

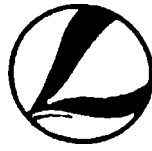
Российская академия наук



**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
ГРАНИТОИДОВ
В ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ**



РОССИЙСКАЯ
АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ



RUSSIAN
ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE
OF THE LITOSPHERE

МЕЖДУНАРОДНАЯ
ПРОГРАММА "ЛИТОСФЕРА"
МПЛ 182

THE INTERNATIONAL
LITHOSPHERE PROGRAM
ILP 182

GEOCHEMICAL
EVOLUTION
OF GRANITOIDS
IN THE HISTORY
OF THE LITHOSPHERE



MOSCOW
"NAUKA"
1993

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
ГРАНИТОИДОВ
В ИСТОРИИ
ЛИТОСФЕРЫ



МОСКВА
"НАУКА"
1993

УДК 553.521:551.25

Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. - М.: Наука, 1993. - 263 с. ISBN 5-02-002908-4

Рассмотрены закономерности геохимической эволюции гранитоидного магматизма ряда регионов страны (Украинский и Балтийский щиты, Урал, Памир, Тянь-Шань, складчатые области юга Сибири). На основе обширных аналитических данных, петрохимических и геохимических трендов обсуждаются условия формирования и генетические различия гранитоидов, отражающие особенности магматической дифференциации, процессов метасоматоза, состава и эволюции крупных блоков литосферы в связи с главными типами геодинамических обстановок.

Табл. 77. Ил. 67. Библиогр.: 370 назв.

Ответственный редактор доктор геол.минерал наук А.А.Беус

Рецензенты: Д.А.Минеев, В.М.Чайка

The monography deals with the problems of regularity of geochemical evolution of the granitoid magmatism on the example of certain regions of the country (Ukrainian and Baltic shields, The Ural, the Pamirs, Tien-Shan, folded regions of Southern Siberia). Conditions of formation and genetic variations of granitoids, which reflect the leading features of magmatic differentiation, metasomatic processes, the composition of main types of the geodynamic environment are being discussed on the basis of the large quantity of analytical data and of the petrochemical and geochemical trend-analysis.

Г 1804020000-155 267-92-II полугодие
042(02)-93

ISBN 5-02-002908-4

© Коллектив авторов, 1993

© Российская академия наук, 1993

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гранитоиды составляют более двух третей от массы континентальной земной коры, и это определяет главенствующее значение рассматриваемой в монографии группы пород для понимания происхождения литосферы и ее эволюции во времени и пространстве. Проблема гранитоидов уже более ста лет занимает умы крупнейших исследователей-геологов различных направлений. Однако, несмотря на это, до настоящего времени многие коренные вопросы происхождения и эволюции гранитоидов в процессах формирования и развития литосферы Земли остаются в значительной степени не решенными. Одним из наиболее важных и в то же время дискуссионных остается вопрос о роли мантийных и коровых источников гранитизации, прежде всего о соотношении гранитизирующих флюидов подкорового (мантийного) и корового происхождения. Без систематических изотопных исследований гранитоидов различного возраста и происхождения решение этого вопроса вряд ли реально. При этом если роль флюидов в гранитообразовании признается большинством исследователей, то важнейшая проблема катионной составляющей этих флюидов пока что остается недостаточно изученной, и взгляды, высказываемые по этому поводу, не подкреплены серьезными теоретическими и экспериментальными исследованиями. В то же время решение названной проблемы могло бы серьезно содействовать пониманию причин "калиевого взрыва", резко повлиявшего на состав гранитоидов в протерозое, и выявлению ряда более общих петрохимических закономерностей формирования гранитов. До настоящего времени не утихают дискуссии о соотношении в природе процессов образования гранитоидов при раскристаллизации магматического расплава, выплавленного тем или иным способом в пределах земной коры, или их формирования путем метасоматического замещения различных по составу метасадочных и магматических пород восходящими гранитизирующими растворами. При этом геологи достаточно четко разделяются на три группы. Геологи, принадлежащие к первой группе, признают лишь магматический способ образования гранитоидов. Вторая группа исследователей, признавая существование магматического гранитного расплава, считает, что в определенных Р-Т условиях формирование гранитов может осуществляться путем магматического или метасоматического замещения (гранитизации). Таким образом, дискуссионным в данном случае продолжает оставаться соотношение этих процессов при образовании гранитоидов различного состава. Наконец, исследователи третьей группы, представленные преимущественно советскими геологами, являются сторонниками метасоматического образования гранитов. При этом в некоторых случаях допускается минимальная роль магматического гранитообразования.

Для решения перечисленных проблем большое значение имеет выявление и познание закономерностей эволюции, геодинамического положения, состава и геохимических особенностей гранитоидов во времени, в процессах геологического развития литосферы. По характеру подобной эволюции можно будет судить о роли многих ведущих факторов образования современной земной коры и связи ее разви-

тия с эволюцией астеносферы и мантии. Ведущую роль при этом играет выявление петрохимических и геохимических различий между древнейшими гранитоидами раннеархейского возраста и более поздними продуктами гранитообразования, сформировавшимися в протерозое и фанерозое. В этом направлении уже собран интересный материал. Однако требуются его дальнейшее уточнение и обобщение.

С этой точки зрения заслуживает критической проверки предложенное Б.Чэпелом и А.Уайтом [311] разделение всех гранитоидов на два ведущих типа: "S", образованных путем переплавления метаосадков и "I", связанных с преобразованием глубинных основных пород. Позднее эта типизация была несколько усложнена и детализирована, однако геохимическое обоснование этой классификации до настоящего времени нельзя признать достаточным.

Среди более частных, но не менее важных дискуссионных аспектов проблемы гранитов следует отметить признание возможности выплавления гранитоидов непосредственно из мантии, требующее более детальной геологической, петрологической и геохимической разработки. Наконец, дальнейшего изучения заслуживает роль явлений автометасоматоза при становлении богатых флюидами гранитных расплавов. Признание важной роли флюидов в процессах формирования гранитных магм определяет необходимость познания результатов взаимодействия флюидной фазы, отделяющейся в процессе раскристаллизации гранитных расплавов, с твердой фазой образующейся гранитной породы. Результаты этих исследований будут иметь большое значение при выявлении и обосновании прямых и косвенных связей, существующих между гранитами и рядом высокотемпературных поздне- и послемагматических рудных месторождений.

Для решения как общих, так и более частных проблем, связанных с происхождением гранитоидов, важнейшее значение имеет проведение систематических петрохимических и геохимических исследований с целью накопления и обобщения данных, характеризующих поведение главных элементов и элементов-примесей в различных по возрасту, геологическому положению и минеральному составу гранитоидах. В предлагаемой монографии сделана попытка обобщения материалов по петрохимии и геохимии гранитоидов различного типа, сформировавшихся в различные возрастные периоды эволюции земной коры в пределах различных регионов.

Естественно, что в настоящий период углубленной проработки закономерностей формирования современной земной коры с точки зрения теории тектоники плит серьезного внимания заслуживает изучение связи гранитообразования с развитием различных геодинамических обстановок. При этом необходимо учитывать преобладающую количественную роль гранитоидов и близких к ним по составу метаморфических пород в строении земной коры.

Проблеме геодинамических обстановок формирования гранитоидов в литосфере посвящен первый раздел вводной главы монографии (В.М.Моралев, М.З.Глуховский, М.И.Кузьмин). Исходя из пространственной эволюции гранитообразования (ареальное в раннем архее, широкие протяженные зоны сжатия в позднем архее - раннем протерозое, преимущественно линейные зоны по границам литосферных плит в позднем протерозое и фанерозое), авторы высказывают сомнение в том, что геодинамические условия гранитообразования в раннем докембрии могут быть объяснены с точки зрения тектоники плит, которая начинает оказывать контролирующее действие на формирование гранитоидов в конце раннего-начале позднего докембрия. Используя геохимическую типизацию гранитоидов Л.В.Таусона [261], а также построения Дж.Пирса с соавторами [368], авторы рассматриваемого разде-

ла приходят к выводу, что геодинамическая классификация гранитоидов фанерозоя и позднего докембрия требует совершенствования.

Проведение систематических исследований условий формирования гранитоидов требует в первую очередь разработки максимально информативной методики, позволяющей объективно сравнивать ведущие петрохимические черты изучаемых пород. Во втором разделе "Введения" на основе оригинальной методики, предложенной Л.С.Бородиным [47, 48, 50], рассматривается петрохимическая типизация гранитоидов, исходящая из сравнения типовых петрохимических трендов в координатах щелочности-кислотности гранитоидных систем. Эта методология используется и для характеристики эволюционных петрохимических трендов главных формаций гранитоидов в последующих главах монографии.

На примере Украинского кристаллического щита в первом разделе гл. I рассматривается значение палингено-метасоматических процессов в формировании докембрийских гранитоидов гранулитогнейсовых областей (К.Е.Есипчук, В.М.Скобелев). На основе обширной геохимической информации эндербиты рассматриваются как продукты переработки мафитовых гранулитов в условиях повышенного давления водного кремний-натриевого флюида на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма. Последующая смена кремний-натриевых гранитизирующих флюидов на кремний-калиевые определяет развитие метасоматической чарнокитизации в сочетании с анатексисом. Таким образом, приводимые данные свидетельствуют об определяющей роли флюидного режима на формирование гранитоидов гранулитогнейсовых областей, т.е. на процессы гранитообразования в условиях нижних горизонтов земной коры.

Вероятное значение гранитизации в формировании современной континентальной коры рассматривается во втором разделе гл. I предлагаемой работы А.А.Беусом, Т.Ф.Щербаковой и Л.Н.Куклеем на примере беломорского комплекса Балтийского щита. Анализируя представительные геохимические данные, авторы приходят к выводу, что формирование большого количества плагиоклазовых пород на передовом фронте гранитизации metabазитов является следствием накопления перемещенного компонента - натрия на фронте взаимодействия кремний-калиевых гранитизирующих флюидов с основной породой. При этом отсутствие фронта базификации объясняется тем, что фильтрация в верхние горизонты остаточных после гранитизации растворов, обогащенных железом и магнием, происходит в условиях богатой этими элементами базитовой коры. Отсутствие контрастности в содержаниях сидерофилов в растворах и окружающих породах обусловило торможение обменных реакций, и растворы могли фильтроваться вплоть до поверхности земной коры.

Степень поокисления существенно metabазитовой архейской коры в процессе раннепротерозойской гранитизации рассчитана на основе данных, полученных в процессе детального геохимического картирования.

Судя по имеющимся материалам, геохимическая эволюция гранитоидов в докембрии в целом отвечала направлению, которое может быть достаточно точно определено термином "гомодромный геохимический тренд". Характеризуемый тренд в группе петрогенных элементов проявлялся в прогрессивном увеличении кремнекислотности пород и их общей щелочности при нарастающем повышении роли калия, имевшей в протерозое скачкообразный характер. При этом также наблюдается увеличение роли литофильных элементов-примесей, происходящее на фоне общего падения содержаний элементов-сидерофилов. Следует подчеркнуть важность более детального изучения ведущих тенденций геохимической эволюции отдель-

ных серий и формаций гранитоидов и их соотношения с общим направлением геохимической эволюции гранитообразования в пределах докембрийских платформ и складчатых сооружений. Одним из эффективных методов изучения эволюционных тенденций развития магматических серий является петрохимический трендовый анализ. Так, сравнение петрохимических трендов типовых серий и комплексов на основе такого анализа позволяет сделать вывод о двух принципиальных тенденциях, характеризующих сущность геохимической эволюции гранитоидов: 1) гомодромное изменение химического состава для конкретных комплексов и серий, подчиняющееся прямой корреляционной зависимости между кремнекислотностью и щелочностью пород, и 2) общая геохимическая эволюция гранитоидов во времени, приводящая к последовательному переходу от менее щелочных трендов к все более щелочным. Вторая тенденция в конечном итоге в наибольшей степени определяет геохимический эволюционный тренд гранитоидов: прогрессирующее возрастание содержаний литофильных элементов при параллельном снижении роли сидерофилов. Обе эти тенденции, как можно судить по приведенным в монографии материалам, проявлены в широких масштабах в пределах крупнейших гранитоидных провинций Ущ южного обрамления Сибирской платформы и других регионов. При этом четко проявляется связь между эволюционной ступенью конкретной формации и степенью зрелости континентальной коры, в условиях которой происходит формирование гранитоидных серий. Именно этим можно объяснить развитие наиболее обогащенных редкими элементами гранитов повышенной щелочности в условиях зрелой континентальной сиалической коры, что резко контрастирует с начальными эволюционными ступенями гранитоидного магматизма (плагιοгранитоиды, эндербитоиды, чарнокитоиды), когда в наибольшей степени выражается зависимость состава гранитоидов от существенно базитового субстрата ранней континентальной коры и верхней мантии.

В гл. II монографии на примере Урала (Г.Б.Ферштатер), южного обрамления Сибирской платформы (Л.С.Бородин, Е.Н.Алтухов), а также Тянь-Шаня и Памира (В.С.Лутков, В.В.Могаровский) рассматриваются геохимические особенности гранитоидов фанерозойского возраста. Наличие четкого тренда петрохимической эволюции гранитоидов в протерозойское и палеозойское время в пределах обширной территории, представляющей южное обрамление Сибирской платформы, показано на основе систематического трендового анализа, позволившего охарактеризовать основные черты петрохимической эволюции гранитоидов в сложно построенных регионах Тувы, Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Восточного Прибайкалья и Витимского плоскогорья.

Более сложный характер геохимической эволюции гранитоидов выявляется для складчатых областей Урала и Памир-Тяньшаньского региона. Так, для Памира и Тянь-Шаня, исходя из обширного и тщательно проработанного геохимического материала, В.С.Лутков и В.В.Могаровский подчеркивают сложность и противоречивость общей картины геохимической эволюции гранитоидов региона во времени. Наряду с количественно преобладающими гранитоидами, геохимическая эволюция которых следует гомодромному тренду (Южный Памир, частично Южный Тянь-Шань и др.), наблюдаются примеры (Северный Памир и др.), когда в гранитоидах сходных типов при переходе от протерозойских образований к продуктам фанерозойского магматизма имеет место снижение роли калия при увеличении концентраций ряда литофильных элементов-примесей. В.С.Лутков и В.В.Могаровский объясняют наблюдаемое разнообразие геохимических трендов в изученном ими регионе влиянием петрохимической унаследованности, выражающейся в зависимости состава

фанерозойских гранитоидов от характера докембрийского субстрата, слагающего нижние горизонты коры.

В связи с затронутой проблемой большое значение имеет всестороннее исследование геохимических особенностей нижнекоровых гранитоидов гранулитовой фации метаморфизма, формирующих интрузивно-магматические и палингенно-метасоматические ряды эндербитоидного и чарнокитоидного состава. В первом разделе гл. III монографии (В.П. Андреев) происхождение эндербитоидов и чарнокитоидов рассматривается как неотъемлемая часть процесса эволюции глубинных метаморфических комплексов.

В.П. Андреев обосновывает роль метасоматических явлений в формировании эндербитоидов (дорасплавная кремний-натриевая метасоматическая подготовка кристаллических сланцев и образование плагиогнейсов), а также чарнокитоидов (дорасплавный кремний-калиевый метасоматоз эндербитов и плагиогнейсов с последующим анатектическим выплавлением чарнокитовых расплавов). Особенно подчеркивается ведущее значение калиевого метасоматоза в образовании чарнокитов в архейских кристаллосланцево-плагиогнейсовых комплексах. Развитие метасоматических процессов при этом связывается с мощными потоками мантийных флюидов, особенно интенсивными на ранних этапах развития земной коры.

К числу особых типов гранитоидов, составляющих важное, но до сих пор окончательно не познанное звено в эволюционной цепи процессов гранитообразования, принадлежат рапакиви. Специфическая овоидная текстура этих гранитов в сочетании с некоторыми характерными особенностями их геохимии, а также ограниченный временной период формирования типичных рапакиви в пределах земного шара свидетельствуют об уникальных условиях образования этих пород. Расшировка таких "особых" условий образования рапакиви, обсуждаемая во втором и третьем разделах гл. III (В.В. Ляхович и Д.Т. Сухоруков), требует дальнейшего накопления и тщательного анализа геотектонического, петрологического и геохимического материала. Для рапакиви важное значение имеет выявление времени и механизма образования овоидов калиевого полевого шпата в процессе образования гранита. В.В. Ляховичем эта проблема решается, исходя из характера распределения элементов-примесей в породообразующих минералах гранита: биотите, плагиоклазе, кварце, извлеченных из овоидов и из основной массы гранита. Основываясь на том, что по характеру распределения индикаторных элементов-примесей микровключения породообразующих минералов, извлеченные из овоидов, оказались принадлежащими к самым ранним генерациям этих минералов, был сделан вывод о более раннем образовании овоидов в изученных рапакиви по сравнению с основной массой гранита. Формирование гранитов с текстурой рапакиви В.В. Ляхович объясняет развитием своеобразного ликвационного процесса, обусловленного инфильтрацией в "сухую" магму мантийных водных флюидов с фтором.

С конечными дифференциатами массивов рапакиви в ряде случаев связаны фации альбитизированных и грейзенизированных гранитов (апогранитов) с характерной редкометальной минерализацией (колумбит, касситерит, молибденит и др.). Этому специфическому типу гранитоидов посвящен четвертый раздел гл. III монографии (А.А. Беус, Т.Ф. Щербакова). Апограниты рассматриваются как результат автометасоматического преобразования продуктов раскристаллизации литий-фтористых расплавов, обогащенных летучими. Рассмотрен сложный характер метасоматической колонки массивов апогранитов, обусловленный образованием серии фронтов обогащения перемещенными компонентами (натрием и калием), последовательно перекрывающих друг друга в процессе инфильтрации замещающих растворов

в массиве апогранитов по восстанию. Сравнение средних химических составов однотипных массивов апогранитов докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста показало отсутствие существенных различий петрогеохимических особенностей апогранитов в зависимости от возраста. Образование промышленных концентраций тантала в апогранитах объясняется дифференциацией ниобия и тантала в зонах кислотного выщелачивания и последующей преимущественной концентрацией тантала на фронте обогащения перемещенными компонентами.

Таким образом, в представленной монографии рассмотрен ряд вопросов, связанных с проблемой геохимической эволюции гранитоидов. Исследования в этой области были поставлены в Институте литосферы в 1986 г. в соответствии с плановой темой "Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы". Основные результаты этих исследований изложены в монографии, к участию в которой были привлечены также сотрудники ряда академических учреждений. Авторы отдают себе отчет в том, что обсуждаемые в монографии вопросы геохимической эволюции гранитоидов требуют дальнейших целеустремленных исследований. Они надеются, что монография окажется полезной в дальнейшей разработке этой важной для познания условий образования литосферы проблемы.

А.А.Беус

Список сокращений

Аб	- альбит
Би	- биотит
Гр	- гранат
Кв	- кварц
Ки	- кианит
КШ	- калиевый полевой шпат
Ми	- микроклин
Мп	- моноклинный пироксен
Му	- мусковит
Мт	- магнетит
Оан	- оксианит
Орт	- ортоклаз
Пл	- плагиоклаз
Сл	- слюда
Эн	- энстатит
Рп	- ромбический пироксен
Ро	- роговая обманка
f	- частная железистость
F	- общая железистость
x_a^m	- мольная доля компонента а в фазе m
a_a^m	- активность компонента а в фазе m
K	- коэффициент распределения

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические обстановки формирования гранитоидов в литосфере

При рассмотрении геодинамических обстановок формирования гранитоидов в качестве одной из важнейших предпосылок приходится принимать известное положение о том, что, с одной стороны, гранитный магматизм четко приурочен к складчатым областям позднего докембрия и фанерозоя, возникающим на границах литосферных плит, а с другой — большая часть мирового объема гранитоидов локализована в составе гранитно-метаморфического слоя земной коры, сложенного раннедокембрийскими комплексами, по отношению к которым невозможно в полной мере применить тектонические модели, разработанные для позднедокембрийских и фанерозойских образований. Полагая возможным и целесообразным принять в качестве основы для анализа геодинамических обстановок формирования гранитоидов современные тектонические представления, обобщаемые теорией тектоники литосферных плит, необходимо, следовательно, отметить, что лишь для последних 2,0–2,5 млрд лет геодинамические процессы на нашей планете могут анализироваться на основе этой теории [101], при создании которой определяющими были данные о современной геодинамике Земли и при разработке которой широко использовался метод актуализма. Эти временные ограничения вполне понятны, так как именно 2,0–2,5 млрд лет тому назад были образованы две верхние оболочки — литосфера и астеносфера в объеме, близком к современному [347]. Для более ранних этапов эволюции приходится привлекать, как будет видно ниже, другие тектонические концепции.

Приступая к рассмотрению геодинамических обстановок формирования гранитоидов в позднедокембрийской и фанерозойской истории развития Земли укажем, что возможность выявления связей между особенностями состава магматических пород и условиями их формирования прежде всего определяется подходом к типизации магматических пород вообще и гранитоидов в частности. В этом отношении необходимо заметить, что наиболее разработанные петрохимические методы анализа и классификации гранитоидных [47, 96] серий оказываются достаточно мощным инструментом анализа собственно магматической эволюции родоначальных расплавов, однако их возможности становятся ограниченными в отношении выявления состава магмагенерирующей среды и геодинамических условий формирования магмы. В связи с этим постепенно сформировалось несколько обособленное направление исследования преимущественно геохимических особенностей гранитоидов.

К числу первых попыток такого рода могут быть отнесены представления В.И.Вернадского, который различал граниты со сфен-ортитовым парагенезисом акцессорных минералов и ильменит-монацитовым парагенезисом. Позднее [311] было предложено выделять два типа гранитоидов: S и I, которые различаются в первую очередь способом образования первичных магм. Магмы, дающие начало гранитоидам типа S, образуются за счет переплавления метаосадков, а магмы типа

I образуются за счет глубинных магматических пород основного состава. В дальнейшем были рассмотрены как петрографические, минералогические, геохимические различия гранитов этих типов, так и особенности их тектонического положения в орогенических поясах [350]. Было установлено, что гранитоиды типа S характеризуются сфен-ортит-магнетитовой ассоциацией акцессорных минералов, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в них составляет более 0,706, а в дифференцированных сериях этого типа пород преобладают гранитные разности. Среди гранитоидов типа I в дифференцированных сериях преобладают тоналит-гранодиоритовые разности, парагенезисы акцессорных минералов представлены ильменит-монацитовой ассоциацией, а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение обычно меньше 0,706 [350].

Это разделение гранитоидов на два минералого-геохимических типа по природе родоначальных магм было дополнено в последние годы классификацией на принципе глубинности, совпадающем в значительной мере с делением по составу материала исходных расплавов. Эта классификация предусматривает выделение так называемых коровых и мантийных (а также и промежуточных мантийно-коровых) гранитоидов [318, 361]. Различия между этими типами гранитоидов отмечаются многими исследованиями (в основном по минералогическим и геохимическим признакам [165]), причем в некоторых случаях эта типизация может быть увязана и с геодинамическими условиями формирования. Например, сравнение мезозойских гранитоидов Южного Верхоянья и Охотско-Чукотского вулканического пояса показано принадлежность первых к коровым, а вторых к промежуточным корово-мантийным гранитоидам [204]. Такое разделение близко соответствует представлениям о формировании этих гранитоидов в пределах широкой зональной полосы активной континентальной окраины андийского типа [101].

Представляется, таким образом, что геохимическая типизация магматических пород вообще и гранитоидов в частности позволяет наиболее полно увязать геохимические особенности пород с геодинамическими условиями их формирования.

Геохимические типы гранитоидов

Вопросы геохимической типизации гранитоидов наиболее последовательно разработаны в работах Л.В.Таусона [261] и М.И.Кузьмина [130]. Согласно представлениям этих исследователей геохимический тип объединяет группы магматических пород, близких как по химическому и минеральному составу, так и по концентрациям и распределению редких элементов и слагающих единые массивы или вулканические постройки. В случаях многофазных массивов отмечается не только строго определенный, свойственный данному типу характер эволюции петрогенных и особенно редких элементов, но и соответственно определенный набор поздних пород, постмагматических и рудных образований. Геохимическое сходство пород определяется общностью условий и способа образования и находит отражение в приуроченности пород к определенным геодинамическим обстановкам [130]. Опыт геохимической типизации показывает, что при сопоставлении следует использовать редкоэлементный состав пород в строго ограниченных петрохимических рамках, т.е. граниты следует сравнивать с гранитами, гранодиориты - с гранодиоритами и т.д. Только таким образом можно учесть и исключить влияние процессов дифференциации расплавов, а следовательно, рассматривать геохимические особенности пород как результат их формирования в соответствующих геодинамических обстановках. Однако при этом нельзя забывать, что мы практически всегда имеем дело или с серией пород, или в случае магматических пород с рядом интрузивных пород, формирующих многофазные интрузивные тела.

В табл. I приведены содержания петрогенных окислов и ряда редких элементов в различных геохимических типах гранитоидов, которые пользуются широким распространением в фанерозойских и позднедокембрийских складчатых поясах. Ниже мы рассмотрим каждый геохимический тип. Предварительно заметим только, что для выделения геохимических типов гранитов могут использоваться как геохимические данные, так в некоторых случаях и петрохимические особенности гранитов и характерные минеральные парагенезисы. Например, плагиограниты толеитового ряда и гранитоиды андезитового ряда характеризуются преобладанием натрия над калием, агпаитовые граниты – высокими значениями коэффициентов агпаитности, гранитоиды латитового ряда – повышенной щелочностью и т.д. Среди редких элементов для разделения гранитоидов наиболее важными являются фтор, редкие щелочи, стронций, барий, в ряде случаев ниобий, тантал, цирконий, гафний, редкие земли. Например, плюмазитовые редкометальные граниты четко выделяются по повышенным содержаниям фтора и большинства литофильных редких элементов, а содержания бария и стронция в них аномально низки. В то же время в гранитоидах латитового ряда отмечаются высокие содержания бария и стронция, в несколько раз превышающие кларк для гранитов [262].

Гранитоиды толеитового ряда. Характеризуются преобладанием натрия над калием, в них практически отсутствует среди породообразующих минералов калиевый полевошпат. Эти плагиограниты встречаются в складчатых поясах среди офиолитовых комплексов, во фронтальных частях островных дуг, отмечаются в качестве жил, пересекающих интрузивные породы современных океанов [307, 312, 324]. Эти граниты практически всегда тесно ассоциируют с толеитовыми базальтами.

Плагиограниты толеитового ряда – породы, пересыщенные кремнеземом ($Q = 30$), в которых натрий резко преобладает над калием ($n = 90-95$), а в темнокрасных минералах железо – над магнием. Для плагиогранитов характерны крайне низкие содержания всех литофильных элементов и высокие значения K/Rb отношения. Геохимические данные свидетельствуют, что плагиограниты являются крайними дифференциатами базальтовых магм [321]. К сожалению, в настоящее время нельзя разделить плагиограниты – производные различных геохимических типов толеитов: толеитов, родоначальных для пород срединно-океанических хребтов, толеитов, дающих начало породам фронтальных зон островных дуг, и толеитов, связанных с внутриплитовым магматизмом.

Гранитоиды андезитового ряда. Они объединяют широкий спектр пород, берущих начало от магм известково-щелочного состава [261], формирующихся в островодужных обстановках. Некоторые исследователи рассматривают эти граниты в качестве глубинных аналогов андезитов островных дуг [225, 317]. Палеотектонические реконструкции показывают, что рассматриваемые гранитоиды действительно являются составной частью зональностей островных дуг, но часто они формируются не в самой островной дуге, а за прогибом, выполненным терригенными отложениями на континентальной окраине. Возможно, что в ряде случаев появление этих гранитоидов связано со столкновением островной дуги с континентальной окраиной. В связи с тем что среди вулканитов островных дуг ведущее положение занимают андезиты, Л.В.Таусон [261] назвал эти гранитоиды геохимическим типом гранитоидов андезитового ряда.

Гранитоиды андезитового ряда относятся к породам, слабо пересыщенным кремнеземом ($Q = 5-25$) и богатыми или умеренно богатыми щелочами ($a/c = 2-6$). Во всех породах натрий преобладает над калием, а в темнокрасных минералах железо преобладает над магнием. Содержания литофильных редких элементов в этих гра-

Таблица I

Содержание петрогенных и редких элементов в гранитоидах различных геохимических типов по [130]

Компо- нент*	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,40	62,60	67,72	62,68	76,20	73,10	73,90	73,00
TiO ₂	0,30	0,60	-	-	0,40	0,30	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	13,30	16,10	-	-	15,40	13,70	13,30	11,60
FeO**	2,70	5,90	-	-	3,20	2,20	1,90	3,60
MgO	0,80	2,60	-	-	1,30	0,40	0,20	0,30
CaO	2,30	4,20	-	-	2,70	1,10	0,70	0,60
Na ₂ O	5,23	3,95	-	-	3,75	3,70	3,72	4,95
K ₂ O	0,41	2,16	-	-	3,90	4,36	4,37	4,58
Rb	4,3	67,0	140,0	125,0	147,0	232,0	380,0	200,0
Li	3,2	18,0	27,0	21,0	50,0	40,0	140,0	80,0
Ba	131,0	910,0	1550,0	1700,0	1000,0	420,0	195,0	85,0
Sr	163,0	475,0	650,0	700,0	340,0	145,0	75,0	20,0
Zr	164,0	137,0	410,0	200,0	160,0	-	130,0	1600,0
Hf	2,9	3,0	-	-	4,4	-	6,0	45,0
Nb	1,6	3,0	22,0	10,0	15,0	-	34,0	70,0
Ta	0,2	0,7	1,4	1,0	2,0	-	6,4	6,0
Pb	3,8	12,5	29,0	23,0	25,0	20,0	26,0	35,0
Zn	49,0	70,0	64,0	70,0	57,0	33,0	47,0	190,0
Mo	-	1,2	1,5	1,7	1,4	-	1,9	1,9
Cr	10,0	60,0	18,0	14,0	28,0	-	6,0	15,0
Ni	14,0	22,0	7,0	7,0	12,0	-	5,0	7,0
Co	9,0	16,0	8,0	3,0	9,0	-	8,0	6,0
V	50,0	90,0	24,0	45,0	55,0	-	12,0	6,0
Be	0,3	1,9	2,8	2,2	3,2	3,9	9,0	6,8
Sn	3,2	3,6	3,8	5,0	4,7	5,1	16,0	10,2
B	7,4	15,0	-	23,0	20,0	19,0	26,0	8,0
F	0,02	0,06	0,05	0,06	0,085	0,07	0,21	0,14
K/Rb	79	68	290	280	220	156	95	190
Rb/Sr	0,026	0,14	0,22	0,18	0,43	1,6	5,1	10,0
Ba/Sr	0,80	1,92	2,38	2,43	2,9	2,9	2,6	4,2

* Здесь и в последующих таблицах окислы и F даны в мас.%, элементы в г/т.

** FeO = FeO + 0,904 Fe₂O₃.

Примечание. 1 - плагиограниты толеитового ряда (островных дуг и офиолитовых поясов); 2 - гранитоиды андезитового ряда (островных дуг); 3, 4 - гранитоиды латитового ряда и 5, 6 - известково-щелочного ряда (обстановки калифорнийского типа, активных континентальных окраин андийского и невадийского типа); 7 - плюмазитовые редкометалльные лейкограниты и 8 - агпайтовые граниты (континентальных рифтовых зон, рифтовых структур обстановок калифорнийского типа, тыловых зон активных континентальных окраин).

Здесь и во всех последующих таблицах содержание окислов дается в мас.%, элементов-примесей - в г/т; прочерк означает отсутствие данных.

нитоидах выше, чем в плагиогранитах толеитового ряда, хотя они обычно значительно ниже, чем среднее для гранитов [24]. В процессе становления массивов в породах поздних фаз не отмечается существенного увеличения содержаний литофильных элементов.

С гранитоидами андезитового ряда парагенетически связаны золото-пеллитовые, полиметаллические и медноколчеданные месторождения и рудопроявления [101].

Касаясь вопросов генезиса этих пород, заметим, что в образовании их заметная роль принадлежит процессам, протекающим в зонах субдукции. Относительная роль мантийного и корового материала в образовании этих пород, по-видимому, весьма сильно варьирует. Этот вопрос требует детальных исследований.

Граниты и гранодиориты известково-щелочного ряда. Образуют в складчатых поясах крупные батолитообразные массивы или целые пояса гранитных интрузивов. Например, Сусамырский батолит в Киргизии, Калифорнийский и Невадийский в Береговой Кордильере Северной Америки, Андийский в Южной Америке, Бага-Хентейский в МНР, пояс массивов гранитоидов удской серии в Становой зоне Алданского щита и т.д.

Палеотектонические реконструкции позволяют установить, что гранитоиды известково-щелочного ряда наиболее широко проявляются в геодинамических обстановках активных континентальных окраин, а также при коллизионных процессах. Устанавливаемая в ряде случаев полярность магматизма, свойственная поясам батолитов, позволяет полагать, что гранитоиды известково-щелочного ряда связаны с глубинными сейсмофокальными зонами.

Мезоабиссальные плутоны гранитоидов известково-щелочного ряда, как правило, имеют простое строение. Главные фазы сложены средне-крупнозернистыми, часто порфиroidными гранодиоритами, которые в эндоконтактах сменяются кварцевыми диоритами. В гранодиоритах известково-щелочного ряда содержатся примерно равные количества плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Количество темноцветных минералов составляет 10-20%, а кварц - 25%. По характеру парагенезиса минералов гранодиориты относятся к породам нормальной щелочности по Д.С.Коржинскому.

Главные фазы гипабиссальных массивов гранитоидов известково-щелочного ряда сложены биотитовыми гранитами, которые иногда в эндоконтактах сменяются гранодиоритами. Среди пород поздних фаз часто появляются двуслюдяные разновидности с гранатом и турмалином. Среди акцессорных минералов в гранитах устанавливаются сфен, апатит, циркон, флюорит, ортит, иногда появляются разновидности монацитом.

Гранодиориты известково-щелочного ряда относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, умеренно богатым щелочами; в меланократовой составляющей породы железо несколько преобладает над магнием. В гранитах количество свободного кремнезема увеличивается, а в темноцветных железо резко преобладает над магнием. Содержания большинства редких элементов в гранодиоритах известково-щелочного ряда близки к кларковым для гранитов (см. табл. I), причем одних (барий и стронций) - несколько выше среднего для гранитов, других (рубий, бериллий, олово) - несколько ниже. В гранитах известково-щелочного ряда отмечается увеличение содержаний большинства литофильных редких элементов и уменьшение концентраций бария и стронция. Следует заметить, что большинство элементов в гранитах известково-щелочного ряда остается на уровне кларков [62] и только рубидий превышает среднее для гранитов.

Гранитоиды латитового ряда. Они включают в себя породы преимущественно средней основности с повышенной щелочностью. При петрологических исследованиях эти породы обычно объединяются в габбро-монзонит-сиенитовый формационный тип, который отличается пестрым и неустойчивым составом [128]. Термин "гранитоиды латитового ряда" предложил Л.В.Таусон [261], чтобы подчеркнуть генетическую связь гранитоидов с латитовыми магмами. Палеотектонические реконструкции показывают, что эти гранитоиды проявляются, как правило, в периферических частях зональностей, связанных с глубинными сейсмо-фокальными зонами, хотя, возможно, эти гранитоиды могут проявляться и в связи с внутриплитовым магматизмом, как это характерно для Монголо-Охотского пояса [130].

Гранитоиды латитового ряда отличаются от аналогичных по кремнекислотности пород известково-щелочного ряда более высокой щелочностью, большим содержанием калия, преобладанием магния над железом в темноцветных минералах. На диаграммах щелочности гранитоидов Д.С.Коржинского эти породы попадают во второе или третье поле щелочности, т.е. калиевый полевой шпат в них часто наблюдается в парагенезисе с пироксеном. Характерной геохимической чертой гранитоидов латитового ряда являются высокие содержания в них бария и стронция (см. табл. I); уровни содержаний остальных элементов в этих породах близки к средним для гранитоидов, только концентрации рубидия несколько ниже кларковых.

Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты. Характеризуются высокими содержаниями большинства литофильных редких элементов; некоторыми исследователями этот геохимический тип гранитоидов выделяется под термином "литий-фтористые граниты" [107]. Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты широко проявлены в обстановках активных континентальных окраин, континентальных рифтовых зонах, в областях внутриплитового магматизма [101, 107, 130].

По химическому составу плюмазитовые редкометалльные лейкограниты располагаются между средним аляскитом и аплитом по Р.Дэли. По петрохимическим параметрам они практически неотличимы от кислых дифференциатов других геохимических типов. В то же время высокие концентрации большинства литофильных редких элементов (см. табл. I) и очень низкие концентрации бария и стронция позволяют надежно выделять данный геохимический тип гранитов.

Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты имеют очень важное металлогеническое значение, так как с ними часто ассоциируют проявления редкометалльного оруденения. В породах поздних фаз многофазных плутонов, как правило, отмечаются повышенные концентрации редких металлов.

