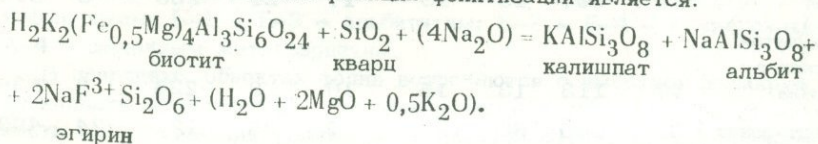
1-5 - район Халибартон-Банкрофт (Gittins, 1961): 1 - мрамор с флогопитом и диопсидом, Йорк Ривер, 2 - баланс главных компонентов на единицу объема при изменении мрамора (1) в нефелинсодержащие гнейсы (3), 3 - биотит-плаггиоклаз-нефелиновые кальцитсодержащие гнейсы, 4 - баланс главных компонентов на единицу объема при изменении мрамора (1) в нефелинсодержащие гнейсы (5), 5 - нефелин-плаггиоклаз-биотит-роговообманковые кальцитсодержащие гнейсы; 6-14 - Северо-Восточная Тува (Коваленко, 1968): 6 - доломитовый мрамор, 8 - форстеритовый кальцифир, 12 - эндоконтактовый ийолит, 7, 9, 10 - баланс главных компонентов в г/100 см³ в соответствующих реакциях, 13 - меланократовый нефелиновый сиенит, 14 - фойяит.

и основных пород по линейно-вытянутым зонам развиваются поля гнейсов и фенито-гнейсов, в которых образуются линзо- и жиллообразные, анатектические, бескорневые тела щелочных гранитоидов и нефелиновых сиенитов (Тугаринов и др., 1968). Эти тела пространственно и во времени тесно совмещены (Павленко и др., 1969). Отличительной особенностью приведенного примера является разнообразие минеральных фаций палингенно-метасоматических серий. Для каждой из них характерна особая линия петрохимической эволюции, о чем можно судить по диаграмме рис. 21, где приведены фойяитовая (6), миаскитовая (7) и граносиенитовая (8) серии, и обобщенной диаграмме рис. 54.

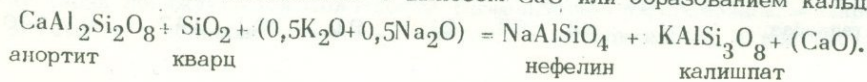
Щелочногранитоидные палингенно-метасоматические формации (щелочные гнейсы) распространены значительно шире нефелин-сиенитовых. Многие авторы приводят убедительные данные о их связи с ювенильными растворами-инициаторами: А.А. Чумаков (1958) - формация Кейв, Кольский полуостров; Кинг (King, 1955) - граниты Семаруле, Бечуаналенд; С.П. Кориковский (1967) - комплекс Алданского щита и Чарской глыбы, Якутия. Так, Кинг (King, 1967) на основании анализа экспериментов (Willie, Futtle, Von Platen) и обширных геологических данных утверждает, что расплавы являются результатом, а не причиной появления пород гранитного состава, в том числе и мигматитов. Плавятся породы, уже достигшие состава соответствующих гранитов.

Продукты прогрессивного метасоматоза в экзоконтактах щелочных интрузий весьма разнообразны, что объясняется большим числом вариантов сочетаний состава вмещающих и интрузивных пород (см. табл. 10). Как и в породах палингенно-метасоматической группы, наблюдается приближение минерального и химического составов метасоматических пород к составу магматических в направлении контакта. Отличием является то, что состав магматических пород в эндоконтактах также претерпевает изменения, и краевые фации интрузий при реакционных отношениях с вмещающими породами отличаются от центральных. Это - многократно описанное явление (Жариков, 1959; Коваленко и др., 1965₁, 2; Маркушев и др., 1966; Перчук, 1963, 1964; Павленко, 1963₁, 2) является следствием общего принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и растворах Д.С. Коржинского (1959, 1960). Общее правило - следующее: при инфильтрационном магматическом замещении чем более основной является вмещающая порода, тем более щелочной и менее кремнекислотной становится фация эндоконтакта, и наоборот. Так, Л.Л. Перчук описал образование нефелиновых пород в эндоконтакте гранитоидов Дежневского массива (Чукотка) при замещении ими вмещающих карбонатных толщ (Перчук, 1963). Напротив, в Матчинском массиве (Туркестано-Алай, Средняя Азия) эгирин-геденбергитовые-биотитовые нефелиновые сиениты по направлению к вмещающим биотит-кварцевым сланцам последовательно сменяются пироксен-гастингситовыми щелочными сиенитами, роговообманково-биотитовыми кварцевыми сиенитами и, наконец, биотитовыми гранитами (Перчук, 1964). Интересно отметить, что в контактах с габброидами и нефелиновые сиениты и граниты переходят в эндоконтактах в пироксен-амфиболовые щелочные сиениты (Коваленко и др., 1965₂, 1969₁, 2).

Подразделение экзоконтактных щелочнометасоматических формаций рационально вести по трем принципиальным группам исходных замещающих пород: алюмосиликатной, карбонатной и ультраосновной. В алюмосиликатных породах, эквивалентных по составу интервалу от гранитов до габбро, под воздействием щелочных интрузий происходит образование фенито-сиенитоподобных пород, иногда с кварцем либо с нефелином. Одной из важных реакций фенитизации является:



При недостатке кварца в подобной реакции будет образовываться нефелин. Столь же характерна реакция образования нефелина и калишпата за счет анартиновой составляющей плагиоклаза с выносом CaO или образованием кальцита:



При недостатке кварца, особенно в присутствии кальцита и кальциевого скаполита, в аналогичной реакции возникает корунд (Moyn, 1949).

Типичный пример петрохимических изменений при образовании фенитов за счет гнейсов и зеленокаменных пород, вмещающих Хибинский массив (Кольский полуостров), приведен Р.П. Тихоненковой (1967) — табл. 27. Здесь обращает на себя внимание образование зоны базификации, отвечающей тералит-фенитам с максимумом содержаний Mg, Fe²⁺, Ti, Al и минимумом SiO₂. Образование подобных зон весьма характерно при фенитизации основных меланократовых пород.

В контактах щелочных интрузий с карбонатными кальцит-доломитовыми породами обычно образуются магнезиальные скарны, аналогичные таковым в контактах гранитных интрузий и содержащие шпинель, форстерит и пироксен. Так, Л.Л. Перчук (1964) описывает следующую зональность магнезиальных скарнов в связи со щелочными интрузиями Туркестано-Алая (Средняя Азия): 00 — доломит-кальцит, V — шпинель-кальцит; IV — шпинель-форстерит-кальцит; III — шпинель-форстерит-пироксен-кальцит; II — шпинель-пироксен-кальцит; I — пироксен-кальцит; 0 — меланократовый сиенит. Взаимодействие нефелин-сиенитовых расплавов с карбонатными породами в разных регионах рассмотрено также в работах Р.М. Яшиной (1962, 1963), В.А. Коконовой (1961), В.И. Коваленко и др. (1968). В последней работе проведен анализ петрохимических изменений от исходного доломитового мрамора через форстеритовые и фассаитовые породы, эндоконтактные ийолиты и меланократовые нефелиновые сиениты до фойяита, слагающего центральную часть массива (табл. 25).

Послемагматический щелочной метасоматоз состоит в замещении пород любого состава щелочными полевыми штатами и щелочными темноцветными при температурах ниже гранитных и нефелин-сиенитовых эвтектик, т.е. после кристаллизации магматических пород. Состав послемагматических минералов четко отличается от составов прогрессивной стадии. Последние практически не отличимы от метаморфических и магматических минералов. Послемагматические полевые штаты приближаются к чистым микроклину и альбиту; темноцветные отличаются высокой железистостью и высоким содержанием щелочей. Для рибекитов и слюд очень характерно появление в их составе лития.

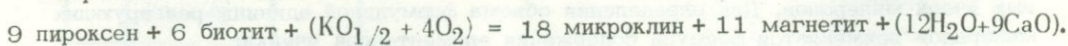
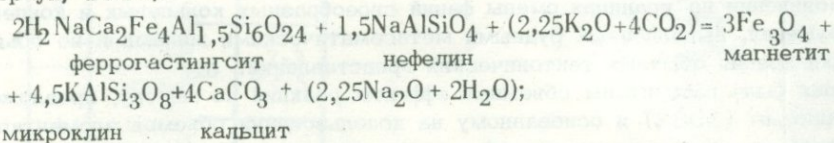
Таблица 27

Химический состав хибинитов, фенитов и вмещающих пород Хибинского массива, рассчитанный по методу Барта (Тихоненкова, 1968)

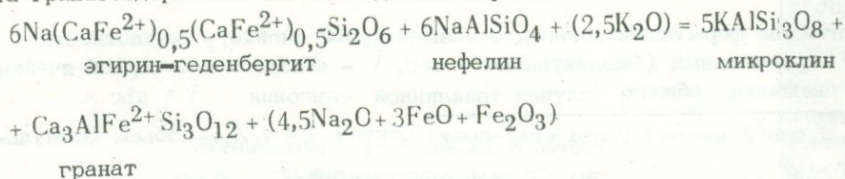
№ пробы	Породы	Число ионов в стандартной ячейке								
		K	Na	Ca	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	Si
г	Биотитовый гнейс	26	108	26	16	20	17	155	-	606
2г	Полевошпатовый гнейс	56	92	20	12	19	14	218	-	563
1г	Нефелин-полевошпатовый гнейс	104	76	34	21	23	33	184	10	542
0	Хибинит	76	167	15	10	17	26	239	5	513
1д	Полевошпатовый фенит с нефелином	77	113	13	15	16	8	224	8	536
2д	Малиньит-фенит	32	135	60	123	53	35	121	24	492
3д	Тералит-фенит	38	89	56	163	62	27	171	72	407
4д	Пироксен-плагноклазовый роговик	8	53	133	102	55	25	140	4	511
д	Метадиабаз	30	62	63	21	91	32	147	9	546

Послемагматический метасоматоз имеет противоположное по сравнению с прогрессивным метасоматозом направление химической эволюции. По мере падения температуры происходит возрастание кислотности растворов, что выражается в последовательной смене процессов микроклинизации, альбитизации и окварцевания. На заключительном этапе щелочность вновь возрастает и образуются поздние генерации альбита, содалит, канкринит, анальцит, натролит. Общий температурный интервал послемагматического щелочного метасоматоза, по данным двуполевошпатового и нефелин-полевошпатового термометров (Герчук, 1968), а также по методу жидких включений (Керкис, Костюк, 1963), может быть оценен в 600–300° (до 200°).

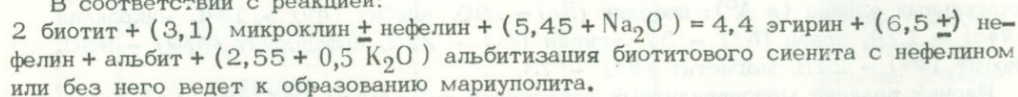
Процессы микроклинизации и альбитизации сопровождаются рядом реакций, изменяющих минеральный состав пород и имеющих большое геохимическое значение. Так, калиевый метасоматоз часто сопровождается замещением темноцветных минералов магнетитом, что ведет к высвобождению содержащихся в них изоморфных примесей редких элементов, которые образуют собственные акцессорные минералы (Герчук, 1964):



При выносе железа калиевый метасоматоз может привести к образованию святоно-сита-гранатсодержащей сиенитоподобной породы:



В соответствии с реакцией:



Как показывают приведенные реакции, с которыми согласуются также и экспериментальные данные (Wyart, Sabatier, 1962, Иванов, 1962_{1, 2}, 1966), определяющую роль в щелочнометасоматических процессах играют соотношения концентраций или потенциалов K_2O и Na_2O . Для изображения различных минеральных ассоциаций, возникающих при разной величине и соотношениях потенциалов (μ) K_2O и Na_2O удобно использовать пучковые и многопучковые диаграммы (Скрейнмакерс, 1948; Коржинский, 1957, 1973). Один из примеров подобных диаграмм приводится на рис. 12 (Гавленко, Коваленко, 1961). Наклоны моновариантных линий на ней определяется отношением молекул K_2O и Na_2O , добавляемых и выделяемых в данной реакции; направление стабильных и метастабильных лучей — из правила Ле-Шателье; масштаб — условный. Каждое из полей диаграммы отвечает фации щелочности с определенными парагенезисами минералов, отраженными на треугольных концентрационных диаграммах. Фации В-1 — В-3 относятся к мета-нефелинитам; Б-1 — Б-3 — альбититам; Б-2 — Б-4 — к микроклинитам, А-1 — А-4 — щелочным метакварцитам.

В природных объектах фации встречаются совместно, формируя в совокупности фациальную зональность, отражающую временную и пространственную последовательность их образования (Павленко и др., 1965). На рис. 12 пунктирными стрелами указаны часто встречаемые последовательности фаций от ранних к поздним и соответственно от периферических к центральным (см., например, рис. 13). Как отмечалось, они отражают тенденцию к повышению кислотности в ходе метасоматического процесса с понижением температуры, а именно: 1) все замещения идут в сторону фаций понижающейся щелочности (нефелиновые парагенезисы — мариуполиты — замещаются полевошпатовыми-альбититы и микроклиниты, а полевошпатовые —

кварцсодержащими — метакварцитами); 2) калишпатовые фации замещаются альбититовыми; 3) при любых типах замещений линии моновариантных равновесий $Amf + Ab = Bi + Kв$, $Amf + Mкл = Bi + Kв$, $Amf + Mкл = Эг + Би$, $Amf + Ab = Эг + Би$, $Amf + He = Эг + Би$ не пересекаются. Для объяснения этих закономерностей было выдвинуто предположение о том, что любой тип замещения должен сопровождаться уменьшением общего объема реагирующих минералов. Действительно, при условии постоянства объема метасоматической системы в целом увеличение объема замещающего парагенезиса минералов должно было бы сопровождаться растворением вполне подвижного минерала, что представляется невозможным при регрессивном постмагматическом процессе.

Уменьшение объемов на границах фаций ярко подтверждается геологическими и петрографическими наблюдениями. Действительно, на фронтах фациального замещения происходит накопление вполне подвижных минералов, т.е. минералов, сложенных вполне подвижными компонентами, обогащение темноцветными и редкометалльными минералами, т.е. минералами, сложенными перемещенными инертными компонентами, наблюдаются явления метасоматической контракции. Последние выражаются, например, в появлении на границах смены фаций своеобразных кольцевых и концентрических нарушений, выполненных рудными метасоматическими жилами и не объясняемых с точки зрения обычных тектонических представлений.

Для проверки были рассчитаны объемные эффекты реакций по методу, предложенному А.П. Егоровым (1962) и основанному на использовании объемов элементарных ячеек минералов. Для определения объема формульной единицы реагирующих минералов применяется формула содержания элементарной ячейки:

$$Z = \frac{V \cdot \rho}{M \cdot 1,66}$$

где Z — количество формульных единиц в элементарной ячейке; ρ — плотность минерала; M — формульный ("молекулярный") вес; V — объем элементарной ячейки, равный для наиболее общего случая триклинной сингонии $V = abc \times$

$\times \sqrt{1 - \cos^2 \alpha - \cos^2 \beta - \cos^2 \gamma + 2 \cos \alpha \cdot \cos \beta \cdot \cos \gamma}$, откуда $V = v/Z$, v — объем формульной единицы.

Для щелочнометасоматических минералов были вычислены следующие объемы формульных единиц (в Å³): нефелин (He) — 190, альбит (Ab) — 174, микроклин ($Mкл$) — 178, кварц ($Kв$) — 37, эгирин ($Эг$) — 212, арфедсонит ($Арф$) — 950, биотит ($Би$) — 245, магнетит ($Mт$) — 73.

Расчет реакций моновариантных равновесий диаграммы (см. рис. 14) проводили с помощью определителей по методу Коржинского (1957), исходя из пятиминеральных невариантных парагенезисов и постоянства составов минералов системы. Рассмотрим объемные эффекты реакций в порядке типов фациальной зональности:

1.
$$2 He + Эг + (K_2O) = 2 Mкл + 2/3 Mт + (2Na_2O) - \text{линия } (Ab, Kв) 592 \rightarrow 405.$$
 Изменение объема — 32%.
2.
$$2 He + Эг = 2 Ab + Mт + (Na_2O) - \text{линия } (Mкл, Kв) = (Би, Kв) 592 \rightarrow 399.$$
 Изменение объема — 23%.
3.
$$15 He + 6 Амф + (4K_2O) + (2H_2O) = 13 Ab + 8 Би + (10Na_2O) - 8550 \rightarrow 4220.$$
 Изменение объема — 51%.
4.
$$Mкл + (Na_2O) = Ab + (K_2O) - \text{линия } (Амф, He) = (Kв, He, Би, Эг) 178 \rightarrow 174.$$
 Изменение объема — 1,5%.
5.
$$Эг = 4 Kв + Mт + (Na_2O) - \text{линия } (Mкл, He) 212 \rightarrow 199.$$
 Изменение объема — 6%.
6.
$$12 Амф + 4 He + Mт + (8K_2O) + (4H_2O) = 13 Эг + 16 Би + (7Na_2O) 12 797 \rightarrow 6690.$$
 Изменение объема — 48%.