Тип агпайтовых гранитов и щелочных пород. Объединяет породы повышенной щелочности, в которых коэффициент агпайтности больше I, а среди породообразующих минералов отмечаются щелочные амфиболы, пироксены и фельдшпатоиды. Породы рассматриваемого геохимического типа образуют обычно трещинные интрузии или межформационные залежи. Агпайтовые граниты и щелочные породы встречаются в тех же геодинамических обстановках, что и плюмазитовые редкометалльные лейкограниты [130]. Выделяемый геохимический тип объединяет, очевидно, генетически различные группы пород: поздние продукты эволюции щелочно-базальтовых магм и поздние дериваты гранитоидных систем [261].

По химическому составу щелочные граниты близки к средним составам щелочных гранитов и пэзанитов по Р.Дэли. Для них характерен высокий коэффициент агпайтности. Средние содержания большинства редких элементов в щелочных гранитах близки к средним для гранитов (см. табл. I). Все они в различной степени обо-

гащены Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ, а концентрации Ba и Sr в них значительно ниже кларковых. В поздних дифференциатах щелочных гранитов происходит значительное увеличение многих редких, особенно литофильных элементов. Именно с этими разновидностями щелочных гранитов связана редкометальная (ниобий-цирконий-редкоземельная) минерализация.

Геодинамические обстановки формирования гранитоидов фанерозоя и позднего докембрия

1-804200
004.08-1

Охарактеризованные геохимические типы гранитоидов охватывают практически все виды гранитов, которые можно встретить в фанерозойских и позднедокембрийских складчатых поясах и которые формируются в самых различных геодинамических обстановках. Некоторые типы гранитов образуются в строго определенных геодинамических условиях, однако ряд геохимически сходных гранитов встречается и в разных геодинамических обстановках (см. табл. I). Например, гранитоиды известково-щелочного ряда могут формироваться как в геодинамических обстановках активных континентальных окраин, так и при коллизии континентальных блоков. Плимазитовые редкометальные лейкограниты и агпайтовые граниты появляются при континентальном рифтогенезе, могут быть связаны с внутриплитовым магматизмом и, кроме того, встречаются в тыловых зонах активных континентальных окраин. В последнее время установлено, что такие граниты могут формироваться в зонах коллизии, вызванной столкновением континентов. Впервые на возможность появления редкометальных гранитоидов в таких обстановках обратили внимание при исследовании позднедокембрийских (абсолютный возраст 570-600 млн лет) гранитоидов Саудовской Аравии [351]. Было установлено, что редкометальные агпайтовые гранитоиды в этом районе тесно ассоциируют с шовными зонами, фиксируемыми офиолитами. При этом было установлено, что редкометальные граниты являются более поздними по сравнению с известково-щелочными гранитами, отвечающими стадии коллизии. Интрузии агпайтовых гранитов прорывают офиолитовые образования, появление которых фиксирует последний эпизод континентального столкновения. Все это позволило предположить, что магмы агпайтовых гранитов выплавляются в силикатной коре под влиянием щелочных флюидов, поднимающихся от зоны Бенъофа. А источником этих флюидов считают [351] эвапоритовые толщи, свойственные пассивным окраинам континентов, которые могут попадать в зоны субдукции на конечных стадиях коллизии, при столкновении континентальных блоков, окаймляющих бывшие палеоокеаны.

Таким образом, гранитоиды, имеющие близкие геохимические, а также петрографические и петрохимические характеристики, могут формироваться в различных геодинамических обстановках. Это связано, скорее всего, с тем, что состав гранитных пород определяется в первую очередь гранитной эвтектикой, следовательно, независимо от природы и состава источника могут образовываться близкие по составу граниты, если физико-химические параметры системы гранитообразования будут близкими. Этим определяются трудности всех современных геодинамических классификаций гранитоидов, из которых наибольшего внимания заслуживает классификация Дж. Пирса с коллегами [349], которые разделили все гранитоиды на четыре главные группы. Первая группа - гранитоиды океанических хребтов, вторая - внутриплитовые гранитоиды, третья - гранитоиды вулканических дуг, четвертая - коллизионные гранитоиды. В дальнейшем в каждой группе могут быть выделены дополнительные подтипы. Например, среди гранитоидов, связанных с внутриплитовым магматизмом, могут быть выделены граниты конти-

континентальных рифтовых зон, с одной стороны, и гранитоиды, формирующиеся на океанических островах — с другой. Рассмотрение коллизионных обстановок показывает, что встречающийся здесь тип гранитов по общим геохимическим параметрам близок к внутриплитовым гранитам по Дж.Пирсу [349]. Среди гранитоидов вулканических дуг можно выделить гранитоиды, связанные с толеитовыми и известково-щелочными сериями. Все это свидетельствует о том, что геодинамическая классификация гранитоидов требует дальнейшего совершенствования. Однако, используя комплекс геохимических данных, во многих случаях все же удается решать вопросы, связанные с природой и геодинамической позицией конкретных комплексов гранитоидов. Рассмотрим несколько примеров.

Плагииграниты толеитового ряда (см. табл. I), характеризующиеся очень низкими содержаниями всех литофильных редких элементов, обнаружены среди океанических пород [307, 312]. Аналогичные плагииграниты установлены и в офиолитовых комплексах [130]. В последнем случае можно видеть, что эти плагииграниты образуют жилы неправильной формы, приуроченные, как правило, к самым верхам габбрового слоя или к низам комплекса параллельных даек. Характеризуемые плагииграниты имеют очень небольшое распространение и объем по сравнению с базальтоидными породами офиолитов составляет не более 1–3%. Это указывает на вероятное формирование рассматриваемых пород путем дифференциации базальтовой магмы.

Геохимически сходные гранитоиды встречаются и во фронтальных частях островных дуг, как, например, многофазные плутоны серии Вити-Леву на островах Фиджи (дуга Тонго-Кермадек). Такие же граниты кембрийского возраста были установлены и изучены в Западном Саяне, где они вместе с габбро выделяются в качестве майнского комплекса [225]. Интрузии комплекса образуют лентообразные тела, ассоциирующие с одновозрастными вулканитами известково-щелочного состава [101]. Плагииграниты, слагающие до 50% объема интрузивных тел, состоят из кварца и плагиоклаза с небольшим количеством (2–5%) темноцветных минералов. Отличительной особенностью данных плагиигранитов являются очень низкие содержания всех литофильных элементов и высокие (1000 и более) значения K/Rb отношения, т.е. по геохимическим параметрам они очень близки к плагиигранитам, встречающимся среди пород океанического дна. Однако в данном случае нельзя предположить их образование в результате дифференциации базальтовой магмы, так как слишком велик объем этих плагиигранитов. Возможно, что первичные гранитные расплавы возникали в результате раскисления мантийных базальтовых расплавов [225]. При этом очевидна связь данного типа гранитов с островодужной обстановкой.

Четкая приуроченность гранитоидов известково-щелочного ряда к активным континентальным окраинам хорошо видна на примере мел-эоценовых батолитов Южноамериканских Анд. В мел-эоценовое время Анды представляли собой поднятие, возникшее после арауканской фазы тектогенеза в конце поздней юры [101]. Вдоль побережья Чили и Перу мелководные обломочные отложения мелового возраста фиксируют край бывшего континента. Западная Кордильера, вытянутая вдоль побережья, была областью проявления интенсивного вулканизма, формирующего Арауканский вулканический пояс. В поясе преобладают эффузивы известково-щелочной серии, включающей, кроме андезитов и базальтов, также трахиты, дациты и риолиты. Интрузии Андийского пояса батолитов представляют собой сравнительно узкие (20–30 км в поперечнике) тела, вытянутые на многие сотни километров.

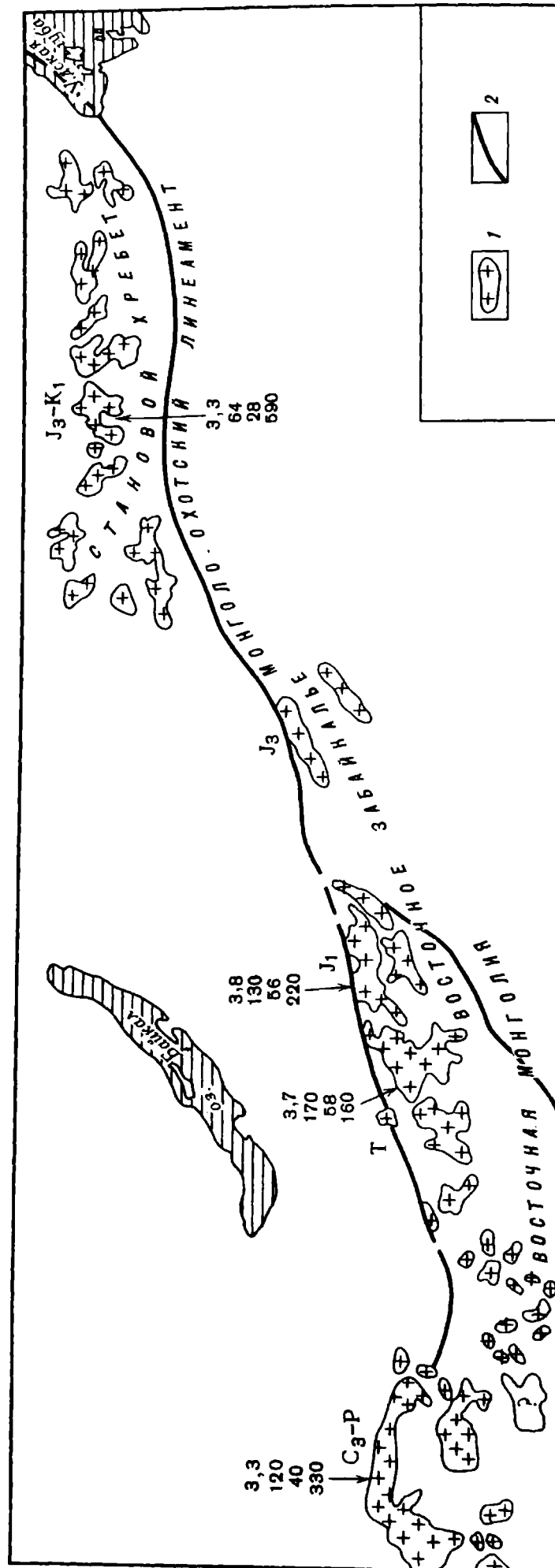
которые внедрялись в толщу эффузивов Арауканского пояса. В составе батолитов преобладают тоналитовые и гранодиоритовые разности с подчиненными количествами габбро-диоритов и гранитов. Интересно отметить, что время формирования батолитов и существование активной континентальной окраины составляет около 60 млн лет. Формирование гранитных батолитов в обстановке активной континентальной окраины в данном случае устанавливается вполне достоверно.

Еще один пример относится к Монголо-Охотскому поясу (рис. I), где вдоль Монголо-Охотского линеамента, отмечающего след столкновения Монголо-Амурского массива с краем Сибирской платформы, вытянут протяженный пояс гранитных батолитов. Начало столкновения относится к верхнему карбону, когда образовался широкий Монголо-Охотский залив, который позднее постепенно закрывался вплоть до нижнего мела. Океанические и островодужные комплексы встречаются здесь в виде реликтов среди сильно деформированных образований. В частности, наблюдаются габбро-плагиогранитные массивы береинского комплекса [130], отмечающие остатки островной дуги, под которую субдуцировалась кора Монголо-Охотского океанического бассейна. По мере столкновения континентальных масс вдоль Монголо-Охотского линеамента возникла серия крупных гранитоидных батолитов, возраст которых закономерно уменьшается с запада на восток. Все батолиты постскладчатые. Характерные комплексы: в Хангае - тарбагатайский, хангайский и шараусгольский; в Хентее и Центральном Забайкалье - багахентейский, даурский и кыринский; на востоке пояса - удский комплекс Становика. По составу граниты относятся к породам известково-щелочного ряда, однако в отличие от Анд они фиксируют уже коллизионную геодинамическую обстановку.

Очевидно, что примеры, показывающие геодинамическую позицию гранитоидов различных геохимических типов, можно было бы продолжить. Все они свидетельствуют о том, что гранитоидный магматизм в фанерозойское и позднедокембрийское время приурочен к границам литосферных плит. Именно здесь - в тектонически активных зонах Земли и формировалась главная масса гранитоидных комплексов, в образовании которых большая роль принадлежала материалу ранее сформировавшейся земной коры. Особенности состава гранитоидов позволяют разделять их на ряд геохимических типов, которые можно использовать как индикаторы определенных геодинамических обстановок, хотя эта проблема несомненно требует дальнейшей разработки.

Вместе с тем очевидно, что подавляющая масса гранитоидов позднего докембрия и фанерозоя формировалась на деструктивных границах литосферных плит в связи или с процессами субдукции океанической литосферы, т.е. в обстановках островных дуг либо активных континентальных окраин, или с процессами коллизии, т.е. столкновения литосферных плит. Объем гранитоидов, возникающих на конструктивных границах плит, т.е. в зонах рифтогенеза, или во внутриплитных обстановках явно имеет резко подчиненное значение. Очевидно, что это хорошо объясняет преимущественно линейное расположение гранитных массивов, вытянутых вдоль складчатых поясов разного возраста, маркирующих сутурные швы между литосферными плитами геологического прошлого. Существенно иную картину можно видеть в отношении распределения раннедокембрийских гранитоидов, к анализу которой мы и переходим.

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов раннего докембрия Катархейско-раннеархейский этап. Сложность геодинамических реконструкций для самых ранних стадий развития Земли вообще, а для докембрийских гранито-



Р и с. I. Схема распространения гранитоидных массивов Монголо-Охотского пояса

I - массивы фанерозойских гранитоидов; 2 - крупные зоны разломов; цифры на схеме по порядку содержания K_2O (%), Rb, Li, Sr (в г/т)

идов в частности, обусловлена широким площадным развитием процессов гранитообразования в пределах древних щитов, ядерно-петельчатым стилем тектоники раннего докембрия, отсутствием каких-либо линейных или сублинейных структур, которые можно было бы интерпретировать как реликты коллизионных островодужных зон, контролировавших размещение сиалических комплексов. В пределах древних щитов отсутствуют и другие атрибуты тектоники литосферных плит, которые можно было бы напрямую сравнивать с фанерозойскими аналогами. Все это обосновывается представлениями об относительно тонкой, горячей и пластичной коре ранних этапов развития Земли, об отсутствии линейных зон горизонтальных напряжений в связи с отсутствием крупных жестких плит и гравитационно устойчивых типов коры, которые можно было бы сопоставлять со зрелой континентальной корой. Рассматривая геодинамические обстановки формирования древнейших сиалических образований Земли, нельзя не отметить еще одно, развиваемое многими геологами положение о преимущественно основном составе первичной коры и вторичности процессов гранитообразования. Об этом свидетельствуют меланократовые включения в древнейших гранитоидах с возрастом 3,6–3,8 млрд лет (эндербит-базитовая ассоциация), чрезвычайно широкие площади фундамента платформ, сложенные гранитоидами, и достаточно узкий интервал времени, в течение которого произошло созидание большей части современной континентальной коры.

Рассмотрим геодинамические обстановки формирования гранитоидов раннего докембрия на примере Сибирской платформы (Алданский и Анабарский щиты) с привлечением сравнительного материала по другим древним платформам [143]. Отметим прежде всего некоторые особенности строения литосферы платформенных областей, которая характеризуется ярко выраженной латеральной и глубинной неоднородностями [71, 199]. Эти неоднородности выражены наличием крупных сиалических овоидных структур – нуклеаров, разделенных преимущественно симатическими интернуклеарными областями. Нуклеары характеризуются максимальными мощностями консолидированной земной коры и литосферы, а интернуклеарные области – минимальными глубинами залегания подошвы земной коры и поверхности астеносферного слоя. В связи с этим нуклеары представляют собой в объемном виде чечевицеобразные – лентикулярные овальные объемы литосферы, фрагменты которых выступают на поверхности Земли в виде древних щитов. В их пределах на долю полихронных докембрийских гранитоидов приходится до 70% и более площади континентальной земной коры. Напротив, если судить по данным ГСЗ, в пределах интернуклеарных площадей, большая часть которых перекрыта мощным платформенным чехлом крупных синеклиз и впадин, гранитоидные комплексы развиты не повсеместно и во многих случаях отсутствуют вообще. И на Алданском, и на Анабарском щитах докембрийские гранитоиды представлены архейскими метасоматическими и палингенно-метасоматическими эндербитами, относящимися к породам тоналит-трондземитовой серии, гранит-магматитами, чарнокитами и преимущественно магматическими калиевыми аляскитовыми гранитами. На Алданском щите, в его западной, южной и восточной частях, широким развитием пользуются раннепротерозойские гранитоиды, пространственно ассоциирующие с сублинейными зеленокаменными трогами, трассирующими дуговые тектонические зоны нуклеара, и протоплатформенными прогибами. Среди этих гранитоидов выделяются наиболее ранние метасоматические плагиогранито-гнейсы, сменяющиеся палингенно-метасоматическими и магматическими калиевыми гранитами, грано-сиенитами, гранодиоритами, гранитами, в том числе и гранитами типа рапакиви – показателями завершающего этапа становления континентальной коры [228].

Докембрийские гранитоиды характеризуются различными структурно-текстурными признаками, отражающими условия их образования. Породы метасоматического и палингенно-метасоматического происхождения обладают, как правило, гнейсовидно-полосчатыми текстурами, насыщены тeneвыми мигматитами, скиалитами вмещающих пород и сопровождаются широкими ореолами мигматитов. Гранитоиды магматического происхождения обычно имеют полнокристаллическую массивную текстуру и резко эруптивные контакты. Как правило, архейские гранитоиды формировались в условиях высоких температур и давлений гранулитовой фации метаморфизма, а раннепротерозойские гранитоиды в основном изофациальны амфиболитовой фации метаморфизма.

Катархейский инфракрустальный комплекс в пределах рассматриваемых щитов представлен метабазами и реже метаультрабазами, подвергшимися самой ранней высокотемпературной гранитизации – эндербитизации. В результате была сформирована гетерогенная эндербит-базитовая ассоциация пород, состоящая из лейко- и меланократовых эндербитов, содержащих как крупные, так и мелкие включения меланократового субстрата. На Алданском щите это нижняя часть курультино-гонамского комплекса, горбыляхская свита или образования так называемого инфракрустального комплекса Центрального Алдана и Суннагинского поднятия, несмуринская толща чарской серии Олекмо-Витимской горной страны, курелахская свита чогарского комплекса. На Анабарском щите – это метаморфический далдын-верхнеанабарский комплекс.

Уран-свинцовое датирование цирконов из тоналитовых гнейсов инфракрустального комплекса Центрального Алдана позволило считать возраст опробованных пород не моложе 3,6 млрд лет [89]. Для метабазитов и замещающих их метасоматических эндербитов района р. Сутам (нижняя часть курультино-гонамского комплекса) получен надежный согласованный свинцово-свинцовый и уран-свинцовый изохронный возраст в $3,8 \pm 0,2$ млрд лет [234]. Для **двупироксеновых** плагиокристаллосланцев далдын-верхнеанабарского комплекса получена рубидий-стронциевая изохрона с возрастом $3,7 \pm 0,2$ млрд лет [339]. Все это позволяет относить рассматриваемый комплекс к катархею.

Нижнеархейский супракрустальный комплекс Алданского и Анабарского щитов представлен в основном более пестрой по составу литостратиграфической ассоциацией пород, в состав которой, помимо метабазитов, входят глиноземистые и карбонатные породы, а также кварциты, иногда магнетитовые. Судя по геологическим соотношениям и радиологическим датировкам, возраст супракрустальных образований Алданского и Анабарского щитов соответственно моложе $3,8 \pm 0,2$ млрд лет, но древнее 3,3 и 3,0 млрд лет.

Кристаллические образования катархейской эндербит-базитовой ассоциации часто слагают относительно крупные поля (блоки), отличающиеся сложным внутренним строением [73]. В пределах таких блоков можно выделить разновеликие купола изометричного строения или удлиненные валоподобные структуры, ядра которых образованы породами эндербит-базитовой ассоциации, а в обрамлении развиты породы супракрустального комплекса.

Среди эндербитов, входящих в состав пород эндербит-базитовой ассоциации, выделяются две разновидности: первая – это эндербиты низкокалиевые и вторая – нормальной щелочности [198]. Низкокалиевые эндербиты Алданского и Анабарского щитов – это натриевые низкокалиевые высокомагнезиальные породы тоналит-трондземитовой серии. Эндербиты нормальной щелочности менее магнезиальны и содержат меньше глинозема (табл. 2). Низкокалиевые эндербиты отличаются от

Средние составы раннедокембрийских гранитоидов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	66,61	68,72	73,34	63,30	66,24	75,45	70,63	68,17	72,80
TiO ₂	0,55	0,92	0,13	0,66	0,65	0,25	0,43	0,75	0,13
Al ₂ O ₃	14,89	13,80	14,20	16,90	13,70	12,29	14,49	14,05	14,21
Fe ₂ O ₃	1,44	1,96	0,41	2,40	3,42	1,35	3,46	5,40	0,23
FeO	3,42	3,28	1,34	2,88	3,36	1,23	-	-	0,94
MnO	0,10	0,06	0,03	0,08	0,11	0,02	0,05	0,07	0,02
MgO	2,93	0,82	0,55	2,67	1,31	0,62	1,23	0,95	0,20
CaO	4,12	2,94	1,11	5,15	2,79	0,95	4,25	3,09	1,19
Na ₂ O	3,29	3,22	2,72	4,25	2,98	2,71	4,28	3,44	3,60
K ₂ O	1,23	3,27	5,03	1,59	4,14	5,15	1,03	3,80	5,01
Количество анализов	11	10	17	42	13	6	5	12	9

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	64,53	66,30	71,79	64,47	65,65	74,92	64,24	65,95	72,82
TiO ₂	0,66	0,63	0,39	0,53	0,99	0,15	1,51	0,99	0,38
Al ₂ O ₃	16,64	15,64	13,31	16,57	15,64	13,40	13,57	15,27	12,25
Fe ₂ O ₃	1,47	1,50	1,27	1,93	1,11	0,72	5,97	1,12	1,10
FeO	3,74	3,26	2,45	3,34	4,07	1,60	7,10	4,86	2,25
MnO	0,10	0,06	0,06	0,07	0,03	0,07	0,24	0,22	0,05
MgO	3,00	2,25	1,03	2,56	1,42	0,65	1,36	2,70	0,56
CaO	4,70	3,82	2,11	4,67	4,17	1,02	5,16	2,95	1,51
Na ₂ O	3,82	4,11	2,61	3,72	3,91	3,44	4,00	3,74	2,95
K ₂ O	1,10	2,08	4,53	1,59	2,45	3,93	1,27	2,06	5,10
Количество анализов	9	2	12	16	7	8	1	1	10

Примечание. 1-3 - Алданский щит; 4-6 - Анабарский щит; 7-9 - Юго-Западная Гренландия; 10-12 - Антарктида; 13-15 - Балтийский щит; 16-18 - Алданского и Анабарского щитов, "серые гнейсы" Гренландии, чарнокиты Антарктиды и Балтийского щита, эндербиты Южной Индии; 2, 5, 8, 11, 17 - эндербиты нормальной щелочности Алданского и Анабарского щитов, "серый гнейсы" нормальной щелочности Гренландии, эндербиты нормальной щелочности Антарктиды, гранатовые эндербиты Южной Индии; 3, 6, 9, 12, 15, 18 - аляскитовые граниты Алданского и Анабарского щитов, "белые гнейсы" Гренландии, тневые чарнокиты и чарнокитовые сиениты Антарктиды, щелочные граниты Карташовского массива Балтийского щита, чарнокиты и щелочные граниты Южной Индии.

эндербитов нормальной щелочности кроме этого повышенными средними содержаниями следующих элементов (в г/т): ванадия (65 против 43), хрома (35 и 7), кобальта (33 и 8), никеля (67 и 16), меди (33 и 12), цинка (143 и 86) и более низкими концентрациями рубидия (18 и 60), иттрия (25 и 38), циркония (83 и 480), бария (600 и 2200). Обогащение низкокальциевых эндербитов сидерофиль-

ными и халькофильными элементами связано, скорее всего, с их генезисом — выплавлением из исходных пород первичной базитовой коры, значительно обогащенной этими элементами.

Наиболее отчетливо рассматриваемые разновидности эндербитов различаются по спектрам редкоземельных элементов. При относительно равных степенях дифференцированности РЗЭ по всему спектру эндербиты нормальной щелочности в целом заметно обогащены редкоземельными элементами по сравнению с низкокалийевыми эндербитами (рис. 2).

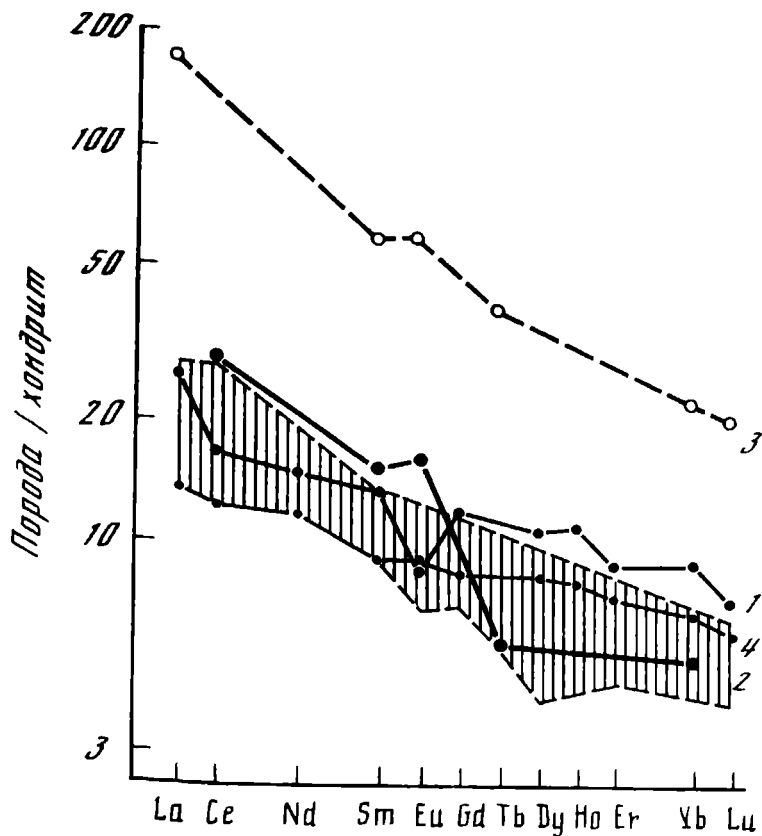
Эндербиты указанных разновидностей вполне закономерно размещаются в пределах эндербитовых куполов, валоподобных структур и в их окаймлении [73]. Если низкокалийевые эндербиты, как правило, локализованы среди пород катархейской эндербит-базитовой ассоциации, слагающей ядра куполов и валоподобных структур, то эндербиты нормальной щелочности проникают и в более верхние гнейсовые серии нижнего архея, которые образуют окаймление куполов, крылья валов и занимают межкупольные пространства. Эндербиты обеих разновидностей развиваются преимущественно среди пород основного состава. Метаседиментогенные породы глиноземистого состава инъецируются преимущественно гранитоидами мигматит-гранитной формации, близкими по возрасту к эндербитам нормальной щелочности. Их более высокая кислотность, очевидно, связана с составом гранитизируемого субстрата.

Образование низкокалийевых эндербитов может связываться с частичным (15–20%) плавлением материала нижних горизонтов базитовой коры в условиях высоких давлений (6–8 кбар) и температур (800–900°C) с выделением тугоплавкого остатка в виде эклогита [198].

Комплементарность генетического ряда metabазиты-эклогиты-тоналит-трондземиты хорошо видна на диаграмме (рис. 3). Линия II-II комплементарности этого ряда пересекает линию I-I комплементарности ряда дунит-пиролит (лерциолит)-базальт в области базальта. Диаграмма показывает неизбежность реализации в ходе эволюции докембрийской литосферы двух основных процессов петрогенеза, осуществляющихся в два самостоятельных этапа. Первый — это формирование первичной ультрабазит-базитовой коры за счет плавления мантийного вещества, реликтами которого могут являться включения лерциолитов в metabазитах, отвечающие по составу пиролиту [72]. Второй этап — частичное (15–20%) плавление материала нижней части базитовой коры при давлении 6–8 кбар и температуре 800–900°C с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокалийевых эндербитов, т.е. пород тоналит-трондземитовой серии, а также с выпадением тугоплавкого остатка в виде эклогита. Приведенные данные доказывают реальность процессов частичного плавления metabазитов и позволяют оценить их масштаб при формировании наиболее древней на Алданском щите ассоциации метаморфических пород, слагающих инфракрупный комплекс.

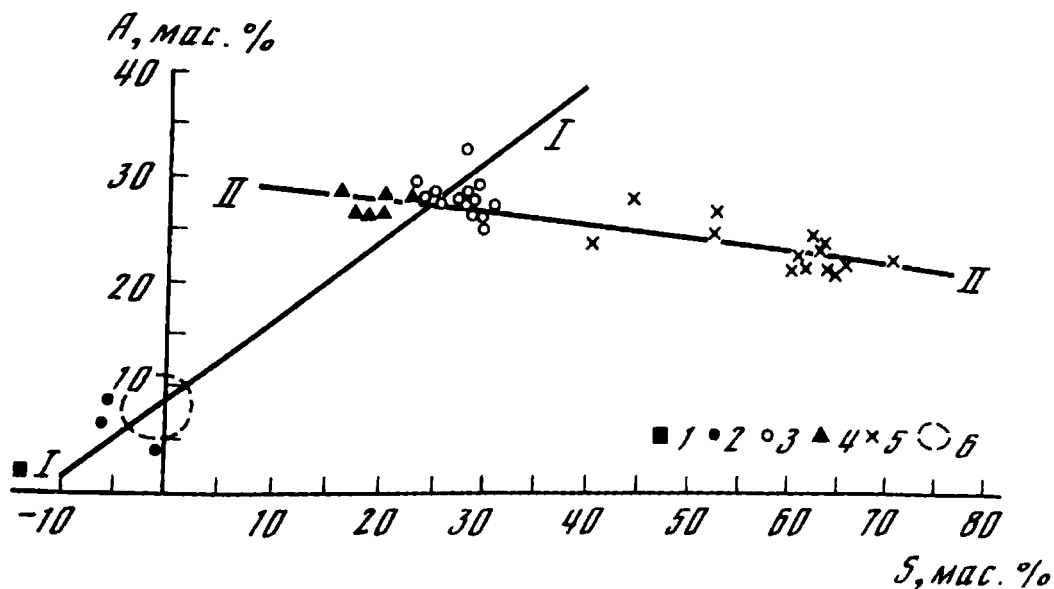
Поскольку составы исследованных пород сходны с составами аналогичных пород других раннедокембрийских комплексов древних щитов, можно говорить о значительной роли и ареальном проявлении процессов частичного плавления материала первичной базитовой коры и о происхождении таким образом древнейших гранитоидов, представленных низкокалийевыми эндербитами.

Сравнение характера распределения РЗЭ между metabазитами и низкокалийевыми эндербитами бассейна р.Олекмы на западе Алданского щита подтверждает этот вывод (см. рис. 2). Действительно, низкокалийевые эндербиты по сравнению с



Р и с. 2. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в metabазитах (1), низкокальциевых эндербитах (2) по [228], эндербитах нормальной щелочности (3) по [259], эклогитах (4) по [14]

Заштрихованное поле - магнетиальные и железо-магнетиальные эклогиты по [14]



Р и с. 3. Диаграмма А-S для пород Адланского щита
 $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (MgO + Fe_2O_3 + FeO + MnO + TiO_2)$;
 I - дуниты; 2 - лерцолиты; 3 - metabазиты - пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы; 4 - эклогиты; 5 - низкокальциевые эндербиты; 6 - поле пиролитов; римские цифры - линия комплементарности I-I - лерцолит-базальт-дунит, II-II - линия комплементарности metabазит-эклогит-эндербит

исходными метабазами обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ и характеризуются небольшим европейским максимумом. Все это в целом подтверждает элементарность исходных пород и выплавки, обогащенной плагиоклазом, обуславливающим появление европейского максимума. На диаграмме (см. рис. 2) нанесены данные по эклогитам из кимберлитовых трубок Сибирской платформы, среди которых могут находиться и разности, отвечающие искомому реститу. Действительно, эклогиты (средние величины) по сравнению с исходными породами и выплавкой обеднены легкими РЗЭ и содержат промежуточное количество тяжелых РЗЭ.

Для анализа геохимических особенностей всей гаммы древнейших гранитоидов использованы данные не только по Алданскому и Анабарскому щитам, но и по другим областям развития глубоко метаморфизованных образований (см. табл. 2). Это низкокальциевые эндербиты нейпирского комплекса Антарктиды [227], "серые гнейсы" Юго-Западной Гренландии [137], раннескладчатые чарнокитоиды Балтийского щита [283], чарнокиты Южной Индии [116]. Для большей части этих комплексов имеются весьма древние радиологические датировки, позволяющие относить их к катархею. В качестве следующих по возрасту пород тоналит-трондземитовой серии нормальной щелочности рассматриваются соответствующие породы тех же регионов (эндербиты, гранатовые эндербиты, соскладчатые чарнокиты и чарнокиты). Третий тип пород представлен аляскитовыми гранитами Сибири, "белыми гнейсами" Юго-Западной Гренландии [346], чарнокито-сиенитами Антарктиды [227], плагиомикроклиновыми гранитами Карелии [149], чарнокитами и гранитами Индии [359], которые во многих районах охарактеризованы радиологическим возрастом 2,6-3,0 млрд лет.

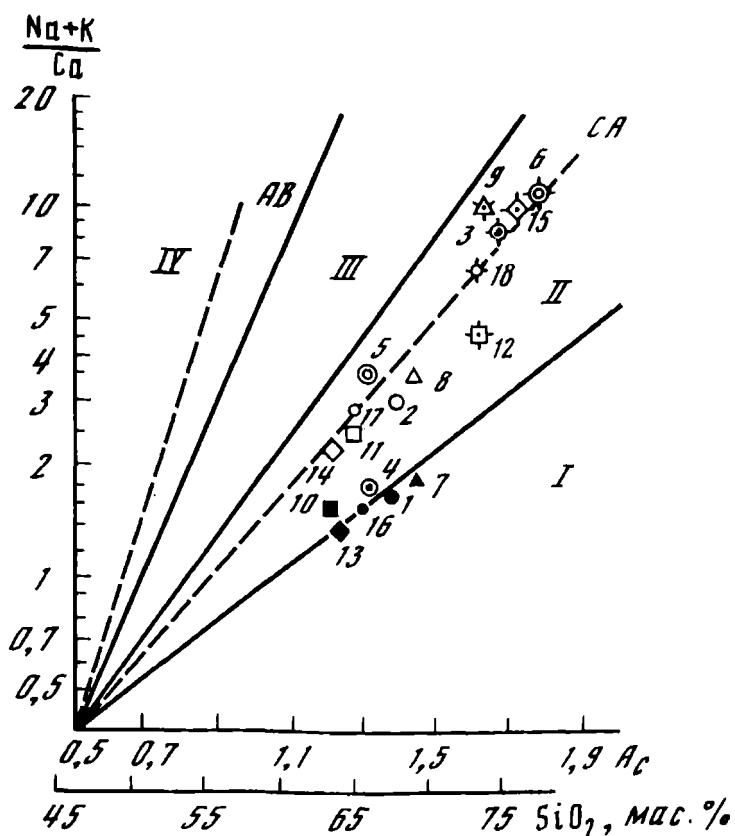
Происхождение гранитоидных пород нормальной щелочности может быть рассмотрено путем сравнения распределения РЗЭ в этих и в более древних сиалических породах.

Эндербиты нормальной щелочности Алданского щита по сравнению с низкокальциевыми эндербитами при одинаковой степени дифференцированности заметно обогащены литофильными и редкоземельными элементами и характеризуются в некоторых случаях незначительным европейским максимумом (см. рис. 2). Аналогичные граниты Центральной части Алданского щита отличаются хорошо выраженным европейским минимумом [88]. Сравнение спектров РЗЭ тоналитовых и порфиробластических гнейсов Амйтсок Юго-Западной Гренландии, сопоставляемых соответственно со спектрами низкокальциевых эндербитов и эндербитов нормальной щелочности, показывает аналогичную картину распределения РЗЭ в целом [73]. Этот факт подтверждает возможность образования гранитоидных пород с нормальной щелочностью за счет частичного плавления древней эндербит-базитовой коры при участии восстановительных флюидов, обогащенных калием.

Для анализа эволюции архейского гранитообразования использована диаграмма типизации магматических серий [44]. Как видно из рис. 4, точки составов наиболее древних пород тоналит-трондземитовой серии (низкокальциевых эндербитов) всех рассматриваемых регионов мира достаточно кучно располагаются в поле низкокальциевых известковых пород. Точки составов гранитоидов нормальной щелочности, равно как и точки составов аляскитовых и близких к ним гранитов, попадают в поле известково-щелочных пород. На этой диаграмме хорошо видна разница составов и принадлежность низкокальциевых эндербитов и пород нормальной щелочности к различным трендам, что отражает заметное увеличение роли щелочей, прежде всего калия при образовании гранитоидов нормальной щелочности. Последние, равно как и аляскитовые и подобные им граниты, располагаются вдоль известко-

Рис. 4. Диаграмма магматических серий Л.С.Бородина [44] для архейских гранитоидов

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 2. Здесь и на всех рисунках далее I–IV – поля щелочности и группы серий (в скобках): I – известковое (низкокалиевая толеитовая), II – известково-щелочное (среднекалиевая и повышеннокалиевая), III – субщелочное (высококалиевая), IV – щелочное базальтовое. Главные тренды: СА – известково-щелочной, АВ – щелочно-базальтовый; масштаб для шкалы кремнекислотности условный



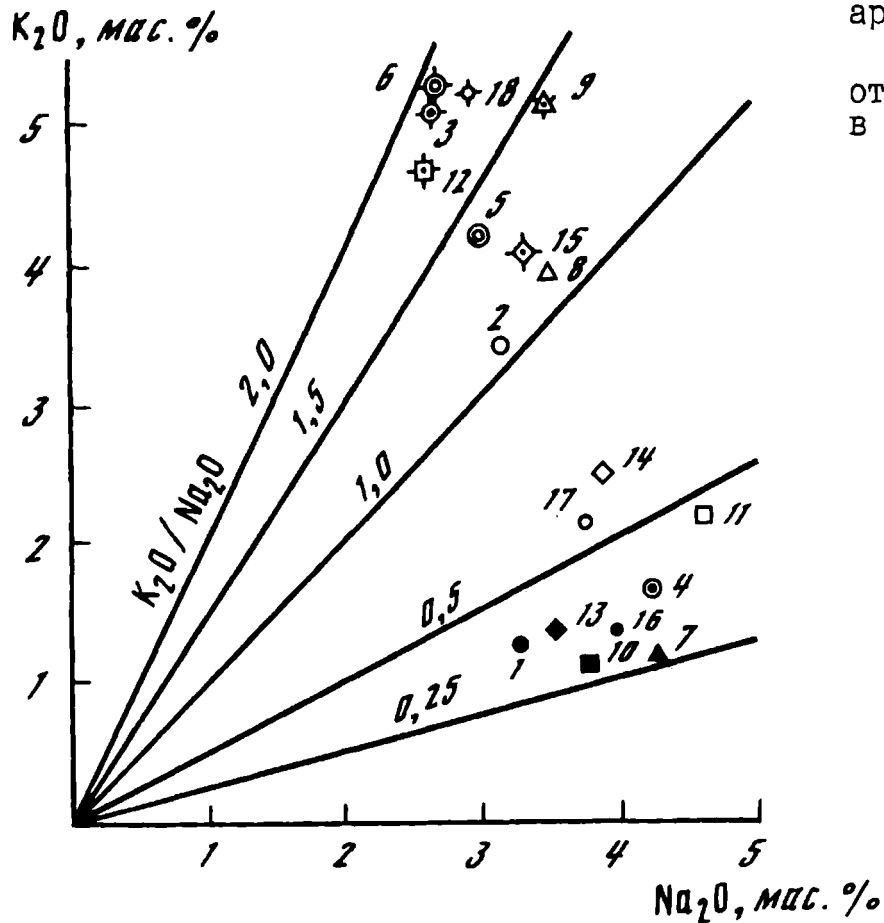
во-щелочного тренда. Положение точек составов пород с нормальной щелочностью и еще более кислых и щелочных аляскитовых гранитов ("белых гнейсов") в поле известково-щелочных пород средней и повышенной калийности и одновременно на одном тренде говорит, скорее всего, о принадлежности рассматриваемых пород к одной последовательно развивающейся магматической серии (архей), оторванной во времени от более ранних катархейских образований – низкокалиевых эндербитов ("серых гнейсов"). Как видно на рис. 5, K_2O/Na_2O отношение возрастает от 0,25–0,5 для низкокалиевых эндербитов до 0,5–1,2 для гранитоидов нормальной щелочности и до 1,25–1,9 для аляскитовых и подобных им гранитов.

Общая эволюция геодинамических обстановок архейского гранитообразования может быть представлена в виде смены ареальных процессов, охватывающих обширные площади нуклеаров, процессами очагового характера, определяющими формирование купольных структур и общий нелинейный характер раннедокембрийской тектоники. Очевидно, что эти процессы не имели столь широкого развития в последующей геологической истории, так как происходили в условиях вертикального наращивания литосферы и интенсивного привноса сухих восстановительных флюидов [142] при умеренном общем давлении. Последнее обстоятельство представляется весьма важным, так как сближает геодинамические обстановки сжатия, вызванного, однако, иными причинами. Опыт использования дискриминантных диаграмм [349] для архейско-катархейских гранитоидов показывает (рис. 6, а, б), что большая часть составов пород попадает в поле островодужных гранитоидов. Очень незначительное число точек раннедокембрийских гранитоидов нормальной щелочности располагается в краевых частях полей коллизионных или внутриплитных гранитов, что действительно может отвечать условиям максимального давления в обособленных очаговых структурах.

Позднеархейско-раннепротерозойский этап. Процессы позднеархейско-раннепротерозойского гранитообразования также грандиозны, как и раннеархейские. В результате этих событий в тектонотермальную переработку были вовлечены огромные

Р и с. 5. Диаграмма K_2O-Na_2O для архейских гранитоидов

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 2



массы горных пород тех территорий, в пределах которых происходили процессы верхнеархейского рифтогенеза и формирования протоплатформенных прогибов. Этот вывод вытекает из анализа геологического строения Алданского щита и других регионов, где установлено, что позднеархейско-раннепротерозойская гранитизация протекала в условиях термостатирующего влияния осадочно-вулканогенных и осадочных толщ, заполнявших рифтогенные троговые структуры и часто пространственно ассоциирующие с ними протоплатформенные прогибы (например, зеленокаменные троговые структуры и Кодаро-Удоканский прогиб на западе Алданского щита) [70, 270]. В связи с этим можно говорить о сравнительно более узком, близком к поясному характере развития раннепротерозойской гранитизации. Например, южная дуговая зона развития позднеархейско-раннепротерозойской гранитизации и троговых структур Алданского щита простирается на 1200–1400 км при ширине 200–250 км [71].

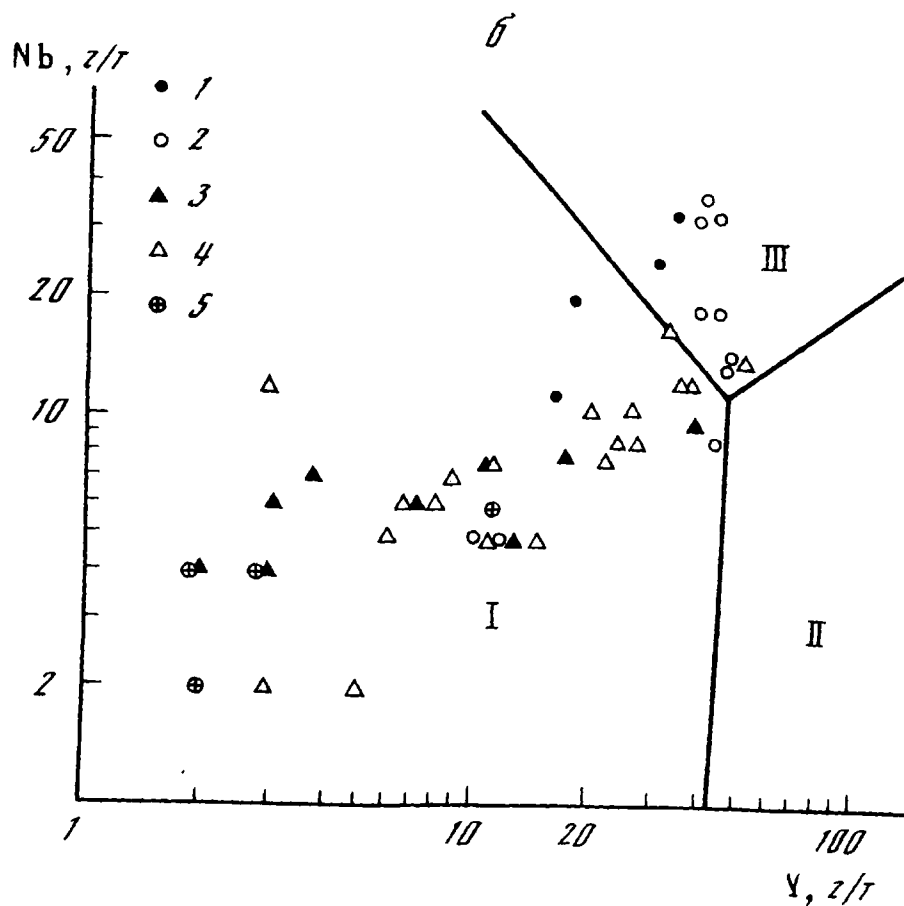
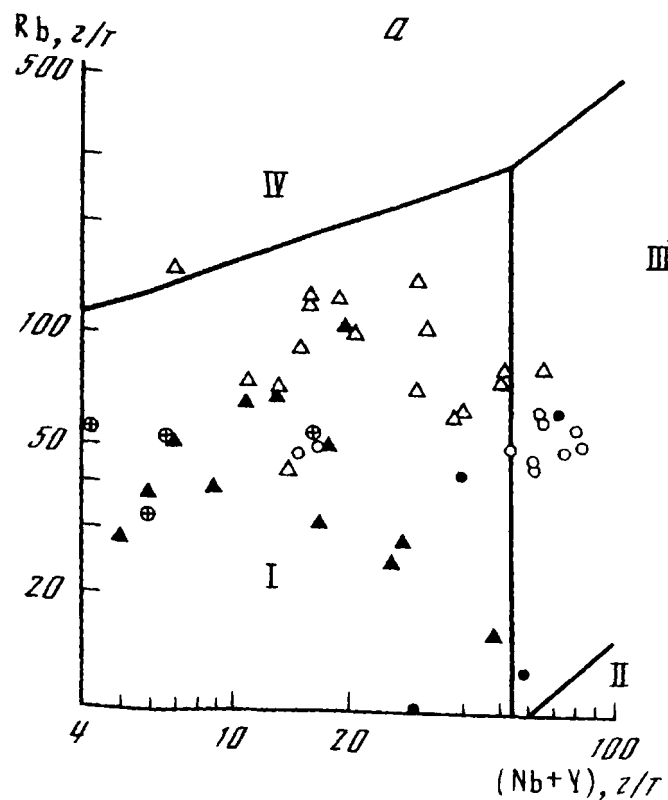
В качестве примера рассмотрим тектонотипический район Олондинского и Итчилякского зеленокаменных трогов верхнего архея, с которыми пространственно ассоциируют поля гранито-гнейсов (2,7–2,8 млрд лет) [281] и других гранитоидов раннего протерозоя (рис. 7). Для сравнения привлечем материалы по Усть-Олдонгскому массиву на р. Олекме (2,8 млрд лет) [89], а также по позднеархейско-раннепротерозойским гранитам Нук (2,8–3,0 млрд лет) и Коркут (2,53 млрд лет) района Готхоб [174].

Среди раннедокембрийских гранитоидов рассматриваемого района (рис. 7) можно выделить три главные возрастные группы, различающиеся составом и формой залегания.

Первая группа гранитоидов – наиболее распространенная – это биотит-амфиболовые и биотитовые гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты, сопровождаемые мигматитами. Они отнесены к первой фазе длительно развивающегося куандинского комплекса с возрастом от 3010 до 2300 млн лет [89, 267, 281]. Эти гранитоиды

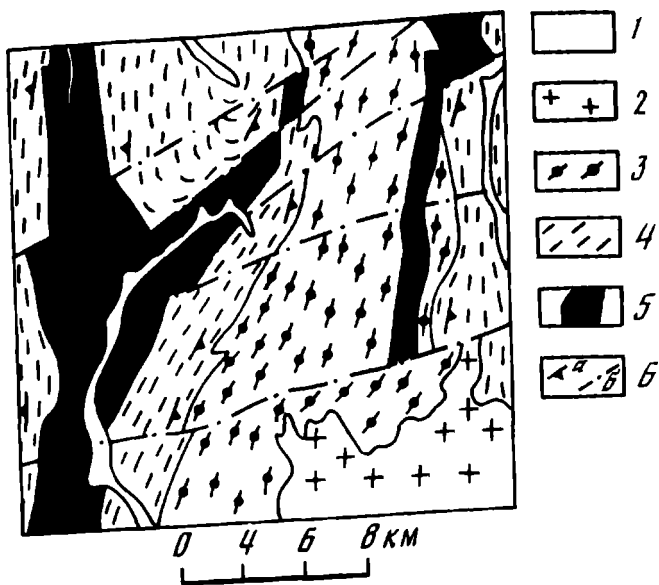
Рис. 6. Дискриминантные диаграммы (а и б), по [349], для тектонической интерпретации гранитоидов тоналит-грандьемитовой серии раннего докембрия

1, 2 - эндробиты Алданского щита; 3, 4 - "серые гнейсы" Амтсок по [37] (1, 3 - низкокальциевые; 2, 4 - нормальной щелочности); 5 - гранито-гнейсы Нук по [74]; I-IV - поля гранитоидов: I - островных дуг, II - океанических рифтов, III - внутриконтинентальных, IV - синколлизийных



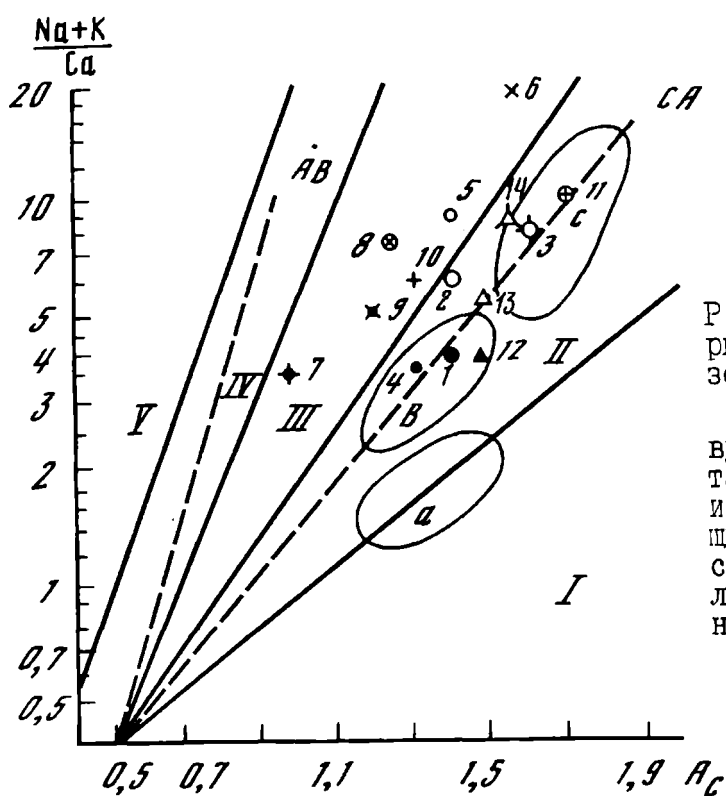
слагают гранито-гнейсовые купола второго поколения, гранито-гнейсовые валы и другие структуры ремобилизованного фундамента Олекминской гранит-Зеленокаменной и Кодаро-Удоканской протоплатформенной областей. В них натрий преобладает над калием (табл. 3) и на диаграмме магматических серий точки составов ложатся в поле известково-щелочных пород, в частности в область гранитоидов архея с нормальной щелочностью (рис. 8).

Вторая группа гранитоидов - это метасоматические микроклин-плаггиоклазовые амфибол-биотитовые очково-полосчатые порфиробластические породы, отне-



Р и с. 7. Схема геологического строения бассейна рек Олондо и Итчиляк (северное предгорье хр. Удокан, западная часть Алданского щита)

1 – четвертичные отложения; 2 – раннепротерозойские гранитоиды чуйско-коларского комплекса; 3 – раннепротерозойские метасоматические граниты куандинского комплекса; 4 – нерасчлененный комплекс раннепротерозойских гранитоидов и мигматитов куандинского комплекса; 5 – нерасчлененные вулканогенно-терригенные образования верхнеархейского трогового комплекса; 6 – элементы залегания кристаллизационной сланцеватости (а) и разломы (б)



Р и с. 8. Диаграмма магматических серий Л.С.Бородина [44] для раннепротерозойских гранитоидов

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 3; поля I–V и тренды те же, что и на рис. 4; а–с – поля, соответствующие ореолам точек на рис. 4: а – архейских низкокальциевых, в – нормальной щелочности, с – эндербитов и калиевых гранитов

сенные ко второй фазе куандинского комплекса с радиологическим возрастом 2130 млн лет [267]. Они формируют как крупные массивы, приуроченные к протяженным тектоническим швам, часто контролирующим и зеленокаменные трюги, так и сравнительно небольшие тела в центральных частях раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов и валов. На диаграмме магматических серий точки составов гранитоидов второй фазы куандинского комплекса и сопоставляемые с ними мелкопорфиробластические граниты Усть-Олдонгсинского массива попадают в поле известково-щелочных и субщелочных пород, занимая обособленное положение по отношению к гранитоидам первой фазы (см. рис. 8).

Положение фигуративных точек куандинских гранитоидов первой фазы в области составов архейских эндербитов нормальной щелочности может свидетельствовать о происхождении гранитоидов при мобилизации и плавлении более древнего силикатного субстрата, без значительного привноса щелочей и других элементов. Формирование куандинских гранитоидов второй фазы, очевидно, происходило на фоне значительного привноса калия, при постоянном количестве натрия и

Т а б л и ц а 3

Средние химические составы позднеархейских-раннепротерозойских гранитов
Сибирской платформы и Западной Гренландии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	70,41	70,13	72,75	69,25	72,06	72,66	61,30
TiO ₂	0,25	0,37	0,33	0,22	0,14	0,27	0,34
Al ₂ O ₃	14,46	14,03	12,10	15,67	14,91	13,18	19,34
Fe ₂ O ₃	0,83	0,97	0,59	1,07	0,77	1,18	1,55
FeO	1,96	3,10	2,99	1,14	0,63	2,24	2,12
MnO	0,06	0,04	0,05	0,01	0,02	0,05	0,12
MgO	1,50	0,64	0,56	0,33	0,31	0,23	0,59
CaO	2,75	2,00	1,42	3,46	1,49	0,69	4,33
Na ₂ O	4,19	3,62	2,80	6,48	4,26	3,66	4,79
K ₂ O	2,74	4,37	5,02	0,98	5,02	5,13	5,15
Количество анализов	27	4	110	3	1	15	10

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	66,94	67,05	67,34	73,06	65,70	71,70	72,90
TiO ₂	0,43	0,49	0,61	0,37	0,46	0,20	0,19
Al ₂ O ₃	17,53	16,59	13,97	12,87	16,90	15,40	14,60
Fe ₂ O ₃	0,96	0,99	2,32	1,08			
FeO	1,28	1,84	3,21	1,66	3,20	1,40	1,50
MnO	0,03	0,05	0,08	0,04	0,05	0,02	0,02
MgO	1,11	1,08	0,67	0,54			
CaO	1,71	3,13	2,08	1,13	4,10	2,20	1,40
Na ₂ O	4,61	4,83	3,27	2,73	5,00	5,00	3,60
K ₂ O	3,92	3,40	5,14	5,08	1,60	2,60	5,00
Количество анализов	17	7	96	113	12	13	18

П р и м е ч а н и е. I-II - раннепротерозойские гранитоиды Сибири: 1, 2 - куандинский комплекс, I и II фазы соответственно; 3 - чуйско-кодарский комплекс [240]; 4, 5 - Усть-Олдонгсинский массив [89]; 4 - ортогнейсы, 5 - мелкопорфировидные граниты; 6 - вулканический комплекс [240], 7 - Усть-Нюкжинский массив, 8 - Чубачинский массив, 9 - тукурингский комплекс, 10 - иерельский комплекс, 11 - приморский комплекс, [10 и 11 по Бухарову, 1987]; 12-14 - гранитоиды района Готхоб - Западная Гренландия [174]; 12 - тоналитовые гнейсы Нук, 13 - гранодиоритовые гнейсы Нук, 14 - граниты Коркут.

кремнезема (см. рис. 8). Это объясняет четкую приуроченность наиболее крупных массивов очковых метасоматических гранитов к протяженным разломам, являющимся путями проникновения флюидов, обогащенных калием (см. рис. 7).

Третья группа гранитоидов в пределах рассматриваемого района отнесена к чуйско-кодарскому комплексу. Эти гранитоиды слагают гигантский Кодаро-Удоканский лополит и ряд сравнительно небольших массивов как внутри, так и за пределами Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба. Возраст этих гранитоидов 1760-1860 млн лет [233]. В непосредственной близости от Кодаро-Удоканского лополита, в его приконтактной зоне располагается Чинейский габбро-норитовый расслоенный массив (лополит). Пространственная близость этих грани-

тов с габбро-норитами не случайна, так как они являются, скорее всего, представителями единой габбро-анортозит-рапакивигранитной формации, широко известной на других древних платформах [240]. Необходимо подчеркнуть, что разновозрастные с чуйско-кодарскими гранитоидами граниты других областей Сибирской платформы часто ассоциируют с терригенно-вулканогенными толщами и составляют с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию (маймаканская и акитканская серии). Эти структурно-вещественные комплексы приурочены в основном к внешним, наиболее подвижным частям нуклеаров и к серпофрактурным сублинейным зонам [71]. Однако не все гранитоиды, синхронные этапу становления интрузивных пород габбро-анортозит-рапакиви-гранитной формации, могут быть отнесены к рапакиви или рапакивиподобным гранитам. Это отчетливо видно на примере Алданского щита (см. табл. 3). В его южной части — в пределах Джугджуро-Становой области — располагаются крупные куполоподобные, иногда приразломные вытянутые массивы гранитоидов с возрастом 1790 млн лет [268]: Чубачинский, Усть-Нюкжинский, Тукурингрский и др. Эти гранитоиды имеют с вмещающими их метаморфическими породами станového гетерогенного комплекса и древнестановыми гранито-гнейсами (аналогами гранитоидов первой фазы куандинского комплекса) как рвущие контакты, так и постепенные переходы. Среди них выделяются породы, обогащенные калием, но обедненные кремнеземом — Усть-Нюкжинский сиенитовый массив. В большинстве случаев натрий преобладает над калием и все породы обеднены кремнеземом и обогащены магнием. По составу они относятся к гранитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам. Среди них встречаются разности более щелочного состава в виде выплавок или дополнительных фаз.

Анализ положения фигуративных точек составов гранитов завершающего этапа раннепротерозойского гранитообразования на диаграмме типизации магматических пород (см. рис. 8) показывает многообразие условий гранитоидного магматизма этого времени (1700–1900 млн лет). Например, граниты чуйско-кодарского комплекса обнаруживают явную принадлежность к одной известково-щелочной магматической серии с гранитоидами куандинского комплекса. В то же время разновозрастные с ними граниты других частей Алданского щита по величинам кислотности и щелочности выстраивают тренд в поле субщелочных пород. Такое различие можно объяснить, вероятнее всего, неодинаковыми тектоническими условиями выплавления родоначальных магм и становления массивов, давших в конечном итоге пространственную ассоциацию расслоенных габбро-норитов и рапакивиподобных гранитов или ассоциацию гранитов иного состава и слабо дифференцированных габбро. С этим же связаны различия в форме массивов и характере контактов. Например, в спокойной субплатформенной обстановке формировались гигантский лополит чуйско-кодарских гранитов и лополит чинейских габбро-норитов. Вероятно, в более подвижной обстановке происходили дифференциации родоначальных магм, внедрение гранитоидов и предшествующих им габброидных и дунит-троктолитовых интрузивов, слагающих Лукиндинский, Лучанский и ряд других массивов в Джугджуро-Становой области.

Сравнение позднеархейско-раннепротерозойских гранитоидов фундамента Сибирской платформы с подобными образованиями такого, например, района, как Готхоб в Гренландии, показывает удивительное сходство с позднеархейскими-раннепротерозойскими гранито-гнейсами и гранитами Нук и Коркут (см. табл. 3). Гнейсы Нук вполне сопоставимы с куандинскими гранито-гнейсами, а граниты Коркут — с чуйско-кодарскими. Положение фигуративных точек трондjemито-гнейсов и гранодиоритов Нук и гранитов Коркут по отношению к точкам составов пород более древней

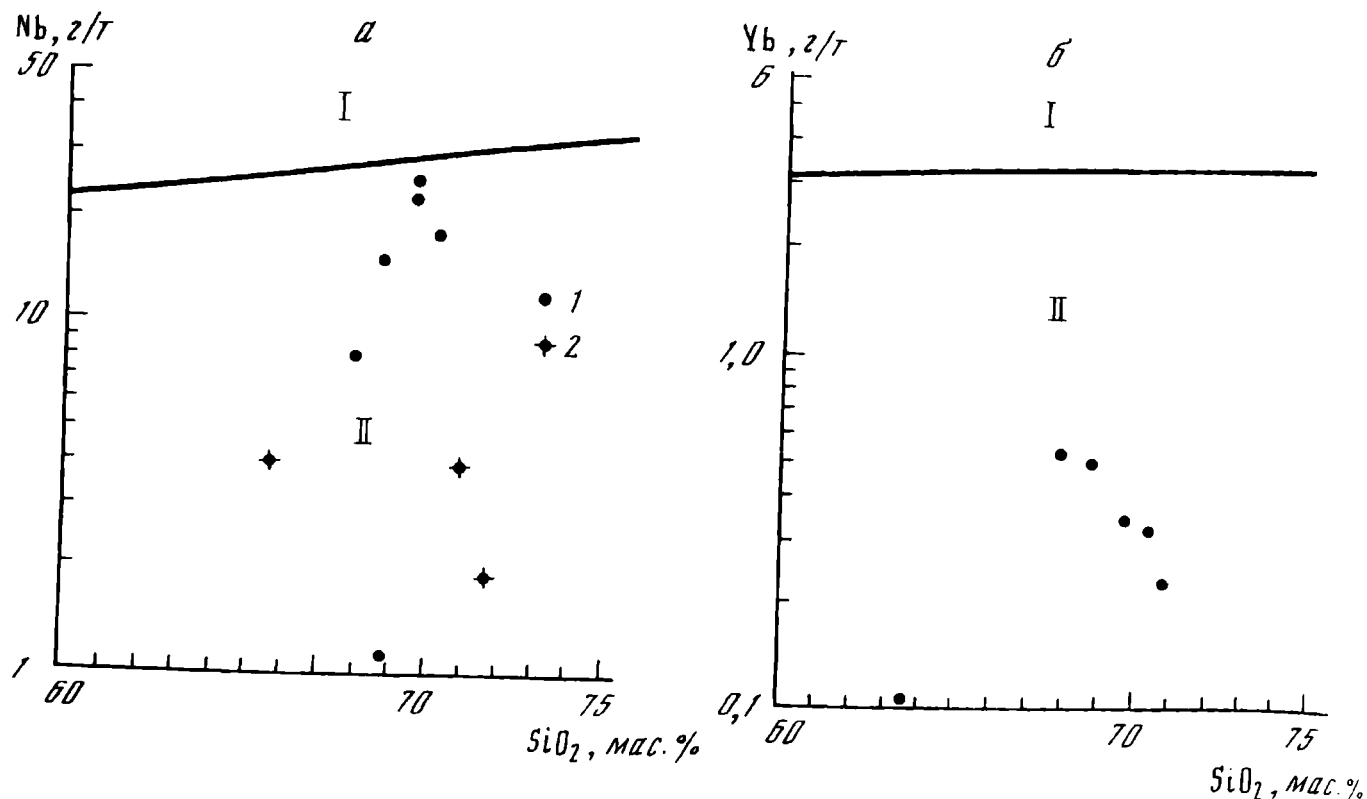
серии Амитсок на диаграмме типизации магматических пород аналогично расположению фигуративных точек более древних и молодых гранитоидов Алданского щита.

Фигуративные точки гранито-гнейсов куандинского комплекса Алданского щита и нормально щелочных гнейсов Нук располагаются в области архейских эндербитов нормальной щелочности. Как уже отмечалось, это может рассматриваться как доказательство выплавки более молодых гранитоидов из корового материала. Однако В.Р.Мак-Грегор считает, что такое сходство является не результатом мобилизации корового материала, а итогом сходных процессов, создававших кору в течение двух импульсов [174]. Обратим внимание на разный возраст сравниваемых раннедокембрийских гранитных серий Сибири (ранний протерозой, возможно поздний архей — начало становления гранитоидов первой фазы куандинского комплекса; до конца раннего протерозоя — граниты чуйско-кодарского и других комплексов) и Гренландии (поздний архей — гнейсы Нук; начало раннего протерозоя — граниты Коркут). Это свидетельство асинхронности процессов докембрийского гранитообразования на разных континентах.

Анализ геодинамических условий формирования позднеархейских-раннепротерозойских гранитов, выполняемый для пород Усть-Олдонгского массива и отчасти гранитов Нук при помощи дискриминантных диаграмм [349], показывает, что точки составов рассматриваемых гранитоидов располагаются в поле, объединяющем граниты островных дуг и коллизионных зон (рис. 9, а-в). Эти данные позволяют предположить, что раннепротерозойские граниты формировались преимущественно в условиях сжатия. То же самое наблюдается и на других дискриминантных диаграммах (рис. 10), где эти гранитоиды попадают исключительно в поле гранитов островных дуг. Можно, таким образом, заключить, что формирование позднеархейских-раннепротерозойских гранитов в основном происходило в широких линейных зонах сжатия, подобных коллизионным зонам фанерозоя, с частичным сохранением геодинамических обстановок очаговых структур, характерных для более ранних этапов эволюции континентальной литосферы.

Итак, общие черты эволюции геодинамических обстановок докембрийского гранитообразования представляются следующими.

Установление латеральной и глубинной неоднородности докембрийской литосферы, определение особенностей геохимической эволюции различных типов гранитоидов в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, и выявление специфики структурных форм, созданных в процессах гранитообразования (ареально-купольные области, купола, валы и т.п.), свидетельствуют о том, что главной движущей силой тектонических процессов и основной причиной развития раннедокембрийской литосферы были общая генерация чрезвычайно большого количества тепла в Земле, тепломассоперенос и интенсивный флюидный режим в обстановках преимущественного сжатия. Несомненно также, что становление первичной базитовой коры и древнейших свалических образований Земли происходило в специфических, неповторимых в последующие эпохи тектогенеза условиях, связанных со сменой глобальных термо- и геодинамических режимов, о чем свидетельствуют широкое развитие гранитоидов на всех континентах Мира и близкая картина их геохимической эволюции, несмотря на асинхронность и различную интенсивность эндогенных процессов, проявленных на разных материках [210]. Можно думать, что крупные гетерогенные эндербит-базитовые поля возникали только в пределах крупных оvoidных структур, зародившихся в предшествующий этап выплавки базитовой коры. Это подтверждается тем, что, как бы-



Р и с. 9. Дискриминантные диаграммы (а-в) по [349] для тектонической интерпретации гранитов раннего протерозоя - позднего архея

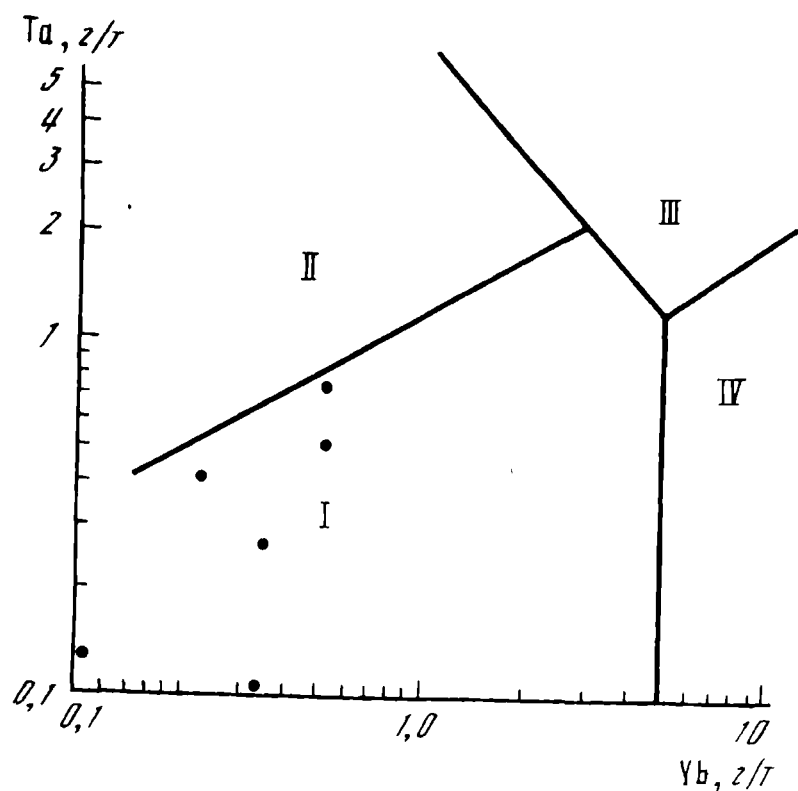
I - граниты Усть-Олдонгского массива; 2 - гранитогнейсы Нук; римские цифры - поля гранитов: I - внутриплитных и океанических рифтов, II - островных дуг, коллизионных зон и океанических рифтов

ло отмечено, интернуклеарные области сложены главным образом породами основного состава и лишь отчасти образованиями, которые по данным плотностных характеристик могут относиться к эндербит-базитовой ассоциации. Отсюда можно заключить, что процессы наиболее ранней гранитизации имели ареальный характер, в результате чего произошло зарождение сиалических ядер на месте более древних вулканотектонических структур примакрустальной стадии развития Земли [71].

Наблюдающаяся приуроченность эндербитов нормальной щелочности и калиевых аляскитовых гранитов к центральным частям куполов и овалов (или к мигматитовым гнейсовым сериям обрамления куполов) указывает на иное - очаговое - развитие процессов гранитизации. Очевидно, что возникновение архейских эндербитов нормальной щелочности и куполов облекания отвечает иному этапу структур-

Р и с . 10. Дискриминантная диаграмма, по [349], для тектонической интерпретации гранитов Усть-Одлонгского массива

I-IV - поля гранитов: I - островных дуг, II - синколлизионных зон, III - внутриплитных, IV - океанических рифтов



ной и геохимической эволюции континентальной литосферы, связанному с резким увеличением роли калия в составе гранитизирующих флюидов и отобразившемуся как в изменении химизма процессов гранитизации, так и в увеличении роли пластических деформаций, приведших к созданию либо купольных форм и межкупольных систем складок, либо синформ.

Позднеархейский-раннепротерозойский этап гранитообразования протекал в несколько иных тектонических условиях перехода от нелинейной тектоники наиболее ранних стадий развития относительно тонкой литосферы (катархей-архей) к сублинейной тектонике. Это связано с завершением в архее становления относительно жесткой и уже достаточно мощной протоконтинентальной коры (которое фиксируется внедрением калиевых аляскитовых гранитов, чарнокитов и ассоциирующих с ними пород) и началом формирования позднеархейских-раннепротерозойских рифтогенных зеленокаменных структур и протоплатформенных прогибов. Переход от нелинейной тектоники к линейной обусловил сосуществование на первых этапах структур обоих типов, в том числе большого количества гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов на фоне сублинейного их размещения. На конечных этапах становления первой континентальной коры (завершившихся внедрением пород габбро-анортозит-рапакиви-гранитной формации и одновозрастных с ней гранитоидов иного состава, но с калиевой тенденцией щелочности) элементы линейной тектоники выражены более отчетливо в виде протяженных зон, контролирующих размещение вулканоплутонических поясов раннего протерозоя.

Переходный характер геодинамических обстановок формирования гранитоидов в конце раннего-начале позднего докембрия фиксирует и общую смену тектонических стилей развития, определяемую возникновением достаточно крупных и жестких литосферных плит и крупных конвективных ячеек в мантии, т.е. переходом к условиям тектоники плит. Начиная с этого этапа, геодинамические условия гранитообразования уже полностью определяются взаимодействием плит, а сами процессы формирования гранитных расплавов все более четко оказываются локализованными в пределах складчатых поясов, возникающих на окраинах литосферных плит.

Петрохимические типы и классификация гранитоидов

В соответствии с петрографическим определением гранитоидов как лейкократовых, существенно кварц-полевошпатовых пород их главным петрохимическим отличием от других плутонических магматитов является сочетание повышенной кремнекислотности и щелочности. По этим двум параметрам гранитоиды обособляются от других изверженных пород по бинарной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$, рекомендуемой в качестве основы генеральной систематики магматических пород [105]. Используя эту диаграмму, можно далее разделить гранитоиды на две группы — нормальных и относительно повышенной щелочности (субщелочных и щелочных). Эти группы разграничиваются с учетом состава полевых шпатов по условному статистическому уровню — 8% суммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. Величина SiO_2 при этом уже не учитывается, так как в области кремнекислых составов пограничная линия между группами на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ согласно рекомендуемой классификации [47] параллельна оси SiO_2 .