N	МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ											v	p	O	Si			
	Al	Fe	K	Na	Ca	Sr	Ba	Mg	Mn	Ti	Nb						Zr	TR
0	0,2Mu + Hl + 8, 1Q + 0,2Ka + 5, 7Hm + (1,3K + 0,3Na)											2,58	3,48	125,02	83,40	C ₀		
1	-1,1 Bi ₁ + 0,4 Mu + 0,3 Pl ₂₀ + 5,0 Q + 2,1 Mt + 0,2 Sl + 0,2 Alm + 5,5 H ₂ O + 0,2 CO ₂ ;											2,61	3,52	125,89	81,60	C ₁		
	5,8 Pl ₃₀ + 1, 35 Bi ₂ + 6,65 Q + 0,6 Mt + (1, 35 K + 1,05 Na + 0,3 H ₂ O)											-	-	+0,87	- 1,8	Δ ₂₋₃ ¹		
2	-5,4 Pl ₁₀ + 1,3 Kf ₁ + 1,65 Bi ₃ + 2,0 Q + 0,3 Mt;											2,56	5,89	121,96	80,20	C ₂₋₃		
	2,0 Pl ₁₀ + Kf ₁ + Bi ₃ + Q + 0,85 Mt + (1,5 Ca + 0,1 Na + 2,45 O)																	
3	-1,05 Pl ₃₀ + Kf ₁ + Gs ₁ + 1,1 Q + 0,2 Mt + (0,35 K + 0,6 H ₂ O);											-	-	-3,06	-3,20	Δ ₄₋₅ ²⁻³		
	1,85 Pl ₃₀ + 15 Kf ₁ + 5,0 Hs ₁ + 15,4 Q + 2,35 Mt + (0,37 H ₂ O + 2,7 Mg + 6,0 Na + 0,9 K)																	
4	-15 Kf ₂ + 7,0 Hs ₂ + 18,5 Pl ₁₀ + (0,9 Ca);											2,50	6,72	117,64	73,20	C ₄₋₅		
	Kf ₂ + 0,52 Hs ₂ + 0,5 Pl ₁₀ + (0,55 Mg + 1,22 K + 0,84 H ₂ O)																	
5	-1,52 Kf ₂ + 1,04 Bi ₄ + (0,78 Ca + 0,95 Na + 0,68 O);											-	-	-7,38	-10,20	Δ ₆ ⁴⁻⁵		
	8,2 Kf ₂ + 1,0 Bi ₄ + 3,6 Pl ₁₀ + (1,33 K + 2,9 O)																	
6	-12,3 Kf ₃ + 0,9 Bi ₅ + (0,3 Mg + 0,36 Ca + 0,58 Na + 0,1 H ₂ O);											2,52	3,82	118,30	72,50	C ₆		
	16,05 Kf ₃ + 0,9 Bi ₅											-	-	-6,72	-10,90	Δ ₇ ⁶		
7	-14,65 Kf ₄ + 1,0 Bi ₆ + 0,2 Nf + (0,5 Na + 0,45 H ₂ O + 7,10);											2,54	5,87	120,45	66,70	C ₇		
												-	-	-4,57	-16,70	Δ ₇ ¹		
1																		

N - зоны: 0 - зеленые сланцы; 1 - ставролит-кварцевые и силлиманит-альмандиновые гнейсы; 2 - биотитовый мигматит; 3 - амфи-
боловый мигматит; 4 - амфиболовый фенит; 5 - биотитовый фенит; 6 - биотит-полевошпатовые породы; 7 - миаскиты. Alm - альмандин;
Bi₁ - K (Mg₂Fe²⁺) AlSi₃O₁₀(OH)₂, Bi₂ - K (Mg_{1,5}Fe²⁺_{1,5}) AlSi₃O₁₀(OH)₂, Bi₃ - K (Mg_{1,35}Fe²⁺_{1,65}) AlSi₃O₁₀(OH)₂, Bi₄ - K (Mg_{1,2}Fe²⁺_{1,8})
AlSi₃O₁₀(OH)₂, Bi₅ - K (Mg_{1,0}Fe²⁺_{2,0}) AlSi₃O₁₀(OH)₂, Bi₆ - K_{0,8}Na_{0,1}(Mg_{0,9}Fe²⁺_{1,3}) (Fe²⁺_{0,5}Al_{0,2}), Al_{1,2}Si_{2,6}O₁₀(OH)_{0,9}O_{0,8} - биотиты;
Hl - хлориты; Hm - гематиты; Hs₁ = Hs₂ - Ca_{1,4}(Na_{1,5}K_{0,45})(Fe_{1,7}Mg_{1,35})Fe_{1,65}(Al_{1,85}Fe²⁺_{0,20}Si_{5,85}O₂₂(OH)_{0,75}O_{1,1}) - гастингситы;
Ka - кальциты; Kf = Kf₂ - (K_{0,8}Na_{0,2})AlSi_{2,9}O₈, Kf₃ - (K_{0,65}Na_{0,35})AlSi_{2,8}O₈, Kf₄ - (K_{0,65}Na_{0,35})AlSi₃O₈ - калишпат; Mt - магнетиты;
Mu - мусковиты; Nf - нефелин; Pl_{10,20,30} - плагиоклазы и содержание анортита; Q - кварц; Sl - силлиманит; v - объемный вес;
p - пористость; k - коэффициент сохранности минерала; c₀ ... c₇ - содержание компонентов в зонах 0 - 7; Δ₂₋₃¹ ... Δ₇⁶ - ба-
ланс вещества в г/100 см в реакциях между зонами.

ЭЛЕКТРООТРИЦАТЕЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Фация	ЭО ^x	TR, Y	ЭО	Th, U	ЭО	Zr, Hf	ЭО	Ti	ЭО	Nb, Ta	ЭО
В-2 (В-1)	В							РИНКОЛИТ $\text{Ca}_4\text{Na}_2\text{Cl}(\text{Ti}; \text{Nb})$ $[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH}, \text{F})_4$	2,33		
	Не 2,32					ЭВДИАЛИТ $(\text{Na}, \text{Ca})_5 \text{ZrSi}_6$ $\text{O}_{16}(\text{OH})\text{Cl}_2$	2,39	(ЛАМПРОФИЛЛИТ) $\text{Na}_4\text{Sr}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_4$ $\text{Si}_6\text{O}_{25}\text{F}_2$	2,36		
В-3		(АПАТИТ) ^{xx} $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH})$	2,42			ЛОВЕНИТ $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn}^{2+})_3$ $\text{Zr}[\text{SiO}_4]_2\text{F}$	2,42	РАМЗАИТ $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$	2,43	ВЕЛЕРИТ $(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Zr}, \text{Nb}, \text{Ti})[\text{SiO}_4]_2\text{F}$	2,43
								АСТРОФИЛЛИТ $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mn})_4$ $\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH}, \text{F})_2$	2,47		
Б-4а ^{xxx}	Б	ЦЕРИТ $(\text{Ca}, \text{Ce})_3\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_9$	2,48							ПИРОХЛОП $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2$ $(\text{F}, \text{O})_7$	2,47
Б-3	Ми 2,54	БРИТОЛИТ $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce})_5$ $[(\text{Si}, \text{P})\text{O}_4]_3$ $(\text{OH}, \text{F})_2$	2,50					ЭНИГМАТИТ $\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mn})_6\text{Ti}$ $(\text{Si}_2\text{O}_7)_3$	2,51		
	Аб 2,56	Се - ГАДОЛИНИТ $(\text{Ce}, \text{Y})_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}$ Si_2O_{10}	2,56					СФЕН $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]_2\text{O}$	2,53		
Б-1а	Эг 2,53 Риб 2,52 Би 2,55	(ОРТИТ) $(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	2,58							(ЛОПАРИТ) $(\text{Ce}, \text{Na}, \text{CO})_2$ $(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$	2,56
Б-2	Мг 2,61							ЧЕВКИНИТ $(\text{Ca}, \text{Ce})\text{Ti}[\text{SiO}_4]_2\text{O}$	2,55	ГАТЧЕТОЛИТ $(\text{Ce}, \text{U}, \text{Ca})_{1,3}$ $(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_7$	2,56
		КЕЙЛЬХАУТИТ $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Y})(\text{Al}, \text{Ti})[\text{SiO}_4]_2\text{O}$	2,59	ТОРИАНИТ ThO_2	2,58			ИЛЬМЕНИТ FeTiO_3	2,59	ФЕРСМИТ CaNb_2O_6	2,59
Б-4б				УРАНО-ТОРИАНИТ $(\text{U}, \text{Th})\text{O}_2$	2,60					ЭШИНИТ $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$	2,63
		ИТТРОТАЛЕНИТ $(\text{Th}, \text{Y})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$	2,62					(ДАВИДИТ) FeTi_3O_7	2,65	ФЕРГЮСОНИТ $\text{Y}_2\text{Nb}_2\text{O}_8$	2,63
Б-1б		МОНАЦИТ CePO_4	2,69	КОФФИНИТ $\text{U}[(\text{Si}, \text{H}_4)\text{O}_4]$	2,72	ЦИРТОЛИТ $(\text{Zr}, \text{TR})\text{SiO}_4\text{nH}_2\text{O}$	2,70	БРАННЕРИТ $(\text{U}, \text{Fe})_3(\text{Ti}, \text{Si})_5\text{O}_{16}$	2,70	ЭВКСЕНИТ $(\text{Ca}, \text{Y}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6$	2,66
				МАЛАКОН $(\text{Zr}, \text{U})\text{SiO}_4\text{nH}_2\text{O}$	2,73						
А-3	А									БЛОМСТРАНДИТ-БЕТАФИТ $(\text{Ca}, \text{TR}, \text{U})_{0,7}(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_7$	2,72
А-2	Кв 2,77	КСЕНОТИМ YPO_4	2,72	ТОРИТ ThSiO_4	2,72	ЦИРКОН ZrSiO_4	2,75	РУТИЛ (АНАТАЗ) TiO_2	2,70	КОЛУМБИТ $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$	2,76
А-1		ПАРИЗИТ $\text{Ca}(\text{La}, \text{Ce})_2$ $[\text{CO}_3]_3\text{F}_2$	2,75					(ИЛЬМЕНОРУТИЛ) $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$	2,73		

^xЭО - электроотрицательность. ^{xx}В скобках - минералы с высоким содержанием компонента. ^{xxx}Символами "а" и "б" обозначены подфации, сильно различающиеся в петрохимическом и геохимическом отношениях.

7. Линия (Мк_л, Н_е, К_в)
 $4 \text{ Аб} + 12 \text{ Амф} + 10 \text{ Мт} + (8\text{К}_2\text{О}) + (4\text{Н}_2\text{О}) = 15 \text{ Эг} + 16 \text{ Би} + (5\text{Na}_2\text{O})$
 12826 → 7100. Изменение объема - 45%.
8. Линия (Н_е, К_в, Аб)
 $4 \text{ Мкл} + 12 \text{ Амф} + 10 \text{ Мт} + (6\text{К}_2\text{О}) = 15 \text{ Эг} + 12 \text{ Би} + (3\text{Na}_2\text{O})$ 12842 → 6310.
 Изменение объема - 53%.
9. Линия (Аб, Н_е) = (Эг, Н_е)
 $\text{Мкл} + 3 \text{ Амф} + (1,5\text{К}_2\text{О}) + (\text{Н}_2\text{О}) = 15 \text{ Кв} + 4 \text{ Би} + (4,5\text{Na}_2\text{O})$ 3028 → 1535.
 Изменение объема - 49%.
10. Линия (Мк_л, Н_е)
 $\text{Аб} + 3 \text{ Амф} + (2\text{К}_2\text{О}) + (\text{Н}_2\text{О}) = 15 \text{ Кв} + 4 \text{ Би} + (5\text{Na}_2\text{O})$ 3024 → 1535. Из-
 менение объема - 49%.

Таким образом, расчет полностью подтверждает выдвинутое предположение о влиянии изменений объемов на направление метасоматических реакций, и, кроме того, позволяет объяснить ряд деталей строения фациальной метасоматической зональности. По объемному эффекту рассмотренные метасоматические реакции можно разделить на три группы: 1) средние изменения объема (20–30%), 2) малые изменения объема (1,5–6%), 3) сильные изменения объема (около 50%). К первой группе относятся случаи с четко выраженной границей смены фаций, на которой обычно наблюдается резкое обогащение вполне подвижными темноцветными и редкометалльными минералами. Характерные примеры – смена мариуполитов микроклинитами и альбититами. Ко второй группе относятся случаи альбитизации микроклинитов и окварцевания полевошпатовых пород, для которых типично диффузное развитие замещающего минерального комплекса и отсутствие резких границ между фациями, а также широкое развитие индифферентных минералов (Павленко, Коваленко, 1961). Соответственно в этих случаях преимущественно образуется вкрапленное оруденение, захватывающее большие объемы пород. Наконец, в случае сильного изменения объема (третья группа) перехода к последующим фациям практически не наблюдается и процесс прекращается на образовании меланократовых зон, резко обогащенных редкометалльными и вполне подвижными минералами – кальцитом и флюоритом. Иногда меланократовые рудные зоны сменяются сахаровидным альбитом или кварцем, которые по ряду соображений можно в этих случаях также рассматривать как вполне подвижные минералы. К последней группе относятся наиболее богатые “жильные” типы редкометалльных руд, имеющие обычно локальное распространение.

Все отмеченные особенности фациальной зональности щелочных метасоматитов, очевидно, могут объясняться характером изменения давления, которое в изохорических метасоматических системах находится в функциональной зависимости от объема и, следовательно, от объемных эффектов метасоматических реакций.

Таким образом, тип фациальной метасоматической зональности и характерный для него объемный эффект реакции предопределяют место и характер редкометалльного оруденения в отношении содержания рудных минералов и объема руд.

В пределах отдельных фаций могут формироваться колонки метасоматических зон с уменьшающимся числом минералов, обязанные дифференциальной подвижности компонентов (Коржинский, 1955, 1968). По мере перехода компонентов в подвижное состояние, когда они не насыщают метасоматический раствор, последовательно исчезают минералы этих компонентов и в итоге образуется мономинеральная порода. В щелочных метасоматитах наименее подвижным обычно оказывается Al_2O_3 и в зонах максимальной метасоматической проработки образуются мономинеральные микроклиниты или альбититы. На фронте замещения ими зон с темноцветными минералами накапливаются разнообразие акцессории редких элементов.

Благоприятная геохимическая обстановка (повышенные содержания редких элементов в исходных магматических породах, обилие минерализаторов F, CO_2 и щелочей, значительный температурный интервал) обуславливают появление в щелочных метасоматитах многочисленных редких минералов Y, TR, Zr–Hf, Nb, Ta, Th, U, Ti, Be, Li, некоторые из них приведены на диаграмме рис. 12. Ряд своеобразных минералов устанавливается в метасоматитах аргайтовых массивов, на-

пример Ловозерского: апофиллит, рабдофан, катаплеит, альпидит, власовит, нарсарсукит, нептунит, ненеджесичит, лабунцовит, эпидидимит (Тихоненков, Тихоненкова, 1962). В апогранитах, т.е. гранитах, подвергшихся щелочному метасоматозу (Брус и др., 1962), наряду с криолитом и томсенолитом появляются специфические минералы Y, TR, Ta, Be, Li: гагаринит, таленит, иттриалит, гадолинит, тенгерит, синхизит, кайнозит, микролит, миларит, берtrandит, фенакит, криофиллит (Минеев, 1968).

Каждый из редких компонентов образует ряды последовательных минералов с повышающейся среднегеометрической электроотрицательностью соответственно понижению щелочности фаций, в которых они встречаются, что иллюстрирует табл. 28 (Павленко, 1969, 1972₂).

О происхождении пород гранитной-щелочногранитоидной формации на примере Монголо-Тувинской провинции

Гранитная-щелочногранитоидная формация, без сомнения, является одним из наиболее сложных плутонических образований. Об этом говорят ее полифациальность и замечательное геохимическое многообразие. Особенно остро дискутируются в литературе вопросы о происхождении щелочных расплавов и соотношении нефелин-сиенитовых и гранитных пород в рамках единой формации.

Заключение о происхождении щелочных и гранитоидных пород Тувинской провинции. О происхождении и эволюции щелочных расплавов существуют многочисленные гипотезы, причем большинство исследователей согласны с точкой зрения о гетерогенности и конвергентности щелочных пород (Шейнманн и др., 1961).

Обоснованные взгляды на происхождение гранитов и щелочных пород в пределах Северо-Восточной Тувы, входящей в Монголо-Тувинскую провинцию, были выдвинуты В.И. Коваленко и Э.И. Пополитовым (1970). Они базировались на обширном и детальном материале по геологии, петрографии и геохимии интрузий Саянского пояса. В целом ими предложена достаточно сложная петрогенетическая модель, с основными положениями которой мы можем согласиться. Эти положения сводятся к следующему.

Образование гранитных, сиенитовых и нефелин-сиенитовых расплавов, которые образуются под влиянием единого "инициатора" (термин наш) — потока глубинных растворов в исходных породах различного состава, — палингенное. Поэтому очаги каждого из этих расплавов принципиально разобщены, но в силу структурных и литологических условий обычно тесно сближены. Гранитные расплавы возникают в насыщенных кремнекислотой алюмосиликатных породах, сиенитовые — в породах габброидного состава и нефелин-сиенитовые — при сочетании габброидных и карбонатных пород.

Рассмотрение фактов по всей провинции в целом, проведенное в предыдущих разделах, дает возможность подтвердить и уточнить эти положения.

Тесная временная, пространственная и геохимическая взаимосвязь гранитов и щелочных пород в пределах провинции позволяет объединить их в единую гранитную-щелочногранитоидную формацию орогенного этапа развития складчатой области. Происхождение формации в целом не может быть связано с глубинными основными или тем более ультраосновными расплавами, проявления которых в пределах провинции в соответствующие интервалы времени отсутствуют. Зарождение гранитных и щелочных расплавов и процессы становления пород формации протекали в толще сиалической коры, сформированной на геосинклинальном этапе развития складчатой области и охватывают длительный промежуток геологического времени. В целом процессы и механизмы зарождения расплавов могут быть объединены термином "палингенез" как образование магматических расплавов в результате метаморфизма, метасоматоза и фракционного выплавления (анатексиса). Во всех изученных случаях в пределах провинции палингенез протекал в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, т.е. при температурах не выше 700°C, что подтверждено минералогическими термометрами (Перчук, Павленко, 1967). В процессе прогрессивного метасоматоза, предшествовавшего анатексису, возникали серии пород грани-

то-гнейсов и сиенито-гнейсов (фенитов), отвечающих своего рода метасоматическим котектикам разных минеральных фаций (рис. 54). Метасоматическая эволюция заканчивается выплавлением гранитных либо нефелин-сиенитовых эвтектик и образованием реститов. Минеральные фации метасоматических пород и анатектитов в одной ассоциации одинаковы и определяются соотношением составов растворов-инициаторов и исходных пород. Независимое зарождение расплавов различных минеральных фаций (щелочности) можно назвать полиэвтектическим анатексисом.

Дифференциация пород на насыщенные и ненасыщенные кремнекислотой происходит на метасоматическом этапе, и существование пространственно тесно связанных кварцевых и нефелиновых магматических образований не требует преодоления температурного барьера (рис. 52).

При интродировании неперегретых палингенных расплавов в обстановку, химически отличную от условий зарождения, возможна их дифференциация в силу разнотемпературности эвтектик разных фаций (фракционная апоэвтектическая кристаллизация, Тугаринов и др., 1968, рис. 53, 54). При магматическом замещении основных пород низкощелочными гранитными расплавами возникают эндоконтактные фации повышенной щелочности. Этот процесс сопровождается инфильтрационной десиликацией, ведущей в свою очередь к явлению "щелочной закалки", т.е. к образованию в эндоконтактных гранитных интрузиях трахитовых зон. Внедрение нефелин-сиенитовых, особенно миаскитовых расплавов в насыщенные кремнекислотой породы может вызвать селективное выплавление кварцсодержащих составов, формирующих в экзоконтактах интрузий "сопутствующую жильную серию" кварцевых трахит-порфиров, сиенит-аплитов и аплитов.

Процессы палингенеза и магматического замещения подтверждаются характером перераспределения редких элементов. Многие из них концентрируются в экзоконтактных реститовых зонах анатектических тел и в эндоконтактных зонах щелочной закалки. Сами анатектические расплавы и соответствующие породы обеднены большинством редких элементов ("палингенная автолизия"). Низкие содержания редких элементов и региональные дисперсии, связанные с содержанием и фазовым распределением их в исходных породах, можно считать геохимическим признаком анатектических магм (табл. 13).

Геологические и петрографические черты аллохтонных, интрузивных форм щелочных массивов среднепалеозойского сангиленского комплекса Восточной Тувы (многофазность, полифациальность и др.), несомненно, указывают на участие в их образовании механизма кристаллизационной дифференциации. Фракционирование магмы в соответствии с принципом котектической кристаллизации при понижающейся температуре имело при этом подчиненное значение. С этим связаны незначительный интервал колебания основности (содержание CaO , MgO и FeO) по всему комплексу в целом и по отдельным группам пород (граниты, сиениты, нефелиновые сиениты) и близость составов большинства пород к эффузивным, а не интрузивным петрохимическим типам. Главным механизмом, ответственным за формирование наиболее распространенных массивов расщепленного типа, является изотермическая апоэвтектическая кристаллизация. Увеличение валовых коэффициентов активности компонентов и выпадение минералов при апоэвтектической кристаллизации обусловлены не изменением температуры, а изменением щелочности и осуществляются при постоянной температуре в силу различия составов и температур эвтектик разных минеральных фаций. Поясним вкратце это положение (рис. 53). Петрохимическое изучение интрузий и палингенных тел гранитов и нефелиновых сиенитов показало, что минимальное содержание SiO_2 имеют граниты III поля и максимальное - I и IV полей диаграммы зависимости парагенезисов гранитоидов от $\mu\text{K}_2\text{O}$ и $\mu\text{N}_2\text{O}$ Д.С. Коржинского (1957), тогда как для нефелиновых сиенитов минимум SiO_2 наблюдается в породах III_{II} поля и максимумы - в I_{II} и IV_{II} полях щелочности аналогичной диаграммы для нефелиновых сиенитов А.С. Павленко и Л.В. Филиппова (1965). Согласно диаграмме плавкости системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ эвтектики с полевым шпатом максимально обогащены кварцем либо нефелином. Отсюда можно сделать обратное допущение: температура эвтектики будет тем выше, чем меньше содержится в ней кварца или нефелина. Тогда максимальную температуру имеет гранитная эвтектика III поля и минимальную - I и IV. В нефелиновых сиенитах высокотемпературными будут миаскитовая - I_{II} - и лаурдалит-шонкинитовая -IV_{II} -

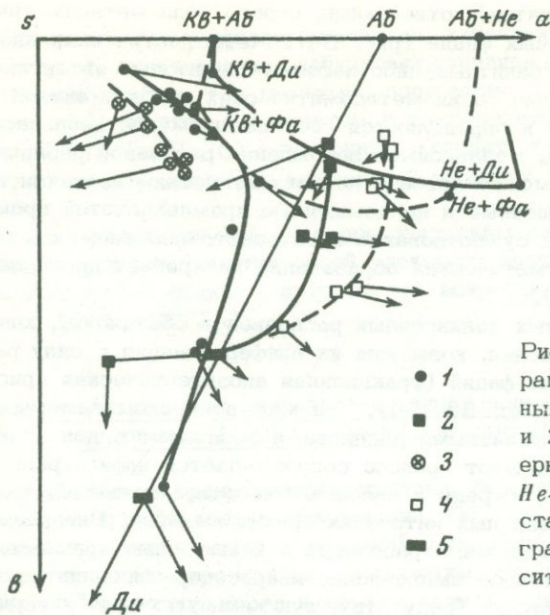


Рис. 52. Проекция a, s, b диаграммы А.Н.Заварицкого палингенных серий: 1 - щелочногранитной и 2 - миеаскитов с переходом барьерного сечения $Ab-Du$ системы $He-Du-Kv$ на метасоматической стадии; 3 - серия нормальных гранитов; 4 - фойяитов - эссекситов, 5 - исходные породы

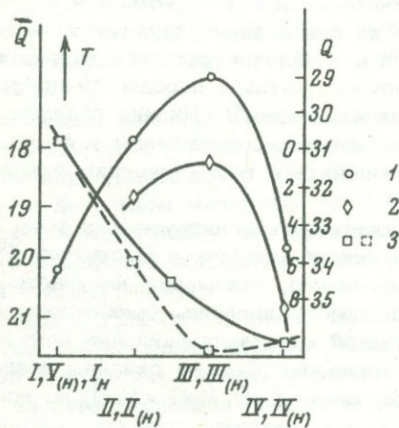


Рис. 53. Содержание кварца (Q) и нефелина (\bar{Q}) в анхизвтекктических гранитах и нефелитовых сиенитах различных фаций щелочности (I, I_N-V, V_N) брельского и сангиленского комплексов Тувы

Температура эвтектик понижается с увеличением содержания в них кварца или нефелина (1 - граниты, 2 - сиениты, 3 - нефелиновые сиениты). Пунктирная линия включает составы нефелиновых сиенитов уджигинского комплекса (МНР)

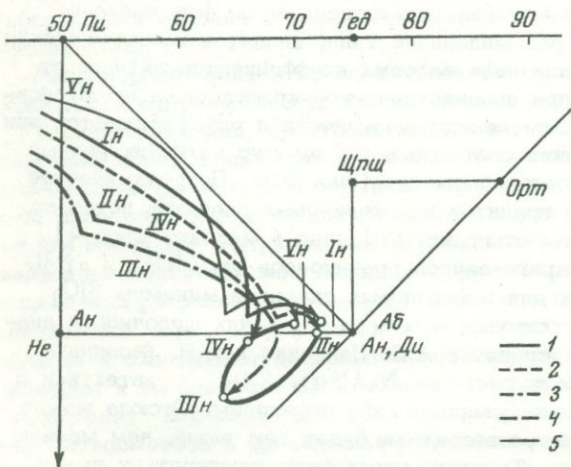


Рис. 54. Сводная диаграмма составов палингенных нефелин-сиенитовых серий Западного Прихубсугулья, нанесенных по координатной точке "у": Si, Al, K, Na-Ca, Mg, Fe,

Жирная кривая соединяет составы эвтектических выделок разных фаций щелочности: 1 - I_N - миеаскитовая; 2 - II_N - дитроитовая; 3 - III_N - фойяитовая; 4 - IV_N - лаурдалитовая; 5 - V_N - мариуполитовая

эвтектики и самой низкотемпературной — фойяитовая (табл. 12). Эволюция состава эвтектического расплава при температуре его зарождения может происходить только в результате изменения химических условий (μK_2O , μNa_2O).

Так, зародившийся при температуре эвтектики II—III полей гранитный эвтектический расплав по мере повышения или понижения калиевой щелочности или изменения концентраций летучих компонентов смещается на котектике плавкости IV или I фаций щелочности путем изотермической апоэвтектической кристаллизации минералов. Расплав становится "перегретым" и при падении температуры дифференцируется путем фракционной кристаллизации. Для нефелин-сиенитовых расплавов возможна эволюция миаскитовой I_H и дитроитовой II_H эвтектик путем подщелачивания и лаурдалитовой — IV_H — путем подкисления в сторону наиболее низкотемпературной фойяитовой эвтектики III_H поля (рис. 54).

В отличие от петрохимически непрерывных серий, возникающих при фракционной эвтектической кристаллизации, подщелоченные апоэвтектические серии в полном развитии (в расщепленных нефелин-сиенитовых массивах) состоят из трех субсерий: апокотектической (нефелиновый сиенит-полевошпатовый ийолит), эвтектической, ненасыщенной SiO₂ (лейкократовый нефелиновый сиенит — полевошпатовый уртит) и эвтектической — насыщенной SiO₂ (сиенит — щелочной гранит). В расщепленных сиенитовых и гранитовых массивах существуют две субсерии: апокотектическая и апоэвтектическая, насыщенная SiO₂. Апокотектические субсерии образуются при постоянной температуре, а эвтектические — формируются из остаточных расплавов при понижающейся температуре. Между сериями существуют перерывы составов по главным и редким элементам, не объяснимые с позиций эвтектической кристаллизации (рис. 26, 49).

Минеральный и химический составы всех продуктов апоэвтектической кристаллизации так же, как и эвтектической, зависят от условий щелочности и реагируют на их изменение в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах Д.С. Коржинского.

Для реализации механизма апоэвтектической кристаллизации и получения петрохимических вариантов, наблюдаемых в сериях расщепленного типа, необходимо допущение, которое подразумевалось при всех рассуждениях: это возможность изменения щелочности независимо от кремнекислотности и щелочности, которая подвергается расщеплению.

Для анализа и объяснения фактов, рассмотренных в настоящей работе, необходимы почти исключительно условия повышающейся щелочности. Мы априорно принимали, что повышение щелочности, согласно гипотезе Д.С. Коржинского, связано с образованием "диффузионной волны отраженной щелочности" при магматическом замещении основных пород более кислыми магмами с участием инфильтрационного потока сквозьмагматических растворов (Жариков, 1969). Наиболее существенный элемент механизма гипотезы, именно инфильтрационный характер потока растворов, воздействующих на вмещающие породы, определил принятые нами названия для процессов и соответствующих генетических типов магматических пород, образование которых связано с изменением щелочности: "инфильтрационно-магматический тип", "инфильтрационная десиликация". Доказать справедливость этой гипотезы можно только с учетом данных по минеральному и химическому составу метасоматических пород магматического этапа в экзоконтактах интрузий.

При рассмотрении разных вариантов подщелоченных расщепленных серий, имеющих для щелочногранитоидного среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы наиболее важное значение, было отмечено, что в мелких телах 2-й фазы нередко наблюдаются эффекты вторичного подкисления. Единственно реальным объяснением этих эффектов представляется накопление в остаточных расплавах кислотных летучих компонентов, поскольку эти расплавы кристаллизуются среди щелочных пород 1-й фазы и при своем зарождении должны соответствовать им по щелочности. На накопление летучих указывает, например, появление в породах 2-й фазы ряда специальных минералов, в первую очередь — флюорита. Подкисление остаточных расплавов имеет большое значение для концентрации в них редких и рудных компонентов и может проявляться в телах значительных размеров. Примерами, вероятно, могут служить массивы апогранитов: Эрзинский (№ 27) и Хорыктыгский (№ 28). Глубокая метасоматическая проработка этих массивов затрудняет при-

менение петрохимического анализа, и соображения о их подкисленном характере основаны в основном на петрографических и минералогических наблюдениях.

Однако принципиально возможно подкисление (или "расщелачивание" магм) в результате взаимодействия с вмещающими породами более низкой щелочности. Оно осуществимо даже легче, чем подщелачивание, поскольку здесь нет необходимости в определенных соотношениях скоростей инфильтрации и диффузии для "образования диффузионной волны отраженной щелочности". Одинаковое направление инфильтрации растворов и диффузии щелочей поведет к прямому обеднению ими эндоконтактных зон и понижению щелочности фаций, т.е. при подкислении, как и при подщелачивании магм, определяющую роль играет вмещающая порода (Коваленко и др., 1969). Действительно, многочисленные наблюдения вариантов активного контактового взаимодействия (т.е. вариантов с образованием экзоконтактных метасоматических пород и магматическим замещением в комплексах Восточной Тувы, МНР, центральной и южной Армении, Чукотки) убеждают нас в том, что вне зависимости от щелочности воздействующих магм фация щелочности эндоконтакта вполне определена для данной вмещающей породы. Это позволяет нам сформировать эмпирическое "правило соответствия фаций": при магматическом замещении фация щелочности эндоконтактной породы та же, что и фация щелочности замещающей (вмещающей). Насколько позволяет судить парагенетический анализ, это правило распространяется на все продукты фракционного плавления и фракционной кристаллизации при магматическом замещении.

Изотермическая апотектическая кристаллизация и правило соответствия фаций являются следствиями общего принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах и расплавах Д.С. Коржинского.

Изотермическая апотектическая кристаллизация, по нашему мнению, может являться важной причиной фракционирования магм в условиях малых градиентов температур, а также дифференциации анхизотектических, палингенных магм. Если в геосинклинальных областях, где происходят быстрые вертикальные перемещения магм и существует большой градиент температур, фракционирование определяется эвтектической кристаллизацией, то в спокойной тектонической обстановке орогенных и субплатформенных областей главное значение приобретает изотермическая апотектическая кристаллизация, вызываемая изменениями условий щелочности. Щелочность меняется в результате инфильтрационно-магматического взаимодействия с вмещающими породами, и уровень ее регулируется "правилом соответствия фаций". Детальное изучение различных комбинаций взаимодействия магматических и вмещающих пород позволит создать на основе этого правила универсальную шкалу фаций кислотности-щелочности для пород любого состава, в том числе и не содержащих калия и натрия. Дополнительно режим кислотности-щелочности в магматических очагах регулируется поведением летучих кислотных компонентов.

О геохимических связях гранитоидного магматизма с глубинными источниками

Проблема состава и состояния вещества глубинных частей земной коры и верхней мантии приобретает особую сложность в пределах континентов, где мощный сдвиг исключает изучение продуктов глубинных зон. Последние проявлены только в рифтах, гипербазитовых поясах, зонах излияний платобазальтов, трубках взрывов. Резко преобладающие в пределах складчатых сооружений и оснований платформ области развития гранитоидного магматизма лишены образований, непосредственно связанных с подкоровыми источниками. В то же время области метаморфизма и гранитизации отвечают потокам энергии и вещества из глубинных источников и должны нести о них соответствующую физико-химическую и геохимическую информацию.

При нынешнем уровне знаний геохимическое изучение состава вещества под гранитной корой может строиться только на альтернативной постановке вопроса об образовании самих гранитоидов, точнее об уровнях и причинах проявления гранитоидных расплавов. Хорошо известно, что по этому вопросу существуют сильно различающиеся мнения (например, Меннерт, 1963; Грин, Рингвуд, 1968; Wille, 1971; Mennert, 1968; Read, 1957; Летников, 1972₁₋₃; Коржинский, 1972).

Данные по магматизму Центрально-Азиатского региона позволяют нам признать палингенное происхождение подавляющего большинства развитых в нем гранитоидов, как щелочноземельных, так и щелочных, а также щелочных и нефелиновых сиенитов. Это мнение основано на прямых наблюдениях продуктов домагматического метасоматоза, анатексиса и магматического замещения в тектонических зонах с различным формационным строением, возрастом и структурой.

В некоторых прогибах эвгеосинклинального типа, где геологические модели палингенного образования расплавов не обнаружены, этот механизм подтверждается следующими косвенными посылками: 1) вулканогенные породы эвгеосинклиналей имеют в массе более основной состав, нежели состав интрузий, что противоречит механизму фракционной котектической кристаллизации; 2) отсутствие в пределах эвгеосинклиналей, как, впрочем, и в других структурах региона, эклогитов делает крайне сомнительной гипотезу Рингвуда-Грина о выплавлении андезитов и более кислых расплавов из эклогитов, утонувших в мантии (Горшков, 1969). Анализ парагенезисов метаморфических пород, сопровождающих палингенные образования, указывает на принадлежность их к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Это же подтверждают и результаты, полученные при исследовании минералогических и геохимических геотермометров.

Большинство исследователей признает, что инициаторами палингенных процессов являются колонны сквозьмагматических (по терминологии Д.С. Коржинского, 1967) растворов, осуществляющих энергомассоперенос в процессах прогрессивного метасоматоза, анатексиса и магматического замещения, что согласуется с планетарной гипотезой А.П. Виноградова (1952, 1959) о дегазации верхней мантии (Dawson, Powell, 1969; Куширо, 1969; Ringwood, 1969; Merrill, Willie, 1972; Kushiro, 1970).

Серьезным подтверждением подкорового источника сквозьмагматических растворов служат факты гранитизации сухих бесщелочных гранулитовых пород, установленные С.П. Кориковским (1967) на Становике, юге Алданского щита и Чарской глыбе (также Robertson, Willie, 1971). Эти факты определенно указывают также на то, что в составе водных подкоровых растворов присутствуют щелочи и кислотные компоненты, в первую очередь галлоиды. Таким образом, для получения геохимической информации о составе глубинных зон необходимо отличить элементы, участвующие в палингенно-интрузивном цикле в пределах сиала, от "ювильных" элементов, привнесенных колоннами сквозьмагматических растворов из подкоровых источников. Для обсуждения отметим следующие черты гранитоидных формаций:

1. Выделяются три последовательные группы гранитоидных формаций, которые по времени своего формирования в геологической истории структур отвечают позднескладчатому и предорогеному, орогенному и позднеорогеному-аркогенному движению.

2. Генеральные петрографические и геохимические признаки групп не зависят от расположения и абсолютного возраста тектонических структур, в которых они и определяются только относительным положением в последовательности гранитоидного магматизма.

3. Наблюдается вполне отчетливая пространственная приуроченность гранитоидов последующих групп к интрузиям и зонам гранитизации предыдущих, т.е. более поздние гранитоиды оказываются продуктами повторного и многократного переплавления более ранних, что указывает на достаточное постоянство путей поступления растворов-инициаторов.

Черты сходства гранитоидного магматизма в разных структурах, которые можно назвать структурно-возрастной конвергенцией гранитоидов, являются основой для геохимической реконструкции растворов-инициаторов в пространстве и во времени. Одной из наиболее важных черт является сходство, а зачастую идентичность петрохимического состава комплексов одной группы.

На рис. 2 и 6 приводятся диаграммы составов позднескладчатых и орогенных комплексов, возникших в разных структурах региона за счет палингенеза различных исходных пород и в разное время. Диаграммы показывают, что общая петрохимическая структура всех комплексов в каждой из групп очень близка, но между группами имеются совершенно четкие различия. В первой группе с повы-

шением кремнекислотности уменьшаются содержания Ca, Ма и Fe, во второй — щелочей и глинозема. Нужно еще раз подчеркнуть, что состав возникающего расплава определяется в основном составом воздействующего раствора-инициатора и ТР условиями. Это многократно описанное явление обозначается в литературе как "стремление к гранитному равновесию" (Менерт, 1963), "инфильтрационно-магматическое замещение" (Коржинский, 1960). Отсюда следует весьма ответственный вывод: составы растворов-инициаторов гранитообразования в пределах огромной Центральной-Азиатской складчатой области (между Китайской и Сибирской платформами) изменялись по сходным законам. Они эволюционируют во времени в соответствии с этапами тектонического развития отдельных структур. Поэтому в разных структурах региона одновременно действуют растворы и, соответственно, возникают гранитоиды разного состава. Исходя из петрохимических особенностей трех последовательных групп формаций, можно наметить изменения во времени химизма растворов-инициаторов как нейтральные, щелочные, кислотные.

Использование более детальных признаков позволяет уточнить высказанное общее положение. Анализ минеральных фаций гранитоидов обнаруживает некоторые закономерности в распределении их по структурам различного типа. Так, фации повышенной щелочности тяготеют к структурам эвгеосинклинального типа с основным эффузивным выполнением. Группа позднекладчатых интрузий представлена в них наиболее глубоинной банатитовой формацией повышенной щелочности, в то время как в прилегающих миогеосинклиналиях и поднятиях они образуют нормальный щелочноземельный диорит-плагιοгранитный ряд. Еще ярче отмеченная закономерность выступает в гранитнощелочных орогенных комплексах. В целом пояса щелочных интрузий тяготеют к стыку областей эв- и миогеосинклинального типа, причем натриевые фации размещаются преимущественно в первых, а калиевые — во вторых. Происходит изменение щелочности, т.е. относительной роли К и Na, и внутри структур одного типа, причем как правильно отмечено Д.С. Коржинским (1967), С.Л. Кориковским (1967), А.А. Маракушевым (1970, 1971), оно идет вкрест простирания структур.

Ярким примером этого может служить Сангиленско-Хубсугульская миогеосинклинальная зона, где развитие в центральных частях нормальные гранитоиды сменяются к периферии натриевыми фациями и затем калиевыми (Павленко и др., 1969). То же относится к фациям сиенитов и нефелиновых сиенитов. Различие в щелочности отражается и на составе летучих кислотных компонентов. В эвгеосинклиналиях банатитовая формация сопровождается S и В, а щелочная — Cl (Мирусинская котловина, Андреева, 1968); в гранитоидах, сиенитах и нефелиновых сиенитах миогеосинклиналей господствуют кислоты CO₂ и F.

Таким образом, петрографо-геохимические данные по гранитоидам позволяют с достаточной долей уверенности судить об общей кислотности-щелочности подкорковых растворов-инициаторов, относительной активности в них К и Na и составе и отношении летучих S, В, CO₂, Cl, F (Старков и др. 1971). О содержании в них других петрогенных элементов ювинильного происхождения на основании геохимических критериев в настоящее время говорить нельзя.

Рассмотрим поведение некоторых редких элементов. При обсуждении проблемы образования базальтовых расплавов Рингвуд и Грин подразделяли редкие элементы на "когерентные" и "некогерентные" (1968). Первые обнаруживают закономерные связи с поведением порообразующих элементов, вторые — нет. Именно "некогерентные" элементы могут рассматриваться как свидетели процессов в зонах глубже очагов базальтообразования. Мы можем произвести аналогичное подразделение элементов.