Однако для более дробной типизации гранитоидов параметр $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ как единственный классификационный признак оказывается недостаточным прежде всего потому, что поле субщелочных и щелочных типов пород на рассматриваемой диаграмме перекрывается. Поэтому петрохимические критерии приходится дополнять минералогическими, привлекая индикаторные цветные минералы. Таким образом, не выдерживается единый для всех типов пород классификационный подход, т.е. нарушаются общие принципы логической классификации. Следовательно, параметр $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ целесообразно заменить другим, более универсальным.

Важным условием петрохимической типизации гранитоидов следует считать ее согласованность с общей классификационной диаграммой OAP (кварц-щелочные полевые шпаты-плаггиоклаз). Из чего следует предпочтительность использования соотношения щелочности и известковистости как главного классификационного петрохимического параметра, например в виде показателя $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$. Как вытекает из обобщения данных по региональным гранитоидным формациям, собственно граниты завершают гомодромный ряд кислых магматитов, чем определяется сопряженность возрастания кремнекислотности и калиевоности в различных сериях гранитоидов при параллельном уменьшении содержаний кальция и феррических компонентов [182]. Поэтому следует ожидать, что с изменением величины $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$, отражающей соотношение полевых шпатов, по мере возрастания кремнекислотности будут коррелироваться не только валовая щелочность, но и соотношение щелочей и феррических компонентов или щелочей и глинозема (агпайтности). Аналогичные закономерности проявлены и в главных типах дифференцированных базальтовых серий [47].

Это дает возможность применять параметр $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ не только при петрохимической классификации гранитоидов, но и соотношении гранитоидов с общими рядами других магматитов в составе известковых (толеитовых), известково-щелочных и щелочных серий. Такая петрохимическая типизация гранитоидов соответствует их характерным геохимическим типам, положенным в основу известной классификации Л.В.Таусона [261].

Необходимо подчеркнуть более общий характер петрохимических классификаций магматических пород по сравнению с подробными количественными минералого-петрографическими классификациями, учитывающими не только соотношение цветных силикатных минералов, но и их видовые различия. Такова, например, детальная минералого-петрохимическая классификация гранитоидов, разработанная В.И.Ков

ленно с соавторами [168]. Вместе с тем, что отмечают и авторы данной классификации, отдельные виды гранитов, различающиеся по минералогическим особенностям, петрохимически, особенно по уровню щелочности, могут быть сходны. Следует заметить, что неполное соответствие петрохимических и минералого-петрографических классификаций не обязательно обусловлено какими-то их принципиальными недочетами, поскольку они отражают разные стороны характеристики вещественного состава пород. Поэтому в рамках общей петрографической систематики их следует рассматривать во взаимосвязи, а не как альтернативные, что отмечал еще П.Ниггли более полувека тому назад [344]. Определенным преимуществом петрохимической классификации является использование единого, поддающегося количественной оценке признака разделения пород на группы. Это позволяет сопоставлять с классификационными параметрами и количественные геохимические характеристики, например, содержания или индикаторные отношения элементов-примесей.

Эталонные составы гранитов

Прежде чем непосредственно перейти к петрохимической типизации гранитоидов, характеризуем сформированную для этой цели совокупность составов, представляющую главные виды этого семейства пород в интервале содержаний SiO_2 (65-75%) при общей щелочности (5-10%): от гранодиоритов и низкощелочных гранитов до различных лейкогранитов и аляскитов. В качестве классификационных единиц были взяты преимущественно широко известные эталонные составы гранитоидов, рассчитанные Р.Дэли, Р.Леметром, А.А.Беусом, С.Нокколдсом по глобальным или региональным выборкам. Отметим, что статистическая представительность выборок у разных авторов не равноценна. Так, например, число анализов, использованных при расчете средних, в широко известных таблицах Дэли варьирует от 3 (аляскит) до 184 (послекембрийский гранит) и 546 (гранит всех периодов). Гораздо более представительны выборки А.А.Беуса и Р.Леметра, учитывающие необходимость статистической оценки достоверности среднего и опирающиеся на современные аналитические данные. Например, при оценке среднего состава гранита, по Р.Леметру [335], выборка включает 2485 анализов.

Средние составы, характеризующие гранитоиды в целом, по Р.Леметру и другим авторам, не позволяют оценить петрохимическую специфику в зависимости от различий в составе типоморфных цветных и других пороодообразующих минералов. Поэтому в рассматриваемой далее совокупности (табл. 4) наряду со средними составами представлены гранитоиды, различающиеся по типоморфным цветным минералам. Например, биотитовый или роговообманковый граниты СССР, по С.П.Соловьеву [253], гиперстеновые граниты (чарнокиты), эгирин-асфедсонитовый граносиенит по И.Д.Батиевой и др. [107, 189]. Включены также средние составы гранитоидов, выделенных по соотношению преобладающих полевых шпатов О.А.Богатиковым и др. [39]: микроклин-альбитовые, субщелочные двуполевошпатовые и др. Наряду с ними в качестве классификационных единиц привлечены специфические в петрохимическом отношении малокальциевые плагиогранитоиды Южного Урала, по [299], и редкометальные литий-фтористые и агпаитовые граниты, по П.В.Ковалю [III, II2].

Всего в совокупности представлено 65 эталонных составов (табл. 4). Для удобства сопоставления они разделены на две группы. Первая группа - глобальные и формационные средние, помимо упоминавшихся оценок средних, по Р.Дэли, А.Беусу, Р.Леметру и С.Нокколдсу, содержит также средние составы главных формационных типов гранитоидов по Ю.Б.Марину с соавторами [182]. Ю.Б.Мариным и

Петрохимические характеристики эталонных составов гранитоидов

№ п/п	Тип породы	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Ап норм. %	$\frac{Na+K}{Al}$	$\frac{Na+K}{Ca}$	A ₀	Литературный источник
I. Глобальные и формационные средние									
1	Г. средний, всех периодов (546) **	70,91	3,52	4,15	23	0,70	5,6	1,46	Р. Дэли [92]
2	Г. щелочноземельный (20)	70,02	3,52	4,28	23	0,71	5,2	1,40	То же
3	Г. щелочной (12)	73,97	4,59	4,24	2	0,98	29	1,59	"
4	Г. докембрийский (47)	71,62	3,27	4,54	25	0,72	5,7	1,51	"
5	Г. средний (2485)	72,04	3,69	4,12	23	0,73	6,2	1,50	Леметр [335]
6	Адамеллит (135)	69,32	3,50	4,04	25	0,69	4,1	1,36	То же
7	А-гранит	74,30	4,11	4,70	5	0,95	17	1,61	Вален, Карри, Чаппел [367]
8.	Г. щелочной аглаитовый	71,41	4,94	4,23	-	1,12	16,5	1,44	С. Ноккольдс [345]
9	Г. средний, по 65 регионам	73,18	3,55	4,46	20	0,75	7,4	1,57	А. Беус [24]
10	Г. средний по стране (473)	73,71	3,19	4,75	21	0,71	7,8	1,56	То же [33]
11	Адамеллит по стране	69,57	3,58	3,74	31	0,64	3,9	1,39	С. Соловьев [253]
12	Аляскит по стране (81)	75,13	2,92	5,45	10	0,78	21	1,71	А. Беус, А. Ситнин [33]
13	Апогранит средний (102)	74,21	5,01	3,31	7	0,82	20	1,59	То же
14	Гранит щелочной (63)	73,95	4,76	4,61	-	1,12	37	1,56	Л. Борозин
15	Гранодиорит (40)	65,89	3,74	2,78	37	0,57	2,2	1,25	Р. Дэли [92]
16	Гранодиорит, по 30 регионам	66,13	3,79	3,09	21	0,58	3,1	1,22	А. Беус [27]
17	Гранодиорит (885)	67,03	3,80	2,77	22	0,58	2,6	1,26	Р. Леметр [335]
18	Г. средний, гранитовая формация (189)	72,40	3,59	4,23	21	0,73	7	1,53	Ю. Марин [182]
19	Аляскит (217)	75,67	3,69	4,66	10	0,85	16,5	1,71	То же
20	Лейкогранит (60)	75,38	4,45	4,65	6	0,92	27	1,61	"
21	Г. щелочной (95)	75,02	4,55	4,60	-	1,00	29	1,60	"
22	Лейкогранит по стране (625)	74,81	3,50	4,49	16	0,83	10	1,67	Б. Блюман [172]

23	Г. плутонический (480)	73,23	3,53	4,24	19	0,71	8	1,58	Г. Ферштатер, Н.Боролина [273]
24	Г. вулканический (460)	75,14	3,40	4,70	15	0,82	12	1,70	То же
25	Г. редкометалльный (96)	75,45	4,14	4,48	8	0,90	21	1,67	П.Коваль [112]
26	Г. редкометалльный аглайтовый (2)	75,15	5,06	4,94	-	0,98	46	1,45	То же
П. Минералого-геохимические типовые составы									
27	Рапакиви-лейкогранит (20)	75,62	3,24	5,12	12	0,86	16	1,74	А.Пономарева, Б.Налетов [221]
28	Г. рапакиви (621)	71,40	3,14	5,34	21	0,81	8	1,46	Д.Великославинский и др. [60]
29	Высокоглиноземистый лейкогранит (8)	76,29	4,05	3,08	17	0,75	7,5	1,80	А.Пономарева, Б.Налетов [221]
30	Плагиогранит (21)	74,72	4,73	0,73	19	0,62	5	1,67	Магматические горные породы [168]
31	Плагиогранит докембрийский (75)	70,73	4,55	1,46	30	0,57	3	1,47	Л.Бородин
32	Г. нормальный (30)	72,13	3,14	4,28	26	0,66	5,7	1,54	О.Богатиков, Л.Косарева [39]
33	Г. щелочнополевшатовый (30)	72,34	3,93	4,70	13	0,81	12	1,49	То же
34	Лейкогранит щелочной (30)	74,58	4,76	4,27	-	1,10	28	1,59	"
35	Г. субщелочной двуполевошатовый (30)	72,56	3,42	5,05	16	0,78	11	1,52	"
36	Аляскит (30)	75,57	3,78	4,68	8	0,87	21	1,70	"
37	Лейкогранит микроклин-альбитовый (30)	74,75	4,08	4,77	6	0,91	32	1,63	"
38	Лейкогранит двуполевошатовый (30)	74,78	3,54	5,28	15	0,85	12	1,61	"
39	Г. щелочнополевшатовый (30)	72,85	3,88	4,91	7	0,92	11	1,53	"
40	Г. щелочномикроклин-альбитовый (30)	72,39	5,19	4,42	-	1,04	24	1,43	"
41	Аляскит щелочной (30)	74,82	4,68	4,61	-	1,10	38	1,60	О.Богатиков, Л.Косарева [39]
42	Г. кордиеритсодержащий (32)	74,29	3,18	4,67	20	0,75	7	1,64	А.Пономарева, Б.Налетов [221]
43	Г. альбитовый мусковит-лепидолитовый (23)	74,75	4,44	4,36	8	0,86	21	1,59	П.Коваль [111]
44	Г. альбитовый биотит-лепидолитовый (29)	75,87	4,96	3,92	5	0,94	25	1,63	То же

№ п/п	Тип породы	SiO ₂ ,	Na ₂ O,	K ₂ O,	Al ₂ O ₃ , %	$\frac{Na+K}{Al}$	$\frac{Na+K}{Ca}$	A _c	Литературный источник
45	Г. эгирин-арфведсонитовый (20)	72,13	5,10	4,35	-	1,16	20	1,44	"
46	Г. рибекитовый	75,02	3,50	4,41	6	0,85	18	1,76	И. Нечаева [205]
47	Г. лепидомелановый с эгирином (6)	76,08	3,54	4,66	3	0,95	70	1,83	И. Батиева [17]
48	Г. гранат-биотитовый (6)	72,23	2,85	4,91	24	0,71	7	1,54	Г. Виноградова [77]
49	Г. силлиманитсодержащий (158)	72,00	3,40	4,60	16	0,69	11	1,54	Р. Баратов и др. [215]
50	Лейкогранит фаялитсодержащий (10)	75,85	3,36	4,35	11	0,81	15	1,78	А. Пономарева, Б. Налетов [221]
51	Чарнокит по стране	70,02	2,88	4,30	36	0,63	3,8	1,45	С. Соловьев [253]
52	Г. роговообманковый по стране	70,59	3,47	4,52	25	0,72	6	1,43	То же
53	Г. биотитовый по стране	72,51	3,38	4,26	22	0,69	6,6	1,59	"
54	Плагиогранит (10)	72,69	3,04	4,32	29	0,55	2,8	1,68	В. Хомичев [279]
55	Г. низкокалийный	76,58	4,54	0,74	25	0,53	3,5	1,89	Г. Ферштатер и др. [299]
56	Граносиенит эгирин-авгитовый	69,84	4,17	5,34	5	0,95	10	1,33	И. Батиева и др. [77], [18]
57	Граносиенит эгирин-арфведсонитовый	70,43	5,18	4,41	-	1,07	14	1,33	И. Батиева и др. [77]
58	Граносиенит биотит-роговообманковый	69,08	5,12	3,54	12	0,85	7	1,28	А. Пономарева, Б. Налетов [221]
59	Гранит-чарнокит глобальный (140)	70,54	3,05	4,04	35	0,64	3,6	1,47	В. Закруткина [215]
60	Гранодиорит-чарнокит, по 15 регионам	66,43	3,37	3,29	37	0,60	2,7	1,26	А. Беус [24]
61	Лейкогранит (276)	75,61	3,56	4,70	12	0,85	15	1,72	В. Серых и др. [190]
62	Г. аляскитовый (57)	75,63	3,76	4,69	9	0,88	20	1,71	То же
63	Аляскит щелочной (48)	76,62	4,31	4,11	3	0,97	29	1,75	"
64	Лейкогранит высокоглинозистый (6)	75,53	2,89	5,24	17	0,79	11	1,75	А. Пономарева, Б. Налетов [221]
65	Лейкогранит высокоглинозистый (6)	77,29	3,12	4,16	10	0,71	18	1,94	То же

* Г - Гранит.

составителями были обработаны данные по 750 региональным объектам (интрузивным комплексам и массивам), охватывающим около 30000 единичных химических анализов. Кроме того, к этой группе отнесены рассчитанные Л.С.Бородиным средние составы щелочного гранита по данным для типовых провинций (Нигерия, Судан, Гренландия, Монголия, Тува, Восточное Забайкалье и др.) и докембрийского плагиогранита (Карелия, Кольский полуостров, Украина, Южная Африка). В целом группа объединяет 26 составов.

Вторая группа – минералого-геохимические типовые составы – объединяет 39 типовых составов, в том числе средние, рассчитанные О.А.Богатиковым, Л.В.Косаревой и Е.В.Шарковым [39] для гранитоидов согласно упоминавшейся классификации по комплексу минералогических и химических признаков, прежде всего соотношению полевых шпатов [168]. Другая часть составов в данной группе представляет гранитоиды, выделенные по тем или иным типоморфным цветным минералам – лепидолиту, биотиту, силлиманиту, фаялиту, эгирину и др. Таким образом, близкие по составу гранитоиды могут присутствовать в обеих классификационных группах, но под разными названиями, что позволяет учесть возможные петрохимические вариации, отражающие разное сочетание генетических и других факторов. Таковы, например, щелочные граниты, выделявшиеся разными авторами под разными названиями и находящиеся в обеих группах рассматриваемой классификационной совокупности: собственно щелочные граниты, щелочные щелочнополевошпатовые, эгирин-арфведсонитовые и другие.

Диаграмма $(Na+K)/Ca - A_c$ как основа петрохимической типизации гранитоидов

В качестве классификационного параметр $(Na+K)/Ca$ сходен с валовой щелочностью, но отличается гораздо большим размахом, поскольку его величина возрастает не только за счет щелочности, но и параллельного уменьшения известковистости. Так, например, величина щелочности (Na_2O+K_2O) в габбро-гранитоидных сериях возрастает от 3 до 9%, т.е. в 3 раза, а величина $(Na+K)/Ca$ – от 0,4-0,5 до 50 и выше, т.е. более чем в 100 раз.

На основе параметра $(Na+K)/Ca$ для петрохимической характеристики серий автором был разработан новый метод с использованием диаграммы $(Na+K)/Ca - A_c$, где параметр A_c характеризует общую (валовую) кислотность магматических расплавов и пород.

Пример пересчета химического состава гранита для определения параметра A_c приведен в табл. 5. Величина A_c является относительной, поэтому нет необходимости приводить исходные данные химического анализа к 100% после вычета из них содержания воды и летучих, не участвующих в пересчете. При повышенных содержаниях CO_2 , P_2O_5 и фтора целесообразно вычесть из CaO его часть, связанную в молекулах кальцита, апатита и флюорита. В ряду от габбро до гранита кремнекислотность возрастает примерно в 1,5 раза (от 50 до 75% SiO_2), а общая кислотность A_c – в 2,5-3 раза (от 0,5-0,6 до 1,5-1,7). Поэтому диаграмма $(Na+K)/Ca - A_c$ обеспечивает возможность надежного разграничения не только главных, но и промежуточных типов гранитоидов. На диаграмме ряды пород из дифференцированных серий различной щелочности в совокупности образуют пучок линейных трендов, сходящихся к началу координат ($A_c=0,5$ и $(Na+K)/Ca=0,4$). Схематизируя этот пучок с учетом средних составов конечных дифференциатов, получаем четыре главных поля (рис. II). Для петрохимического эталонирования на основе представительных выборок анализов были также определены главные петрохимические тренды – известково-щелочной СА и щелочно-базальтовый АВ. Для сравнения с

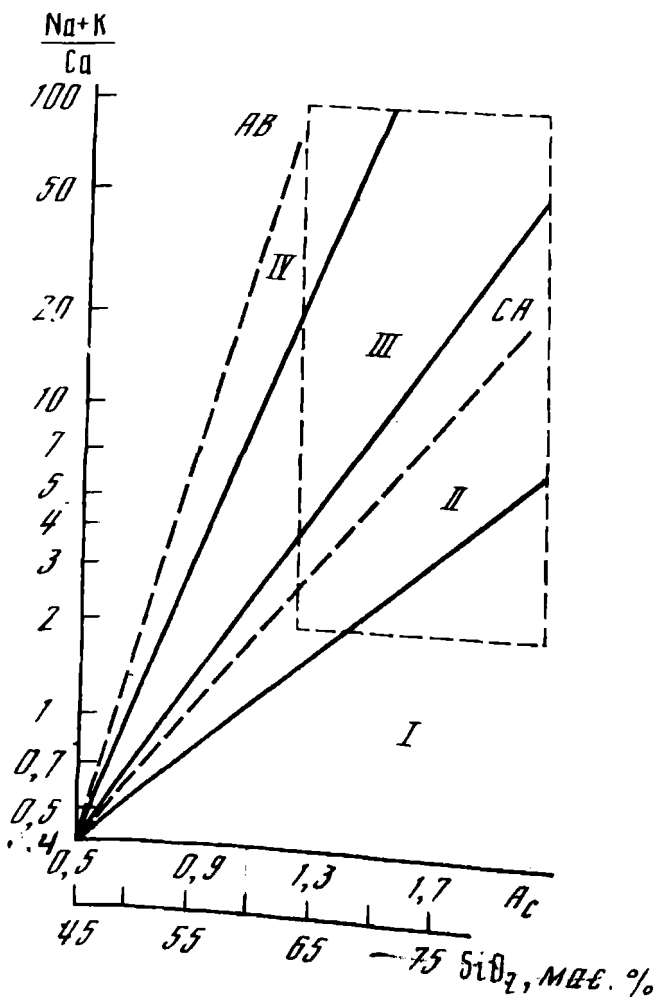
Пересчет химического состава гранита для определения параметров A_c и $(Na+K)/Ca$

Компонент	Содержание, мас. %	Атомная масса	Количество атомов Мех1000	B_c	$M \cdot B_c$
SiO_2	72,10	60,1	1200	1	
TiO_2	0,19	80	2	1,5	3
Al_2O_3	15,01	51	294	3	882
Fe_2O_3	0,65	80	8	2	16
FeO	1,32	71,8	18	5	90
MnO	0,05	71	1	5	5
MgO	0,43	40,3	11	5,5	61
CaO	1,34	56,1	24	7,5	180
Na_2O	3,95	31	127	8,5	1080
K_2O	4,12	47	88	9,5	836

$\Sigma = 3153$

$$A_c = 4 \text{ si} : \Sigma (Me \cdot B_c) = 4800 : 3153 = 1,52$$

$$\frac{(Na + K)}{Ca} = \frac{127 + 88}{24} = 9$$



Р и с. II. Диаграмма $(Na+K)/Ca-A_c$ для классификации базальтоидных и гранитоидных серий

I-IV - поля щелочности: I - известковистое, II - известково-щелочное, III - субщелочное, IV - умеренно щелочное (щелочно-базальтовое); CA - главный известково-щелочный тренд, AB - главный щелочно-базальтовый тренд; пунктир - поле эталонных составов гранитов по данным табл. 4

A_c приведена приблизительная шкала кремнекислотности. Подробная характеристика диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$ приведена автором в предыдущих работах [47, 48].

Отмеченные преимущества диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$ в первую очередь можно иллюстрировать на примере типизации ультракислых гранитоидов, принадлежащих к лейкогранит-аляскитовой формации Центрального Казахстана [211]. Судя по данным табл. 6, эти породы сходны по кремнекислотности (75-76%) и валовой щелочности (около 8,5%). Поэтому на диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ они не отличаются друг от друга. Однако для них выявлены значительные петрографические различия, прежде всего по составу полевых шпатов. Так, последовательному возрастанию количества калиево-натриевого полевого шпата (микропертита) при переходе от лейкократовых гранитов к аляскитам соответствует увеличение альбитового компонента от 26 до 50%. Одновременно уменьшается анортитовый индекс от 20 до 13. Поэтому при одной и той же суммарной щелочности величина параметра $(Na+K)/Ca$ закономерно возрастает и является главным информативным петрохимическим показателем, что позволяет четко разграничить составы рассматриваемых пород (точки 61-63, рис. 12,а). Так, лейкократовые граниты следует отнести к известково-щелочным (поле II, точка 61), аляскитовые граниты - к переходным от известково-щелочных к субщелочным (точка 62, граница полей II и III), а щелочные аляскиты - к субщелочным (поле III, точка 63).

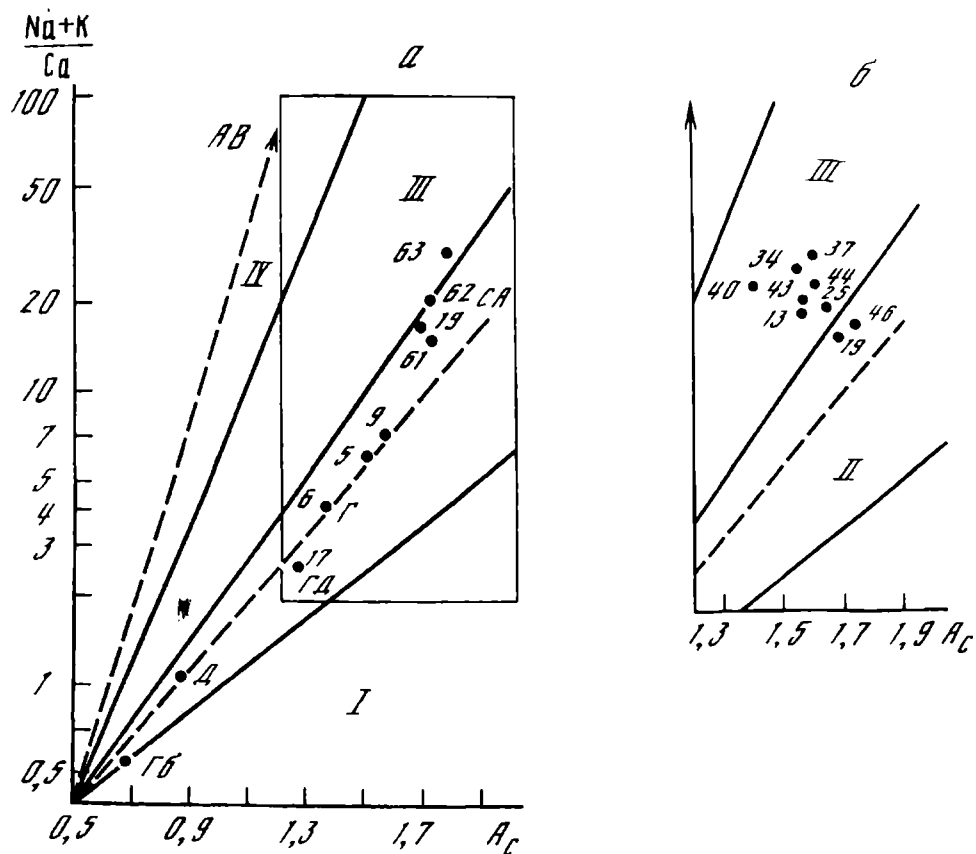
Т а б л и ц а 6

Петрохимическая характеристика лейкогранитов и аляскитов

Компонент	I (61)*	2 (62)	3 (63)	4 (19)
SiO_2	75,61	75,63	76,62	75,67
TiO_2	0,15	0,18	0,14	0,15
Al_2O_3	12,96	12,85	11,88	13,08
Fe_2O_3	0,75	0,87	0,98	0,76
FeO	1,16	1,13	1,33	0,96
MnO	0,05	0,04	0,05	0,04
MgO	0,24	0,23	0,14	0,26
CaO	0,81	0,61	0,44	0,74
Na_2O	3,56	3,76	4,31	3,69
K_2O	4,70	4,69	4,11	4,66
A_c	1,72	1,71	1,75	1,71
$(Na+K)/Ca$	15	20	29	16,5
$(Na+K)/Al$	0,85	0,88	0,97	0,85
$Na_2O + K_2O$	8,36	8,45	8,44	8,35

* В скобках указаны порядковые номера по табл. 4.

Примечание. 1-3 - ультракислые гранитоиды Центрального Казахстана, по [180]: 1 - лейкократовые граниты, 2 - аляскитовые граниты, 3 - щелочные аляскиты, 4 - средний состав гранитоидов аляскитовой формации [180].



Р и с. 12. Сравнение составов различных гранитоидов на основе диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$

а - положение на диаграмме составов ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана (61-63) относительно тренда главных типов магматических пород, по [24] и [335] Гб - габбро, Д - диорит, Гд - гранодиорит, Г - гранит, 19 - аляскит; б - микроклин-альбитовые и альбитизированные граниты; цифры соответствуют порядковым номерам составов пород в табл. 4

Показанная возможность четкого разграничения различных типов ультракислых гранитов принципиальна и в металлогеническом отношении. Как известно, от гранитовой к аляскитовой формации закономерно увеличивается содержание редких элементов - ниобия, лития, бериллия и др. Однако такая констатация в практическом отношении является слишком общей, поскольку в составе аляскитовой формации необходимо различать лейкограниты и собственно аляскиты. Так, например, для Киргизии было показано, что характерной чертой рудоносных лейкогранитов является широкое проявление в них автометасоматических процессов в виде зон и площадей альбитизации, грейзенизации и калишпатизации, а в массивах аляскитов автометасоматические процессы обычно не проявлены [42]. Вместе с тем, как уже нами отмечалось ранее [47], обычно применяемые геолого-петрографические критерии недостаточны для типизации формаций, поскольку последние петрохимически разграничены нечетко и классифицируются разными исследователями по разным признакам. Это относится и к аляскитовой формации [182], в состав которой в отдельных регионах страны могли быть включены разные породы. Поэтому неоднозначна и общая петрологическая интерпретация данной формации. Так, для Центрального Казахстана Ю.Б.Мариным допускается, что породы аляскитовой формации соответствуют плкмазитовым редкометальным лейкогранитам Л.В.Таусона [261]. Такое заключение явно отличается от общего вывода К.Дж.Боконбаева о потенциально безрудном характере аляскитовой формации. Однако в последнем

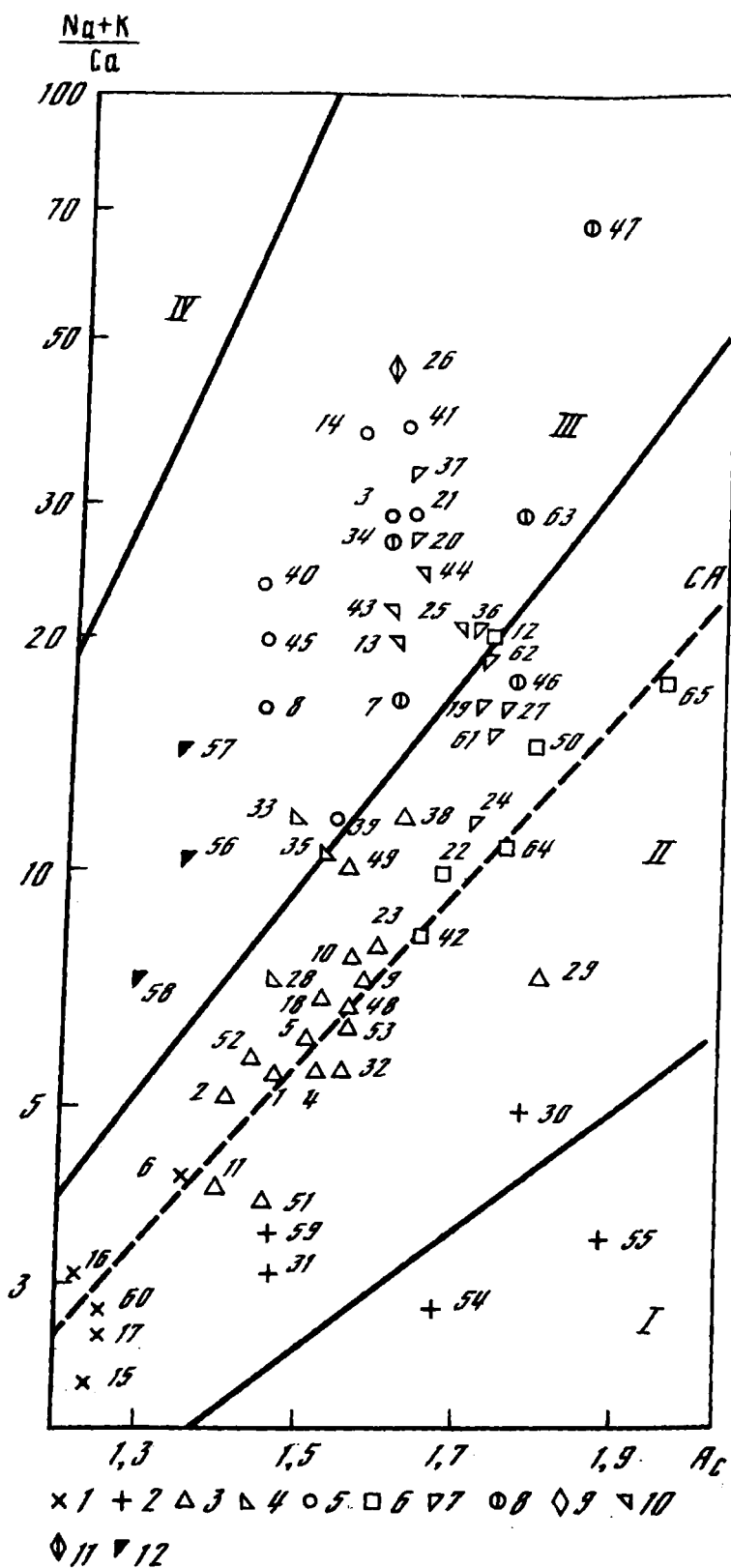
случае к аляскитам отнесены только моношатовые гиперсолъвусные граниты. Тем не менее, если обратиться непосредственно к петрохимическим параметрам "аляскитовой формации", то нетрудно видеть, что по значению $(Na+K)/Ca$, равному 16,5 (состав 4, табл. 6), аляскитовые гранитоиды занимают промежуточное положение между собственно аляскитами (точка 62, рис. 12,а), безрудными, по К.Дж.Боконбаеву, и потенциально рудоносными лейкогранитами (точка 61, рис. 12,а). Другими словами, в петрохимическом отношении аляскитовая формация не однородна, что определяет неоднозначность и ее металлогенической аттестации. К такому заключению можно прийти и при сопоставлении гранитоидов из формации "плекмазитовых редкометальных лейкогранитов", объединяющих заметно различающиеся по минеральному и химическому составу альбитизированные граниты (апограниты, по А.А.Беусу и др. [29]). Даже по ограниченному числу составов пород, помещенных в табл. 4, можно судить о значительной петрохимической неоднородности альбит-микроклиновых и альбитизированных гранитов. Их составы в поле III диаграммы охватывают широкий диапазон щелочности и кислотности (рис. 12,б). Как будет показано далее, генетические ряды альбитизированных пород представлены иными петрохимическими трендами по сравнению с трендами гомодромных магматических серий.

Общая петрохимическая характеристика гранитоидов

Для общей петрохимической характеристики гранитоидов достаточно ограничиться выделением следующих принципиальных групп, сводящих к рациональному минимуму разнообразие представленных в табл. I видовых наименований: 1) низкощелочные граниты и плагиограниты; 2) собственно граниты (нормальные, щелочноземельные, биотитовые, роговообманковые и др.); 3) субщелочные граниты, лейкограниты и аляскиты; 4) щелочные граниты и лейкограниты; 5) гранодиориты; 6) граносиениты.

Для пород, название которых не содержит указания на степень щелочности, предварительным условием отнесения к нормальным или субщелочным видам можно принять граничное содержание (Na_2O+K_2O) , равное 8%, согласно В.И.Коваленко и др. [168]. Как отмечают эти авторы, повышенное содержание щелочей далеко не всегда находит выражение в минеральном составе. Поэтому в итоговой классификации гранитоидов, завершающей данный раздел, будет также учтена степень агпаитности, отражающая соотношение щелочных полевых шпатов и анортитового минала в плагиоклазах.

Как следует из диаграммы (рис. 13), распределение типовых видов гранитоидов в главных ее полях вполне закономерно: в наименее щелочном поле I находятся точки также наименее щелочных - низкокальциевых гранитоидов (точки 54 и 55), в следующем - известково-щелочном поле II (в его нижней части) расположены составы плагиогранитов, низкощелочных гранитов и чарнокитов. Нормальные граниты группируются в средней части поля II, близ главного известково-щелочного тренда SA и выше - к границе с субщелочным полем III. Поскольку в нормальном (гомодромном) ряду пород возрастанию кремнекислотности сопутствует и повышенная щелочность, то при принятом нами методе построения петрохимической пучковой диаграммы некоторые виды лейкократовых гранитоидов, хотя и отличаются повышенной величиной параметра $(Na+K)/Ca$, сохраняют свою принадлежность к общему известково-щелочному ряду. Таковы, например, аляскиты (см. рис. 13, точки 19, 62) и лейкограниты-рапакиви (см. рис. 13, точка 27), располагающиеся в верхней части известково-щелочного поля.



Р и с. 13. Распределение составов эталонных гранитоидов на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$ (номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 4)

I - гранодиориты; 2-5 - граниты: 2 - плагиограниты, 3 - нормальные известково-щелочные, 4 - субщелочные, 5 - щелочные; 6-8 - лейкограниты: 6 - нормальные, 7 - субщелочные, 8 - щелочные; 9-II - микроклин-альбитовые и альбитизированные граниты и апограниты: 9 - нормальные, IС - субщелочные, II - щелочные; 12 - граносиениты нормальные и щелочные

В отличие от них лейкограниты и аляскиты (точки 20, 33, 36, 37, 63), выделяемые как субщелочные (сумма Na_2O и $K_2O = 8,5-9\%$), попадают в субщелочное поле III совместно с микроклин-альбитовыми и альбитизированными редкометальными гранитами (апогранитами, по А.А.Беусу). Левее и выше, в средней части поля III сосредоточены различные щелочные граниты, содержащие 9-10% суммы щелочей (см. рис. 13, точки 8, 45, 40, 14 и др.). По валовому содержанию щелочей они могут не отличаться от некоторых субщелочных гранитов, но их принципиальная минералогическая особенность - отсутствие плагиоклаза - четко проявляется в повышении величины параметра $(Na+K)/Ca$ по сравнению с субщелочными гранитоидами.

Таким образом, последовательному возрастанию классификационного параметра $(Na+K)/Ca$ при переходе от поля I к полям II и III диаграммы $(Na+K)/Ca-A_0$ соответствует также последовательная смена низкощелочных гранитов и плагiogранитов гранитоидами возрастающей щелочности, вплоть до щелочных гранитов. Другими словами, выполняется главное требование, обычно не соблюдавшееся в предыдущих классификациях — деление на классы по одному и тому же общему признаку, поддающемуся количественному измерению в пределах всего объема классифицируемой совокупности.