В контактах анатектических тел гранитов и нефелиновых сиенитов обнаружено два типа распределения редких элементов. На графиках содержаний TR, Zr, Th, Nb, Sr, Ba и вкрест зоны метасоматического изменения существуют депрессии и максимумы, а содержания в анатектическом расплаве для большинства элементов такие же или ниже, чем в исходной породе. Это указывает, что происходит простое перераспределение элементов, содержащихся во вмещающих породах без приноса их растворами-инициаторами. Источником перечисленных элементов в зонах метасоматоза и в анатектических расплавах оказываются исходные породы, а не глубоинные растворы.

К этому же выводу приводит нас и анализ содержаний рассматриваемых элементов в гранитоидных комплексах различных тектонических зон и в отдельных интрузиях. Примером может служить палеозойский орогенный комплекс (табл. 13). Из таблицы видно, что большинство редких элементов обладают высокими дисперсиями содержаний, причем интрузии литологически различных зон несут различные концентрации редких элементов.

Резко отличное распределение обнаруживает олово. Его содержание остается обычно монотонным на протяжении зон метасоматоза и анатексиса, хотя существование минералов-концентраторов олова (темноцветные, ильменит, сфен) позволяло ожидать волнообразный характер распределения и для этого элемента. При этом содержание олова везде очень стабильно — 3–12 г/т. В тесных пределах находятся содержания олова в подавляющем большинстве гранитоидов региона, причем их дисперсия в отдельных массивах и комплексах крайне незначительна. Все это указывает на независимость содержания олова в палингенных гранитоидах от его распределения в исходных породах, и очевидно, что это содержание задается концентрацией элемента в растворах-инициаторах, несущих его из глубинных источников.

Таким образом, олово, по крайней мере частично, может иметь ювинильное подкоровое происхождение и оловянные пояса указывают на геохимическую специализацию подкорового вещества.

Сравнение содержаний олова в каледонских, герцинских и мезозойских гранитоидах обнаруживает значимые различия между тремя группами формаций: в группе позднекладчатых диорит-плагиогранитных формаций 6–8 г/т, в орогенных щелочногранитоидных интрузиях 3–5 г/т, в позднеорогенных аляскитах 9–15 г/т. Такой ход изменения содержания соответствует предполагаемому изменению кислотности-щелочности растворов-инициаторов (нейтральные-щелочные-кислые), поскольку концентрация олова в кислых, особенно фтористых растворах будет выше, чем в щелочных.

Аналогичные закономерности прослежены и для ряда других элементов: Be, Rb, Pb, Li, W. Геохимически их объединяет то, что они склонны давать устойчивые в большом интервале температур и давлений подвижные соединения с галлоидами и щелочами. Поэтому они являются стабильными компонентами сквозьмагматических растворов и могут служить индикаторами геохимической обстановки в источниках этих растворов. Соотношение концентраций Cu и Mo в банатитовых гранитоидах эвгеосинклиналей и вмещающих эффузивах также не исключает частичного их привноса из глубинных зон.

Проведенный краткий обзор показывает, что в формировании гранитоидных формаций складчатых областей несомненно участвуют элементы из источников разных уровней глубинности. Очевидно, что, чем более постоянен геохимический фон элемента в гранитоидах, чем меньше его пространственные и временные флюктуации, тем глубже его источник и слабее связь с коровыми тектоническими и магматическими процессами. Изучение распределения элементов в разных масштабах от детальных разрезов аллохтонных плутонов до масштаба складчатой области — ключ к решению этой проблемы. Мы попытались этим способом наметить группы элементов разной глубинности и можем сказать, что основной объем гранитоидов слагают элементы континентальной коры, перераспределяющиеся в ходе геосинклинального цикла. К наиболее независимым, некогерентным элементам относятся анионы и некоторые связанные с ними рудные, однако прямых геохимических свидетельств об уровнях их поступления пока что нет. Их источники находятся ниже уровня зарождения гранитных расплавов и, следовательно, ниже гранитной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гранитоидные plutонические формации являются естественными членами парагенезисов пород складчатых зон, и их состав связан такими же строгими закономерностями с пространственно-временным развитием складчатой области, как и состав осадочных и вулканогенных формаций. Подавляющий объем гранитоидов принадлежит палингенным формациям, возникающим в пределах амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций континентальной коры за счет ее вещества.

В схеме, обоснованной картами формаций Монголии и Тувы и подтверждающей в других регионах Центрально-Азиатской области, выделены палингенные формации этапов геосинклинального, орогенного и активизации. Первые контролируются складчатыми структурами, и их состав определяется составом исходных толщ в зонах симатического (спилит-диабазового), промежуточного (андезит-грауваккового) и сиалического типов, которым соответствуют субформации и формации: габбро-диоритовая, диорит-плаггиогранитная и гранодиоритовая (последняя в регенерированных аркозовых геосинклиналиях). Уже гранодиоритовая формация выходит за границы терригенных прогибов, вторично перерабатывая гранитизированные породы рамы. На этапах орогенном и активизации гранитоиды образуются за счет вещества, дифференцированного осадочными, метаморфическими и палингенными процессами, чем обусловлена их полифациальность вплоть до резко уклоняющихся щелочных и ультракислых типов. Структурный контроль со стороны складчатого основания для них резко ослаблен или отсутствует.

К формациям с геологическими и геохимическими обоснованным участием базальтового глубинного вещества принадлежат кератофир-плаггиогранитная формация эвгеосинклиналей, габбро-монзонит-банатитовая геосинклинальных зон промежуточного типа и адамелит-граносиенит-порфировая наложенных орогенных прогибов. Первая несет геохимические черты океанических пород, вторая и третья имеют смешанные базальтовые и сиалические признаки, близкие к трахиандезитовой формации.

2. Образование гранитоидных формаций не несет импульсного, "катастрофического" характера, а закономерно связано с развитием соответствующих тектонических зон в пространстве и времени. Этим обусловлено скольжение возраста отдельных формаций по латерали, отвечающее смещению зон геосинклиналей, орогена, областей активизации, и разновозрастность последовательных формаций вкrest тектонической зональности складчатого пояса.

3. Каждый из разновозрастных тектоно-магматических циклов длительно развивающейся Центрально-Азиатской складчатой области, конвергентных и в отношении гранитоидных формаций, имеет и свои специфические черты, отражающие глобальную эволюцию геологических процессов. Каледонский цикл отличается незавершенностью, выразившейся в отсутствии нижнепалеозойских гранитоидов орогенного этапа в областях каледонской складчатости. Герцинский цикл имеет наиболее полный набор гранитоидных формаций, особенно орогенного этапа, мезозойский — характеризуется широчайшим развитием гранитоидов этапа активизации. Это находит отражение и в особенностях эндогенной металлогении соответствующих эпох.

4. Недостаточная изученность палингенного пороодообразования потребовала разработки ряда новых моделей и механизмов этого процесса, из которых наиболее

важным представляется механизм ретроградной гранитизации, объясняющий главные геолого-петрографические и геохимические черты палингенных плутонов: приуроченность к областям с ретроградной последовательностью метаморфических фаций; нормальную, т.е. от основных к кислым, от сиенитовых к нефелин-сиенитовым или щелочногранитным, последовательность фаз; нормальную, отвечающую падающей температуре, зональность в минералах доагматических порфиробластов; одинаковую или более низкую температуру плутонов по сравнению с вмещающими гнейсами; отсутствие следов колонн трансмагматических растворов — инициаторов в подошве гранитизированных зон и плутонов. Механизм предусматривает метасоматическое преобразование исходных пород до котектических (эвтектических) составов на стадии, предшествующей анатексису, и последующее плавление за счет теплоемкости окружающей среды. Механизм подтвержден теплофизическими расчетами, выполненными А.А. Кадиком, и решает ряд сложных проблем образования палингенных магм, в частности, возможность поглощения ими воды из вмещающих толщ и автономного разрастания ("всплывания") гранитоидных плутонов.

Предлагается механизм образования палингенных гранитно-нефелин-сиенитовых ассоциаций из единых исходных пород в результате дифференциации их на недосыщенные и пересыщенные SiO_2 серии и перехода температурного барьера на стадии доагматического метасоматоза.

Образования полифациальных ("расщепленных"), магматических серий путем апоэвтектической (апокотектической) дифференциации обязано разнотемпературности эвтектик отдельных фаций щелочности. Последняя подтверждена их разной кремнекислотностью, в том числе и в палингенных сериях. Кристаллизация, соответственно, может осуществляться только в определенных направлениях: в сторону фаций с повышающимся содержанием кварца либо нефелина в эвтектиках. Апоэвтектическая кристаллизация является главным и наиболее распространенным механизмом фракционирования палингенных магм в обстановке, отличной от условий их образования. Ее направление регулируется изменением щелочности при кислотно-основном взаимодействии интродуцировавших расплавов и равновесных с ними сквозьмагматических растворов с вмещающими породами. Щелочность, описываемая величиной и соотношением потенциалов калия и натрия, регулируется эмпирическим правилом "соответствия фаций", отражающим ее значение при взаимодействии пород и расплавов разной кремнекислотности — основности.

5. Палингенная дифференциация редких и рудных элементов, изученная на уровне автохтонных плутонов различных формаций и минеральных фаций, оказалась принципиально отличной от их дифференциации при кристаллизационном фракционировании. Для них характерно немонотонное, волнообразное распределение в доагматических метасоматитах (гнейсах, фенитах) и для большинства пониженные содержания в анатектических расплавах ("палингенная автолизия"). Качественно на уровне образования палингенных плутонов редкие элементы можно разбить на выносимые, перемещенные и привнесенные, повышающие свои концентрации от исходных пород к анатектитам. Источники последних должны находиться ниже уровня гранитизации в зонах формирования растворов-инициаторов.

Пики концентраций перемещенных элементов не связаны с минеральным и химическим составом пород, в том числе и в отношении главных элементов-носителей, и не совпадают у разных элементов. Такое распределение может быть объяснено фильтрационными эффектами в рамках бародиффузионного механизма В.А. Жарикова — Ю.В. Алехина и позволяет наметить следующий эмпирический ряд подвижности элементов (точнее, их реальных форм) в процессах палингенеза (в порядке убывания):

Rb, Tl, Pb, Be, Sn,	Li, Ta, Nb, TR, Y, Ba, Th, F, Sr, Mo,	Cu, Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr
привнесенные	перемещенные	выносимые

Исходя из бародиффузионной концепции, этот ряд можно считать основой для суждения о реальных формах элементов в гранитизирующих растворах.

Интенсивность перемещения элементов и даже порядок их подвижности изменяется в зависимости от щелочности фаций. В целом дифференциация усиливается в направлении от натровых фаций к калиевым. Более глубокая очистка калиевых

анатектитов от редких элементов по сравнению с натриевыми связана, в частности, с более низким положением калишпатового ликвидуса относительно биотита и более высоким — плагиоклазового. Поскольку палингенные формации сменяются в направлении $Na - (Na-K) - K$, то в каждой последующей усиливается дифференциация редких и рудных элементов, увеличиваются дисперсии их содержаний и отношений между собой, (например, у TR, Ba и Sr, Nb и Ta) и с породообразующими носителями (Rb-K, Li-Mg, Sn-Fe, Ti; Be-Ca, Fe, Mg). Разрыв связей между редкими и рудными элементами и их носителями означает приобретение первыми геохимической подвижности, т.е. способности к мобилизации, перемещению и концентрации. Для элементов с высокой склонностью к рассеянию (Mo, W, Sn) необходимым условием концентрации в палингенных образованиях является многократность проявления. Так, для указанных элементов накопления отмечаются только в палингенных гранитоидах третьего-четвертого поколения этапа тектоно-магматической активизации.

Высокие дисперсии содержаний и отношений служат важным критерием металлоносности формаций. На основании этого критерия с учетом реальной распространенности оруденения обосновывается схема металлоносности палингенных формаций в отношении перечисленных элементов.

6. В сериях пород всех формаций изучены и проанализированы содержания редких элементов, что позволяет обрисовать их геохимическую эволюцию в истории плутонического магматизма складчатой области. В палингенных формациях содержания редких элементов образуют в целом непрерывный ряд, подтверждающий их геохимические связи и преемственность вещества. В то же время каждая из формаций характеризуется собственным геохимическим стилем, что подтверждено с помощью статистических критериев сравнения для наиболее труднодискриминируемых по другим признакам геосинклинальных формаций. В них четко проявлена зависимость редкоэлементного состава от характера инициальных толщ: так, содержание литофильных редких элементов отчетливо возрастает в ряду формаций эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей и терригенных геосинклиналей. Региональные дисперсии редких элементов еще резче проявлены в гранитоидах орогенного этапа, исходный материал которых подвергся осадочной, метаморфической и палингенной дифференциации на геосинклинальном этапе. Однотипные по главным элементам фации гранитов и нефелиновых сиенитов резко разнятся по редким в разных зонах Монголо-Тувинской провинции.

Отличия формаций разных этапов отражают, кроме того, изменения состава инициаторов палингенеза. Так, орогенные гранитоиды характеризуются повышением в целом K/Rb отношения, "взрывом" содержания бария, резкой дисперсией фаций по содержаниям редких элементов, отражающей их сильно варьирующую щелочность. Ее изменения регулируют и распределение редких элементов в специфических моделях апоэвтектической кристаллизационной дифференциации ("массивы расщепленного типа"), инфильтрационной десиликации (зональные массивы с явлением "щелочной закалки"), что особенно ярко сказывается на содержаниях и соотношениях TR-Y, Zr-Hf, Nb-Ta в образованиях такого рода в Монголо-Тувинской провинции, щелочных пород Центральной Армении. В гранитоидах этапа активизации резко повышаются содержания фтора и связанных с ним элементов Sn, Li, Be, дисперсии которых возрастают и в силу явления газового переноса, широко проявленного в интрузиях этого этапа.

В сериях, в том числе и интрузивных, отдельных палингенных формаций немонотонное распределение содержаний ряда редких элементов соответствует их распределению в конкретных палингенных разрезах, что в случаях интрузивных фаций является серьезным подтверждением механизма их образования.

Генетически отличная серия гибридных банатитовых формаций резко отходит от палингенных по содержаниям и направлению эволюции большинства редких элементов: повышенных для габброидных элементов группы железа (особенно V), Cu, Sr и пониженных для литофилов (Li, Rb, Nb). Распределение Sn в них сходно с трахиандезитовыми формациями, падая от габбровых членов к гранитным. Геохимическая специфика банатитов отражается также в изотопном составе Sr и S. Региональные дисперсии редких элементов в банатитах выражены гораздо слабее.

7. Ведущая роль щелочности как важнейшего геохимического фактора сохраняется и на послемагматическом этапе. Установленная Д.С. Коржинским стадийность послемагматических процессов в гранитоидах подтверждается и для нефелин-сиенитовых плутонов, где также выделяются стадии кислотного выщелачивания и осаждения оснований. На первой происходит понижение щелочнометальности фаций, выражающееся пространственно в виде фациальной зональности: последовательной смены метанефелинитов микроклинитами, альбититами и, наконец, метакварцитами. В реакциях фациальных переходов участвуют и редкоэлементные минералы, причем каждый из редких компонентов (TR-Y, Zr, Nb-Ta, Th-U, Ti), ведущих себя как "невиртуальные инертные компоненты", образует ряды минералов с повышающейся средней электроотрицательностью в соответствии с падением щелочности фаций. Внутри пар и групп редких элементов как в аксессуарах, так и в рассеянной форме происходит смещение в пользу менее основных членов. Все наблюдаемые реакции фациальных переходов сопровождаются уменьшением объема, что в условиях изобричности метасоматических систем выражается в появлении на границах фаций кристаллических зон, обогащенных вполне подвижными минералами и минералами перемещенных редких инертных компонентов.

8. Полученные петрологические и геохимические данные служат основой для суждений об источниках рудного вещества и эндогенной металлогении плутонических гранитоидных формаций. Главные геохимические черты последовательных палингенных формаций конвергентны, т.е. они закономерно повторяются в истории складчатых областей разного возраста и местоположения. Смена вещественного состава и динамических условий вкост тектонической зональности складчатой области сопровождается латеральной сменой синхронных гранитоидных формаций. Следовательно, причины геохимической эволюции палингенных образований в рамках отдельного тектоно-магматического цикла не могут быть объяснены только изменением состава агентов гранитизации подкорового мантийного происхождения, для которых столь локальные и кратковременные флуктуации невероятны. Эволюция планетарного процесса дегазации отражается только в масштабе всей истории земной коры и ее магматизма, в генеральных геохимических характеристиках разных эпох. Изменение палингенных формаций складчатой области обязано главным образом изменению вещества и условий в пределах коры на протяжении геосинклинального цикла. Источником агентов палингенеза (вода, летучие, щелочи) и некоторых связанных с ними редких элементов (Rb, Pb, Sn, Be) являются не колонны мантийных флюидов, а граничные зоны фаций метаморфизма, на которых они мобилизуются в ходе метаморфических реакций (амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой). Главная масса породообразующих и редких элементов имеет источником исходные породы и лишь перераспределяется в процессах палингенеза и магматического замещения. Мобилизацию и привнос элементов из глубинных, "подгранитных", в том числе и мантийных, источников можно расшифровать путем их последовательного баланса в осадочных, метаморфических и магматических породах на протяжении геосинклинальных циклов разных эпох. В этой же проблеме массообмена между корой и мантией стоит вопрос о путях миграции и сброса избыточных оснований при образовании континентальной гранитной коры из базальтовой - океанической, в чем немалая роль может принадлежать длительно простирающимся эвгеосинклинальным зонам. Эти вопросы остаются одними из важнейших в геохимии гранитоидов и континентальной коры в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П.Е., Хасин Р.А. Основные черты интрузивного магматизма. - В кн.: "Материалы по геологии МНР". Изд-во "Недра", 1966.
- Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Волчек И.И., Лувсан-Данзан Б., Маринов Н.А., Матросов П.С., Михайлов Э.В., Суетенко В.Д., Хасин Р.А. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР. В кн.: "Геологические исследования Монгольской Народной Республики". Изд-во "Недра", 1967.
- Амантов В.А., Благонравов В.А., Борзаковский Ю.М., Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Лувсан-Данзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Филиппова И.Б., Хасин Р.А. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. - В кн.: "Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции", вып. 1. Изд-во "Наука", 1970.
- Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. Изд-во "Наука", 1968.
- Анфилогов В.Н., Огородова В.Я. Кислотная дифференциация в системе NaO-KO-AlO-SiO в растворах HCl в интервале $400-600^\circ\text{C}$ при давлении 1000 атм. - В сб. "Ежегодник Сибирского института геохимии, 1969". Иркутск, 1970.
- Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г. Колумбитоносные граниты. - В кн.: "Геология месторождений редких элементов", вып. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Артемюк Ю.М., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Использование эталона в твердой фазе для количественного определения аргона методом изотопного разбавления. - Геохимия, 1966, № 3.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд-во "Айетрат", 1958.
- Афанасьев Г.Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков А.И., Виноградов А.П., Гарисс М.А., Герлинг Э.К., Зыков С.И., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Комлев Л.В., Крылов А.Я., Монич В.К., Обручев С.В., Овчинников Л.Н., Полевая Н.И., Половинкина Ю.И., Рубинштейн М.М., Семенов Н.П., Семенова Т.П., Старики И.Е., Тугаринов А.И., Фирсов Л.В., Хамрабаев И.Х., Шанин Л.Л., Щербаков Д.И. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. - Междун. Геол. конгресс. XII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. Изд-во "Наука", 1964.
- Баласанян С.И. Основные черты магматизма Армении. Изд-во "МИТК", 1967.
- Барсуков В.Л. Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений. - В сб: "Проблемы металлогении советского Дальнего Востока" (Труды выездн. сессии отд. наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке, вып. 4). Изд-во "Наука", 1967.
- Барсуков В.Л., Волосов А.Г. Новые пути в разработке геохимических методов прогноза оруденения на глубину. - Геол. рудн. месторожд., 1968, № 6.
- Барсуков В.Л., Волосов А.Г., Козеренко С.В., Сушевская Т.М., Баранова Н.Н. Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений. - В кн.: "Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений". Иркутск, 1970.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Билибин Ю.А. Послекристаллический вулканизм Алданской плиты. - В сб. "Геология СССР," т. 18 (Якутия). М.-Л., Госгеолгиздат, 1947.
- Благонравов В.А., Федоров Е.Е. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.

- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса. В сб. "Тектоника Тихоокеанского пояса". Тезисы докл. М., 1973.
- Борисенко Л.А., Таусон Л.В. Геохимия галлия в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). - Геохимия, 1959, № 2.
- Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. - Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.
- Бородин Л.С. Петрология нефелин-пироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
- Бородин Н.С. Гранодиорит (плагιοгранит)-кварцево-диоритовые массивы среднего и Южного Урала. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", ч. 1. Свердловск, 1969.
- Вайнштейн Э.Е., Павленко А.С., Туранская Н.В., Юлова Т.Г. Зависимость распределения редкоземельных элементов в породах от петрохимических факторов и его значение для решения петрогенетических вопросов. - Геохимия, 1961, № 12.
- Вакар В.А. Роль ассимиляции в процессах дифференциации траптовой магмы. - Труды НИИГА, 1967, 151.
- Великославинский Д.А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальской нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. - В сб. "Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР" (Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР). Л., изд-во "Наука", 1966.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Вифанский К.Н., Высокоостровская Е.Б., Домарев В.С. Восточный Горный Алтай. - В кн.: "Геологическое строение СССР", т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Вишневский А.Н. Геохимические особенности поведения некоторых рудных элементов в процессе повторного метаморфизма амфиболитовой фации на Анабарском щите. - Ученые записки н.-и. ин-та геол. Арктики. Региональн. геол., 1969, вып. 14.
- Вопросы советской науки. Редкие элементы в земной коре, закономерности размещения и образования их месторождений. Изд-во АН СССР, 1959.
- Волохов И.М., Довгаль В.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.Н., Поляков Г.В., Халфин С.Л. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. - В сб. "Магматические формации" (Труды 3-го Всес. петрограф. сов., т. 1. Изд-во "Наука", 1964).
- Волохов И.М., Иванов В.М. О взаимоотношениях гранитоидов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации в связи с явлениями гранитизации габброидов Шаманского плутона льсогорского комплекса Западного Саяна. - В кн.: "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", 1968.
- Волчкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во "Наука", 1964.
- Волчкович К.Л., Алтухов Е.Н., Красильников Б.Н., Смирнов А.Д. Опыт типизации геодантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса. - Геотектоника, 1972, № 3.
- Гамалея Ю.Н. Вывод диаграммы зависимости от температуры и щелочности минеральных фаций белых кальцием гранитоидов вулканского комплекса (юго-восточная окраина Сибирской платформы, р. Учур). - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.
- Геология СССР, т. XXIX. Тувинская АССР, 1966. Под ред. Г.А. Кудрявцева, В.А. Кузнецова. Изд-во "Недра".
- Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. Под ред. Л.В. Таусона. Изд-во "Наука", 1964.
- Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. Под ред. Л.В. Таусона. Изд-во "Наука", 1972.
- Гинзбург А.И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений. - Геол. руд. месторожд., 1967, № 5.
- Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. - Труды Межд. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. Под ред. И.П. Иванова. Изд-во "Наука", 1966.
- Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация юго-восточной части Восточного Саяна. - Улан-Удэ. Бурятское книжное изд-во, 1969.
- Горжевский Д.И., Козаренко В.Н. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. - В кн. "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений". Изд-во "Наука", 1964.
- Горшков Г.С. Происхождение андезитов (Международная конференция в США, 1-5 июля 1968 г.). Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 6.

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса. — В сб. "Проблемы теоретической и региональной тектоники" (к 60-летию академика А.Л. Яяшина). Под ред. А.В. Пейве. Изд-ва "Наука", 1971.
- Дибров В.Е. Геология центральной части Восточного Саяна. Изд-во "Недра", 1964.
- Дмитриев Л.В., Котина Р. Форма и структурное положение Катунской щелочной интрузии в Восточном Саяне. — Сов. геология, 1964, № 10.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.Г., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. Под ред. В.С. Соболева. Изд-во "Недра", 1970.
- Додин А.Л. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской области. — В кн. "Природные условия Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.
- Донов Н.Е., Ядемский Е.В., Ельянов А.А., Ильин А.В., Музаплевский М.М. Кембрийские фосфориты МНР. — Сов. геология, 1967, № 3.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Прияткина Л.А., Климов Л.В. Гранулитовая фация метаморфизма. Под ред. Г.М. Другова. Л., изд-во "Наука", 1972.
- Дук Г.Г. Повторная гранитизация архейских образований пос. Кировского Амурской области. — В кн. "Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР". (Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР). М.—Л., изд-во "Наука", 1966.
- Дук Г.Г., Судовиков Н.Г. Мезозойские диафориты зоны Южно-Турурингского разлома (Верхнее Приамурье). — В сб. "Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР". М.—Л., изд-во "Наука", 1965.
- Егоров А.П. Пересчет химических составов минералов и пород на основании кристаллохимических данных. — Геохимия, 1962, № 9.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Труды ИГЕМ, 199, вып. 14.
- Жариков В.А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
- Жариков В.А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. Изд-во "Наука", 1969.
- Жариков В.А., Алексин Ю.В. Экспериментальное и теоретическое исследования фильтрационного эффекта. — Тезисы докл. I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов. М., 1971.
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. — В кн. "Результаты исследований по международным геофизическим проектам". Изд-во "Наука", 1966.
- Закариадзе Г.С. О поведении лития и рубидия в контактном процессе (на примере интрузии Вахис-Джавари, Груз.ССР). — Геохимия, 1961, № 7.
- Зоненшайн Л.П., Кудрявцев Г.А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. — Междуна. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. (сб. "Каледонский орогенез"). Изд-во АН СССР, 1960).
- Зыков С.И., Ступникова Н.И., Павленко А.С., Тугаринов А.И., Орлова Л.П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского края. — Геохимия, 1961, № 7.
- Иванов И.П. 1. О природе альбитизирующих растворов. — В кн. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов И.П. 2. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях. — В кн. "Труды VI сов. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии". Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов И.П. К вопросу об экспериментальном изучении открытых систем. — В кн. "Исследования природного и технического минералообразования". Под ред. А.И. Цветкова. Изд-во "Наука", 1966.
- Иванов В.М., Волохов И.М., Полякова З.Г., Оболенская Р.В. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Иванов К.В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска. — Труды Томск. гос. ун-та, серия геол., 1956, 135.
- Иванова Т.Н., Полевая Н.И. 1. О возрасте интрузий Сютхольского комплекса Тувы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4. Госгеолтехиздат, 1956.
- Иванова Т.Н., Полевая Н.И. 2. О возрасте интрузий Тануольского комплекса (Тувинская а.о.). — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3. Госгеолтехиздат, 1956.
- Иванова Т.Н. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области. — Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.
- Иванова Т.Н., Полевая Н.И., Владимирский Т.М., Дорофеева Э.Ф., Орлов Д.М.,

- Станкевич Е.Н., Уиксов В.А. Абсолютный возраст некоторых магматических и метасоматических пород центральной части Алтае-Саянской области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, 58.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Под ред. В.С. Соболева. Изд-во "Мир", 1965.
- Кадик А.А. Тепловые эффекты отделения воды и плавления силикатов в водносилкатных системах при высоких давлениях. — Геохимия, 1971, № 3.
- Кинг Б.К. Природа и происхождение мигматитов, метасоматоз или анатексис. — В кн. "Природа метаморфизма". Изд-во "Мир", 1967.
- Клярковский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Коваленко В.И. Особенности метасоматических процессов в аляскидах огнитского комплекса. — В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". М., 1964.
- Коваленко В.И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов. — Труды Междуна. геохим. конгресса, 1972, т. III, кн. 2.
- Коваленко В.И., Пополитов Э.И. 1. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность-щелочность эндоконтактовых частей гранитных и нефелин-сиенитовых массивов. — Докл. АН СССР, 1965, 161, № 1.
- Коваленко В.И., Пополитов Э.И. 2. О происхождении щелочных пород Северо-Восточной Тувы. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 6.
- Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. Изд-во "Наука", 1970.
- Коваленко В.И., Окладникова Л.В., Павленко А.С., Пополитов Э.И., Филиппов Л.В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. — В сб. "Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований". Под ред. Б.М. Шмакина. Изд-во "Наука", 1965.
- Коваленко В.И., Окладникова Л.В., Пополитов Э.И. Особенности взаимодействия нефелин-сиенитовой магмы с доломитовыми мраморами (на примере щелочных массивов Северо-Восточной Тувы). — В кн. "Метасоматоз и другие вопросы физико-химической петрологии". Под ред. А.А. Маракушева. Изд-во "Наука", 1968.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Горегляд А.В., Владыкин И.В., Цецен Ц., Гунд-Самбу Ц. Редкометалльные граниты Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. Изд-во "Наука", 1971.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных пород. Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2.
- Коваль П.В. Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах. — Труды Междуна. геохим. конгресса, 1972, т. III, кн. 2.
- Козубова Л.А. Ультраметаморфические граниты и пегматиты области мезозойской активизации в Западном Забайкалье. Докл. АН СССР, 204, № 4, 1972.
- Комаров Ю.В., Комарова Л.В., Скрипкина В.В. Диоритизация и гранитизация мезозойских вулканогенных образований юга Бурятии. — Изв. Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, 1968, 4, № 5.
- Кононова В.А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.
- Кононова В.А. О метамиктной разновидности везувiana из щелочного пегматита Юго-Восточной Тувы. — Докл. АН СССР, 1960, 130, № 2.
- Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. — Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1961, вып. 60.
- Кононова В.А. Первично расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов. — "Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76 (Щелочные породы Сибири).
- Коржинский Д.С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн. "Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения". М.-Л., изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.

- Коржинский Д.С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических процессов. — В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых" (Труды II Всес. петрограф. сов.). Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д.С. Новый вывод уравнений метасоматической зональности. — В кн. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". Под ред. А.М. Маракушева. Изд-во "Наука", 1968.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. Изд-во "Наука", 1969.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. — В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Под ред. П.М. Татарина. Л., изд-во "Наука", 1970.
- Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли", ч. I (Труды IV Всес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во "Наука", 1973.
- Кориковский С.П. "Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембри Удокано-Становой зоны. Изд-во "Наука", 1967.
- Косалс Я.А., Дмитриева А.Н. Многоэтапность гидротермального метаморфизма и редкометалльного рудообразования в многофазном гранитном массиве (Первомайский массив, юго-западное Прибайкалье). — Геол. и геофиз., 1971, № 10.
- Костин Н.Е., Петрова Е.А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометалльной минерализацией. — В сб. "Минеральное сырье", 1960, вып. 1.
- Костин Н.Е., Махин Г.В., Павленко А.С. Редкие земли, тантал, ниобий, цирконий. — В кн. "Геология СССР", т. XXIX (Тувинская АССР). Изд-во "Недра", 1970.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во "Наука", 1966.
- Котляр В.Н. Памбак. Геология, интрузивы и меллология. Ереван, изд-во АН Арм.ССР, 1958.
- Красильников Б.Н., Алтухов Е.Н., Волочкович К.А., Смирнов А.Д. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн. "Проблемы общей и региональной геологии". Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Гранитообразование во времени и пространстве в раннем докембри Балтийского щита (геохимический аспект). — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. 1 (Труды Всес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Кренк И.Г., Ойя Р.В. Экспериментальное изучение анатексиса. — Труды XXI Междун. геол. конгресса, вып. II (ИЛ., 1963).
- Крылов И.Н. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе юго-западного Прибайкалья. — В сб. "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование". Под ред. Д.А. Великославинского. Л., изд-во "Наука", 1970.
- Крылова М.Д., Борисова К.Д. Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (на примере Зейского района). — В сб. "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование". Под ред. Д.А. Великославинского. Л., изд-во "Наука", 1970.
- Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., К геохимии ультраметаморфизма. — Труды Междун. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Кудрин В.С., Кудрина М.А. О щелочных гранитоидах Восточной Тувы. — Мин. сырье, 1960, вып. 1.
- Кудрин В.С. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы. — Сов. геология, 1962, № 4.
- Кузнецов В.А. Об особой роли гранитных интрузий в истории магматизма Алтай-Саянской области. — Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов В.А., Лапин Б.Н., Михалева Л.А., Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Скуридин В.А., Кононов А.Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. — В кн. "Магматические формации". Изд-во "Наука", 1964.
- Кузнецов Ю.А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю.А. 1. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А. 2. Магматические формации. Изд-во "Недра", 1964.

- Кузнецов Ю.А. Магматические формации и тектоника. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли". Изд-во "Наука", 1972.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. Изд-во "Наука", 1969.
- Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. Изд-во "Наука", 1971.
- Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Довгаль В.Н., Поляков Г.В., Сергеева Е.С., Телешов А.Е., Федосеев Г.С., Алабин Л.В. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли". Изд-во "Наука", 1972.
- Кузьмин М.И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса. — Труды I Междун. геохим. конгресса, 1972, т. III кн. 2.
- Куплетский Б.М., Литвин М.А. О некоторых щелочных породах Западной Монголии. Изд-во АН СССР, 1937.
- Куплетский Б.М. Об образовании некоторых порфировидных гранитоидов Среднего Урала. — В кн. "Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности". Изд-во АН СССР, 1946.
- Кутюпин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Куширо И. Состояние воды в верхней мантии. — В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. Изд-во "Наука", 1969.
- Лебедев А.П. О кислых дифференциатах девонских диабазов р. Сосьвы (Сев. Урал.). — В кн. "Вопросы петрографии и минералогии", т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Лейси И.Д. Расплавы гранитного состава, их структура, свойства и изменения. ИЛ, 1963.
- Летников Ф.А. 1. Особенности формирования гранитоидов в древних метаморфических комплексах. — Геол. и геофиз., 1972, № 4.
- Летников Ф.А. 2. Физико-химические условия выплавления и геохимическая эволюция гранитоидных расплавов в различных фациях метаморфизма. — Труды Междун. геохим. конгресса, 1972, т. III, кн. 2.
- Летников Ф.А. 3. Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972.
- Ли Сы-Гуан. Геология Китая. ИЛ, 1952.
- Лопатин Б.Г. Происхождение биотит-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита. — Ученые записки н.-и. ин-та геол. Арктики, вып. 14, 1969, Региональн. геол.
- Лувсан-Данзан Б. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома. — В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". Под ред. Н.А. Маринова. Изд-во "Недра", 1966.
- Лувсан-Данзан Б., Хасин Р.А. Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугулья. — В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". Изд-во "Недра", 1966.
- Лутц Б.Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Лутц Б.Г. Минеральные превращения в нижних частях земной коры и в верхней мантии. — В кн. "Проблемы строения земной коры и верхней мантии". Изд-во "Наука", 1970.
- Лутц Б.Г. Реакции формирования эклогитов. — В сб. "Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса". Под ред. В.В. Белоусова. Изд-во "Наука", 1971.
- Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. — В сб. "Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций". Под ред. Д.П. Сердюченко. Изд-во "Наука", 1967.
- Магматизм и металлогения МНР. Под ред. Н.А. Маринова. Изд-во "Наука", 1971.
- Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г. "Тепловой режим недр СССР", (Труды ГИН АН СССР, вып. 218). Изд-во "Наука", 1970.
- Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан, 1958.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд-во "Наука", 1965.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залишак Б.Л. Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов, бедных кальцием. — В кн. "Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность". Изд-во "Наука", 1966.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во "Наука", 1968.

- Маракушев А.А. Некоторые связи термодинамических свойств и кристаллохимических особенностей минералов. — В кн. "Идеи Е.С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии". Изд-во "Наука", 1970.
- Маракушев А.А. 1. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. — В кн. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Изд-во "Наукова думка", 1971.
- Маракушев А.А. 2. Минеральные фации гранитоидов. — В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов" (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. Изд-во "Наука", 1971.
- Маркова Н.Г., Павленко А.С. О вулcano-плутонической ассоциации орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны Каледонид. — Докл. АН СССР, 1972, 206, № 1.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташев И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во "Наука", 1967.
- Маринов Н.А. Закономерности размещения магматических месторождений полезных ископаемых на территории Монголии. — В сб. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". Госгеолтехиздат, 1963.
- Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. Изд-во "Недра", 1970.
- Матросов П.С., Полевая Н.И., Спрингсон В.Д. Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии. — Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии (Труды ВСЕГЕИ), 1963, 100.
- Махин Г.В. О докембрии крайнего востока Тувы. — Труды ВАГТ, сб. 5, 1959.
- Махин Г.В., Павленко А.С. Среднепалеозойский (сангиленский) щелочной интрузивный комплекс. — В кн. "Геология СССР", т. XXIV. Тувинская АССР. Изд-во "Недра", 1966.
- Махлаев Л.В. К вопросу о генезисе мирмекитов. — Геол. и геофиз., 1972, № 2.
- Меликсетян Б.М., Геворкян Р.Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. — Докл. АН Арм.ССР, 1963, XXXVII, № 3.
- Мельгунов С.В., Митропольский А.С., Кулик Н.А. Уран и торий в процессе прогрессивного метаморфизма пород нижнепалеозойских флишиоидных толщ Алтае-Саянской складчатой области. Междун. геохим. конгресс. Тезисы, т. II. М., 1971.
- Менерт К. Новое в проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Миловский А.В., Матвеева С.С. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. — Геол. руд. месторожд., 1970, № 12.
- Миловский А.В., Матвеева С.С. Особенности перераспределения элементов в процессе гранитизации пород. — Труды Междун. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. Под ред. А.А. Беуса. Изд-во "Наука", 1968.
- Михалева Л.А., Скуридин В.А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
- Михайлов Н.П., Щеглов А.Д. Магматизм тектонической активизации. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. I (Труды IV всеес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Михайлов Э.В. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии. — В сб. "Магматизм и металлогения МНР", Труды совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., 1971, вып. 4.
- Моисеенко Ф.С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Под ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А. и др. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. Изд-во "Наука", 1971.
- Моралев В.М. Типы ультраосновных интрузий Восточной Тувы. — Труды ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1956.
- Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Нокколдс С.Р., Митчелл Р.Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. Исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. — В сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". ИЛ, 1952.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Скуридин В.А. Магматизм и эндогенные рудные формации юго-востока Горного Алтая. — В кн. "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", 1968.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн. "Магматические фор-

- мации, метаморфизм, металлогения Урала", т. 1. (Труды II Уральск. петрограф. сов., т. 1. Свердловск, 1969).
- Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Общие геохимические аспекты петрологии магматических пород. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. 1. (Труды IV Всес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн. "Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений". Иркутск, 1970.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Шелочные вулканические формации складчатых областей. Л., изд-во "Недра", 1967.
- Павленко А.С. Особенности метасоматоза в одном из районов Северного Криворожья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Павленко А.С., Сян Чжун-ян, Морозов Л.Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантал-ниобатами. — Геохимия, 1960, № 2.
- Павленко А.С. 1. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. — В кн. "Химия земной коры" (Труды геохимической конференции, посвященной столетию со дня рождения академика В.И. Вернадского). Изд-во АН СССР, 1963.
- Павленко А.С. 2. Щелочные метасоматиты контактного типа. — В кн. "Геохимия щелочного метасоматоза". Изд-во АН СССР, 1963.
- Павленко А.С. 3. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. — В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород" (Труды Юбилейного симпозиума, посвященного Ф.Ю. Левинсону-Лессингу). Изд-во АН СССР, 1963.
- Павленко А.С. Положение мезозойских гранитоидов в истории магматизма Монголии. — В кн. "Редкометалльные граниты Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис". Изд-во "Наука", 1971.
- Павленко А.С. 1. Новые аспекты корового (сиалического) магматизма. — В кн. "Очерки современной геохимии и аналитической химии". Изд-во "Наука", 1972.
- Павленко А.С. 2. Влияние щелочности на поведение редкометалльных акцессорных минералов магматических и метасоматических пород. — В кн. "Применение методов физической химии в петрологии". Изд-во "Наука", 1972.
- Павленко А.С., Коваленко В.И. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов в алюмосиликатных обедненных кальцием породах от потенциалов щелочей. — Геохимия, 1961, № 11.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Классификация и генетические типы щелочных магматических пород. — Тезисы докл. на III Всес. петрограф. сов. Новосибирск, 1963.
- Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Филиппов Л.В. К вопросу о соотношении щелочно-земельных и щелочных базальтоидных серий. — В кн. "Проблемы геохимии" (юбилейный сборник к 70-летию академика А.П. Виноградова). Изд-во "Наука", 1965.
- Павленко А.С., Коваленко В.И. Фашиальная зональность щелочных метасоматитов и связанного с ними редкометалльного оруденения. — Труды конференции "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1965.
- Павленко А.С., Орлова Л.П., Ахманова М.В., Тобелко К.И. О Фтор-карбонате тория — торбастнезите. — Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. ХСIV, вып. 1.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Магматические породы среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы. — В сб. "Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований". Изд-во "Наука", 1965.
- Павленко А.С., Балашов Ю.А., Геворкян Р.Г., Туранская Н.В. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении. — Геохимия, 1966, № 2.
- Павленко А.С., Ильин А.В., Стрижов В.П., Быховер В.Н. Абсолютный возраст главных тектонических зон Восточной Тувы и Северной Монголии. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Павленко А.С., Лувсан-Данзан Б., Павленко В.С., Филиппов Л.В., Гарам Д., Болд Д., Орлова Л.П. Петролого-тектонические формации гранитоидов МНР в связи с проблемой металлогенического прогнозирования. — В сб. "Труды научно-исследовательского геологического института". Улан-Батор. Изд-во АН МНР, 1970.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Связь гранитоидного магматизма с глубинными зонами коры и мантии на примере Центрально-Азиатского региона. — В кн. "Связь поверхностных структур с глубинными зонами земной коры". Изд-во "Наукова думка", 1970.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Формации палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В сб. "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов", ч. II. Иркутск, изд-во "Наука", СО, 1971.

- Павленко А.С., Быховер В.Н. Монголо-Тувинская провинция щелочногранитных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. — В сб. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород". Изд-во "Наука", 1971.
- Павленко А.С., Орлова Л.П., Филиппов Л.В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей. — Труды I междунар. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Павленко В.С., Арсеньева А.Д., Капитонова Т.А. Фашии домагматических редкометалльных гнейсов и физико-химические факторы распределения в них аксессуарных компонентов. — Труды I междунар. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Перчук Л.Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. — В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во "Наука", 1964.
- Перчук Л.Л., Павленко А.С. Влияние температур на распределение некоторых изоморфных компонентов между существующими минералами щелочных пород. — Геохимия, 1967, № 9.
- Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе нефелин-полевой шпат — водный раствор (1). Вариации составов бедных кальцием минералов щелочных пород (2). В кн. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". Изд-во "Наука", 1968.
- Перчук Л.Л. 1. Равновесия породообразующих минералов. Изд-во "Наука", 1970.
- Перчук Л.Л. 2. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. — В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т. II. Изд-во "Наука", 1970.
- Перчук Л.Л. Проблемы термодинамических условий минеральных равновесий в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. I (Труды IV всес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Петров В.П. Природа магмы и разнообразие горных пород. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. 1 (Труды IV всес. петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1972.
- Петрова З.И., Пожарницкая Л.К. Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах. — Труды I междунар. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Иркутск, Изд-во АН СССР, 1961.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
- Пополитов Э.И., Филофова Т.М. Геохимическая характеристика продуктов начальных стадий геосинклинального развития (Западный Саян) (Ежегодник, 1972). Иркутск, 1972.
- Поляков Г.В., Федосеев Г.С., Телешов А.Е., Николаев С.М. Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян). — В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области". Изд-во "Наука", 1965.
- Пучков Е.П., Бороздин Ю.Г. Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. В кн. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Новосибирск, Изд-во "Наука", 1969.
- Рик Л.П. Огнитский интрузивный комплекс. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Иркутской области, 1961, вып. 1 (28).
- Розен О.М., Серых В.И. Геохимический аспект гранитообразования. — Труды Междунар. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. — В кн. "Геология месторождений редких элементов", вып. 28. Изд-во "Недра", 1966.
- Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во "Наука", 1965.
- Седова И.С., Беляев О.В., Алейников А.Л. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Конево-Карасевского массива, Средний Урал). — Сов. геология, 1968, 2.
- Семенов Е.И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Серых В.И., Яшенко И.Я. О порфиробластических гранитах Зерендинского массива (Северный Казахстан). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 9.
- Серых В.И., Розен О.М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере Северного Казахстана). — Геохимия, 1969, № 9.
- Скрейнмакерс Ф.А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. ИЛ, 1948.
- Скуридин В.А. Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая. — В кн. "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", 1968.
- Смирнов А.Д., Буддаков В.В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.

- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В сб. "Проблемы кристаллохимии, минералов и эндогенного минералообразования". Л., изд-во "Наука", 1967.
- Ставров О.Д., Уханов А.В. Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. — Геохимия, 1971, № 3.
- Судовиков Н.Т., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., изд-во "Наука", 1970.
- Сулоев И.А. Магматизм Восточного Саяна. — Сов. геология, 1960, № 6.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах. — В кн. "Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири". Изд-во "Наука", 1965.
- Таусон Л.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц., Цеден Ц. Геохимические особенности редкометаллических гранитоидов областей мезозойской активизации Восточной и Центральной Монголии. — В сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. (Труды IV Всес. петрограф. сов.)". Изд-во "Наука", 1972.
- Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шеремет Е.М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. — Труды I междуна. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. — В сб. "Распространенность элементов в земной коре". Изд-во "Мир", 1972.
- Тектоника Евразии (главный редактор — А.Л. Яншин) (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. м-б 1:5 000 000). Изд-во "Наука", 1966.
- Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк. — Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 218.
- Тихомирова Н.И. О распределении редких элементов в метаморфических и гранитизированных породах ильмено-кудрявинского комплекса на Урале. — В сб. "Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов". Под ред. Д.П. Сердюченко. Изд-во "Наука", 1969.
- Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации. — Геохимия, 1971, № 2.
- Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива. — В кн. "Редкие элементы в массивах щелочных пород" (Труды ИМГРЭ, вып. 9). Изд-во АН СССР, 1962.
- Тихоненко Р.П. Фениты Хибинского щелочного массива. — В кн. "Редкометаллические метасоматиты щелочных массивов". Изд-во "Наука", 1967.
- Тугаринов А.И., Павленко А.С., Александров И.В. Геохимические черты щелочно-метасоматических явлений. — Труды XXI сессии Междуна. геол. конгресса. Госгеолтехиздат, 1960.
- Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — Геохимия, 1968, № 12.
- Тугаринов А.И. Происхождение урановых месторождений. — В кн. "Очерки современной геохимии и аналитической химии". Изд-во "Наука", 1972.
- Тугаринов А.И., Военков Д.М., Гриненко Л.Н., Павленко А.С. Геохимия изотопов серы в медно-молибденовых рудопроявлениях МНР. — Геохимия, 1973, 12.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Изд-во "Мир", 1970.
- Федорова М.Е., Чехович М.В. Нижнеурский эгиндабинский интрузивный комплекс Центральной Монголии. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1969, № 11.
- Федорова М.Е. Химический состав и петрохимические особенности интрузивных пород Хангайского нагорья. — Вестн. МГУ, серия геол., 1971, № 5.
- Федорова М.Е. Некоторые особенности интрузивного магматизма терригенных геосинклиналей (на примере Хангайского синклиналия Центральной Монголии). — Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1972, № 5.
- Филиппов Л.В. Роль реакционного принципа в процессе образования палингенных магм. — Геохимия, 1968, № 8.
- Флерова К.В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически палингенного образования гранитов. — Труды I Междуна. геохим. конгресса, 1972, III, кн. 2.
- Халфин С.Л. Тарыскырский магматический комплекс плагιοгранитовых кварцевых кератофилов в Западном Саяне. — В кн. "Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области", изд-во АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. — В сб. "Магматизм и металлогения МНР". Изд-во "Наука", 1971,

- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.В. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969, № 3.
- Хрянина Л.П. О диабаз-монзоните из района р. Учами (Сибирская платформа). — Материалы по геол. рудных месторождений, петрограф. минерал. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Чумаков А.А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. — В сб. "Щелочные граниты Кольского полуострова". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Шатский Н.С. Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1960, № 11.
- Шейнманн Ю.М., Апелъцин Ф.Б., Нечаева И.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В сб. "Геология месторождений редких элементов", вып. 12-13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Шенкман Я.Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен (Восточная Тува). — Геол. и геофиз., 1962, № 1.
- Яшина Р.М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Яшина Р.М. Харлинский концентрически зональный щелочной массив и условия его образования. — В кн. "Щелочные породы Сибири" (Труды ИГЕМ, 1962, вып. 76).
- Яшина Р.М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелиновых сиенитов с ксенолитом доломитсодержащих мраморов (на примере Арутинского щелочного массива Юго-Восточной Тувы). — В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
- Яшина Р.М., Борисевич И.В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы. — В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г." Изд-во "Наука", 1966.
- Adams F.O., Barlow A.E. Geology of the Haliburton & Bancroft areas, Ontario. — Geol. Survey Canada Mem., 1910, 6.
- A hypothesis on the origin of the Late Mesozoic volcano-plutonic association in East Asia. "Pacific, Geol. I". Tokyo, 1968.
- Appleyard Edward C. Nepheline gneisses of the Wolfe Belt, Lindoch Township, Ontario. I structure, stratigraphy and petrography. — Can. J. Earth Sci., 1967, 4, N 3.
- Appleyard Edward C. Nepheline gneisses of the Wolfe Belt, Lindoch Township, Ontario. II Textures and mineral paragenesis, 1969, 6, N 4.
- Barker P.S. Alkalic rock Litchfield mine. — J. Petrol., 1965, 6.
- Barth T.F. W. Oxygen of rocks: a basis of petrographic calculations. — J. Geol., 1948, 56.
- Barth T.F. W. Petrology of continental rocks. — Bull. Geol. Soc., Finland., 1968, 40.
- Barth T.F.W. The geochemical evolution of continental rocks. A model Geochemical Symposium. Paris, 1967. In "Origin and distribution of the elements". L.H. Ahrens. Pergamon press—Oxford & New York, 1968.
- Barth T.F.W. The geological metabolism of the continent. — Scientia, 1970, CV, N DCCI-DCCII.
- Boettcher A.L. Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. — J. Geol., 1968, 76.
- Boettcher A.L. Phase relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ to 35 kilobars pressure. — Amer. J. Sci., 1969, 267.
- Borodin L.S., Pavlenko A.S. The role of metasomatic processes in the formation of the alkaline rocks. The alkaline rocks, edited by H. Sorensen John Wiley & Sons. LTD. Chichester, 1973.
- Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks. — Earth and Planetary Science Letters, 1970, 9.
- Brown G.C., Fife W.S. Production of granitic Melts during Ultrametamorphism. — Contr. Min. and Petrol., 1970, 28.
- Burnham C.W., Davis N.F. The role of H_2O in silicate melts. — Amer. J. Sci., 1971, 270, N 1.
- Chayes F. Alkaline and carbonate intrusives near Bancroft. Ontario. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, 53, N 3.
- Dawson I.B., Powell D.G. Mica in the upper mantle. "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1969, 22, N 3.
- Dickinson W.R. Relation of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1970, 8, N 4.
- Doe B.R., Lipman P.W., Hedge C.E. Primitive and contaminated basalts from the Southern Rocky Mountains, USA. Contr. Miner. and Petrol., 1969, 21.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss, northwest Adirondack mountains. N.Y. Part 1. Total Rock. Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69.
- Floor P. Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif. Leidse geologische mededelingen, 1966, 36.

- Gittins J. Nephelinisation in the Haliburton-Bancroft district, Ontario. - J. Geol., 1961, 69, N 3.
- Green T.H. Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. - Contr. Min. and Petrol., 1972, 34, p.150-166.
- Gummer W.R., Burr S.V. Nephelinised paragneisses in Bancroft Area. Ontario. - J. Geol., 1946, 44, N 3, p. 137-168.
- Hamilton W., Myers W.B. The nature of Batholithes. - U.S. Geol. surv. Prof. Paper, 1967, N 554-c.
- Handbook of Geochemistry. Ed. it Wedepohl K.H. N.Y., 1969-1970.
- Härme Maunu. Examples of the granitization of plutonic rocks. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. Helsinki, Mars 1958, N 180.
- Hibbard M.I. Origin os some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. - Amer. J. Sci., 1965, 263, N 3.
- Heier R.S. Metamorphism and the chemical differentiation of the crust. - Geol. Fören (Stockholm) Förhandl., 1965, 87.
- Heier R.S., Brunfelt A.O. Concentration of Cs in high grade metamorphic rocks. Earth and Planetary sci., 1970, lett.9.
- Heier K.S., Thoresen R. Geochemistry of high grade metamorphic rocks. Lofaten-Vesteralen North Norway. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, N 11.
- Hill R.E.T., Boettcher A.L. Melting relationships in basalt- H_2O-CO_2 to 30 kilobars (Abs). - Amer. Geophys. Union Trans., 1970, 51.
- Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. - J. Petrol., 1972, 13.
- Jacobson R.R.E., MacLeod W.H., Black R. Ring complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. - Mem. Geol. Soc., 1958, 1.
- Jahns R., Burnham C.W. Experimental studies of pegmatite genesis, a model for the crystallisation of granitic pegmatites. - Geol.Soc. Amer. Spec., 1962, Papers, 68.
- James R.S., Hamilton D.L. Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$ at 1 kilobar water vapour pressure. - Contribs, Mineral. and Petrol., 1969, 21, N 2.
- King B.C. The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of Nigeria. - J. Geol., 1948, 56.
- King B.C. Sientisations des granites à Semarule, pres de Molepolole profectorat du Bechualand. - Science de la terre Nhors Seric, 1955.
- Kushiro J. Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle. Carnegie Inst., Washington Year Book 68, 1970.
- Lacy E.D. Melts of granitic composition, their structure, porperties and behaviour. 21 st Internat. Geol. Congr., 1960, part 14. Copehagen, 1960.
- Lambert N.B., Wyllie P.J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. - J.Geol., 1972, 80, N 6.
- Luth W.C. The system $NaAlSi_3O_8-SiO_2$ and $KAlSi_3O_8-SiO_2$ to 20 kb and the relationship between H_2O content P_{H_2O} and P_{total} in granite magmas. - Amer. J. Sci., 1969, A267, p.325-341.
- Luth W.C., Tuttle O.F. The alkali feldspar solvus in the system $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - Amer. min., 1966, 51.
- Marmo V. On the granite problem. Earth Sci. Revs, 1967, 3, N 1.
- Mennert K. Migmatites and origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier, 1968.
- Merrill R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting reactions in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ to 20 kilobars compared with results for other feldspar-quartz - H_2O and rock- H_2O systems. - J.Geology, 1970, 78.
- Merrill R.B., Wyllie P.J. Hydrous upper mantle: water-excess and water-deficient melting relations of homblende eclogite (Abs). - Amer. Geophys. Union Trans., 1972, 53, p. 552.
- Moyd L. Petrology of the nepheline and corundum rocks of Southeastern Ontario. - Amer. min., 1949, 34, N 9-10, p. 736-751.
- Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, 4.
- Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1954, 5.
- Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, 9.
- Pavlenko A.S. Mongol-Tuva province of alkaline rocks. The alkaline rocks, edited by H.Sørensen. - John Wiley & Sons LTD, 1973.
- Piwiniskii A.J., Willie P.J. Experimental studies of igneous rocks series, a zoned pluton in the wallowa batholith Oregon. - J. Geol., 1968, 76.
- Piwiniskii A.J. Experimental investigation bearing on the petrogenesis of the Coast Range and Sierra Nevada plutonic belts. California (Abs). - Geol.Soc. Amer. Mtg., Cordilleran Sec. 1970.
- Platen H. Kristallisation granitisher schmelzen. - Mineralogic und petrographic Contrib., 1965, 11.
- Read U.H. The granite controversy New York, Interscience Publishers. London, 1957.