Как видно из диаграммы (см. рис. 12,а, 13), средние составы, оцениваемые по глобальным выборкам и соответствующие наиболее распространенным гранитоидам по Дэли, Буэну, Леметру (точки 1, 2, 4, 5, 9), принадлежат к полю II (известково-щелочному) диаграммы $(Na+K)/Ca-A_0$. Они подчинены общему петрохимическому тренду CA. Этот тренд проходит через точки составов наиболее распространенных магматитов и объединяет главные магматические и метаморфические формации земной коры [45-47].

Гранитоиды повышенной щелочности

Здесь следует напомнить об известном противоречии в применении термина "щелочной" к характеристике различных по кремнекислотности пород. Среди ненасыщенных кремнеземом ультраосновных и основных магматитов в современных классификациях предлагается относить к щелочным лишь те, в которых присутствует нефелин и другие фельдшпатоиды. Однако для кремнекислых щелочных пород, в составе которых нет фельдшпатоидов, в качестве показателя щелочности используется иной минералогический критерий: наличие цветных щелочных силикатов (эгирин, арфведсонит и др.) [105].

На пучковой диаграмме $(Na+K)/Ca-A_0$ собственно щелочным (фельдшпатоидным) породам соответствует свое классификационное поле [47]. Вместе с тем ранее [47] была показана целесообразность сохранения традиционного термина "щелочные базальты", которым на диаграмме соответствует тренд АВ в поле IV. Естественной петрологической границей, отделяющей пересыщенные кремнеземом щелочные породы от их ненасыщенных и насыщенных SiO_2 аналогов, на диаграмме является линия, которая разграничивает поля III и IV. Петрологически эта линия (трахитовый тренд) сходна с термальным разделом ("полевошпатовым барьером") в системе петрогенетических остатков по Н.Буэну. Таким образом, составы гранитоидов повышенной щелочности — "щелочных гранитов" — находятся вне полей собственно щелочных (фельдшпатоидных) пород, располагаясь в поле III, которое объединяет различные субщелочные кварцсодержащие породы. Их типизация будет рассмотрена нами далее.

В гранитах, не содержащих эгирина и другие щелочные силикаты, главными концентраторами щелочей являются полевые шпаты — микроклин и альбит. Для идеальных составов этих минералов, согласно кристаллохимическим формулам $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$, отношение атомных количеств калия и натрия к алюминию равно единице, т.е. $K_a = 1$. Наряду с ними в состав гранитов входит плагноклаз, содержащий до 30% и выше бесщелочной анортитовой молекулы $CaAl_2Si_2O_8$. Статистическому максимуму отвечает An_{27} [180]. Для гранитоидов с примерно равным содержанием плагноклаза и калиево-натриевых полевых шпатов величина $K_a = 0,7-0,8$, в плагiogранитах понижается до 0,6-0,65. Понижение величины K_a может быть обусловлено также наличием роговой обманки, минералов группы эпидота, граната, а в альбитизированных гранитах (апогранитах) — топаза и других минералов.

При гомодроном порядке магматической дифференциации от гранодиоритов к гранитам и лейкогранитам возрастает содержание калиево-натриевых полевых шпатов и одновременно уменьшаются количество и основность плагиоклаза. Этому соответствует сопряженное возрастание (симбатность) главных параметров щелочности — $(Na+K)/Ca$ и K_a . Однако величина K_a не достигает 1, так как в щелочных полевошпатовых гранитах и моношпатовых аляскитах содержится какое-то количество плагиоклаза. Иначе говоря, даже в субщелочных гранитоидных магмах нет избыточной щелочности. Поэтому появление первичного эгирина, рибекита и других щелочных силикатов в составе парагенезисов магматических минералов характерно для иных пород — дифференциатов агпаитовых магм, в которых отсутствует плагиоклаз и $K_a > 1$.

Тем не менее известны примеры гранитов, относимых к щелочным, в которых присутствуют рибекит и другие щелочные темноцветные, хотя величина K_a в них заметно ниже 1. Они существенно отличаются от типичных агпаитовых гранитов геохимическим особенностям и ассоциации сопутствующих пород: для агпаитовых гранитов — это различные габброиды, щелочные и нефелиновые сиениты (характерный пример — Гренландская щелочная провинция), а для рибекитовых и других щелочных гранитов с $K_a < 1$ — нормальные граниты.

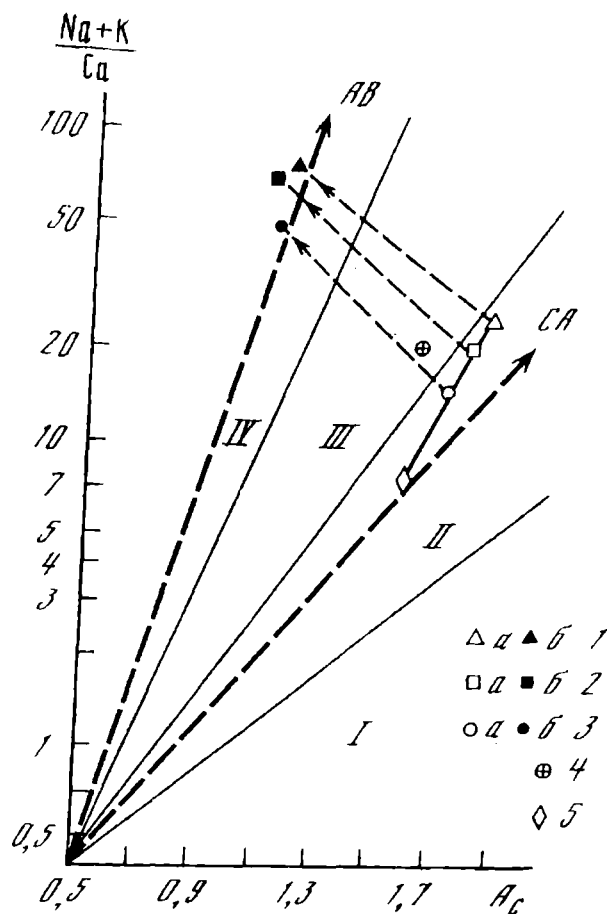
Таковы, например, щелочные граниты Горного Алтая (табл. 4, № 46). Для них характерен тесный парагенезис рибекита $Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_2O_{22}(OH)_2$ и магнетита. Поскольку в главном породообразующем минерале горноалтайских щелочных гранитов — калиево-натриевом полево шпате — постоянно присутствует небольшое количество анортитовой молекулы, т.е. $(Ca Al)$ замещает $(NaSi)$, то можно предположить, что в процессе магматической дифференциации постепенно накапливается натрий (плагиоклазовый эффект Боуэна). В результате последующего реакционного взаимодействия избыточного дисиликата натрия и содержащегося в породе магнетита возможно образование эгирина и рибекита при сохранении валовой величины $K_a < 1$. Наиболее высокие содержания эгирина в этом случае возникают в экзоконтактовых метасоматических породах [205].

Следовательно, среди щелочных гранитов (т.е. щелочных по минеральному составу) в петрохимическом отношении необходимо различать собственно щелочные (агпаитовые) и субщелочные разновидности с $K_a < 1$. Для агпаитовых щелочных гранитов характерно соответствие высоких значений параметра $(Na+K)/Ca$ и коэффициента агпаитности K_a . В субщелочных разновидностях такого соответствия может и не быть. Например, относительно невысокая агпаитность проявлена у типичных альбитизированных гранитов (апогранитов), хотя по величине $(Na+K)/Ca$ они близки к щелочным гранитам (поле III). Такая специфика отражает главную петрохимическую тенденцию процесса альбитизации: повышение щелочности при параллельном уменьшении общей кислотности, т.е. обратную по отношению к гомодромной магматической дифференциации тенденцию. Эта характерная черта процесса альбитизации на диаграмме $(Na+K)/Ca - A_a$ должна приводить к принципиально иным трендам эволюции для альбитизированных пород по сравнению с трендами типичных магматических гранитоидов.

В подтверждение рассмотрим на диаграмме (рис. 14) положение последовательных рядов альбитизации, представляющих, по П.В.Ковалю, различные парагенетические типы альбитизированных гранитов: мусковитовые, мусковит-лепидолитовые, лепидолит-биотитовые, амблигонит-лепидолитовые, циннвальдитовые и мусковит-протолитионитовые [107]. Обогащение рудных разновидностей этих гранитов такими минералами, как лепидолит, циннвальдит, топаз, флюорит и др., может в значи-

Р и с. 14. Петрохимические тренды альбитизированных гранитов (апогранитов)

а - первичные граниты; б - альбититы (пределные апограниты); I-3 - парагенетические типы: I - амблигонит-лепидолитовый, 2 - лепидолит-мусковитовый, 3 - мусковитовый с лепидолитом и протолигионитом; 4 - средний апогранит; 5 - нормальный гранит



тельной степени изменить любые петрохимические параметры - K_a , $(Na+K)/Ca$, K/Na и др. Однако большая часть средних составов, выделенных П.В.Ковалем в зависимости от интенсивности альбитизации, образует на диаграмме общее поле, ограниченное двумя параллельными трендами. Они пересекают почти перпендикулярно лучи общего трендового пучка, проходя сквозь субщелочное поле III по направлению к наиболее альбитизированным гранитам и альбититам, группирующимся близ эталонного тренда АВ.

Нижний из них объединяет в различной степени альбитизированные граниты мусковитового, мусковит-лепидолитового и мусковит-протолигионитового типов, а верхний - часть составов лепидолит-биотитового, амблигонит-лепидолитового и цинвальдитового типов. Исходные для них "материнские", по П.В.Ковалю, граниты образуют единый тренд в верхней части известково-щелочного поля II, отходящий от эталонного известково-щелочного тренда СА из области составов первичных биотитовых и двуслюдяных гранитов. Таким образом, тренды в координатах $(Na+K)/Ca-A_c$ позволяют наглядно отразить принципиальные петрологические особенности, характеризующие переход от нормальных ("стандартных") известково-щелочных гранитов (тренд СА) к исходным ("материнским") для массивов альбитизированных гранитов, а затем - к интенсивно альбитизированным разновидностям (апогранитам): вначале увеличение относительной щелочности, преимущественно за счет снижения анортитового минала в составе полевых шпатов и одновременно возрастание кислотности в небольшом интервале A_c (1,6-1,7), затем - абсолютное повышение щелочности и значительное уменьшение кислотности в результате выноса кварца при интенсивной альбитизации калиевого полевого шпата. Хотя при этом массовое (весовое) содержание щелочей возрастает примерно на 0,5-1%, в атомных количествах оно значительно так как резко возрастает количество натрия за счет калия и кальция. Одновременно увеличивается и общая глиноземистость. Поэтому повышение общей щелочности по величине $(Na+K)/Ca$ не

сопровождается повышением агпаитности. Это и отличает апограниты от типичных щелочных гранитов, в которых $K_a > 1$.

Петрохимическая классификация гранитоидов

Как следует из изложенного, диаграмма $(Na+K)/Ca-A_c$ может служить рациональной основой единой петрохимической классификации гранитоидов, располагающихся в зависимости от степени щелочности в определенных полях диаграммы. В этом в каждом из них по мере роста кислотности возрастает и щелочность, что является закономерным следствием магматической дифференциации, проявленной в гомодромных сериях. Поэтому в одном и том же поле, но в разных его участках могут находиться различные по величине щелочности группы гранитоидов (см. рис. 13). Так, в известково-щелочном поле II сосредоточены три главные группы пород: гранитоиды пониженной щелочности – в нижней половине поля, нормальные граниты – в средней части и субщелочные – в верхней правой. Гранитоиды, принадлежащие к субщелочному полю III, в целом отличаются большей щелочностью по сравнению с известково-щелочными гранитами поля II. Однако петрохимически они неоднородны, так как наряду с агпаитовыми разностями включают и субщелочные аляскиты, микроклин-альбитовые (плюмазитовые) граниты и др. Поэтому очевидно необходимость более дробного членения главных классификационных полей диаграммы на основе дополнительных петрохимических характеристик.

Из сравнения составов эталонных гранитов (см. табл. 4) следует, что для этой цели не может быть привлечена величина K/Na отношения. Так, к существенно натриевым типам принадлежат различные гранитоиды: как высокощелочные агпаитовые и альбитизированные апограниты, так и низкощелочные плагиограниты. Для большей части гранитов обычно некоторое преобладание K_2O над Na_2O (в мас. %). Но при пересчете на количество атомов натрия преобладает над калием за исключением некоторых сравнительно редких типов гранитов и лейкогранитов.

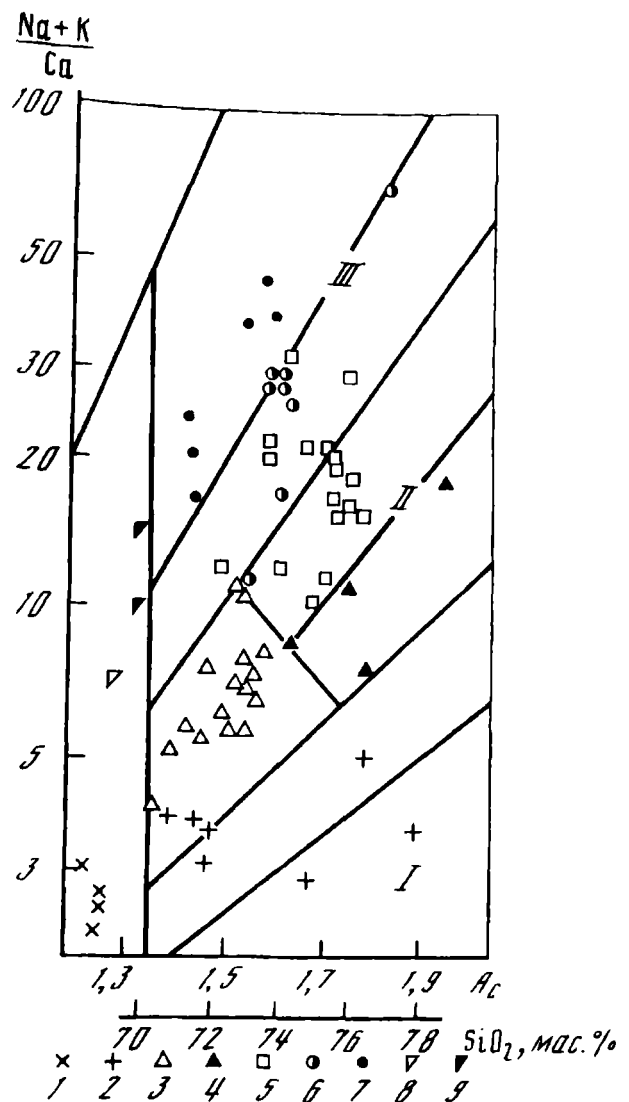
Наиболее пригодным в качестве дополнительного классификационного критерия является величина коэффициента агпаитности. С учетом приведенных в табл. 4 данных примем следующие пределы изменения K_a :

- низкощелочные граниты и плагиограниты 0,60–0,65
- известково-щелочные (нормальные) граниты 0,65–0,80
- известково-щелочные лейкограниты и аляскиты 0,80–0,90
- субщелочные граниты и лейкограниты 0,90–1,00
- щелочные агпаитовые (Peralkaline) граниты $>1,00$.

При этом градациям вся совокупность эталонных составов вне зависимости от первоначальных авторских названий пород в пределах выделенных ранее на диаграмме полей разбита на семь групп. Их соотношение для совокупности фигуративных точек эталонных составов показано на диаграмме (рис. 15), являющейся дополнительным ("агпаитовым") вариантом общей классификационной диаграммы. Из сравнения обеих диаграмм (см. рис. 13 и 15) очевидно, что группировка гранитов по величине коэффициента агпаитности вполне согласуется с предыдущей общей типизацией по величине параметра $(Na+K)/Ca-A_c$. При этом различия в степени агпаитности позволяют обосновать положение дополнительных границ между главными группами гранитов в пределах полей II и III. Так, в известково-щелочном поле II нормальные граниты ($K_a = 0,65–0,80$) обособлены от лейкогранитов и аляскитов, отличающихся одновременно повышенными значениями ($K_a = 0,80–0,90$) и A_c , что и определяет положение разграничительной субвертикальной линии на диаграмме (см. рис. 15). Другая – диагональная разграничитель-

Р и с. 15. Оценка щелочности эталонных составов гранитоидов на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$ по величине коэффициентов ащелочности (K_a)

I - гранодиориты (K_a) (0,6); 2-7 - граниты и лейкограниты: 2 - низкощелочные (0,60-0,65), 3 - нормальные (0,65-0,80), 4 - высокоглиноземистые известково-щелочные (0,65-0,80), 5 - субщелочные (0,80-0,90), 6 - щелочные (0,90-1,0), 7 - агпайтовые ультращелочные ($>1,0$); 8, 9 - граносиениты: 8 - нормальные (<1), 9 - щелочные (>1)



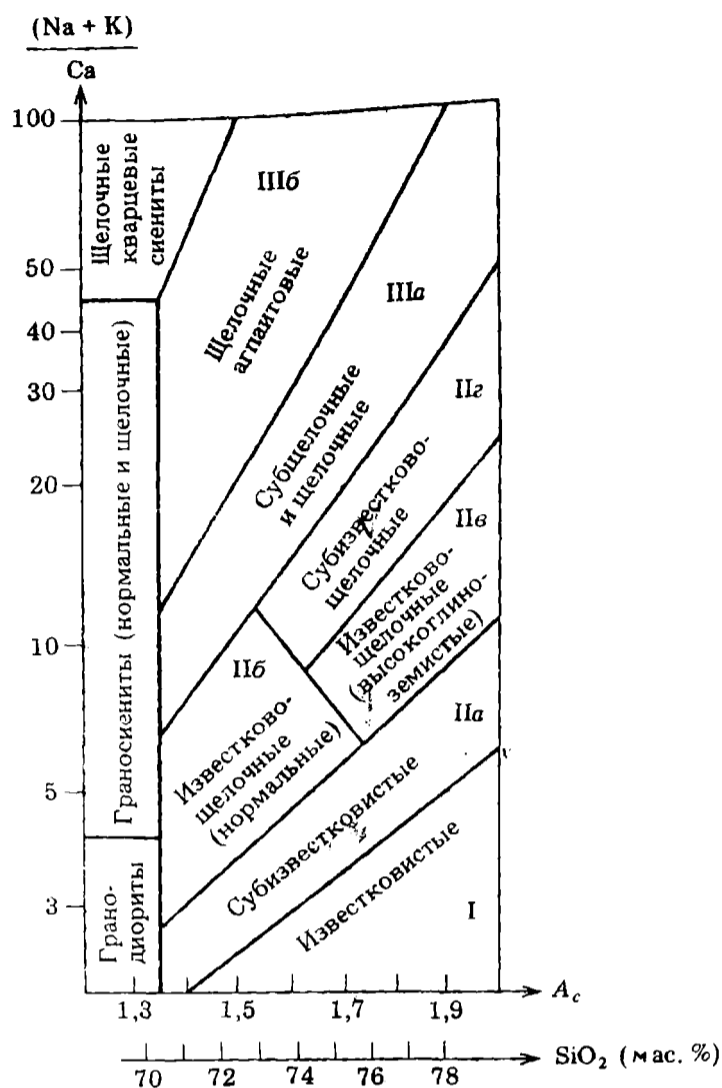
ная линия на этом поле, отделяющая нормальные граниты от плагиогранитов и чарнокитов, проходит вдоль всего поля, параллельно границе полей I и II.

Для различных гранитоидов в пределах субщелочного поля III естественной дополнительной границей является параллельная нижней границе поля III линия, отделяющая агпайтовые граниты ($K_a > 1$) от субщелочных ($K_a < 1$). Целесообразно также провести разграничительную линию, отделяющую основную массу лейкогранитов от их высокоглиноземистых аналогов, характеризующихся пониженной величиной K_a (см. рис. 15, точки 64 и 65). Тем не менее значительная часть гранитоидов, обычно относимых к высокоглиноземистым [221], по величине K_a неотличима от нормальных лейкогранитов.

Таким образом, в пределах общего известково-щелочного поля II целесообразно различать дополнительные поля гранитоидов: IIa - нормальных известково-щелочных ("стандартный тип"), IIб - известково-щелочных повышенной основности, IIв - субизвестково-щелочных лейкогранитов и аляскитов. В пределах первоначального субщелочного поля III выделены два поля: IIIa - собственно субщелочных гранитов и IIIб - агпайтовых щелочных.

На диаграмме могут быть также намечены поля гранодиоритов, граносиенитов и щелочных кварцевых сиенитов. Для них линия раздела условно проведена по значению A_c , равному 1,35, что примерно соответствует предельному для гранодиоритов содержанию 68% SiO_2 [105]. Таким образом, предлагается выделить 10 классификационных полей, в том числе 7 для гранитов и лейкогранитов (рис. 16).

Р и с. 16. Общая классификационная диаграмма главных петрохимических типов гранитоидов



Для предварительной типизации гранитоидов по SiO_2 без вычисления A_c на диаграмме (см. рис. 16) приведена также шкала кремнекислотности в диапазоне от 68–70 до 78% SiO_2 . Поскольку параметры A_c и SiO_2 петрохимически не идентичны, то их корреляционные соотношения для разных типов гранитоидов неодинаковы, что приводит к некоторому смещению границ полей при переходе от A_c к SiO_2 . Особо следует отметить, что в координатах $(Na+K)/Ca-SiO_2$ агпайтовые граниты не образуют самостоятельного поля и совмещаются с субщелочными разновидностями в поле IIIa.

Общая петрохимическая номенклатура главных групп гранитоидов, вытекающая из изложенных данных, приводится в табл. 7. В основу предлагаемой систематики положено выделение двух главных групп: гранитов и лейкогранитов (аляски-тов). Поскольку с возрастанием кремнекислотности возрастают и A_c , и величина $(Na+K)/Ca$, то в пределах главных полей диаграммы лейкограниты отличаются от собственно гранитов более высокой кислотностью и щелочностью. Это позволяет оставить для тех и других единое номенклатурное (групповое) название. Например, известковистые низкощелочные граниты и лейкограниты (поле I) или субщелочные граниты и лейкограниты (поле IIIa). Для наиболее распространенных гранитоидов, принадлежащих к известково-щелочному полю II, целесообразно ввести дополнительные определения, которые учитывают в величине не только различия $(Na+K)/Ca$ и агпайтности, но и валовой щелочности (Na_2O+K_2O) и глиноземистости (поля IIa–IIг). Как уже было отмечено, соотношение Na_2O и K_2O в целом не является главным петрохимическим дискриминантом, но при переходе от низкоще-

Классификация петрохимических типов гранитоидов

Типы гранитоидов в поле диаграммы (Na+K)/Ca-A _c	Типовые семейст- ва и виды гранитов	Na + K	Na + K	(Na ₂ O +	1,5Na ₂ O	$\frac{An}{(Ab + An)}$, %
		Ca	Al	+K ₂ O), мас. %	$\frac{K_2O}{K_2O}$	
Граниты (A _c = 1,35-1,60; SiO ₂ = 69-74%)						
Известковистый I	Низкощелочные натриевые (54)*	2-3	0,60	5	II	30
Субизвестко- вистый	Плагииграниты (31)	2,5-5	0,60-0,65	6-6,5	3-5	30
Известково- щелочной	IIб Нормальные (1,5; 10,23)	4-10	0,65-0,75	7-8	I-I,5	19-25
Субщелочной	IIIа Субщелочные (3, 33, 39)	II-30	0,8-1,0	8-9	I-I,6	15
Щелочной аг- пантовый	IIIб Щелочные агпан- товые граниты и лейкограниты (8, 14, 40, 41)	15-50	1,0	9-10	1,5-1,8	
Лейкограниты (A _c = 1,60-1,90; SiO ₂ ≥ 74%)						
Известковистый I	Низкощелочные натриевые	3-5	0,65	5,5	7-9	25
Субизвестко- вистый	Плагииграниты Лейкоплагиигра- ниты	3,5-9	0,62-0,69	6,5-7	2-4	19-23
Известково- щелочной	Пв Высокоглинозе- мистые (29, 42, 64, 65)	7-20	0,65-0,75	6,5-9	0,8-4	10-20
Субизвестко- во-щелочной	Пг Аляскиты и нор- мальные лейкогра- ниты	10-25	0,8-0,9	8-9	0,8-12	10-20
Субщелочной	IIIа Субщелочные и ще- лочные аляскиты и лейкограниты (20, 21, 36, 47, 63)	20-70	0,85-1,0	8-9	1,2-1,5	< 10

* Порядковые номера и составы пород даны по табл. 4.

лочных к нормальным гранитам калиево-щелочность последовательно возрастает. Поэтому при необходимости более детальной систематики этот признак следует учитывать.

В заключение отметим, что предлагаемая систематика должна рассматриваться как составная часть более общей классификации гранитоидов, базирующейся в наименьшей степени на характерных особенностях минерального состава и учитывающей традиционные названия пород. К настоящему времени такой подход наиболее полно реализован в известной классификации магматических горных пород [105].

Г л а в а I

Геохимическая эволюция гранитоидов в пределах щитов и платформ

Гранитоиды гранулитогнейсовых областей Украинского щита

В пределах Украинского щита (УЩ) процессы гранитообразования проявлялись неоднократно в течение чрезвычайно продолжительного периода геологической истории (от раннего архея до позднего протерозоя). В условиях различных геодинамических обстановок эти процессы протекали неодинаково, что обусловило разнообразие минерального и химического состава гранитоидов, их геохимической и металлогенической специализации, характера залегания и взаимоотношений с вмещающими метаморфическими толщами [67].

В основу классификации гранитоидов УЩ закладывались различные принципы. Долгое время популярным было их деление на геосинклинальные и платформенные [214], несколько позднее выделялись группы гранитоидов, соответствующие главным геотектоническим этапам развития УЩ: протогеосинклинальному, прогеосинклинальному, субплатформенному и платформенному [79]. Гранитоиды двух первых групп разделялись на прогрессивные, формировавшиеся за счет ультраметаморфической переработки разновозрастных и изофациальных с ними метаморфических толщ, и регрессивные, становление которых связывалось с переработкой пород древнего фундамента. По способу формирования в этих группах выделялись метаморфогенные, метасоматические и магматические образования [74]. Поскольку в последние годы представления о существовании в докембрии геосинклинального и близких к нему режимов были пересмотрены, в современных классификациях обычно отказываются от приведенной геотектонической схемы разделения гранитоидов УЩ, оставляя лишь принцип "стадийности" проявления корообразующих процессов в докембрии. Так, в одной из последних классификаций [94] выделяются три последовательно сменявшие друг друга стадии гранитообразования: эндербит-плагиогранитовая, чарнокит-гранитовая и граносиенит-рапакивигранитовая. Такой подход позволяет избежать искусственного перенесения представлений с фанерозойских геотектонических режимов на докембрий, но практически игнорирует различия в геологическом развитии отдельных регионов УЩ. Это приводит к необходимости рассматривать в рамках одной стадии разновозрастные и генетически несвязанные гранитоидные формации. Введение в схему дополнительного принципа автономности развития отдельных мегаблоков УЩ [94] во многом устраняет ее недостатки.

В пределах УЩ в соответствии с модифицированной схемой выделяются четыре типа областей, сложенных различными структурно-вещественными комплексами пород: 1) гранулитогнейсовая, 2) гранит-зеленокаменная, 3) амфибол-гнейсовая, 4) активизированного древнего фундамента. Мы рассмотрим гранитоиды из областей первого типа.

Для однотипных областей вне зависимости от их пространственной удаленности сохраняется строго определенная последовательность проявления процессов гранитообразования, соблюдаются синхронность соответствующих стадий и приуроченность к каждой из стадий одной или нескольких генетически связанных между собой гранитоидных формаций, тогда как даже близкие по возрасту гранитоидные формации разнотипных областей могут существенно различаться.

Гранулитогнейсы достаточно широко распространены в пределах Днестровско-Бугского и Приазовского мегаблоков. В виде фрагментов этот комплекс пород сохранился в восточной части Средне-Приднепровского мегаблока (Славгородский блок) и в зоне его сочленения с Приазовским (Орехово-Павлоградская зона глубинных разломов), в юго-западной части Ингуло-Ингулецкого мегаблока и в зоне его сочленения с Росинско-Тикичским мегаблоком.

Имеющиеся геологические и геохронометрические [69] данные позволяют заключить, что многие из пород гранулитогнейсового комплекса являются наиболее древними образованиями УЩ, сформировавшимися и впервые метаморфизованными еще в раннем архее.

В структурно-тектоническом отношении все области развития гранулитогнейсов на УЩ имеют ряд сходных черт. По отношению к смежным областям иного геотектонического типа они обычно выступают как брахиантиклинальные поднятия фундамента со сложным блоково-мозаичным внутренним строением, заключающимся в закономерном сочетании куполовидных структур и депрессий синклинального типа. В куполовидных структурах обычно доминируют гранитоиды, в синклинальных — метаморфические породы. Метаморфические породы, участвующие в строении куполовидных поднятий и синклинальных депрессий, нередко относят к различным структурно-возрастным этапам, как, например, в районе Среднего Побужья, где метаморфические породы, развитые в куполовидных структурах, отнесены к архейской днестровско-бугской серии, а в синклинальных — к нижнепротерозойской бугской серии [256], хотя и те и другие метаморфизованы в условиях гранулитовой фации.

Во всех гранулитогнейсовых областях УЩ наблюдаются однотипные ассоциации метаморфических пород и гранитоидов. Первые представлены мафитовыми гранулитами (двупироксен-плагноклазовыми и двупироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами), глиноземистыми гнейсами (преимущественно гранат-биотитовыми) с подчиненным количеством железистых кварцитов и карбонатных пород, вторые — эндербитами, черноэндербитами, чернокитами, а также более низкотемпературными ассоциациями гранитоидов (высокоглиноземистые граниты, гранитоиды повышенной известковистости), формировавшиеся на регрессивной стадии развития гранулитогнейсовых областей.

Отличительными особенностями геологического развития гранулитогнейсовых областей УЩ являются полицикличность процессов метаморфизма и гранитообразования, их регрессивная направленность, существенная дискретность во времени проявления этих процессов, наложение различных циклов метаморфизма и стадий гранитообразования на одни и те же породы.

Анализ имеющихся геологических данных и последних результатов изотопного датирования по акцессорным цирконам [69] позволяет достаточно обоснованно выделить по крайней мере три этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженных с ними стадий гранитообразования.

Наиболее ранний из них — этап гранулитового метаморфизма и соответствующая ему эндербитовая стадия гранитообразования проявились в

раннем архее. Об этом свидетельствуют изотопно-геохронометрические данные, полученные по цирконам из эндробитов новопавловского комплекса (центральная часть Орехово-Павлоградской зоны) [69], а также из эндробито-гнейсов гайворонского комплекса в районе пос. Завалье (Днестровско-Бугский мегаблок) [141]. Анализ этих данных позволяет заключить, что эндробитообразование проявилось в этих регионах более 3,4 млрд лет тому назад. Этот возраст для эндробитов новопавловского и эндробито-гнейсов гайворонского комплексов следует рассматривать как минимальный. Обоснованность последнего вывода можно проиллюстрировать на примере анализа результатов U-Pb изотопного исследования цирконов из эндробитов новопавловского комплекса методом ступенчатого кислотного разложения [69]. Растворившиеся в результате кислотной обработки наиболее древние фазы двух из проанализированных фракций циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ соответствуют цифрам возраста 3470 и 3440 млн лет, т.е. значительно больши́м, чем получено по изохронной зависимости $y = (0,02330 \pm 0,00046)x + (0,057 \pm 0,009)$ [69], а нерастворившиеся остаточные фазы — значительно меньшим (2955 и 3010 млн лет), причем соответствующие последним экспериментальные точки на графике с конкордией не лежат на рассчитанной изохроне. Поскольку потери свинца или урана в процессе лабораторного опыта, т.е. современные потери, не могли исказить $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, наблюдающаяся ситуация свидетельствует о более чем одноактном нарушении закрытости U-Pb систем цирконов в течение их геологической истории. В таких случаях цифра возраста, вычисленная по результатам аппроксимации экспериментальных точек линейной зависимостью, будет занижена относительно реального возраста формирования U-Pb систем цирконов [69]. Аналогичные выводы можно сделать и при анализе результатов изотопного исследования [69, 141] цирконов из эндробито-гнейсов гайворонского комплекса (район пос. Завалье). Итак, имеются основания считать, что первый этап метаморфизма в условиях гранулитовой фации и связанное с ним эндробитообразование проявился на УЩ еще в раннем архее (более 3,4 млрд лет тому назад). Не исключено, что в пространственно разобщенных областях эти процессы протекали тем не менее синхронно.

Следует отметить, что для рассмотренных древнейших эндробитоидов из различных гранулитогнейсовых областей всегда характерен двупироксеновый парагенезис (Rp+Mп+Pl+Kв+Po). В них, как правило, отсутствует биотит, а калиевый полевой шпат встречается исключительно редко в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе.

Как показывают U-Pb изотопные исследования в древнейших эндробитоидах, присутствует генерация цирконов, появление которой связано со временем проявления процессов диафтореза в породах гранулитового комплекса. Петрографическое изучение пород новопавловского и гайворонского комплексов показало, что диафторические процессы наложены на раннеархейские эндробиты и мафитовые гранулиты неравномерно. Этот повторный метаморфизм регрессивной направленности, протекавший при P-T параметрах гранулитовой фации, породы испытали в позднеархейское время. Более точно судить о времени проявления этого процесса дают возможность U-Pb изохронные датировки, полученные по цирконам из существенно диафторированных пород новопавловского комплекса, соответствующие 2845 и 2815 млн лет [69]. С этим этапом метаморфизма связана новая стадия гранитообразования — ч а р н о э н д р о б и т о в а я (по преобладающей разновидности пород). Чарнокитоиды этой стадии отличаются от пород предыдущей стадии более массивными текстурами, преимущественно однопироксеновыми (гиперстен), а

не двупроксеновыми парагенезисами. В них существенную роль играет биотит, а полевые шпаты чаще всего представлены мезопертитами. Пространственно чаркитовиды этой стадии часто совмещены с эндербитами ранней стадии и, по-видимому, формировались за счет палингенно-метасоматической переработки последних. В зависимости от степени преобразования субстрата среди гранитоидов чарноэндербитовой стадии можно выделить две различающиеся по характеру залегания разновидности: соскладчатые чарнокитоиды, образующие пластообразные тела, согласные с вмещающими кристаллосланцами, и позднескладчатые, более массивные чарнокитоиды, образующие часто несогласные, но обычно маломощные тела среди слоистой толщи соскладчатых чарнокитоидов и кристаллосланцев. В куполовидных структурах, характерных для областей развития пород гранулитового комплекса УЩ, гранитоиды чарноэндербитовой стадии обычно тяготеют к их центральным частям, тогда как гнейсовидные гранитоиды ранней эндербитовой стадии — к их периферии. Однако четкого разграничения площадей распространения первых и последних провести невозможно.

Типичными представителями гранитоидов чарноэндербитовой стадии являются эндербиты и чарноэндербиты Литинской куполовидной структуры (Винницкий блок Днестровско-Бугского мегаблока), для которых получена реперная U-Pb изохронная датировка по акцессорному циркону 2815 ± 35 млн лет [69]. Очевидно, что процессы гранитообразования чарноэндербитовой стадии проходили практически синхронно с процессами диафтореза во всех областях распространения пород гранулитового комплекса.

Однако указанными процессами еще не завершается история геологического развития гранулитогнейсовых областей УЩ. Так, рассчитанная по результатам U-Pb изотопного исследования цирконов из чарнокитоидов Литинской структуры линия регрессии [69] $y = (0,02082 \pm 0,00100)x + (0,235 \pm 0,011)$ образует не одно, а два пересечения с конкордией. Нижнее пересечение, соответствующее возрасту 1995 млн лет, указывает, что в это время сформировавшиеся в позднем архее (около 2,8 млрд лет тому назад) чарнокитоиды испытали наложенный метаморфизм, приведший к кристаллизации в них новой генерации циркона и частичному нарушению U-Pb систем ранее сформировавшихся цирконов. Поскольку поздняя генерация циркона возрастом около 2 млрд лет встречается в породах гранулитогнейсовых областей УЩ повсеместно [14, 69], можно говорить о региональном характере проявления этого процесса. С заключительным раннепротерозойским этапом метаморфизма пород гранулитового комплекса УЩ было связано становление гранитоидов чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии, формационно наиболее разнообразных, но образовавшихся за счет анатектической и палингенно-метасоматической переработки гранитоидов и метаморфических пород ранних этапов и стадий. Гранитообразование чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии в пределах гранулитогнейсовых областей проходило синхронно с ультраметаморфическим гранитообразованием в смежных подвижных зонах позднеархейско-раннепротерозойского времени заложения. По-видимому, процессы гранитообразования в этих различных типах структур были обусловлены общими энергетическими причинами.

Чарнокит-гранодиорит-гранитовая стадия гранитообразования в пределах гранулитогнейсовых областей представлена породами трех относительно самостоятельных гранитоидных формаций: 1) ремобилизованных автохтонных эндербитов и чарнокитов, 2) регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов, 3) высокогли-

ноземистых гранитов. Все входящие в их состав породы являются высокотемпературными образованиями, но по отношению к чарнокитоидам ранних стадий выступают как регрессивные (полидиафторические).

Время становления гранитоидов первой формации определено реперной U-Pb изохронной датировкой, полученной по акцессорным цирконам из эндербитов карьера с. Голосково (Среднее Побужье) — 2060 ± 10 млн лет [69], а также рядом датировок по монацитам с близкими к конкордантным цифрами изотопного возраста, рассчитанного по различным отношениям ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$), которые укладываются в интервал 1980–2070 млн лет [69]. Гранитоиды этой формации представлены эндербитами, черноэндербитами, чарнокитами обычно массивного или слабополосчатого облика. По особенностям минерального состава они близки к гранитоидам черноэндербитовой стадии и нередко с ними пространственно совмещены. Среди пород формации ремобилизованные автохтонные эндербиты и чарнокиты преобладают гиперстен-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые разновидности, часто обогащенные калиевым полевым шпатом (ортоклазом), который наблюдается не только в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе, но и в виде самостоятельных зерен. Поэтому большинство гранитоидов соответствует уже типичным чарнокитам. Однако в тесной ассоциации с последними часто встречаются и безортоклазовые разновидности, в которых иногда (относительно редко) наблюдаются даже двупироксеновые парагенезисы, возможно, реликтовые.

Главной причиной, приводившей к формированию чарнокитоидов на всех стадиях, как ранних, так и поздних, по-видимому, были процессы палингенеза с метасоматическим привнесением некоторых компонентов (прежде всего щелочных металлов, а на ранней стадии, возможно, и кремнекислоты) регионально по зонам. Причем если на ранних стадиях гранитообразования проявилась существенно натриевая специализация метасоматических процессов, то при формировании чарнокитоидов заключительной стадии эти процессы имели уже существенно калиевую специализацию. О последнем, в частности, свидетельствует нередко наблюдаемая фельдшпатизация пород, проявленная как в чарнокитоидах, так и во вмещающих кристаллосланцах [14].

Чарнокитоиды чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии, как и чарнокитоиды ранних стадий, формировались в высокотемпературных условиях. Однако намечается тенденция к уменьшению температур гранитообразования от ранних стадий к завершающей (см. табл. 8). Более отчетливо регрессивная направленность процессов гранитообразования на завершающей стадии проявлена в гранитоидах других формаций.

Становление гранитоидов формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов проходило практически синхронно со становлением чарнокитоидов описанной выше формации, о чем можно судить по имеющимся изотопно-геохронометрическим данным. Так, K-Ar датировки по амфиболам из диоритов, гранодиоритов и гранитов рассматриваемой формации [116], пересчитанные на принятые в настоящее время константы распада [69], укладываются в интервал 1920–2060 млн лет, а Pb-Pb датировки по цирконам из этих же пород — 1930–2050 млн лет [104]. Породы формации распространены в зоне сочленения Днестровско-Бугского и Росийско-Тикичского мегаблоков, представлены диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и аплит-пегматоидными гранитами, входящими в состав гайсинского комплекса [79]. Гранитоиды содержат многочисленные включения и ксенолиты ме-

метаморфических пород, для которых почти всегда устанавливается первичное гранулитовое происхождение [79]. Темноцветные минералы в гранитоидах представлены преимущественно биотитом и роговой обманкой, однако для гранодиоритов и кварцевых диоритов обычны также ромбические и моноклинные пироксены. Гранитоиды формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов характеризуются, как правило, массивной текстурой и в обнажениях выглядят как типично магматические породы. Об их магматогенном происхождении свидетельствует и беспорядочная ориентация многочисленных ксенолитов метаморфических пород, среди которых значительную роль играют мафитовые гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы), причем в последних нередко наблюдаются секущие жилы розовых аплит-пегматоидных гранитов, аналогичных тем, которые широко распространены среди чарнокитоидов. Это дает основание заключить, что чарнокитизация и мигматизация пород гранулитового комплекса предшествовали становлению гранитоидов рассматриваемой формации. В то же время изотопно-геохронометрические данные, указывающие на близость возраста чарнокитоидов формации ремобилизованных автотонных эндербитов и чарнокитов, а также гранитоидов формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов, позволяют предполагать, что они генетически связаны, являются продуктами палингенно-метасоматической переработки одного и того же субстрата и отражают последовательное развитие процессов одной и той же стадии гранитообразования. Эти процессы имели регрессивную направленность, или на фоне повышения парциального давления воды во флюиде, вследствие чего, с одной стороны, повышалась степень плавления исходного субстрата, а с другой — понижались температуры кристаллизации генерированных порций магмы, которая не получила возможности для существенного перемещения.

Для гранитоидов формации высокоглиноземистых гранитов получена реперная Rb-Sr изохронная датировка по валовым пробам гранитов бердичевского комплекса 2060 ± 50 млн лет, а также ряд единичных U-Th-Pb датировок по монацитам из этих же гранитов, характеризующихся в пределах приведенной погрешности теми же цифрами изотопного возраста, рассчитанными по различным изотопным отношениям [69]. Породы этой формации широко распространены в Верхнем Побужье, в западной части Днестровско-Бугского мегаблока (Бердичевский и Винницкий блоки), где представлены породами бердичевского комплекса, а также в юго-западной части Ингуло-Ингулецкого мегаблока (Братский синклинорий) и в зоне его сочленения с Днестровско-Бугским мегаблоком, где представлены породами синюхинского и вознесенского комплексов. Среди гранитоидов этой формации преобладают гранат-биотитовые разновидности, иногда с кордиеритом, силлиманитом, андалузитом. В некоторых петрографических типах, например в вознесенских гранитах и "винницитах" [79], наблюдаются пироксены (обычно только ортопироксен, реже — совместно ромбический и моноклинный пироксен). Калиевый полевой шпат присутствует во всех разновидностях гранитоидов, но в переменных количествах, представлен в основном ортоклазом, наблюдающимся как в виде самостоятельных выделений, так и антипертитовых вростков в плагиоклазе. Реже калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, как, например, в гранитах синюхинского комплекса. Определенный интерес представляет характер взаимоотношений гранитоидов с вмещающими гнейсами, а именно: конкордантность всех директивных текстурных и структурных элементов гранитоидов и гнейсов и полная комплиментарность их минерального состава. Так, среди биотитовых гнейсов наблюдается биотитовая разновидность гранитоидов, среди гранат-биотитовых — гранат-биотитовая, среди кордиерит-гранат-биотитовых — кордиерит-гранат-био-

Температуры минеральных равновесий в гранитоидах гранулитогнейсовых областей Украинского щита

Стадия гранитообразования		Комплекс	Порода	Место отбора пробы, мегаблок	Термометр	Расчетные параметры	T, °C
Эндербитовая	I	Завальевский	Эндербитогнейс [141]	Севернее пос. Завалье, Днестровско-Бугский	Rп-Мп [347]	а Rп = 0,293 а Эн	831
						а Мп = 0,0385 х Rп = 0,438 х Fe	
					Мп (Rп-Мп) X [302]	Мп = 0,286 Fe х Мп = 0,459 Са	827
Чарноэндербитовая	II	Гайворонский	Эндербит [141]	с. Табуров, Там же	Rп-Би [275]	х Би = 0,253 х Fe	870
						х Rп = 0,336 х Fe	
				Оан [134]	х Би = 0,253 а Би = 0,0207 а Оан = 0,768	875	
	II	Токмакский	Чарнокит [79]	р. Токмак (Приазовский)	Rп-Мп [377]	а Rп = 0,363 а Эн = 0,0546 х Rп = 0,359 х Fe	894
					Мп (Rп-Мп) X [302]	Мп = 0,217 Fe х Мп = 0,453 Са	888
Чарнокитгранодиоритгранитовая	III	Винницкий	Винницит [79]	г. Винница, (Днестровско-Бугский)	Rп-Би [275]	х Rп = 0,498 х Fe	830
						х Би = 0,391 х Fe	
					Би-Гр	х Гр = 0,742 х Fe K _D = 4,48	789
IV	Гайсинский	Гранодиорит [79]	с. Даньков-ка (Росинско-Тичкичский)	Оан	х Би = 0,525 а Би = 0,0305 а Оан = 0,827	746	
						а Орт = 0,827	
		То же [79]	с. Жаданы, Там же	Оан [134]	х Би = 0,451 х Fe	725	
					а Би = 0,0451 а Оан = 1,0 а Орт = 1,0		

Стадия гранитообразования	Формация	Комплекс	Порода	Место отбора пробы, мегаблок	Термометр	Расчетные параметры	T, °C
Чарнокит-гранодиорит-гранитовая	У	Бердичевский	Кордиерит-гранат-биотитовый гранит [295]	с. Жезелев, (Днестровско-Бугский)	Би-Гр [2]	X $\frac{Gr}{Fe} = 0,807$	792
						X $\frac{Bi}{Fe} = 0,486$ $K_D = 4,42$	
					Оан [134]	X $\frac{Bi}{Fe} = 0,486$	845
						a $\frac{Bi}{Oan} = 0,0217$ a $Ort = 0,76$	
То же	У	То же	Гранат-биотитовый гранит [295]	с. Подольяны, Там же	То же	X $\frac{Bi}{Fe} = 0,4799$	754
							a $\frac{Bi}{Oan} = 0,0322$ a $Ort = 0,76$
					Би-Гр [2]	X $\frac{Gr}{Fe} = 0,819$	770
						X $\frac{Bi}{Fe} = 0,480$ $K_D = 4,89$	

Примечание. Здесь и далее в табл. 9-12 I-U формации: I - доскладчатых эндробитов и раннескладчатых эндробито-гнейсов, II - соскладчатых и позднескладчатых эндробитов, чарноэндробитов и чарнокитов, III - ремобилизованных автохтонных эндробитов и чарнокитов, IV - регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов, U - высокоглиноземистых гранитов.

титовая, среди гранат-биотит-пироксеновых - гранат-биотит-пироксеновая и т.п. Это рассматривается как свидетельство генетической связи гранитоидов с вмещающими гнейсами. Не менее интересен характер взаимоотношений гранитоидов рассматриваемой формации и формации ремобилизованных автохтонных эндробитов и чарнокитов. Первые, как правило, наблюдаются в центральных частях синклинальных структур, реже - по периферии антиклинальных поднятий, а вторые тяготеют к центральным частям таких поднятий. Причем можно наблюдать постепенные переходы от чарнокитоидов к высокоглиноземистым гранитам, которые выражаются в постепенном вытеснении из минеральных парагенезисов пироксенов и замене их гранатом, так что между биотит-гранатовыми гранитами и чарнокитами всегда отмечаются гранат-биотит-пироксеновые разновидности гранитоидов (в Днестровско-Бугском мегаблоке они получили местное название "виннициты"). Таким образом, между гранитоидами указанных формаций намечается определенная генетическая связь. По-видимому, на чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии гранитообразования высокоглиноземистые граниты развивались в зонах наиболее интенсивного диафтореза пород гранулитового основания, а чарнокитоиды - на периферии таких зон.

Итак, в пределах гранулит-гнейсовых областей можно выделить три дискретные во времени стадии гранитообразования: раннюю - эндробитовую (более 3,4 млрд лет тому назад), представленную формацией доскладчатых эндробитов и раннескладчатых эндробито-гнейсов; среднюю - чарноэндробитовую (около 2,8 млрд лет тому назад), представленную формацией соскладчатых и позднескладчатых эндробитов, чарноэндробитов и чарнокитов; позднюю - чарнокит-гранодиорит-гранитовую (2,06-1,95 млрд лет), представленную тремя формациями: ремобилизованных автохтонных эндробитов и чарнокитов; регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; высокоглиноземистых гранитов.

Гранитоиды формации доскладчатых эндербитов и раннескладчатых эндербито-гнейсов на УЩ установлены в пределах Днестровско-Бугского и Приазовского (Орехово-Павлоградская зона) мегаблоков, где представлены соответственно породами завальевского (выделяется впервые) и новопавловского [69] комплексов. Возможно, к этой же формации можно отнести незначительную часть эндербитов, входящих в состав токмакского комплекса (Приазовский мегаблок) [79].

Гранитоиды формации оскладчатых и позднеоскладчатых эндербитов, черноэндербитов и чарнокитов установлены в тех же мегаблоках. Они представлены чарнокитоидами гайворонского комплекса (Днестровско-Бугский мегаблок) [79], дисфторированными чарнокитоидами (апоэндербитами) новопавловского комплекса (Приазовский мегаблок). К этой формации, вероятно, относится и значительная часть эндербитов и черноэндербитов токмакского комплекса (тот же мегаблок).

Гранитоиды формации ремобилизованных автохтонных эндербитов и чарнокитов установлены в пределах Днестровско-Бугского и прилегающих частей Ингуло-Ингулецкого мегаблоков, где представлены породами винницкого (выделяется впервые) комплекса. К этой формации в пределах Приазовского мегаблока относится большая часть собственно чарнокитов токмакского комплекса.

Гранитоиды формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов установлены в пределах Днестровско-Бугского и прилегающих частей Росинско-Тикичского мегаблоков - породы гайсинского (собитового) комплекса [79].

Гранитоиды формации высокоглиноземистых гранитов установлены в пределах Днестровско-Бугского мегаблока (бердичевский комплекс) [79], а также в пределах Ингуло-Ингулецкого мегаблока (синюхинский и вознесенский комплексы) [79].

Средние химические составы перечисленных гранитоидных формаций гранулитогнейсовых областей УЩ приведены в табл. 9, те же составы, нормированные на средний состав гранодиорита, по А.А.Баусу [24], - в табл. 10.

Большинство гранитоидов формации доскладчатых эндербитов и раннескладчатых эндербито-гнейсов по химическому составу соответствуют тоналитам [105] натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 4,54$), реже - более кислым или, наоборот, основным разновидностям пород. Рассматриваемые гранитоиды характеризуются достаточно низкими значениями общей кислотности (A_c) по сравнению с наблюдаемыми в них содержаниями SiO_2 , что видно из сопоставления соответствующих величин, нормированных на стандартный гранодиорит (см. табл. 10). Отличительной особенностью химического состава гранитоидов являются повышенные содержания сидерофильных элементов, особенно Cr, Co, Ni, весьма низкие содержания щелочных металлов, особенно K и Rb, очень низкие отношения Rb/Sr и K/Na (см. табл. 9, 10), что соответствует больше породам среднего и основного состава известково-щелочных серий. На диаграмме Л.С.Бородина [44] (рис. 17) химические составы гранитоидов этой формации проектируются вблизи главного известково-щелочного (орогенного) тренда дифференциации. Представление о том, что древнейшие эндербито-гнейсы образовались по кислым вулканогенным породам бимодальной базальтацитовой серии [141] достаточно популярно. Однако не менее обоснованным, по нашему мнению, является представление об эндербитах как о своеобразных продуктах переработки пироксеновых кристаллических сланцев на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма в условиях повышения P_{H_2O} , а также привноса кремния и натрия флюидами [302]. Имеющиеся данные по геохимии редких элементов и распределению РЗЭ в кристаллосланцах и эндербито-гнейсах [141] дают больше оснований согласиться именно с последней точкой зрения. Наличие в эн-

Средние химические составы гранитоидных формаций (I-V) гранулитогнейсовых областей УЩ

Компонент	Стадии гранитообразования				
	Эндербитовая, I	Чарноэндербитовая, II	Чарнокит-гранодиорит-гранитовая		
			III	IV	V
SiO ₂	66,84	67,74	65,45	63,92	65,25
TiO ₂	0,37	0,37	0,71	0,57	0,69
Al ₂ O ₃	16,18	15,79	15,34	15,94	15,94
Fe ₂ O ₃	0,62	0,85	1,48	2,15	2,86
FeO	3,30	2,69	3,89	3,58	3,58
MnO	0,07	0,05	0,05	0,07	0,04
MgO	2,11	1,83	1,84	2,47	2,51
CaO	5,00	3,79	3,45	3,83	3,27
Na ₂ O	3,97	4,08	3,90	3,74	3,28
K ₂ O	0,86	2,22	3,14	2,55	3,16
V	47	51	48	81	61
Cr	96	43	33	24	47
Ni	47	20	15	10	27
Co	33	15	8	14	13
Li	22	24	11	15	27
Rb	33	47	86	103	123
Sr	450	560	250	410	280
Ba	600	650	1410	1200	2270
Zr	110	120	150	195	210
Nb	6	13	10	15	18
Sc	11	8	10	8	12
Y	1	16	26	25	21
La	58	72	73	85	50
A _c	0,95	0,99	0,92	0,90	0,93
(Na+K)/Ca	1,66	3,35	3,90	2,57	2,98

эндербито-гнейсах существенной положительной европиевой аномалии при резко фракционированном распределении легких и тяжелых РЗЭ со значительным обеднением последними (табл. II) не согласуется с обычным характером распределения РЗЭ в кислых вулканитах известково-щелочных серий. Отчетливо проявленная тенденция к накоплению всех РЗЭ в более основных разновидностях эндербито-гнейсов и в кристаллосланцах, высокие содержания Cr, Ni, Co в эндербито-гнейсах при низких содержаниях Rb, K, Nb и очень низком Rb/Sr отношении при принятии модели первично вулканогенного происхождения рассматриваемых пород должны свидетельствовать о практическом отсутствии процессов дифференциации исходной магмы, без чего трудно себе представить формирование кислых членов любой магматической серии (соответствующие аналитические данные приведены в [14]). Маловероятной представляется и модель первичноосадочного происхождения эндербито-гнейсов, которая не согласуется ни с особенностями геохимии этих пород (в том числе с особенностями распределения РЗЭ), ни с имеющимися

Т а б л и ц а 10

Средние химические составы гранитоидных формаций (I-У) гранулитогнейсово-областей Украинского щита, нормированные на состав среднего гранодиорита, по А.А.Беусу [27]

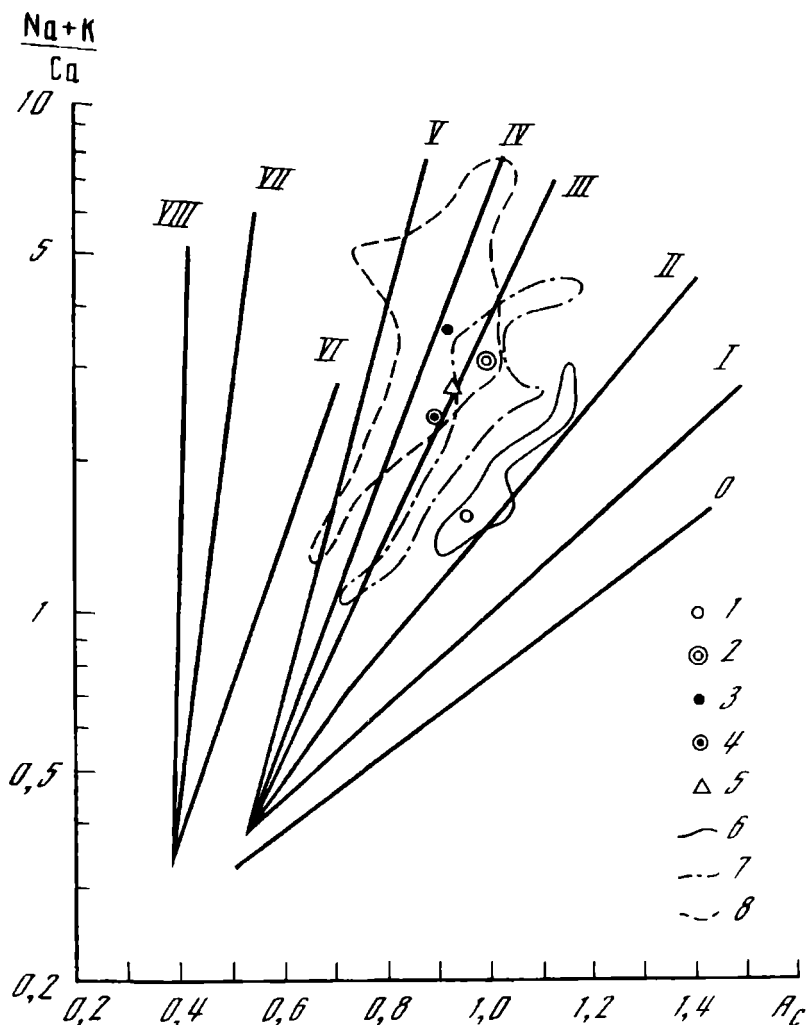
Компонент	Стадия гранитообразования					Р и для вых О - изв П - (ор ла щел ный бер
	Эндербито- вая, I	Чарноэндер- битовая, II	Чарнокит-гранодиорит-гранитовая			
			III	IV	V	
SiO ₂	1,01	1,02	0,99	0,96	0,98	
TiO ₂	0,61	0,61	1,16	0,93	1,13	идс
Al ₂ O ₃	0,98	0,95	0,93	0,96	0,96	бит
Fe ₂ O ₃	0,38	0,52	0,91	1,33	1,77	то-
FeO	1,16	0,96	1,37	1,26	1,26	щел
MnO	0,70	0,50	0,50	0,70	0,40	ных
MgO	1,15	1,00	1,01	1,35	1,37	и
CaO	1,49	1,13	1,03	1,14	0,98	маг
Na ₂ O	0,83	0,86	0,82	0,79	0,69	ний
K ₂ O	0,28	0,73	1,03	0,84	1,04	то
V	0,53	0,58	0,55	0,92	0,69	дис
Cr	4,36	1,95	1,50	1,09	2,14	тог
Ni	3,13	1,33	1,00	0,67	1,80	коп
Co	4,71	2,14	1,14	2,00	1,86	по.
Li	0,73	0,80	0,37	0,50	0,90	ны
Rb	0,21	0,29	0,54	0,64	0,77	ча
Sr	1,02	1,27	0,57	0,93	0,64	гр
Ba	1,33	1,44	3,13	2,67	5,04	
Zr	0,69	0,75	0,94	1,22	1,31	
Nb	0,30	0,65	0,50	0,75	0,90	
Sc	0,79	0,57	0,71	0,57	0,86	
Y	0,41	0,47	0,76	0,74	0,62	
La	1,45	1,80	1,83	2,13	1,25	
A ₀	0,77	0,80	0,75	0,73	0,76	

для них данными по изотопному составу кислорода, ни с низкими значениями первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0,703) [141]. В то же время принятие палингено-метасоматической модели формирования древнейших эндербито-гнейсов снимает многие противоречия. Если исходным субстратом для эндербито-гнейсов являлись кристаллосланцы, уже претерпевшие пик гранулитового метаморфизма, то на регрессивной стадии последнего при повышении $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и поступлении во флюиде кремнезема и натрия, могли протекать процессы, близкие к палингено-метасоматическим. Так, в карьере Казачий Яр (севернее пос. Завалье) в кристаллосланцах фиксируются две генерации моноклинного пироксена, находящиеся в ассоциации с ортопироксеном [141, табл. II]. Рассчитанные нами температуры равновесия по Рп-Мп геотермометрам [302, 377] соответствуют двум различным интервалам значений: для более раннего равновесия 928-975°C, для более позднего - 811-830°C. Последние значения температур совпадают с теми, которые получены по этим же геотермометрам для эндербито-гнейсов карьера Казачий Яр (см. табл. 8).

Рис. 17. Диаграмма $A_{\text{с}} - (K+Na)/Ca$ для гранитоидов гранулитогнейсовых областей Украинского щита

0-УШ - тренды на диаграмме:
 0 - известковый океанический, I - известково-щелочной островодужный, II - главный известково-щелочной (орогенный), III - трахиандезитовый (латитовый), IV - трахитовый, V - щелочнобазальтовый, VI - базанито-щелочной, VII - нефелинитовый, VIII - кимберлитовый (пикрит-порфировый)

I - средний состав гранитоидов формации доскладчатых эндербитов и раннескладчатых эндербитогнейсов; 2 - то же для формации складчатых и позднекладчатых эндербитов, чарноэндербитов и чарнокитов; 3 - то же для формации ремобилизованных автохтонных эндербитов и чарнокитов; 4 - то же для формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; 5 - то же для формации высокоглиноземистых гранитов; 6-8 - поля составов гранитоидов различных стадий: 6 - эндербитовой, 7 - чарноэндербитовой, 8 - чарнокит-гранодиорит-гранитовой



Т а б л и ц а II

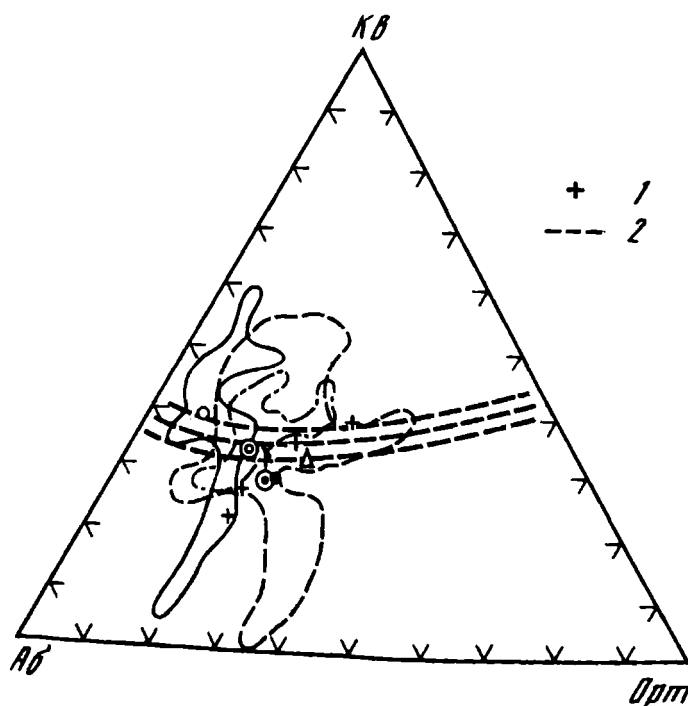
Содержание редкоземельных элементов в породах из гранитоидных формаций УЩ

Элемент, г/т	I	II	III	У
Ce	13,2	18,7	18,0	33,9
Nd	5,73	6,67	7,46	15,4
Sm	1,26	1,23	1,53	2,5
Eu	0,71	0,95	1,00	1,9
Tb	0,24	0,14	0,29	0,2
Y	0,63	0,21	0,57	0,7
Содержания, нормированные на хондрит				
Ce	13,79	19,54	18,81	35,42
Nd	8,05	9,38	10,49	21,66
Sm	5,45	5,32	6,62	10,82
Eu	8,16	10,92	11,49	21,83
Tb	4,14	2,41	5,00	3,44
Yb	2,54	0,85	2,30	2,75
Eu/Eu*	1,6	2,6	1,9	2,9
Ce/Yb	5,4	23,0	8,2	3,2

П р и м е ч а н и е. Формации представлены: I - эндербито-гнейс, севернее пос.Завалье, II - эндербит, пос.Литин, III - эндербит, пос.Голосково [141], У - кордиерит-гранат-биотитовый гранит бердичевский, с.Жежелев [295].

РЗЭ в эндербито-гнейсах характеризуются фракционированным распределением с ярко выраженной положительной европиевой аномалией (см. табл. II), тогда как в ассоциирующих с ними кристаллосланцах при более высоком уровне содержания всех РЗЭ в одном случае фиксируется отрицательная европиевая аномалия, а в другом — таковая практически отсутствует (E_u/E_u^*), соответственно $-0,58$ и $0,95$ [141, табл. 13]. Сопоставление данных по распределению РЗЭ в кристаллосланцах и эндербито-гнейсах с привлечением данных по минеральному и химическому составу этих пород [141] и проведенные нами соответствующие расчеты дают основание предположить, что эндербито-гнейсы образовались за счет селективного плавления кристаллосланцев (преимущественно плагиоклазовой составляющей последних) в высокотемпературных условиях с незначительным привнесением в породобразующую систему кремния и натрия. Интересно отметить, что хотя средний состав гранитоидов формации доскладчатых эндербитов и раннескладчатых эндербито-гнейсов на диаграмме Кв-Аб-Орт (рис. 18) близок к кварц-полевошпатовой котектике, часть гранитоидов имеет явно некотектический состав (обогащение либо Кв, либо Аб), что косвенно указывает на участие метасоматических процессов в формировании этих пород.

Чарнокитоиды формации доскладчатых и позднекладчатых эндербитов, чарноэндербитов и чарнокитов во многом наследуют особенности химического состава гранитоидов рассмотренной формации и, по-видимому, могли образоваться за счет палинггенно-метасоматической переработки последних. В отличие от чарнокитоидов эндербитовой стадии гранитообразования чарнокитоиды чарноэндербитовой стадии содержат существенно больше К, Nb, Rb, Sr, La, существенно меньше Cr, Ni, Co (см. табл. 9, 10). Они характеризуются еще более резко фракционированным составом РЗЭ и еще более ярко выраженными положительными европиевыми аномалиями (см. табл. II). Средний состав гранитоидов чарноэндербитовой стадии в системе Кв-Аб-Орт близок к котектическому (кварц-полевошпатовая котектика), но и в их формировании определенную роль, по-видимому, играли метасоматические процессы (рис. 18). Смещение на диаграмме Кв-Аб-Орт фигуративной точки среднего состава чарнокитоидов чарноэндербитовой стадии относительно фигуративной точки среднего состава чарнокитоидов предшествовавшей эндербитовой стадии вниз, от вершины Кв, и вправо — в сторону Орт, позволяет допустить



Р и с. 18. Диаграмма Аб-Кв-Орт для гранитоидов гранулитогнейсовых областей Украинского щита

1 — составы-минимум и эвтектические точки (сверху вниз): 0,5, 2, 4, 5, 10 кбар P_{H_2O} ; 2 — котектические линии; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 17

тять, что первые формировались при больших P_{H_2O} . Как и для чарнокитоидов эв-перитовой стадии, для них характерны низкие величины $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ [141].

Среди гранитоидов чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии гранитообразования, как уже указывалось, можно выделить три относительно самостоятельные формации, породы каждой из которых обладают определенной спецификой химического состава. В отличие от чарнокитоидов более ранних стадий гранитоиды чарнокит-гранодиорит-гранитовой по химическому составу ближе к стандартному гранодиориту (см. табл. 10). Они достаточно дифференцированы по содержанию SiO_2 и других компонентов, но в среднем характеризуются более низкой кремнекислотностью, чем гранитоиды ранних стадий (см. табл. 9). Гранитоиды чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии более обогащены K, Rb, Zr, Y, более железисты, как правило, обеднены Cr, Ni, Co, Sr, Li (см. табл. 9), но и как чарнокитоиды ранних стадий характеризуются дифференцированным составом РЗЭ с существенным обеднением тяжелыми РЗЭ и значительными положительными европеевыми аномалиями (см. табл. II). Большинство различий в составе гранитоидов чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии и чарнокитоидов более ранних стадий находит свое объяснение. В гранитоидах чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии повышенные содержания РЗЭ, Y, Zr связаны с относительной обогащенностью акцессорными монацитом и цирконом, существенно более высокие содержания K, Rb и Ba — с обогащенностью калиевым полевым шпатом и биотитом, более низкие уровни содержания Cr, Ni, Co и отчасти Li — с меньшим содержанием в их составе пироксенов и т.п. В формировании гранитоидов рассматриваемой стадии гранитообразования, как и предыдущих стадий, большую роль играли анатектические и палингенно-метасоматические процессы. Однако субстратом для пород гранитоидных формаций, относящихся к рассматриваемой стадии гранитообразования, служили не только древнейшие гранулиты и чарнокитоиды, но и более поздние гнейсы и амфиболиты, которые в одних случаях могли формироваться за счет полидиафтореза пород гранулитового фундамента, протекавшего локально аллохимически (кислотное выщелачивание и т.п.), в других — за счет более поздних осадочно-вулканогенных образований, отлагавшихся в депрессионных структурах, а затем претерпевших относительно высокоградиентный метаморфизм. Заметим, что многие чарнокиты и высокоглиноземистые граниты рассматриваемой стадии гранитообразования характеризуются в отличие от чарнокитоидов ранних стадий высокими значениями $\delta^{18}O$ [141] и уже "коровыми" величинами первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (например, для гранитов бердичевского комплекса оно около 0,708 [69]). Наблюдаемые различия в химическом составе гранитоидов разных формаций чарнокит-гранодиорит-гранитовой стадии гранитообразования определяются составами исходных субстратов и коррелируются с особенностями минерального состава гранитоидов. Так, более высокие концентрации Rb, Ba, Li в высокоглиноземистых гранитах по сравнению с гранитоидами других формаций объясняются большим содержанием в них калиевого полевого шпата и биотита; повышенные содержания Ca и Sr в гранитоидах формации регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов можно объяснить существенной ролью в их составе наряду с плагиоклазом таких минералов, как амфиболы и акцессорный апатит.

В целом все гранитоиды гранулитогнейсовых областей характеризуются сходным дифференцированным распределением РЗЭ со значительными положительными европеевыми аномалиями (см. табл. II). Для них характерны: относительно высокая основность плагиоклазов (за исключением аплитопегматоидных разновиднос-

Т а б л и ц а 12

Оценка окислительно-восстановительных условий кристаллизации гранитоидов различных формаций Гранулитогнейсовых областей УЩ

Стадия гранитообразования	Формация	Комплекс	Порода	Место отбора	Геохимметр	$x_{Fe}^{Pл, Би}$	T, °C	$lgfO_2$ буф	$lgfO_2$	$lgfO_2$
Эндербитовая	I	Завальевский	Эндербитогнейс	пос. Завальев [141]	Рп-Мг-Кв	$x_{Fe}^{Pл} = 0,44$	830	11,5	14,5	-3,0
Чарноэндербитовая	II	Гайворонский	Эндербит	с. Табуров [79]	Рп-Би [275]	$x_{Fe}^{Pл} = 0,34$	870	9,9	13,4	3,5
						$x_{Fe}^{Би} = 0,25$	870	10,1	13,4	3,3
То же	II	Токмакский	Чарнокит	р. Токмак [79]	Рп-Мг-Кв	$x_{Fe}^{Pл} = 0,36$	890	9,7	13,0	3,3
Чарнокит-гранодiorит-гранитовая	III	Винницкий	Винницит	г. Винница [79]	То же	$x_{Fe}^{Pл} = 0,50$	830	11,8	14,5	2,7
						$x_{Fe}^{Би} = 0,39$	830	11,9	14,5	2,6
То же	IV	Гайсинский	Гранодiorит	с. Скакунка [79]	Рп-Мг-Кв	$x_{Fe}^{Pл} = 0,56$	750	14,1	16,9	2,8

Примечание. Названия формаций см. в табл. 8; $x_{Fe}^{Pл, Би}$ - в ат. количествах; $lgfO_2$ буф - значение $lgfO_2$ для буферного равновесия фаялит-магнетит-кварц-кислород при соответствующей температуре, рассчитанные по [276]; $\Delta lgfO_2$ - разница в величинах $lgfO_2$ при кристаллизации гранитоида и приведенного буферного равновесия.

тей и лейкогранитов), относительно невысокие содержания щелочных металлов при повышенном содержании Ba, а также - Sr, Ni, Co, умеренная железистость. Общим для всех гранитоидов УЩ является высокотемпературный режим кристаллизации магм (табл. 12), проходивший преимущественно в умеренно окислительной обстановке.

Геохимические особенности гранитизации и средний состав пород беломорского комплекса

Беломорский комплекс глубокометаморфизованных и гранитизированных пород шириной 40-170 км охватывает краевую восточную часть Балтийского щита, протягиваясь на расстояние около 700 км. Комплекс построен сложносмятыми в складки и разбитыми дизъюнктивными нарушениями сериями докембрийских метавулканических и метасадочных пород, обычно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

В пределах комплекса широко развита гранитизация пород, которая в большинстве случаев завершается образованием биотитовых плагиомигматитов, количественно преобладающих в его составе [297, 298]. В меньшей степени среди пород комплекса распространены конечные члены ряда гранитизации - собственно граниты [300].

Возраст гранитизации (2520 ± 50 млн лет), определенный по Rb-Sr изохроне [117], на 600 млн лет моложе возраста гранитизируемого амфиболитового субстрата (3100 ± 80 млн лет).

Процессы гранитизации пород изучены на юго-западе Кольского полуострова и в Северной Карелии (рис. 19).