- Ringwood A. E. Composition and evolution of the upper mantle in Hart P.J., ed., *The earth's crust and upper mantle*. — Amer. Geophys. Union Geophys., 1969, 13.
- Robertson J.K., Wyllie P.J. Rockwater systems, with special reference to the waterdeficient region. — Amer. J. Sci., 1971, 271.
- Schairer I.F., Bowen N.L. The system leucite — diopside — silica. — Amer. J. Sci., 1938, 5 th., ser. 35A.
- Schairer I.F., Yoder H.S. The system albit — forsterite — silica. Carnegie Inst. Washington, Yearbook, 1960, N 59.
- Schairer I.F., Yoder H.S. Crystallization in the system nepheline. Forsterite — silica at 1 atmosphere pressure. Carnegie Inst. Washington Yearb., 1961, 60.
- Steiner L. Kalifeldspatisierung in den Palitgesteinen des Pfahlggebietes. — Geol. bavarica, 1969, N 60.
- Stern C.R., Wyllie P.J. Experimental magma generation in subduction zones: water—excess and water—deficient melting relations of granite to 35 kbars. (Abs). — Amer. Geophys. Union Trans., 1972, 53.
- Stewart D.B., Roseboom E.H. Lower temperature terminations of the three—phase region plagioclase alkali feldspar—liquid. J. Petrol., 1962, 3, N 2.
- Stone M., Excey C.S. South—western granites and alkali—feldspar megacrysts. — Nature (Engl.), 1969, 22, N 5193.
- Tauson L.V., Kovalenko V.I., Petrov L.L., Legeido V.A., Znamenskaya A.S., Popolitov E.I., Prokopenko S.R. TR, Y, Be and Sn in alkalic granitoids and connected metasomatites. Trans. Sympos. — Origin and Distrib. of elements. Paris, 1968.
- Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust, a new table. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28.
- Tilley C.E. Problems of alkali rock's genesis. — J. Geol. Soc. (of London). 1958, 113.
- Tilley C.E., Gittins J. Igneous nepheline—bearing rocks of the Haliburton—Bancroft province of Ontario. — J. Petrol., 1961, 2, N 1.
- Turekian K.K., We depohl K.M. Distribution of elements in some major units of Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72.
- Williams F.A. The identification and valuation of the Yos Bukuri Younger granite complex. Nigeria Trans. Inst. Min. Metall., 1955—1956, 65.
- Willie P.J., Tuttle O.T. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. II. The effects of NH and HF in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. — Amer. J. Sci., 1961, N 1.
- Willie P.J., Tuttle O.T. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. III. The effect of SO₃, P₂O₅, HCl and Li₂O in addition to water, on the melting temperatures of albite and granite. — Amer. J. Sci., 1964, N 7.
- Winkler H., von Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose— III. Anatektische Ultrametamorphose Kalkhaltiger Tone. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 18.
- Winkler H.J.F., von Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose (experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung). IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, 24.
- Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. — Amer. Min., 1965, 50, N 9.
- Wyllie P.J. Experimental limits for conditions for melting in the Earth's crust and upper mantle, in Heacock J.G., ed., the structure and physical properties of the Earth's crust. — Amer. Geophys. Union Geophys., 1971, Mon. 14.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. Hydrothermal melting of shales. Geol. Mag., 1961, XCVIII, N 1, p. 56—66.
- Yoder U.S. Effect of water on the melting of silicates. Carnegie Inst. Washington Year Book, 1955.
- Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalt magmas. — J. Petrol., 1962, 3, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Введение</u>	3
<u>Плутонические гранитоидные формации Центрально-Азиатской складчатой области</u>	6
Общие положения и классификация	6
Формации геосинклинального этапа	9
Гранитная — щелочногранитоидная формация орогенного этапа	38
Гранитоидные формации этапа тектоно-магматической активизации	43
<u>Пространственно-временная эволюция гранитоидных формаций по данным абсолютного возраста</u>	45
<u>Монголо-Тувинская провинция гранитоидных и щелочных пород</u>	59
Общая характеристика провинции	59
Петрография гранитоидных и щелочных пород	67
Петрохимическая характеристика орогенных гранитоидов и щелочных пород Монголо-Тувинской провинции	76
Генетические типы и генетические фации гранитоидных и щелочных массивов провинции, Петрохимическая структура серий различных типов	103
<u>Геохимия редких элементов в гранитоидных формациях</u>	120
Дифференциация редких элементов в процессах палингенеза	120
Геохимические признаки и металлюность палингенных формаций	142
Редкие земли как элемент-индикаторы процессов образования щелочных пород гранитной-щелочногранитоидной формации	154
Распределение редких элементов в последовательных гранитоидных формациях Тувы и Монголии	163
<u>Некоторые вопросы петрологии гранитоидных и щелочных пород</u>	185
Тепловой режим метасоматоза и анатексиса при образовании палингенных пород	185
О роли метасоматических процессов в образовании щелочных пород	190
О происхождении пород гранитной-щелочногранитоидной формации на примере Монголо-Тувинской провинции	198
О геохимических связях гранитоидного магматизма с глубинными источниками	202
<u>Заключение</u>	206

Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.
ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Утверждено к печати Институтом геохимии
и аналитической химии им. Вернадского

Редактор Ю.Г. Гордина
Художник А.А. Брантман
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 28. 11.73г. Формат 70 108 1/16
Усл. печ. л. 24,5. Уч.-изд.л. 26,12 (21,49+4,63 вкл. и вклад.)
Т-09887. Тираж 600 экз. Бумага офсетная № 1.
Тип. зак. 778 Цена 2 р. 70 к.

Книга издана офсетным способом

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

1050

1050



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

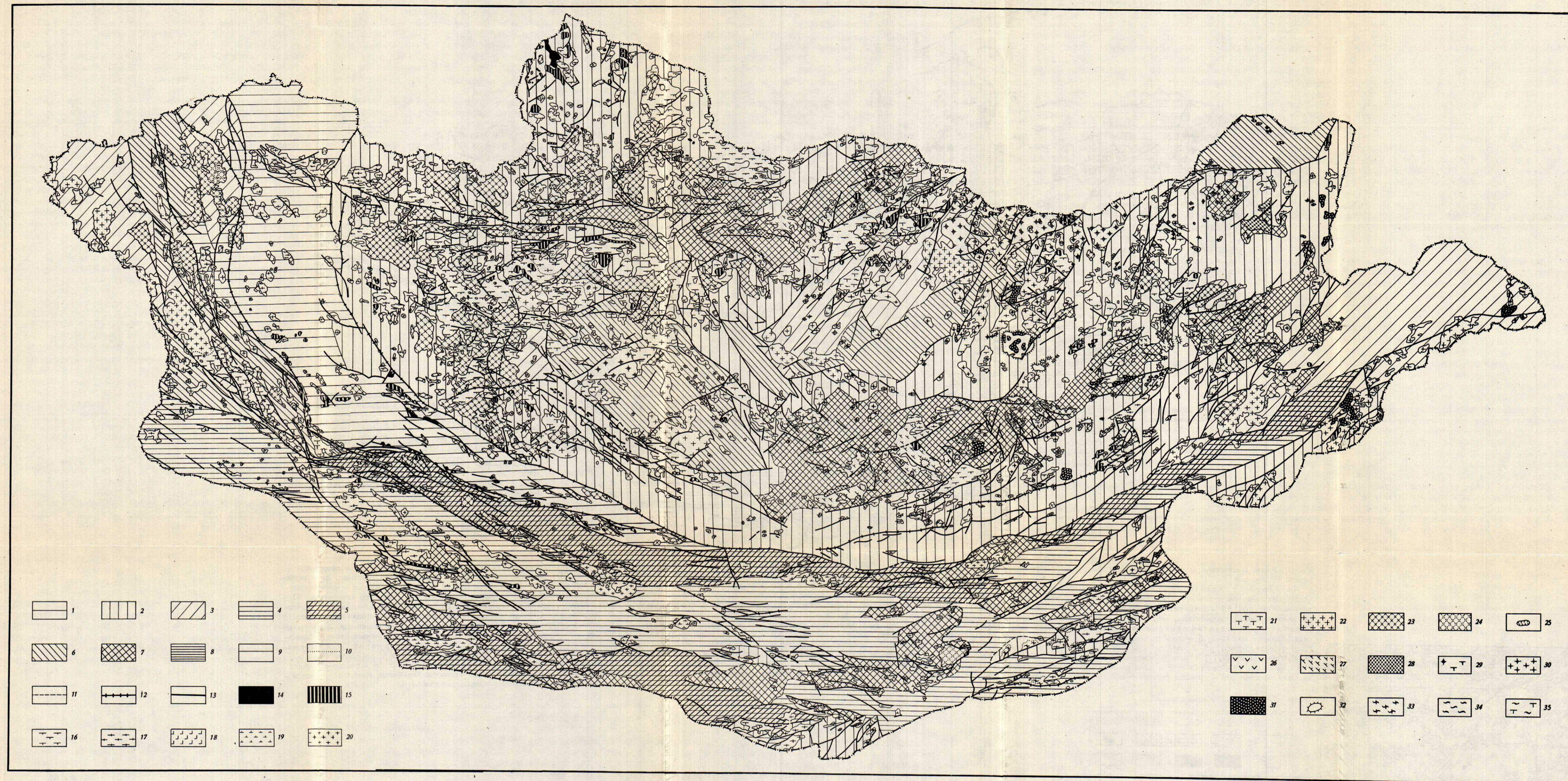


Рис. 1. Карта интрузивных формаций Монгольской Народной Республики
 Каледонская складчатая система: 1 - зоны симпатического типа (авгеосинклинального прогиба); 2 - зоны промежуточного типа (слабосо-глубинные прогибы); 3 - зоны симпатического типа (многоосинклинали: вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные; геосинклинальные поднятия). Герцинская складчатая система: 4 - зоны симпатического типа (авгеосинклинальные прогибы); 5 - зоны промежуточного типа (внешние слабосо-глубинные прогибы); 6 - зоны симпатического типа (регенерированные терригенные геосинклинали); 7 - зоны вложенных орогенных прогибов. Поздне-палеозойская - ранне-мезозойская складчатая система: 8 - зоны симпатического типа (авгеосинклинальные прогибы); 9 - границы интрузий; 10 - границы фаций интрузивных пород; 11 - границы тектонических зон; 12 - глу-

бинные разломы; 13 - разломы. Формации геосинклинального этапа: 14 - габброиды, формационно не расчлененные; 15 - габброиды, формационно не расчлененные. Габброидиоритовая и диорит-плагитогранитная субформации: 16 - диориты и кварцевые диориты; 17 - трондёмиты, плагитограниты, граниты и нерасчлененные массивы формации. Габбро-моноклиновые габбро, моноклиты; 18 - банииты (диориты, микроклиновые диориты, плагитосиениты); 19 - роговообманковые граниты, адамеллиты, лейкограниты и нерасчлененные массивы формации. Гранодиоритовая: 20 - кварцевые диориты, соналиты; 21 - гранодиориты, известково-щелочные граниты и нерасчлененные породы формации. Формации орогенного этапа: граниты-пелитогранитовая: 22 - граниты нормальные микроклиновые, амфи-

бол-биотитовые; 23 - щелочные граниты, граносиениты; 24 - щелочные и нефелиновые сиениты; адамеллит-граносиенит-п-орфиновая; 25 - моноклит-диорит, сиенито-диориты; 26 - адамеллиты, плагитограносиенит порфиры; 27 - лейкократовые граниты и нерасчлененные массивы формации. Формации (геохимические типы) этапа тектоно-магматической активности: 28 - гранодиорит-гранитный; 29 - стандартных гранитов; 30 - лейкократовых гранитов; 31 - лейкократовых гранитов и лейкоклиновых сиенитов, гнейсы и гранитизированные породы; 32 - плагитоклазовые порфиробластические породы, гнейсы; 33 - калиштитовые порфиробластические породы, гнейсы, фениты; 34 - автохтонные магматические тела, повторно гранитизированные интрузии

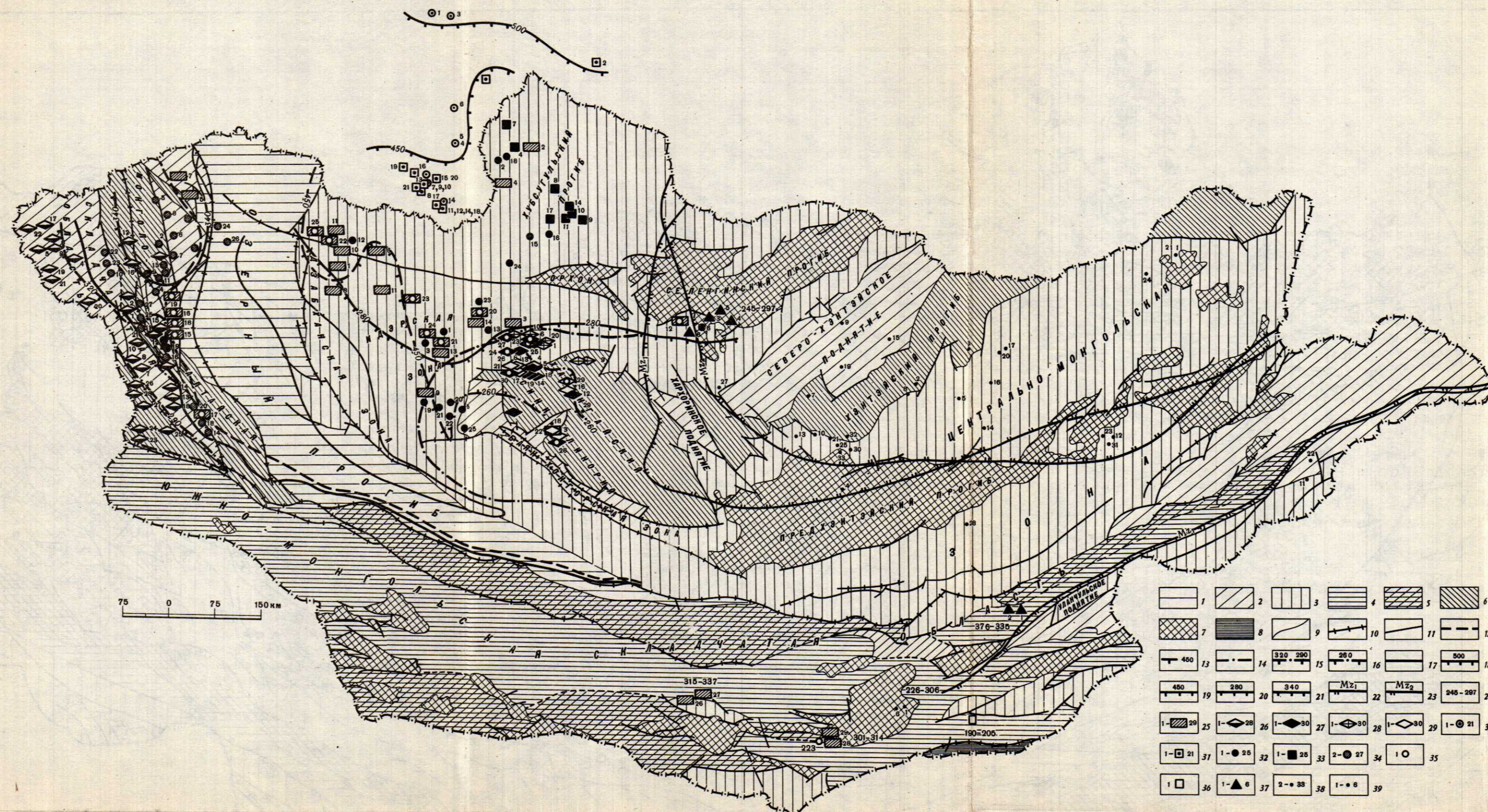


Рис. 8. Карта абсолютных возрастов интрузивных формаций Монгольской Народной Республики.
Каледонская складчатая система: 1 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 2 - зоны промежуточного типа (сланцево-грануляковые прогибы); 3 - зоны свалического типа (агглюксивальные вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные, геосинклинальные поднятия). Герцинская складчатая система: 4 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 5 - зоны промежуточного типа (внешние сланцево-грануляковые прогибы); 6 - зоны свалического типа (регенирированные терригенные геосинклинали); 7 - зоны наложенных орочных прогибов. Мезозойская складчатая система: 8 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 9 - границы тектонических зон; 10 - глубинные разломы; 11 - разломы. Границы распространения интрузивных формаций: габбро-диорит-плагиграунитов; 12 - тальминского и тохтогенинского комплексов, 13 - изохрона тальминского и тохтогенинского комплексов, 14 - гранодиоритовой, 15 - изохрона алтайского комплекса, 16 - изохрона хангайского, тарбагатайского, эгиндэбинского, 17 - кумуртунского, шарзуского и хархиринского комплексов, 18 - изохрона огинского и ботогольского комплексов, 19 - изохрона брэнского комплекса, 20 - изохрона кумуртунского, сангленского и ужигинского комплексов, 21 - изохрона хархиринского комплекса, гранитоидов формации этана активации; 22 - нижнеэоценового цикла, 23 - верхнеэоценового цикла, 24 - абсолютный возраст групп интрузив, не ограниченных изохронами. Точки определения абсолютного возраста интрузивных пород: габбро-диорит-плагиграунитов; 25 - тальминский, тохтогенинский, дзуртугуйский комплексы; гранодиоритовая формация; 26 - алтайский комплекс, 27 - хангайский комплекс, 28 - тарбагатайский комплекс, 29 - эгиндэбинский комплекс; гранитной - шеночгранитной формации; 30 - граниты огинского и брэнского комплексов, 31 - тунмуртинские граниты ботогольского и сангленского комплексов, 32 - граниты ужигинского комплекса, 34 - граниты хархиринского комплекса, 33 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области, 36 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области и Орхон-Селэнгинского прогиба; гранитоидов формации активации; 37 - интрузивные породы двойной формационной принадлежности; 38 - северо-восточной Монголии, 39 - массивы шеночных гранитов Хан-Бого. Комплексные знаки - породы двойной формационной принадлежности.

Каледонская складчатая система: 1 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 2 - зоны промежуточного типа (сланцево-грануляковые прогибы); 3 - зоны свалического типа (агглюксивальные вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные, геосинклинальные поднятия). Герцинская складчатая система: 4 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 5 - зоны промежуточного типа (внешние сланцево-грануляковые прогибы); 6 - зоны свалического типа (регенирированные терригенные геосинклинали); 7 - зоны наложенных орочных прогибов. Мезозойская складчатая система: 8 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 9 - границы тектонических зон; 10 - глубинные разломы; 11 - разломы. Границы распространения интрузивных формаций: габбро-диорит-плагиграунитов; 12 - тальминского и тохтогенинского комплексов, 13 - изохрона тальминского и тохтогенинского комплексов, 14 - гранодиоритовой, 15 - изохрона алтайского комплекса, 16 - изохрона хангайского, тарбагатайского, эгиндэбинского, 17 - кумуртунского, шарзуского и хархиринского комплексов, 18 - изохрона огинского и ботогольского комплексов, 19 - изохрона брэнского комплекса, 20 - изохрона кумуртунского, сангленского и ужигинского комплексов, 21 - изохрона хархиринского комплекса, гранитоидов формации этана активации; 22 - нижнеэоценового цикла, 23 - верхнеэоценового цикла, 24 - абсолютный возраст групп интрузив, не ограниченных изохронами. Точки определения абсолютного возраста интрузивных пород: габбро-диорит-плагиграунитов; 25 - тальминский, тохтогенинский, дзуртугуйский комплексы; гранодиоритовая формация; 26 - алтайский комплекс, 27 - хангайский комплекс, 28 - тарбагатайский комплекс, 29 - эгиндэбинский комплекс; гранитной - шеночгранитной формации; 30 - граниты огинского и брэнского комплексов, 31 - тунмуртинские граниты ботогольского и сангленского комплексов, 32 - граниты ужигинского комплекса, 34 - граниты хархиринского комплекса, 33 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области, 36 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области и Орхон-Селэнгинского прогиба; гранитоидов формации активации; 37 - интрузивные породы двойной формационной принадлежности; 38 - северо-восточной Монголии, 39 - массивы шеночных гранитов Хан-Бого. Комплексные знаки - породы двойной формационной принадлежности.

Каледонская складчатая система: 1 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 2 - зоны промежуточного типа (сланцево-грануляковые прогибы); 3 - зоны свалического типа (агглюксивальные вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные, геосинклинальные поднятия). Герцинская складчатая система: 4 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 5 - зоны промежуточного типа (внешние сланцево-грануляковые прогибы); 6 - зоны свалического типа (регенирированные терригенные геосинклинали); 7 - зоны наложенных орочных прогибов. Мезозойская складчатая система: 8 - зоны симатического типа (агглюксивальные прогибы); 9 - границы тектонических зон; 10 - глубинные разломы; 11 - разломы. Границы распространения интрузивных формаций: габбро-диорит-плагиграунитов; 12 - тальминского и тохтогенинского комплексов, 13 - изохрона тальминского и тохтогенинского комплексов, 14 - гранодиоритовой, 15 - изохрона алтайского комплекса, 16 - изохрона хангайского, тарбагатайского, эгиндэбинского, 17 - кумуртунского, шарзуского и хархиринского комплексов, 18 - изохрона огинского и ботогольского комплексов, 19 - изохрона брэнского комплекса, 20 - изохрона кумуртунского, сангленского и ужигинского комплексов, 21 - изохрона хархиринского комплекса, гранитоидов формации этана активации; 22 - нижнеэоценового цикла, 23 - верхнеэоценового цикла, 24 - абсолютный возраст групп интрузив, не ограниченных изохронами. Точки определения абсолютного возраста интрузивных пород: габбро-диорит-плагиграунитов; 25 - тальминский, тохтогенинский, дзуртугуйский комплексы; гранодиоритовая формация; 26 - алтайский комплекс, 27 - хангайский комплекс, 28 - тарбагатайский комплекс, 29 - эгиндэбинский комплекс; гранитной - шеночгранитной формации; 30 - граниты огинского и брэнского комплексов, 31 - тунмуртинские граниты ботогольского и сангленского комплексов, 32 - граниты ужигинского комплекса, 34 - граниты хархиринского комплекса, 33 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области, 36 - нефелиновые сиениты Южно-Монгольской складчатой области и Орхон-Селэнгинского прогиба; гранитоидов формации активации; 37 - интрузивные породы двойной формационной принадлежности; 38 - северо-восточной Монголии, 39 - массивы шеночных гранитов Хан-Бого. Комплексные знаки - породы двойной формационной принадлежности.

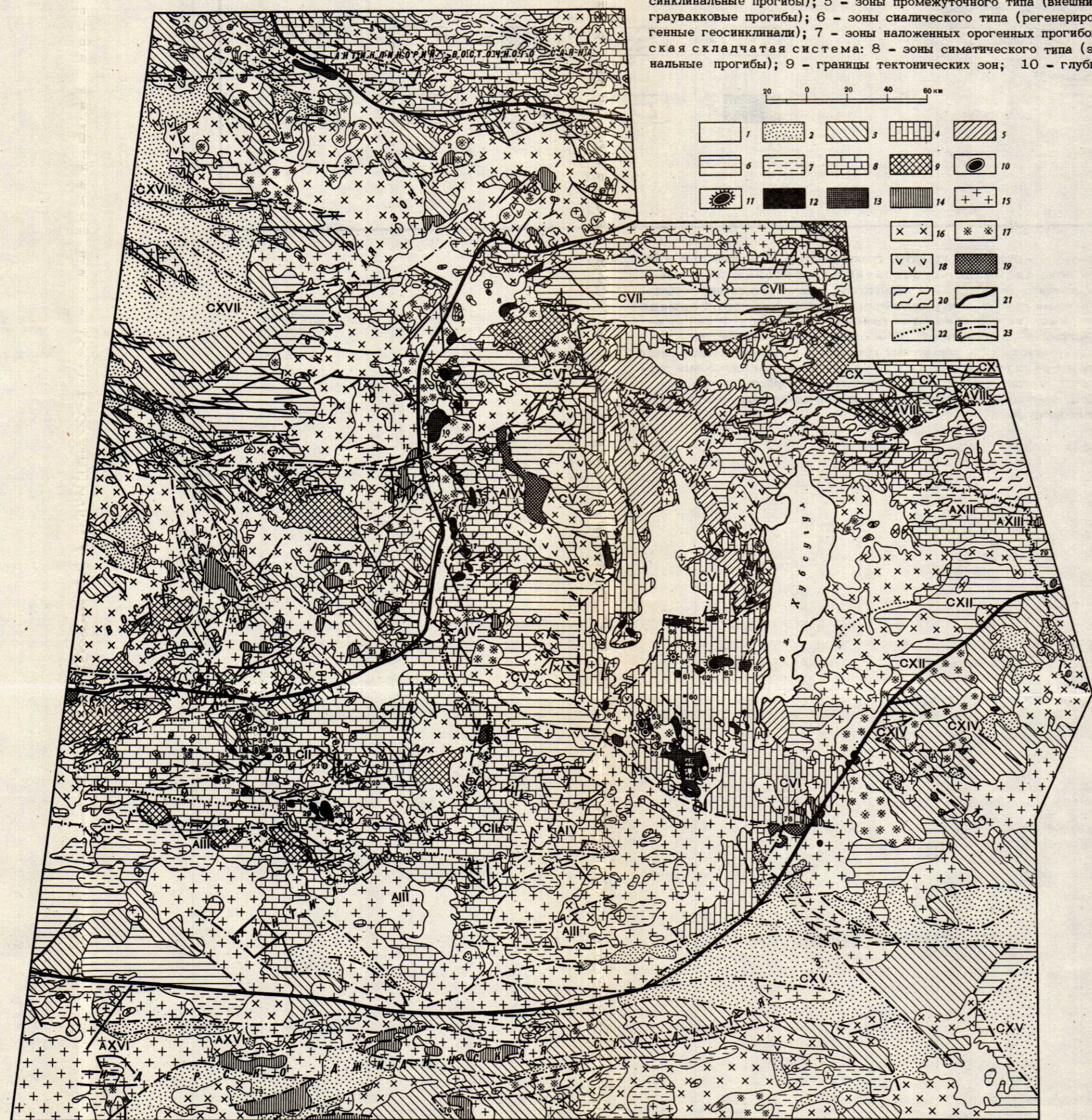


Рис. 9. Схема геологического строения Прихубсугуля и сопредельных территорий СССР (Монголо-Тувинская шельфовая провинция) (Павленко, Бакочер, 1971).
1 - кайнозойские отложения; 2 - среднепалеозойские, верхнепалеозойские и мезозойские эффузивно-терригенные отложения; венд - нижний кембрий; 3 - терригенно-эффузивные отложения Восточно-Тувинской и Идриско-Джидинской складчатых зон, 4 - известково-доломитовые отложения Сангилевско-Косогольского массива, 5 - терригенно-эффузивные отложения Сангилевско-Косогольского массива, верхний протерозой; 6 - зеленосланцевые отложения, 7 - сланцево-известковые отложения, 8 - мраморы, 9 - архей - средние протерозойские отложения (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы); среднепалеозойский орочный комплекс; 10 - бесполоващитовые нефелиновые сиениты, 11 - аглитовые нефелиновые сиениты, 12 - нормальные и плагмазонитовые нефелиновые сиениты, 13 - шеночные сиениты, 14 - шеночные граниты и алограниты, 15 - граниты; нижнепалеозойский позднегерцинский

клинальный комплекс, 16 - граниты, плагиграуниты, гранодиориты, 17 - диориты, кварцевые диориты, 18 - габбро, габбро-диориты; нижнекембрийский гнейзобазальтовый комплекс; 19 - дуниты, пироксениты, пироксениты; протерозойский гранитоидный комплекс; 20 - мусковитовые и двуслоенные гранито-гнейсы и пегматитовые граниты, 21 - границы структурно-тектонических зон; 22 - границы отдельных структурных элементов, 23 - разломы (а - главные, б - второстепенные); главные и структурные элементы: I - Токский антиклинорий, II - Сангилевский синклиорий, III - Качинский антиклинорий, IV - Муренский антиклинорий, V - Шишадский синклиорий, VI - Прихубсугулский прогиб, VII - Окшинский синклиорий, VIII - Шунакская глыба, IX - Гартанская глыба, X - Ильирский синклиорий, XI - Харттогойская глыба, XII - Восточно-Хубсугулский синклиорий, XIII - Хангайский антиклинорий, XIV - Джидинский синклиорий, XV - Селэнгинский вулканический пояс, XVI - Сонгинское поднятие, XVII - Тоджинская впадина. Арабские цифры - номера массивов в таблице

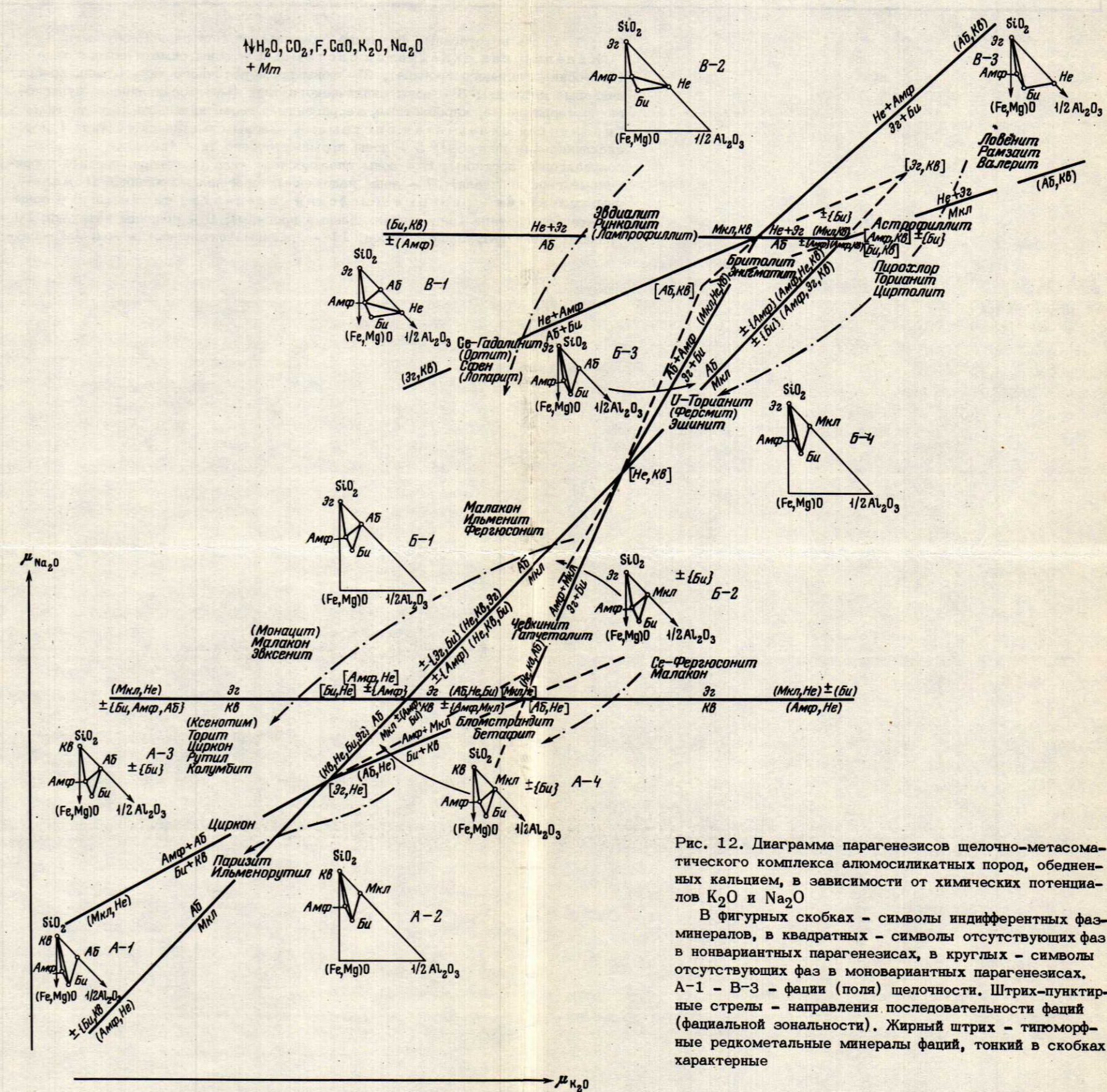


Рис. 12. Диаграмма парагенезисов щелочно-метасоматического комплекса в алюмосиликатных породах, обедненных кальцием, в зависимости от химических потенциалов K_2O и Na_2O .
В фигурных скобках - символы индифферентных фаз минералов, в квадратных - символы отсутствующих фаз в поваритовых парагенезисах, в круглых - символы отсутствующих фаз в монархитовых парагенезисах. А-1 - В-3 - фации (поля) щелочности. Штрих-пунктирные стрелы - направления последовательности фаций (фациальной зональности). Жирный штрих - типоморфные ридомитовые минералы фаций, тонкий в скобках - характерные

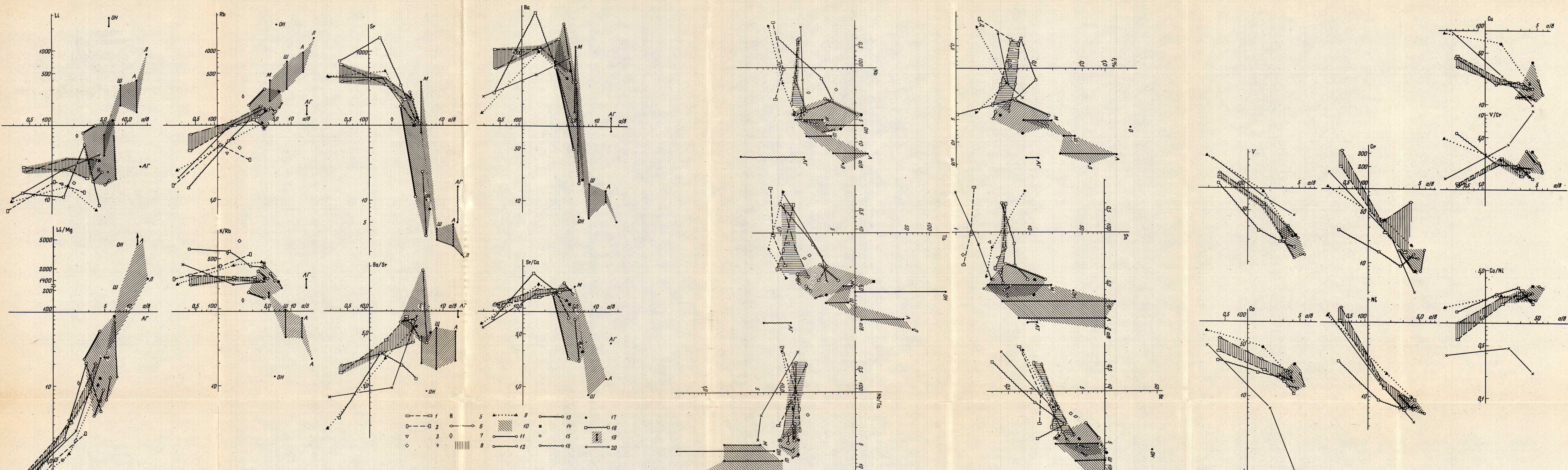


Рис. 50. Вариации содержаний редких элементов и их отношений в породах гранитоидных формаций Монголии и Восточной Тувы. По оси ординат, кроме случаев, специально обозначенных, — содержания элементов в г/т; по оси абсцисс — отношение параметров a/b системы А.Н. Заварицкого. Формации геосинклинального этапа: 1 — габбро-диорит-плагитогранитная формация, тельминский комплекс каледонской геосинклинали Северной Монголии, дзунрунтский комплекс герцинской геосинклинали Южной Монголии; 2 — тохтогеншильский комплекс каледонид Монгольского Алтая; 3 — диорит-сиениты; 4 — плагсиениты; 5 — двуполовшатовые граниты в составе тохтогеншильского комплекса; 6 — гранодиоритовая формация, хангайский, тарбагатайский, эгиндабинский комплексы Хангайской терригенной геосинклинали Центральной Монголии; 7 — гранодиориты Алтайского комплекса Монгольского Алтая; 8 — область пород гранитоидных палингенных формаций геосинклинального этапа Северной, Центральной и Южной Монголии, Банатитовые формации; 9 — габбро-монцит-плагсиенитовая формация Южной Монголии, адамеллит-граносиенит-порфирова формация Орхон-Селенгинского про-

- | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|----|---|----|---|----|
| □ | 1 | В | 5 | ▲ | 9 | ○ | 13 | ● | 17 |
| ▭ | 2 | Г | 6 | ▨ | 10 | ■ | 14 | ▩ | 18 |
| ◇ | 3 | Д | 7 | ○ | 11 | ■ | 15 | ▨ | 19 |
| ◇ | 4 | И | 8 | ○ | 12 | ○ | 16 | × | 20 |

гиба. Формация орогенного этапа, 10 — область пород гранитной-щелочно-гранитной формации; 11 — нормальные граниты брянского комплекса Восточной Тувы, нумургинского и шарусульского комплексов Северной и Центральной Монголии; 12 — субщелочные и щелочные граниты в составе тех же комплексов; 13 — фации редкометалльных гранитов в составе тех же комплексов; 14 — щелочные граниты в составе сиенит-нефелин-сиенитового сангилденского и уджигинского комплексов Восточной Тувы и Западного Прихубсугуля; 15 — нормальные граниты хархиринского комплекса Монгольского Алтая; 16 — субщелочные и щелочные граниты того же комплекса; 17 — щелочные граниты массива Хан-Богдо в Юго-Восточной Монголии; 18 — нефелиновые сиениты сангилденского и уджигинского комплексов; 19 — гранитоиды этапа мезозойской активизации Восточной Монголии; геохимические типы: М — стандартных гранитов (Модотинский), Ш — литий-фтористых гранитов (Шархадинский), ОН — онгонитов, А — альбит-амазонитовых гранитов, Л — альбит-лепидолитовых гранитов, АГ — агпанитовых гранитов; 20 — содержания элементов в средних типах пород по Вепедолу

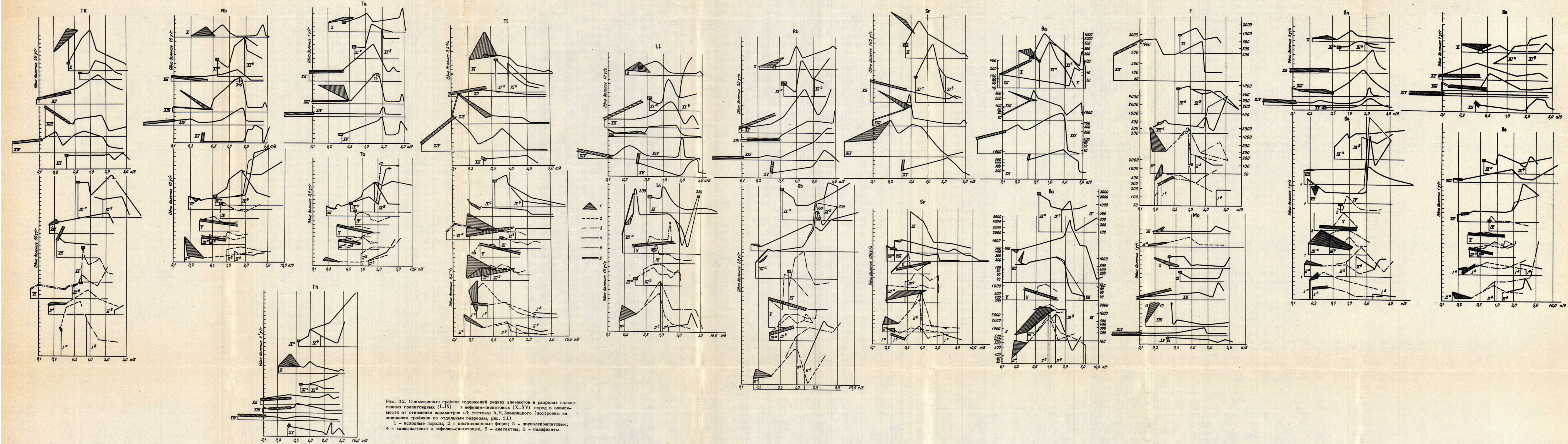


Рис. 32. Совмещенные графики содержания редких элементов в разрезах палингитовых гранитоидов (I-IX) и нефелин-сиенитовых (X-XV) пород в зависимости от относительных параметров a/b системы А.П. Заварицкого (по строению на основании графиков по отдельным разрезам, рис. 31)
 1 - исходные породы; 2 - пегматитовые вены; 3 - дуэлопонициты;
 4 - кальцитовые и нефелин-сиенитовые; 5 - анатектит; 6 - биотиты.