По характеру первичного субстрата имеющийся материал позволяет выделить в пределах беломорского комплекса четыре типа метаморфических пород. Каждая из этих пород в процессе гранитизации образует ряды последовательных продуктов преобразования исходного субстрата вплоть до гранита:

1) амфиболит → биотит-роговообманковый плагиомигматит → роговообманково-биотитовый плагиомигматит → биотитовый плагиомигматит → биотитовый плагиогранит → биотитовый гранит;

2) кианит-гранат-биотитовый плагиогнейс → биотитовый плагиомигматит → биотитовый (или двуслюдяной) плагиогранит → биотитовый (или двуслюдяной, или мусковитовый) гранит;

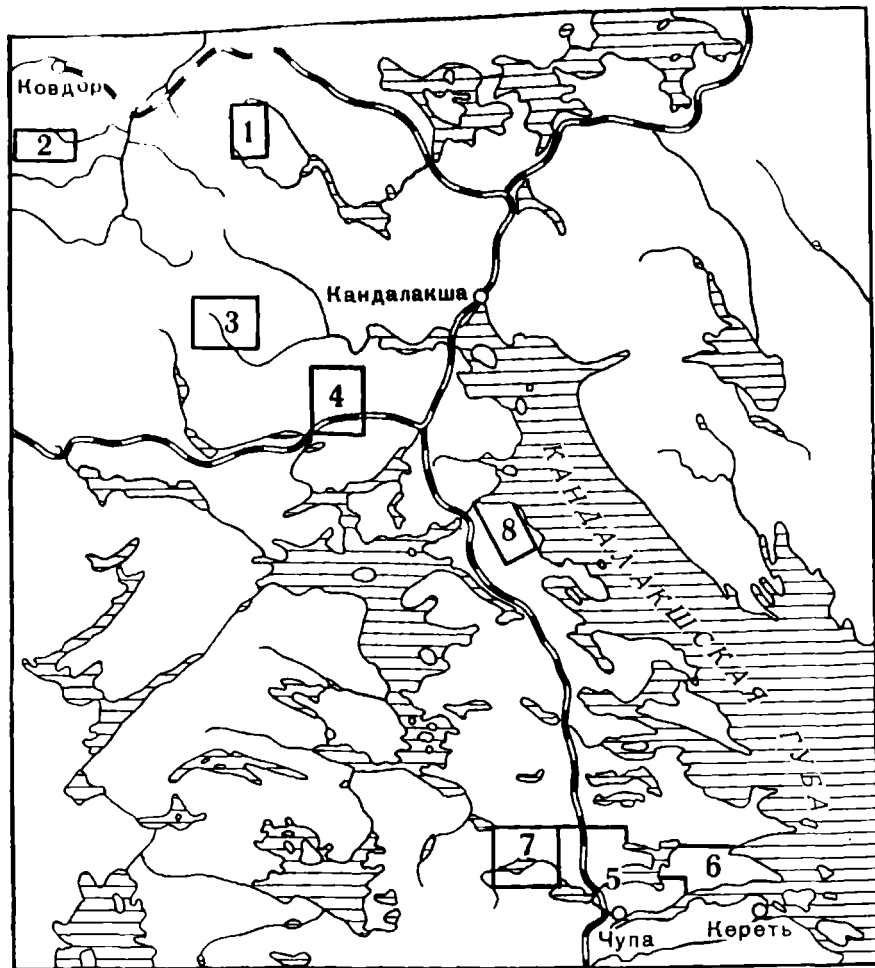
3) гранат-биотитовый плагиогнейс → биотитовый плагиомигматит → биотитовый (или двуслюдяной) плагиогранит → биотитовый (или двуслюдяной, или мусковитовый) гранит;

4) биотитовый плагиогнейс → биотитовый плагиомигматит → биотитовый плагиогранит → биотитовый гранит.

Метаморфические породы беломорского комплекса инъецированы многочисленными мелкими телами основных и ультраосновных пород, в разной степени метаморфизованных и гранитизированных [171, 255]. При этом основные породы обычно превращены в друзиты.

Наибольший интерес среди названных рядов гранитизации в силу своей геохимической и петрологической контрастности представляют продукты гранитизации амфиболитов (апоамфиболитовые породы).

Неизменные амфиболиты - это темно-серые средне- или мелкозернистые породы, в разной степени рассланцованные. Равновесная ассоциация их минералов:



Р и с. 19. Схема расположения участков детального описания геологических разрезов

1-4, 8 - описаны Т.Ф. Щербаковой, 5-7 - Л.С. Головановой

Пл+Кв+Ро+Гр. Детальная петрографическая характеристика амфиболитов рассматривалась ранее [298].

Первичная природа амфиболитов оценивалась с помощью геологических коэффициентов и диаграмм, позволивших рассматривать их как ортопороды. При этом установлено, что в амфиболитах сохранились типичные для базальтов положительные, хотя и несколько ослабленные корреляционные связи: Ti-Zr ($r = +0,66$); Cr-Mg ($r = +0,59$); Ni-Mg ($r = +0,58$); V-Fe ($r = +0,62$). В то же время оказались незначимыми (нарушенными) связи с участием легкоподвижных щелочных металлов: Li-Mg, K-Rb, K-Ti, что указывает на начавшееся перераспределение щелочей [34].

Преобразование амфиболитов при гранитизации начинается с их перекристаллизации. Порода становится неоднородной, в ней появляются участки с гетеробластовой, порфиробластовой структурой. Минералы собираются в полосы, пятна. Зерна роговой обманки и граната начинают замещаться биотитом, а также плагиоклазом и кварцем. При развитии процесса гранитизации появляются новообразованные минералы, набор и состав которых характерен для каждой ее ступени (табл. 13). Так, породы первой ступени преобразования амфиболита представляют собой биотит-роговообманковые плагиомигматиты, в неосоме которых устойчивы Ро+Би+Пл+Кв. При дальнейшем развитии гранитизации биотит начинает преобладать над роговой обманкой, увеличивается количество плагиоклаза; в результате породы следующей ступени представляют собой роговообманково-биотитовые плагиомигматиты.

Дальнейшее нарастание процесса гранитизации приводит к еще большему осветлению породы. Цветной минерал теперь - только биотит. Образуются биотитовые плагиомигматиты с устойчивыми соотношениями Би+Пл+Кв в неосоме, что является главным для этой ступени преобразования амфиболита. На первых порах биотит

Минеральный состав* пород в ряду гранитизации амфиболит → биотитовый гранит

Компонент	а(20)**	б(9)	в(15)	г(10)	д(17)	е(9)
Плагиоклаз	31,4	54,1	62,0	61,4	68,5	45,0
Кварц	3,9	13,9	13,3	19,7	19,7	18,7
Калиевый полевой шпат	-	Ед.	-	1,2	3,7	27,4
Биотит	0,7	7,6	16,5	15,7	6,5	6,3
Роговая обманка	58,1	20,9	4,2	0,1	Ед.	0,2
Гранат	3,6	0,9	0,8	0,7	0,6	Ед.
Эпидот	0,5	0,3	0,4	0,6	Ед.	"
п Пл	28-31;36	25-27	33;25-27	20;27	15-20	15-20
п Би	1,635	1,649	1,648	1,653	1,658	1,661
п Ро	1,686	1,688	1,690	-	-	-
п Ро	1,663	1,666	1,669	-	-	-
п Ро	76°, 85°	60°	57°	-	-	-
п Гр	1,784	-	-	-	-	-

* Здесь и в табл. 16-18: минеральный состав приведен в процентах от площади шлифа; прочерк означает, что минерал отсутствует или константа не замерялась; Ед. - единичные значения содержаний.

** Здесь и в табл. 14, 19, 25, 26 в скобках приведено число проб.

Примечание. а - амфиболиты гранатовые и безгранатовые, б - биотит-роговообманковые плагиомигматиты, в - роговообманково-биотитовые плагиомигматиты, г - биотитовые плагиомигматиты, д - биотитовые плагиограниты, е - биотитовые граниты.

вне плагиомигматиты неоднородные, мелко-, среднезернистые, с участками более крупнозернистого строения, нередко с реликтами амфиболита в виде тонких выклинивающихся полос и гнезд, состоящих из крупночешуйчатого биотита, эпидота и реликтов роговой обманки. При последующем развитии гранитизации они становятся равномернозернистыми, однородными. Крупночешуйчатый биотит исчезает, обычно теперь только небольшие его таблички, среди которых местами сохраняются единичные реликтовые зерна роговой обманки. Количество биотита уменьшается. Цвет биотита бурый, густой, железистость биотита выше, чем биотита предыдущей ступени. Плагиоклаз присутствует в виде изометричных и таблитчатых зерен олигоклаза № 25, а иногда - и более кислого олигоклаза № 20. Небольшие зерна кварца ксеноморфны по сравнению с плагиоклазом.

Дальнейшее усиление гранитизации породы проявляется в более интенсивной ее перекристаллизации, сопровождающейся снижением количества биотита (от 15-20 до 5-10%), который становится еще более железистым. Уменьшается основность плагиоклаза. В результате образуются теньевые* плагиомигматиты с участками плагиогранитов, в которых устойчивы Би+Пл+Кв.

Образование гранита с устойчивым парагенезисом Пл+Кв+КШ+Би начинается с появления в биотитовом плагиомигматите или плагиограните небольшого количест-

* Теньевые сциалитоподобные.

ва калиевого полевого шпата, рассеянного в массе породы или присутствующего в виде порфиробласт – возникают микроклин-плагиоклазовые мигматиты. Калиевый полевой шпат в них распределен неравномерно. Породы характеризуются полосчатой, линзовидно-полосчатой или очково-полосчатой текстурой. При этом отдельные "очки", представленные монокристаллами калиевого полевого шпата, могут достигать 10–15 см в поперечнике.

Увеличение калишпатизации, связанное с дальнейшим нарастанием процесса гранитизации, приводит к появлению теневых мигматитов, содержащих 12–20% калиевого полевого шпата. Процесс гранитизации заканчивается образованием среднезернистого или мелкозернистого гранита, в котором соотношения калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца близки к эвтектическим, хотя местами калиевый полевой шпат составляет до 40–50% породы. Калиевый полевой шпат всегда имеет решетчатое строение, свежий облик. Крупные таблитчатые зерна его, как правило содержат жилковатые пертитовые вростки. Биотит в подобном граните нередко встречается в виде короткотаблитчатых или изометричных каплеподобных выделений. Характерно, что структура такого гранита целиком или отчасти гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая.

Более детально петрографические особенности пород при гранитизации описаны Т.Ф.Щербаковой [298].

В табл. 14 приведены средние химические составы амфиболитов и апоамфиболитовых пород беломорского комплекса. Эти составы, представленные как коэффициенты концентрации в логарифмической форме по отношению к среднему граниту [24], представлены на графике (рис. 20). Из графика следует, что при сохранении обычных петрохимических особенностей гранитизации основной породы (выносы Fe, Mg, Ca, Ti, Mn) состав большинства продуктов гранитизации характеризуется положительными коэффициентами концентрации по отношению к среднему граниту. Таким образом, процесс гранитизации амфиболита, как уже отмечалось ранее [35, 188], заключается главным образом в уменьшении элементов группы сидерфилов при соответствующем увеличении роли кремния и калия в серии пород от амфиболита до гранита. Отмечаются почти постоянное количество алюминия и весьма незначительные колебания содержания натрия в последовательных продуктах гранитизации. Свообразно поведение калия. Определенный его привнос наблюдается на передовом фронте метасоматоза при формировании биотит-роговообманковых плагиомигматитов, развивающихся непосредственно по амфиболитам. Не логично это выражается в замещении роговой обманки амфиболитов биотитом. При этом, как видно из табл. 14, сколько-нибудь заметного накопления калия в последовательных зонах метасоматических плагиомигматитов (в, г), а также – в плагиогранитах (д) не наблюдается. Процесс биотитизации роговой обманки амфиболита в зоне "б" и последующие метасоматические преобразования пород, вплоть до образования плагиогранитов, характеризуются постоянной, достаточно низкой, как бы подавленной активностью калия. Скачок активности этого элемента происходит в тыловой зоне колонки гранитизации и выражается в формировании калиевого полевого шпата и приближении среднего состава пород к граниту (см. табл. 14). Образование калиевого полевого шпата в мигматитах имеет явно метасоматический, наложенный характер. При этом распространение порфиробласт этого минерала часто контролируется тонкой трещиноватостью в породах плагиомигматитового субстрата. В тыловой зоне колонки гранитизации плагиомигматиты местами подвергаются анатексису, давая начало магматическим продуктам гранитизации – гранитам. Таким образом, активность

Амфиболиты и продукты их гранитизации

Компонент	а (56)		б (19)		в (30)		г (33)		д (24)		е (27)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	49,53	2,10	59,06	2,27	65,21	2,10	67,80	1,85	70,71	1,78	71,34	2,12
Al ₂ O ₃	15,22	1,59	16,22	1,82	16,38	1,38	16,14	0,95	16,25	0,77	14,74	1,07
Fe ₂ O ₃	3,69	1,50	2,02	0,71	1,50	0,79	0,93	0,63	0,75	0,66	0,77	0,50
FeO	8,13	2,32	5,31	1,93	2,83	0,81	2,51	0,96	1,19	0,56	1,27	1,04
MgO	7,15	1,61	2,84	1,36	2,09	0,64	1,64	0,73	0,83	0,42	0,63	0,50
MnO	0,20	0,08	0,09	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,02	0,01	0,05	0,07
CaO	10,50	1,20	6,64	1,43	4,72	0,90	3,46	0,62	3,40	0,50	2,30	0,67
Na ₂ O	2,31	0,59	3,81	0,99	4,31	0,64	4,39	0,73	4,76	0,55	4,00	0,72
K ₂ O	0,76	0,37	1,86	0,77	1,56	0,62	1,84	0,50	1,27	0,51	3,95	0,88
TiO ₂	0,86	0,48	0,91	0,35	0,48	0,17	0,40	0,14	0,22	0,11	0,34	0,28
H ₂ O	1,14	0,98	0,76	0,34	0,68	0,30	0,60	0,35	0,35	0,22	0,30	0,19
Сумма	99,49		99,52		99,82		99,76		99,75		99,69	
f	59,6		70,9		63,7		66,7		64,8		72,3	
F	67,4		76,5		72,2		72,6		74,2		80,0	

Примечание. а-е - см. в табл. 13. Здесь и в последующих таблицах: \bar{x} - среднее арифметическое содержание, s - стандартные отклонения.



Р и с. 20. Логарифмы коэффициентов концентрации ($\lg K_k$) петрогенных элементов в продуктах гранитизации амфиболитов по отношению к среднему граниту

1 — амфиболиты; 2 — биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиомигматиты; 3 — биотитовые мигматиты и граниты

калия, увеличенная на передовом фронте метасоматического изменения амфиболита, при дальнейшем развитии гранитизации не прогрессирует и ведущую роль в формировании главного минерала плагиомигматитов — плагиоклаза — приобретает натрий (см. рис. 20). Подобное строение метасоматической колонки весьма характерно для гранитизации базитов. Воздействие на основную породу замещающих флюидов с повышенной активностью калия должно немедленно вызывать накопление на передовом фронте метасоматического замещения растворов, обогащенных вытесняемыми (перемещенными) компонентами, в данном случае натрием. Под воздействием обогащенных натрием растворов происходит формирование существенно плагиоклазовых зон колонки гранитизации. Примеры, когда впереди фронта нормальной (кремний-калиевой) гранитизации развивается сопряженный фронт, в пределах которого происходит образование плагиомигматитов и плагиогранитов, описаны и для других районов развития гранитизации нормальной щелочности [123].

Может возникнуть вопрос о поведении мафических компонентов при гранитизации базитов. Очевидно, что контрастность содержания сидерофильных элементов в остаточных растворах, образующихся при гранитизации и перекрывающих гранитизированные зоны основных пород, слишком незначительна. Поэтому следует предположить, что мафические элементы, накапливающиеся в остаточном флюиде, будут фильтроваться в растворах через толщи основных пород докембрийской

ры без развития обменных реакций с вмещающими породами, что определяет, в свою очередь, обычное отсутствие фронта базификации в случаях гранитизации базитовых толщ.

Характерной особенностью гранитизации амфиболитов является уменьшение плотности гранитизируемых пород по мере развития процесса [35], обусловленное преобладанием выноса катионов над их привнесом (табл. 15). Расчет проведен по атомно-объемному методу [103].

Наряду с апоамфиболитовыми породами имеющийся фактический материал позволяет выделить апогнейсовые мигматиты и граниты, которые образуются в процессе гранитизации кианит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов беломорского комплекса. Коротко остановимся на минеральных преобразованиях в связи с гранитизацией этих гнейсов, в той или иной степени уже описанных ранее в работах Л.С. Головановой [74] и Л.Л. Гродницкого с соавторами [81].

Кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы обычно встречаются в виде перекристаллизованной разновидности. В этом случае они среднезернистые, крупночешуйчатые, грубопеллелчатые или отличаются очково-линзовидной текстурой. Незменные разновидности кианитсодержащих плагиогнейсов темно-серые, плотные, массивного сложения с тонко-, мелкозернистой структурой. Кианит в них невооруженным глазом неразличим. Они образуют маломощные быстро выклинивающиеся прослои среди перекристаллизованных разновидностей этих плагиогнейсов и их мигматитов.

Гранат-биотитовые плагиогнейсы имеют мелко- или среднезернистое строение, массивную текстуру. Микроструктура их лепидогранобластовая или гомеогранобластовая, в то время как кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы имеют гетерогранобластовое, порфиробластовое или гломеробластовое сложение. Характерными для обеих разновидностей негранитизированных плагиогнейсов являются однородная зернистость и отсутствие коррозионных отношений между минералами.

Минеральный состав кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации приведен в табл. 16 и табл. 17.

Плагиомигматиты, развивающиеся по кианит-гранат-биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам, в обнажениях наблюдаются чаще, чем негранитизированные плагиогнейсы. Для них наиболее характерна полосчатая текстура — светлые полосы гранитизированной породы шириной 0,2–20 см чередуются с равновеликими или несколько более широкими полосами темно-серого более основного субстрата. Гранитизирующий материал наблюдается также в виде "очков", неправильных пятен, жлоков или ветвистых образований.

Микроструктура плагиомигматитов гломеробластовая или гетеробластовая. Неоднородность строения весьма характерна для начальных стадий гранитизации пород. Она выражается в появлении крупных зерен плагиоклаза и кварца, укрупнении пластинок биотита. Взаимоотношения минералов коррозионные. Минеральные преобразования при гранитизации кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов выражаются в следующем: биотит замещается плагиоклазом, а при более интенсивной гранитизации — мусковитом, плагиоклаз замещается кварцем; гранат замещается агрегатом мелкочешуйчатого биотита и плагиоклаза, кианит — мусковитом и плагиоклазом.

Нарастание процесса гранитизации проявляется в прогрессирующем увеличении в породе количества калиевого полевого шпата (микроклина), который развивается по плагиоклазу. В шлифах можно увидеть все стадии этого замещения подобно

Компо- нент	Биотитовые плагиомигматиты $d = 2,69$				Биотитовые теневые плагиомигма- титы (плагиограниты) $d = 2,66$				Биотитовые плагиомигматитовые граниты $d = 2,60$			
	мас. %	к	Δk	$\Delta k, \%$	мас. %	к	Δk	$k, \%$	мас. %	к	Δk	$k, \%$
	SiO ₂	67,96	183,26	+34,66	123,32	70,88	189,0	+49,4	127,18	71,58	186,56	+37,96
Al ₂ O ₃	16,22	51,54	-2,42	95,51	16,33	51,31	-2,65	95,08	14,79	45,43	-8,53	84,19
Fe ₂ O ₃	0,93	1,88	-6,14	23,44	0,75	1,50	-6,52	18,70	0,77	1,51	-6,50	18,82
FeO	2,51	5,66	-15,03	27,35	1,19	2,63	-18,06	12,71	1,27	2,78	-17,91	13,43
MgO	1,64	6,59	-24,53	21,16	0,83	3,30	-27,84	10,59	0,63	2,44	-28,70	7,83
MnO	0,05	0,11	-0,41	21,15	0,02	0,04	-0,48	7,69	0,05	0,11	-0,41	21,15
CaO	3,46	9,99	-23,11	30,18	3,40	9,71	-23,39	29,33	2,30	6,42	-26,68	19,39
Na ₂ O	4,39	22,95	+9,40	169,37	4,76	24,61	+11,06	181,62	4,01	20,26	+6,71	149,52
K ₂ O	1,84	6,33	+3,30	208,91	1,27	4,32	+1,29	142,57	3,96	13,16	+10,13	434,32
TiO ₂	0,40	0,81	-1,22	39,90	0,22	0,44	-1,59	21,67	0,34	0,67	-1,36	33,00
H ₂ O	0,60	10,79	-11,84	47,68	0,35	6,23	-16,40	27,53	0,30	5,22	-17,41	23,07
Сумма	100	299,9			100	293,09			100	284,55		
+ Δk			47,36; 84,70				61,75; 96,93				54,80; 107,50	
- Δk												

Примечание. k - количество атомов катионов в объеме 10000, Δk - принос-вынос (количество атомов); $k, \%$ - изменение количества атомов в процентах по отношению к неизменным амфиболитам; d - удельный вес (в г/см³); вы-полнен в Лаборатории физических методов ИГиМ АН СССР под руководством А.А.Пэка. Аналитик З.Г.Хаустова.

Т а б л и ц а 16

Минеральный состав, зернистость и оптические свойства минералов кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации

Минералы	Плагиогнейсы	Плагиомигмати- ты	Плагиомигмати- ты теневые и плагиограниты	Плагиомикрокли- новые теневые мигматиты и гра- ниты
Кварц	20,5	32,5	32,6	31,4
Плагиоклаз	46,4; N28,3I	45,7; N27	61,8; N22-24	39,0; N18-20
Микроклин	-	Ед.	1,8	25,5
Мусковит	-	0,5	1,1; $n_m=1,600$	1,8; $n_m=1,598$
Биотит	23,4; $n_m=1,636$	17,5; $n_m=1,641$	1,3; $n_m=1,641$	2,0; $n_m=1,648$
Гранат	6,5; $n=1,792$	3,1; $n=1,793$	0,8; $n=1,790$	Ед.; $n=1,791$
Кианит	3,2	0,7	0,5	0,3
Размеры зерен (по- перечник), мм	0,64	0,67	1,29	1,22
Длина пластинок биотита, мм	0,88	1,1	1,22	0,60
Число шлифов	26	9	11	9

Т а б л и ц а 17

Минеральный состав, зернистость и оптические свойства минералов гранат-биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации

Минералы	Плагио- гнейсы	Плагиомиг- матиты	Плагиомиг- матиты те- невые и плагиогра- ниты	Микроклин- плагиокла- зовые мигма- титы	Плагиомикроклиновые мигматиты, граниты и анатектиты	
					Биотитовые	двуслюдяные
Кварц	25,1	24,6	31,4	24,6	24,1	21,9
Плагиоклаз	49,7; N 32	59,0; N23-28	59,8; N21-23	54,2; N19	38,5; N18	38,4; N15
Микроклин	-	0,6	0,4	11,3	32,2	33,7
Мусковит	-	0,2	1,7; $n_m=1,598$	4,0; $n_m=1,601$	0,2	3,8; $n_m=1,601$
Биотит	20,0; $n_m=1,637$	13,0; $n_m=1,643$	4,1; $n_m=1,649$	5,4; $n_m=1,650$	5,0; $n_m=1,654$	2,0; $n_m=1,650$
Гранат	4,6; $n=1,790$	2,2; $n=1,790$	1,4; $n=1,788$	0,2	0,1	-
Размеры зе- рен (попе- речник), мм	0,60	0,74	0,60	0,69	0,80	0,83
Длина плас- тинок био- тита, мм	0,81	0,73	0,72	0,72	0,71	0,69
Число шлифов	38	28	17	20	10	22

тому, как это наблюдалось у описанных апоамфиболитовых мигматитов и гранитов. Содержание калиевого полевого шпата в мигматитах не превышает 20%, в теневых их разностях и гранитах он является главным минералом и часто составляет более 30% от общего объема породы (см. табл. 16, 17).

Ряд гранитизации кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов заканчивается двуслюдяным гранитом. Особенно выразительны эти породы на

на восточном склоне горы Риколатвы (Мурманская область), где они образуют множество сетчатых зон, сливающихся в гигантский "агматит" [13] (рис. 21). Линзовидные обособления, жилы и неправильные тела гранитов занимают чаще всего секущее положение по отношению к залеганию зон мигматитов, хотя обычно окружены последними.

В обнажениях граниты - мелкозернистые плотные породы массивного сложения, содержащие иногда темные реликты (скиалиты) кианит-гранат-биотитового или гранат-биотитового плагиогнейса. В отдельных случаях среди них встречаются пятнистые или линзовидные обособления средне-, крупнозернистых гранитов (ортотектитов), переходящих местами в участки грубозернистого (пегматоидного) строения.

Субэвтектоидный устойчивый состав, особенности залегания гранитов - все это позволяет считать граниты анатектитами в отличие от мигматитов, которые являются метасоматическими образованиями.

Биотитовые светло-серые плагиогнейсы не пользуются широким распространением в пределах беломорского комплекса [298]. Подобно кианит-гранат-биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам они подвержены гранитизации и образуют последовательный ряд мигматитов и гранитов (табл. 18).

Т а б л и ц а 18

Минеральный состав, зернистость и оптические свойства биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации

Минералы	Плагиогнейсы	Плагиомигматиты	Темные плагиомигматиты и плагиограниты	Микроклин-плагиоклазовые мигматиты	Темные плагиомигроклиновые мигматиты и граниты
Кварц	21,1	23,6	26,5	21,8	26,4
Плагиоклаз	63,1; N26,30	65,8; N21-28	66,7; N19-23	48,7; N15-18	39,4; N15
Микроклин	3,7	1,7	1,8	22,1	29,1
Биотит	11,1; $n_m = 1,646$	7,9; $n_m = 1,649$	4,2; $n_m = 1,652$	6,4; $n_m = 1,655$	4,2; $n_m = 1,660$
Размеры зерен (поперечник), мм	0,56	0,63	0,77	0,63	0,52
Длина пластинок, мм	0,63	0,64	0,60	0,64	0,54
Число шлифов	13	31	5	34	9

В обнажениях биотитовые плагиогнейсы - это светло-серые, мелкозернистые, мелкочешуйчатые породы массивного сложения или с плохо выраженной сланцеватостью. Совсем не измененные, т.е. не затронутые процессами перекристаллизации и гранитизации, плагиогнейсы встречаются редко в виде реликтовых прослоев или небольших участков среди плагиомигматитов. Некоторую специфику внешнего облика имеют тонкочешуйчатые биотитовые плагиогнейсы, выходящие в разрезе на р.Касси (юго-западная часть Кольского полуострова).

Характерной микроструктурой биотитовых плагиогнейсов является гранобластовая, гомеогранобластовая с ровными краями зерен породообразующих минералов.

Породы начальной ступени гранитизации биотитовых плагиогнейсов - биотитовые плагиомигматиты весьма схожи с собственно плагиогнейсами. Это тоже светло-серые, мелкозернистые, хотя и несколько более крупнозернистые (по сравне-



мigmatиты можно отличить от плагиогнейсов, являются их неоднородная, агрегативная текстура, неравномерная зернистость и меньшее количество биотита.

Под микроскопом плагиомигматиты в отличие от плагиогнейсов теряют гомеобластовую микроструктуру. Она становится гранобластовой, гетерогранобластовой с участками гранитной в теневых разновидностях и плагиогранитах. Размер зерен плагиоклаза и кварца варьирует. Иногда в биотитовых плагиомигматитах присутствует калиево-натриевый полевой шпат в количестве 2-3%. Он развивается по плагиоклазу или в виде мелких выделений занимает промежутки между зернами последнего.

Биотитовые микроклин-плагиоклазовые мигматиты и граниты, которыми заканчивается ряд гранитизации биотитовых плагиогнейсов, в обнажениях представляют собой светло-серые или розовато-серые породы. При незначительной гранитизации они имеют полосчатую, неяснополосчатую, очково-полосчатую или линзовидно-полосчатую текстуру. При глубокой переработке образуются среднезернистые и мелкозернистые граниты массивного сложения, иногда с "тенями" субстрата.

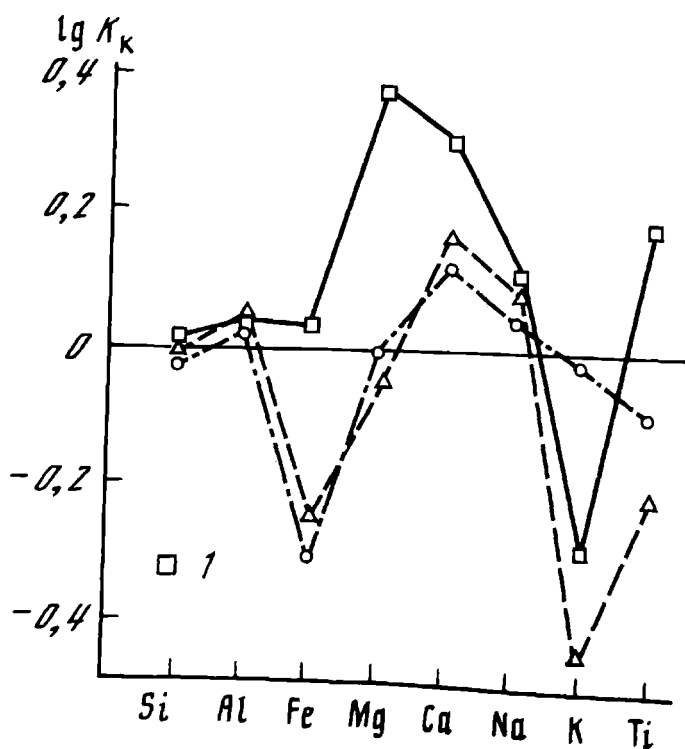
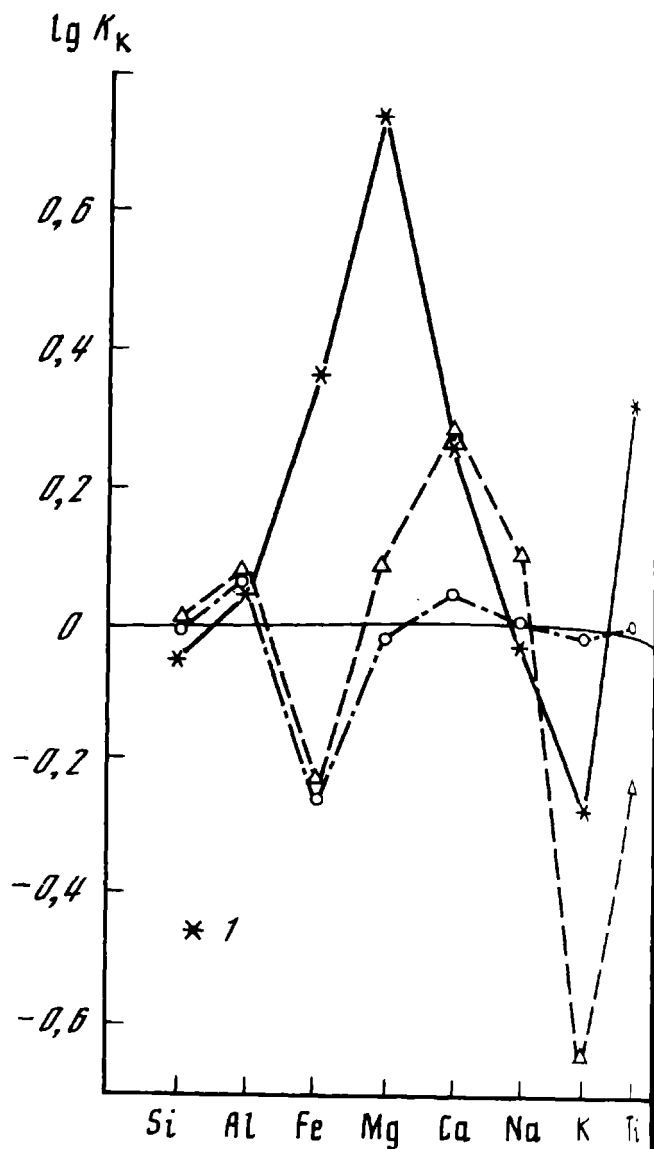
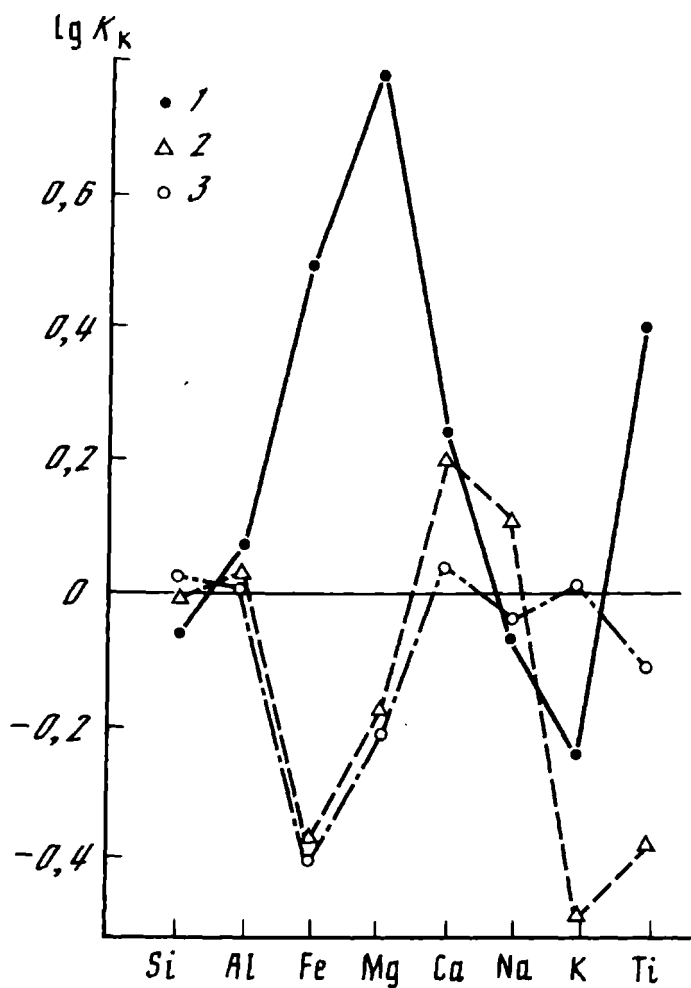
В шлифах для мигматитов характерны гетеробластовые коррозионные структуры, связанные с замещением плагиоклаза микроклином и обоих этих минералов - кварцем.

Таким образом, в процессе гранитизации светло-серого биотитового плагиогнейса, подобно гранитизации других пород беломорского комплекса, образуется ряд пород, последним членом которого является гранит. В отличие от продуктов гранитизации кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов мигматиты и граниты, субстратом которых является светло-серый биотитовый плагиогнейс, не содержат мусковита.

Гранитизация гнейсов в отличие от амфиболитов характеризуется несколькими геохимическими особенностями преобразования материнских пород, отражающимися в строении графиков логарифмов коэффициентов концентраций (lgK_K) петрогенных элементов по отношению к среднему граниту земной коры (рис. 22-24). Интенсивный вынос элементов-сидерофилов в процессе гранитизации определяет смещение центральной части графика в область отрицательных значений lgK_K . При этом характерна однотипность графиков для всех трех изученных рядов гранитизации, исходными породами которых являются гнейсы различного состава. В отличие от амфиболита, гранитизация которого начинается биотитизацией, в условиях определенного повышения активности калия на фронте гранитизации преобразование гнейсов начинается с привноса кремния при параллельном выносе на начальных стадиях процесса не только Fe, Mg, Mn, Ti, но и K (табл. 19). Биотит, гранат и кианит при этом частично замещаются кварцем и плагиоклазом. Падение содержания калия наблюдается вплоть до тыловой зоны колонки гранитизации, представленной гранитом (ступень E). В последней имеет место резкое повышение содержания калия, связанное с появлением калиевого полевого шпата. Образование передового фронта, обогащенного перемещенным компонентом, при

Рис. 21. Апогнейсовые мигматиты и граниты в агматитовой структуре, по [131], восточной части замка Риколатвинской складки; карта составлена В.П.Атамановой, К.В.Захаровым, Т.Ф.Щербаковой, Л.Н.Куклеем

1 - биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые плагиомикроклиновые мигматиты, граниты и анатектиты; 2 - кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы; 3 - пегматитовые жилы; 4 - амфиболиты и апоамфиболитовые породы; 5 - четвертичные отложения; 6 - элементы залегания полосчатости



Р и с. 22. Логарифмы коэффициентов концентраций петрогенных элементов для кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации по отношению к среднему граниту

I - кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы; 2 - биотитовые плагиомигматиты и плагиограниты; 3 - биотитовые мигматиты и граниты

Здесь и на подобных диаграммах (см. рис. 26, 27 и др.) средний гранит приведен по [24]

Р и с. 23. Логарифмы коэффициентов концентрации ($\lg K_k$) петрогенных элементов для гранат-биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации по отношению к среднему граниту

I - гранат-биотитовый плагиогнейс; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 22

Р и с. 24. Логарифмы коэффициентов концентрации ($\lg K_k$) петрогенных элементов для биотитовых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации по отношению к среднему граниту

I - биотитовый плагиогнейс; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 22

Средний химический состав плаггиогнейсов и продуктов их гранитизации

Компонент	Клинт-гранат-биотитовые плаггиогнейсы и их мигматиты и граниты					Гранат-биотитовые плаггиогнейсы и их мигматиты и граниты					Биотитовые плаггиогнейсы и их мигматиты и граниты				
	А (26)	Г (9)	Д (17)	Е (15)	А (12)	Г (10)	Д (17)	Е (32)	А (9)	Г (31)	Д (5)	Е (15)			
SiO ₂	63,48	68,73	72,51	78,40	64,90	66,80	72,41	72,48	68,94	69,57	72,58	72,01			
TiO ₂	0,74	0,50	0,12	0,08	0,63	0,36	0,17	0,15	0,44	0,26	0,18	0,23			
Al ₂ O ₃	16,88	15,67	15,96	15,79	16,29	16,40	16,23	16,08	16,20	16,72	15,82	15,54			
Fe ₂ O ₃	1,28	0,81	0,29	0,42	1,01	1,42	0,38	0,45	0,72	0,70	0,30	0,30			
FeO	5,46	4,11	0,74	0,55	4,62	3,10	1,02	0,70	2,05	1,70	1,04	0,85			
MgO	3,43	2,54	0,36	0,36	3,17	2,06	0,68	0,45	1,34	0,85	0,50	0,56			
MnO	0,09	0,06	0,02	0,03	0,09	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02			
CaO	2,73	2,69	2,62	1,75	2,96	3,15	3,03	1,56	3,19	3,25	2,91	2,11			
Na ₂ O	2,95	2,97	4,63	3,03	3,35	4,13	4,58	3,67	4,54	4,94	4,63	3,91			
K ₂ O	2,38	1,79	1,43	4,36	2,21	1,89	0,98	3,86	2,16	1,37	1,52	4,11			
H ₂ O	0,20	0,36	1,00	0,21	0,16	0,23	0,15	0,11	0,10	0,12	0,13	0,10			
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,11	0,11	0,11	0,06	0,08	0,12	0,14	0,02	н/опр.	0,04			
Сумма	99,80	100,30	99,79	100,09	99,58	99,65	99,68	99,65	99,85	99,53	99,62	99,78			

Примечание. А - плаггиогнейсы, Г-Е - продукты гранитизации плаггиогнейсов: Г - биотитовые плаггиогнейсы, Д - биотитовые и двуслюдяные теневые плаггиогнейсы и плаггиограниты, Е - биотитовые и двуслюдяные плаггиогранитовые мигматиты и граниты. Продукты гранитизации биотитовых плаггиогнейсов не содержат мусковита. Здесь и в таблицах 25-27 анализы пород выполнены в химической лаборатории ИГРИ. Аналитики Т.А.Герасимова, Н.Н.Данилова, В.И.Каменщикова.

гранитизации плагиогнейсов проявляется в накоплении натрия в ступенях ряда гранитизации - Д или Г-Д, формирующих передовой фронт гранитизации (см. табл. 19).

Элементы-примеси в амфиболитах, гнейсах и продуктах их гранитизации

В отличие от средних значений для основных пород земной коры таковые амфиболитов беломорского комплекса обладают пониженными содержаниями Rb, Be, Cs, Ba, Sr и Cu и повышенными - Sc (40 против 24 г/т) и особенно Sn (6,0 против 1,5 г/т). Соответственно конечные продукты ряда гранитизации амфиболитов - биотитовые граниты - также характеризуются пониженными содержаниями некоторых литофильных элементов, что и отличает их от среднего гранита земной коры, а именно в них мало (в г/т): Be < 1, Li - 17, Cs - 0,45, Rb - 137. Характерно, что Sn в процессе гранитизации амфиболита не накапливается, а выносится; в то же время апоамфиболитовые граниты несколько обогащены (в г/т): Ba - 1009, Zr - 230 (табл. 20).

Литий. Количество Li в породах ряда гранитизации амфиболитов контролируется содержанием биотита, в котором концентрация Li достигает 160-180 г/т, в то время как в роговых обманках - 27-32 г/т.

Сколько-нибудь заметного привноса лития в процессе гранитизации не наблюдается, в результате содержание лития в конечном члене ряда - граните не отличается от содержания этого элемента в амфиболите. При гранитизации гнейсов накопления лития в конечном продукте также не происходит, хотя содержание этого элемента как в субстрате, так и в конечных членах существенно превышает цифры, характерные для пород апоамфиболитового ряда.

Рубидий. Среднее содержание Rb в амфиболитах беломорского комплекса (18 г/т) втрое меньше, чем в базитах земной коры. В последовательных образованиях ряда гранитизации амфиболитов происходит незначительное увеличение содержания Rb, поскольку основным концентратом и носителем Rb является биотит, содержащий в различных плагиомигматитах мало различающиеся (370-510 г/т) количества этого элемента. Только в конечных продуктах ряда гранитизации содержание Rb скачкообразно возрастает до 137 г/т за счет появления в них калиевого полевого шпата, содержащего до 260 г/т Rb, но тем не менее не достигает уровня, характерного для среднего гранита земной коры. Корреляция K и Rb отмечается в разновидностях мигматитов с преобладанием биотита над роговой обманкой или несущих только один биотит; наиболее высокая она в граните ($r = +0,84$). Величины Ba/Rb и Rb/Sr отношений близки во всех апоамфиболитовых породах ряда гранитизации (кроме Rb/Sr, отношения в гранитах, где оно увеличивается втрое за счет калиевого полевого шпата).

Для гнейсов и конечных продуктов их гранитизации характерны существенно более высокие содержания Rb по сравнению с апоамфиболитовыми породами. По мере уменьшения содержания K в апогнейсовых плагиомигматитах в них снижается и содержание Rb.

Цезий. Поведение Cs в изученных сериях пород подобно поведению Li и Rb. Распределение его в породах, как и распределение Li и Rb, контролируется количеством биотита. В конечных продуктах гранитизации - биотитовых гранитах - цезия в 2-4 раза меньше, чем в среднем граните литосферы.

Бериллий. Количество Be при определении его самым чувствительным методом оказалось меньшим 1 г/т во всех изученных породах.

Средние содержания элементов-примесей и некоторые характерные отношения в породах рядов гранитизации беломорского комплекса

Компонент	Амфиболит → Гранит						Кл-Гр-Би-плаггиогнейс → Гранит			Гр-Би-плаггиогнейс → Гранит			Би-плаггиогнейс → Гранит		
	а	б	в	г	д	е	А	Г+Д	Е	А	Г+Д	Е	А	Г+Д	Е
Li	15	22	29	32	27	17	42	18	31	48	34	27	40	84	38
Rb	18	33	55	77	42	137	123	62	150	107	86	245	60	88	175
Cs	0,45	0,9	1,7	2,5	1,2	1,0	1,8	2,0	1,1	4,0	3,0	1,5	2,1	2,2	2,2
Ba	100	256	301	373	315	1009	327	477	556	319	192	740	374	470	779
Sr	121	250	363	276	293	300	230	334	252	215	227	277	339	180	242
Zr	92	156	172	172	124	230	172	102	86	114	88	126	140	130	140
Sc	40	19	9,3	8,6	3,4	6,9	15	3,2	2,6	112	3,0	3,0	4,0	4,0	2,0
Sn	6,0	5,0	3,3	3,2	2,0	2,6	10,0	3,2	2,1	2,0	3,0	2,7	2,2	2,0	2,1
Cr	228	62	34	34	16	12	187	23	13	219	23	11	21	27	20
Ni	124	27	17	15	6	5	72	10	5	32	11	5	8	6	6
Co	58	24	13	9	3,6	4,0	14	4	5	20	9	2,4	4,2	3,2	3,0
V	257	108	67	50	14	20	132	22	9,0	151	28	12	26	16	13
Pb	11	13	15	15	17	24	13	29	34	14	21	42	14	14	13
Zn	145	32	66	53	33	40	37	19	21	60	35	27	34	30	24
Cu	49	20	19	20	14	9	52	18	12	49	8	8	8	12	8
K/Na	0,87	0,55	0,41	0,47	0,30	0,90	0,91	0,56	1,62	0,74	0,49	1,18	0,54	0,35	1,18
Ca/Na+K	3,07	1,10	0,75	0,52	0,44	0,26	0,47	0,48	0,21	0,48	0,38	0,20	0,44	0,39	0,24
K/Rb	370	470	236	199	252	240	161	220	242	172	138	132	299	140	195
Ti/Zr	59	35	17	14	11	9	26	21	5,6	33	18	14	19	8,5	9,8
Cr/V	0,89	0,57	0,51	0,63	1,14	0,60	1,42	1,05	1,44	1,45	0,82	0,92	0,81	1,69	1,54
Cr/Ni	1,84	2,30	2,00	2,27	2,67	2,40	2,60	2,30	2,60	6,84	2,10	2,20	2,63	4,50	3,33
Rb/Sr	0,15	0,13	0,15	0,21	0,14	0,46	0,33	0,19	0,60	0,50	0,38	0,88	0,18	0,49	0,72
K/Ba	67	59	43	43	33	33	36	29	67	59	63	43	50	26	43
п	19	11	15	22	16	12	9	10	7	11	7	8	9	9	9

Примечание. Название пород а-е см. в табл. 13, А-Е - в табл. 19; п - число проб.

Барий. Все породы ряда гранитизации амфиболитов, кроме гранита (до 1009 г/т Ba), характеризуются невысоким содержанием этого элемента (100–315 г/т). Накопление Ba в изученных апоамфиболитовых гранитах контролируется количеством в них калиевого полевого шпата (содержание Ba в калиевом полевоом шпате единичных проб составляет 774 г/т) и в меньшей степени – биотита, где Ba до 475 г/т. Все это позволяет связывать поведение Ba в породах с распределением в них K, особенно наглядно отражающееся в значимой положительной корреляционной связи Ba и K во всех биотитовых разновидностях апоамфиболитовых мигматитов и в гранитах [298]. При этом следует отметить значительно более высокую контрастность накопления Ba в апоамфиболитовом ряду гранитизации по сравнению с конечными продуктами гранитизации апогнейсовых рядов. Отношение содержания Ba в граните к Ba в субстрате в ряду гранитизации амфиболитов равно 10. При гранитизации гнейсов это отношение соответственно составляет 1,7; 2,3 и 2,1 (см. табл. 20).

Стронций. Амфиболиты беломорского комплекса по сравнению с основными породами земной коры обеднены Sr (121 г/т против 470 г/т). Но в процессе гранитизации амфиболита происходит заметное накопление Sr (до 363 г/т), которое в породах изученного ряда контролируется количеством плагиоклаза в породе. Главным накопителем Sr – плагиоклаз – содержит от 237 г/т этого элемента в амфиболите до 727 г/т в граните. Это, вероятно, связано с выносом Sr из гранитизируемых амфиболитов и его концентрацией в продуктах гранитизации – плагиомигматитах и гранитах. Содержание Sr в роговой обманке – 32–43 г/т, а в биотите 18–53 г/т. В гнейсах изначальные концентрации Sr по крайней мере вдвое выше, чем в амфиболитах. Однако в процессе гранитизации этих пород происходит определенное выравнивание содержания Sr в апогнейсовых и апоамфиболитовых плагиомигматитах.

Цирконий. В продуктах ряда гранитизации амфиболитов идет последовательное накопление Zr: от амфиболита к граниту количество его возрастает от 92 до 230 г/т. С нарастанием гранитизации степень изоморфного вхождения Zr в минералы уменьшается. Роговые обманки начальных ступеней гранитизации содержат Zr 90 г/т, а более поздние биотиты – 20–60 г/т. Накопление этого элемента в породах происходит за счет увеличения содержания акцессорного циркона, количество которого в амфиболитах в среднем составляет 8,2 г/т, а в биотитовых плагиомигматитах – 127 г/т. В отличие от апоамфиболитового ряда при гранитизации гнейсов накопление циркония не наблюдается и в конечных членах ряда – гранитах Zr – не концентрируется.

Олово. Породы ряда гранитизации амфиболитов характеризуются аномальным распределением олова. В исходных амфиболитах Sn – 6,0 г/т против 1,5 г/т в основных породах земной коры, а в конечных продуктах ряда – гранитах – 2,6 г/т. Таким образом, в отличие от пород нормального ряда магматической дифференциации, в изученных породах происходит не накопление, а вынос Sn. Изучение распределения Sn в роговых обманках и биотитах апоамфиболитовых пород показало, что среднее содержание Sn в роговых обманках – 5,5 г/т, в биотитах – 5,8 г/т, т.е. биотиты, кристаллизующиеся на месте роговых обманок, наследуют Sn последние, а снижение его содержания в последовательных продуктах ряда гранитизации амфиболитов связано с уменьшением в этих породах количества цветных минералов.

При гранитизации кианит–гранат–биотитовых гнейсов также имеет место вынос олова, хотя в гранат–биотитовых и биотитовых гнейсах сколько-нибудь заметной

изменения в распределении олова в исходных породах и в продуктах их гранитизации не наблюдается (см. табл. 20).

Скандий. Количество Sc в ряду гранитизации амфиболитов постепенно снижается от 40 г/т в исходном субстрате до 6,9 г/т в конечном граните. Накопление Sc происходит главным образом в цветных минералах так, что количество его в породах контролируется содержанием в них биотита и роговой обманки. Наиболее богаты Sc роговые обманки, содержащие 25-50 г/т Sc в амфиболитах и 54 г/т Sc - в биотит-роговообманковом плагиомигматите. В гнейсах и продуктах их гранитизации наблюдаются значительно более низкие содержания Sc при сокращении тенденции к его выносу в процессе изменений первичных гнейсов (см. табл. 20).

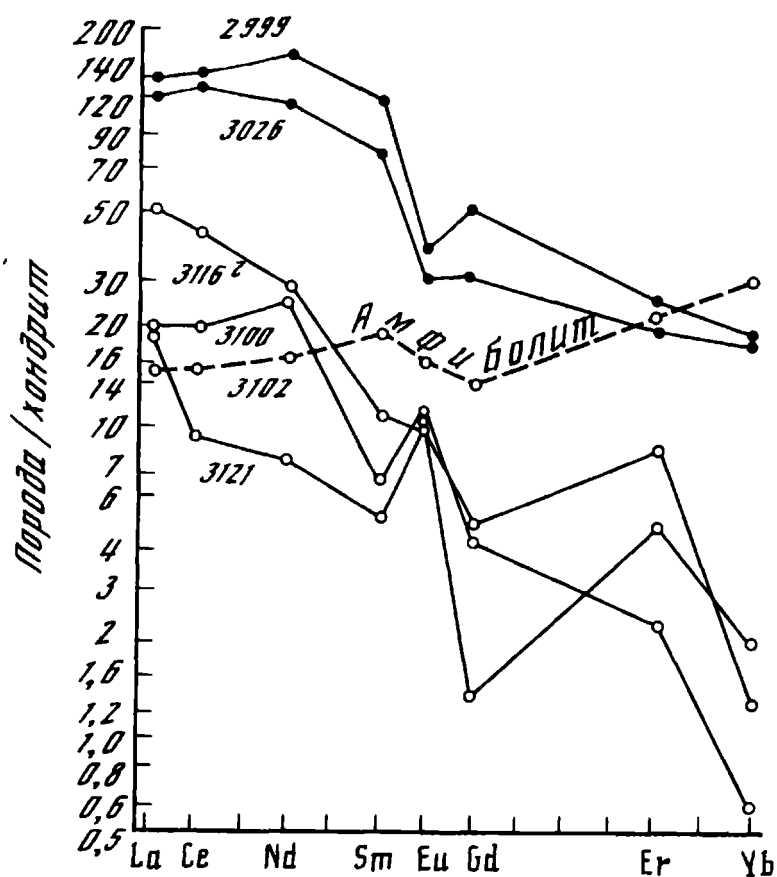
Элементы группы сидерофилов - Cr, Ni, Co, V по характеру распределения в последовательных членах ряда гранитизации амфиболитов четко проявляют уменьшение содержания по мере нарастания кислотности пород. Аналогичная тенденция характерна для процессов гранитизации гнейсов. Исключение составляют биотитовые гнейсы и продукты их гранитизации, в которых в процессе гранитизации не происходит существенного изменения содержания сидерофильных элементов.

Элементы группы халькофилов (Pb, Zn, Cu) в процессе гранитизации как амфиболитов, так и гнейсов ведут себя неоднозначно. Цинк и медь при развитии гранитизации закономерно выносятся (исключением служит ряд гранитизации биотитовых плагиогнейсов, где не наблюдается выноса меди) и это может рассматриваться как один из факторов обогащения поздних растворов этими рудными элементами.

Свинец в процессах гранитизации амфиболитов и гнейсов незначительно накапливается в конечных членах ряда - гранитах. Исключением и в данном случае являются биотитовые плагиогнейсы и продукты их гранитизации, в которых изменений в распределении свинца по мере преобразования пород не прослеживается, несмотря на заметное накопление калия в гранитах.

РЗЭ. В амфиболитах РЗЭ слабо фракционированы и явно обеднены наиболее легкими из них. Европиевая аномалия в них отсутствует (рис. 25). В плагиоклазсодержащих продуктах гранитизации - плагиомигматитах - по сравнению с содержанием в исходном субстрате РЗЭ заметно фракционированы: величины Ce_N/Yb_N отношения увеличиваются в них в 24-85 раз, а La_N/Yb_N - в 30-129 раз. Конечные продукты гранитизации, содержащие калиевый полевой шпат, делятся на две группы: 1) граниты с реликтами субстрата ("теневые" мигматиты) и 2) собственно граниты (анатектиты). Первые по сравнению с амфиболитами характеризуются значительным обогащением легкими РЗЭ, но незначительным фракционированием РЗЭ и отрицательной величиной европиевой аномалии. Вторые резко обеднены по сравнению с "теневыми" мигматитами всеми РЗЭ, особенно тяжелыми, заметно более фракционированы $La_N/Yb_N = 9,7-41,3$; характеризуются положительной величиной европиевой аномалии - все это заметно отличает анатектиты от метасоматических гранитов с реликтами субстрата - "теневых" мигматитов.

Различное поведение РЗЭ в выделенных группах гранитов согласуется с содержанием в них кремнекислоты, алюминия и плагиоклаза. Так, более высокоглиноземистые граниты, обогащенные кремнекислотой и с большим количеством (до 74%) плагиоклаза, отличаются относительным накоплением европия, создавая положительную величину европиевой аномалии.



Р и с. 25. Граничные уровни нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в различных породах беломорского комплекса

Пробы: 2999, 3026 - мигматиты
3100, 3116-г, 3121 - граниты

Средний состав беломорского комплекса

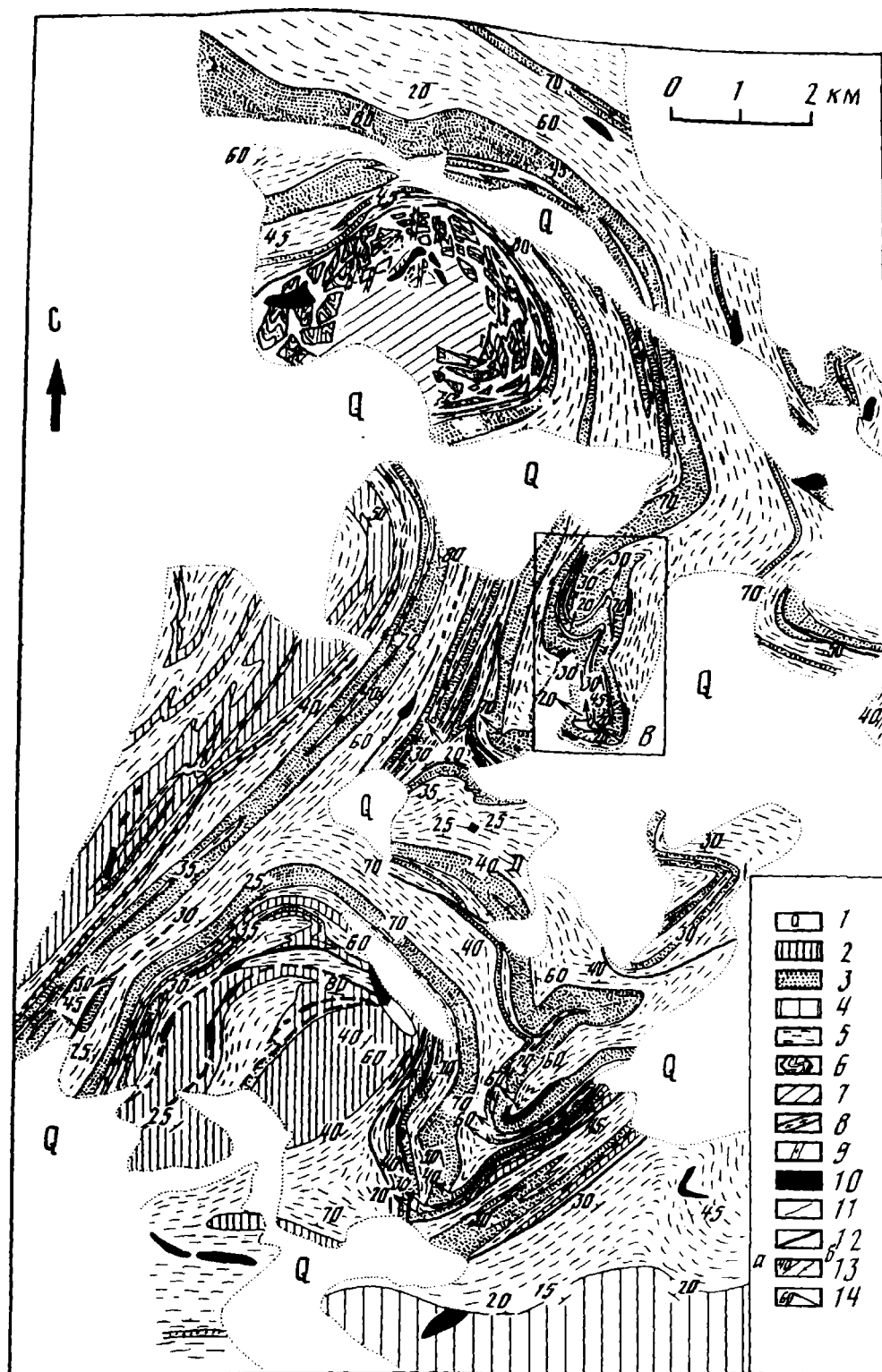
С целью оценки количественных соотношений пород беломорского комплекса была составлена карта распространения главных типов этих пород масштаба 1:100 000, охватившая 2/3 площади комплекса на юго-западе Кольского полуострова и в Северной Карелии общей площадью 11370 км² (см. рис. 19). Один из фрагментов карты показан на рис. 26. Из-за относительно мелкого масштаба карты на ней не удалось поместить все выделенные при детальном исследовании разновидности пород, поэтому они были нами объединены в серии, которые и показаны в табл. 21.

Т а б л и ц а 21

Соотношение площадей серий пород на карте беломорского комплекса

Серии пород	Порода	Площадь на карте (в относительных соотношениях)
I	Амфиболиты	0,03
II	Биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые и роговообманковые плагиомигматиты*	0,49
III	Биотитовые плагиомигматиты, плагиограниты и граниты по амфиболитам и светло-серым биотитовым плагиогнейсам; светло-серые биотитовые плагиогнейсы	0,33
IV	Кизанит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты и граниты по ним	0,14
V	Друзиты	0,01

* Роговообманковые плагиомигматиты описаны Т.Ф.Щербаковой ранее [298].



Р и с. 26. Геологическая карта части территории беломорского комплекса в районе возвышенностей Риколатва и Касси (юго-запад Кольского полуострова); составил Л.Н.Куклей

I - четвертичные отложения; 2 - кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты и граниты по ним; 3 - амфиболиты; 4 - гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы в разной степени мигматизированные; 5 - роговообманково-биотитовые, биотитовые плагиомигматиты и биотитовые граниты по амфиболитам с подчиненным числом плагиомигматитов и гранитов по биотитовым плагиогнейсам; 6 - агматитовое строение в пределах Риколатвинской структуры; 7 - мигматизированные гранат-биотитовые плагиогнейсы; 8 - дайки гранитов; 9 - пегматитовые жилы; 10 - метаморфизованные основные и ультраосновные породы; 11 - геологические границы; 12 - главные разломы; 13 - сланцеватость: а - наклонная, б - вертикальная; 14 - оси главных складок

При составлении карты были использованы результаты картирования отдельных площадей в пределах беломорского комплекса, детальное изучение геологических разрезов, а также анализ опубликованного геологического материала и геологических карт различного масштаба [76, 91, 99, 131, 220, 293].

На карте беломорского комплекса по меридиональным сечениям, проведенным через I см (I км), были замерены площади распространения каждой из пяти серий пород. Всего было сделано 5189 замеров на 279 сечениях. Относительные площади распространения выделенных серий пород были использованы в дальнейшем при подсчете количественной роли отдельных типов пород в пределах серии и комплекса в целом. Для этого были вычислены отношения мощностей пород по 64 геологическим разрезам общей протяженностью 250 км. Всего на разрезах было проведено 4238 замеров мощностей отдельных типов пород. При этом следует отметить преобладающее крутое падение пород в изученных разрезах, в среднем 70°.

Соотношение мощностей типов пород на разрезах в пределах серий позволило оценить соотношение объемов пород (табл. 22-24). Учитывая близкую плотность плагиомигматитов и гранитов (разница плотностей менее 10%), можно было перейти к соотношению их масс без введения поправок на плотность. В случае амфиболитов (разница плотностей амфиболит-гранит составляет 14%) поправка на плотность также не приводит к значимому изменению отношений в связи с количественно малой (3%) их распространенностью в пределах комплекса.

Т а б л и ц а 22

Соотношение объемов пород в серии II по 35 разрезам, %

Название породы	Объемный %
Биотит-роговообманковые плагиомигматиты	34,20
Роговообманково-биотитовые плагиомигматиты	65,80
Суммарный объем серии	100,00

Т а б л и ц а 23

Соотношение объемов пород в серии III по 35 разрезам (суммарный объем = 100%)

Биотитовые плагиогнейсы	Биотитовые плагиомигматиты	Биотитовые плагиограниты	Биотитовые микроклиноплагиоклазовые мигматиты, теневые мигматиты, граниты
	по биотитовым плагиогнейсам		
5,59	4,98	11,79	22,07
	по амфиболитам		
-	24,51	13,12	17,94

Исходя из полученных соотношений и данных о среднем составе отдельных типов входящих в серии пород, были вычислены средние составы серий (табл. 25) и на их основе - средний состав беломорского комплекса (табл. 26). Он оказался близким среднему составу гранодиорита земной коры и соответственно среднему составу "гранитного" слоя земной коры [24]. Некоторое накопление кальция и натрия, характерное для беломорского комплекса, отражает ведущую роль в его составе плагиоклазовых продуктов гранитизации. В литературе опубликован ряд химических анализов архейских метаморфических пород типа плагиогнейсов и пла-

Т а б л и ц а 24

Соотношение объемов пород в серии IY по I7 разрезам (суммарный
объем = 100%)

Плаггиогнейсы	Биотитовые пла- гиомигматиты	Биотитовые и дву- слюдяные плагио- граниты	Биотитовые, двуслюдя- ные, мусковитовые мик- роклин-плагиоклазовые мигматиты и анатектиты
Киазит-гранат- биотитовые 21,92	по киазит-гранат-биотитовым плаггиогнейсам		
	10,55	6,15	1,87
Гранат-биотитовые 18,23	по гранат-биотитовым плаггиогнейсам		
	15,55	15,70	10,06

Т а б л и ц а 25

Средний состав и распространенность серий* пород беломорского комплекса

Компонент	I (186)	II (75)	III (190)	IV (234)	V (75)
SiO ₂	49,60	62,99	68,10	70,20	46,87
TiO ₂	0,91	0,64	0,46	0,20	0,35
Al ₂ O ₃	15,30	16,32	16,25	16,26	5,28
Fe ₂ O ₃	3,56	1,69	0,92	0,58	2,35
FeO	8,27	3,73	3,27	1,52	8,79
MnO	0,21	0,07	0,06	0,03	0,18
MgO	6,98	2,37	2,12	0,91	29,67
CaO	10,32	5,42	2,75	2,85	4,18
Na ₂ O	2,34	4,13	3,64	4,32	0,69
K ₂ O	0,80	1,66	2,12	2,61	0,25
H ₂ O	1,14	0,71	0,24	0,17	0,31
Li	15	27	39	16	9
Rb	18	47	126	52	17
Cs	0,45	1,4	2,6	1,1	-
Ba	100	285	351	586	168
Sr	121	322	248	263	172
Zr	92	166	109	130	-
Sc	40	13	12	4	-
Sn	6,0	4,4	2,9	3,4	-
Cr	228	44	93	32	1480
Ni	124	21	32	8	454
Co	58	17	11	5	75
V	257	82	72	25	216
Pb	11	4	22	16	-
Zn	145	72	37	37	-
Cu	49	19	25	13	29
Относительная рас- пространенность по площади	0,03	0,49	0,14	0,33	0,01

* I-V - серии пород, см. в табл. 21; в скобках - число проб.

Средний состав докембрийской коры восточной краевой части Балтийского щита (беломорский комплекс) в сравнении со средним составом гранодиоритов и "гранитного" слоя литосферы

Компонент	Состав беломорского комплекса (петрогенные - 474, элементы примеси - 186)	Средний гранодиорит по 30 регионам земного шара по [24, 27]	Эндербит-плагиогнейсовый комплекс архейского фундамента Восточно-Европейской платформы. Среднее по глубокой скважине по [27]	Средний состав "гранитного" слоя литосферы по [24, 27]
SiO ₂	65,90	65,30	66,23	65,9
TiO ₂	0,50	0,64	0,51	0,55
Al ₂ O ₃	16,00	16,15	16,71	15,2
Fe ₂ O ₃	1,31	1,85	1,27	1,5
FeO	3,12	2,64	2,90	3,0
MnO	0,06	0,09	0,07	0,09
MgO	2,27	1,83	1,88	2,0
CaO	4,34	3,35	4,32	3,5
Na ₂ O	3,96	3,74	4,47	3,0
K ₂ O	2,00	3,05	1,50	3,2
H ₂ O	0,51	0,80	-	1,1
Li	31	30	Не опр.	30
Rb	73	160	То же	180
Cs	1,7	2,0	"	3,8
Ba	385	450	400	680
Sr	281	440	255	230
Zr	147	160	Не опр.	170
Sc	11	14	То же	11
Sn	3,6	2,5	"	2,7
Cr	49	22	20	34
Ni	21	15	30	26
Co	13	7	Не опр.	7,3
V	66	88	70	76
Pb	16	15	Не опр.	16
Zn	57	56	То же	51
Cu	19	26	"	22
K/Rb	228	159	"	148
Rb/Sr	0,26	0,36	"	0,78
Cr/V	0,74	0,25	"	0,44
K/Na	0,57	0,91	"	1,1

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 27 не опр. - не определялось.

гиомигматитов, сходных с породами беломорского комплекса по величинам средних содержаний как петрогенных элементов, так и элементов-примесей, что свидетельствует о типичности составов такого рода для раннего докембрия. В табл. 26 показан один из комплексов архейского фундамента Восточно-Европейской платформы, сходный со средним составом беломорского комплекса.

Датирование по Rb-Sr изохроне четырех образцов амфиболитов и пяти образцов апоамфиболитовых биотитовых плагиомигматитов [II7] показало разрыв во времени образования этих пород в 600 млн лет. Возраст амфиболитов 3100 ± 80 млн лет $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7005 \pm 0,0003$, СКВО = 14,55. Возраст плагиомигматитов - 2520 ± 50 млн лет $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7016 \pm 0,0004$, СКВО = 3,7. Сравнительно низкие первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для мигматитов могут свидетельствовать об участии мантийных флюидов в развитии гранитизации и становлении сиалической коры восточной краевой части Балтийского щита.

Попытка "снять" путем пересчета воздействие гранитизации на химический состав пород субстрата (табл. 27) приводит к модельному составу беломорского

Т а б л и ц а 27

Средний состав беломорского комплекса до гранитизации (модель) в сравнении со средним составом континентальной протокоры и диорита земной коры

Компонент	Беломорский комплекс до гранитизации (модель)	Континентальная протокора земного шара (модель) по [24]	Диорит земной коры по [24, 27]
SiO ₂	54,7	56,1	56,20
TiO ₂	0,8	1,1	1,00
Al ₂ O ₃	15,6	16,9	16,70
Fe ₂ O ₃	2,8	8,1	2,37
FeO	6,9	-	5,40
MnO	0,2	-	0,15
MgO	5,7	4,4	4,35
CaO	8,3	7,6	7,05
Na ₂ O	2,8	3,1	3,38
K ₂ O	1,2	1,35	1,70
H ₂ O	0,9	-	1,10
Li	23	Не опр.	25
Rb	38	То же	110
Cs	1	"	1
Ba	17	"	380
Sr	167	"	450
Zr	105	"	140
Sc	31	"	20
Sr	5	"	2
Cr	187	"	55
Ni	96	"	50
Co	44	"	9
V	205	"	150
Pb	12	"	12
Zn	115	"	75
Cu	43	"	40
K/Rb	263	"	129
Rb/Sr	0,23	"	0,24
Cr/V	0,91	"	0,37
K/Na	0,50	"	0,57

комплекса до гранитизации, близкому среднему составу диорита, а также модельному составу континентальной протокоры земного шара. По сравнению с диоритом следует отметить несколько большую основность беломорского комплекса, а также - существенно пониженные содержания элементов-примесей литофилов и более высокие содержания элементов-примесей сидерофилов. При этом характерные индикаторные отношения Rb/Sr и K/Na остаются постоянными для средних составов диоритов и пород беломорского комплекса.

Таким образом, 3,1 млрд лет тому назад земная кора восточной краевой части Балтийского щита имела более основной состав.

Проявившиеся на границе с протерозоем (2,5 млрд лет) процессы гранитизации вызвали в химическом составе земной коры значительные изменения - он изменился от существенно диоритового до преимущественно гранитоидного, близкого составу "гранитного" для современной земной коры.

Глава II

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Основные закономерности геохимической эволюции гранитоидов Урала в палеозое

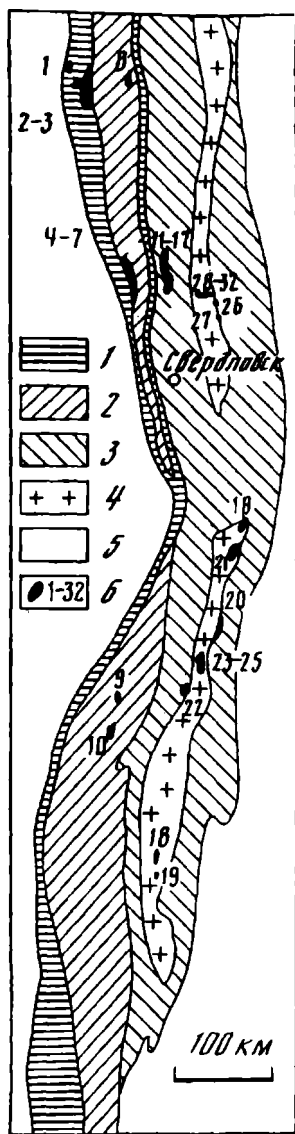
Урал — сложный по строению подвижный пояс с полным циклом развития, включающим наложение эвгеосинклинальной палеовулканической структуры, ее эволюцию и отмирание с соответствующим изменением состава земной коры, а именно — превращением океанической коры в континентальную. Чутким индикатором такой эволюции является магматизм, в частности гранитоидный. На примере Урала можно проследить некоторые важные закономерности гранитоидного магматизма в широком диапазоне геодинамических режимов, сменяющих друг друга в ходе превращения океанической структуры в континентальную.

Большинство исследователей рассматривают Урал как палеозойскую структуру, заложившуюся в раннем ордовике, хотя существуют представления о более раннем, эфрейском времени начала эвгеосинклинальной истории Урала [176, 209]. Мы проследим эволюцию гранитоидного магматизма в палеозойское время.

Урал имеет сложное тектоническое строение. Его расчленение на крупные структурно-формационные зоны, представленное на рис. 27, было обосновано ранее [271, 299] и проведено в основном по особенностям развития магматизма, хотя каждая структурно-формационная зона имеет разное глубинное строение. Чтобы избежать неопределенностей, связанных с разным толкованием тектонических терминов, нами в данной работе выделяются зоны по составу преобладающих магматических пород^I: ультрамафическая (шовная), фемическая (троговая фемическая), сиало-фемическая (переходная, наложенных прогибов), сиалическая (Восточно-Уральское поднятие). Все структурно-формационные зоны характеризуются индивидуальными особенностями развития. Каждой зоне свойственны разные вертикальные ряды магматических формаций, представляющие в принципе какой-то один определенный тип магматизма: рифтогенный (океанический или континентальный), океанический, островодужный, орогенный и др. [271]. Остановимся на гранитоидах.

Проследить эволюцию этих пород можно в двух направлениях. Во-первых, в процессе развития той или иной зоны происходит смена одних магматических формаций, образующих соответствующий вертикальный ряд, другими. Соответствующим образом изменяется и вещественный состав гранитоидов, входящих в эти формации. Это направление геохимической эволюции представляется очевидным. Менее определенно выражено второе направление: изменение состава одноименных пород из одних и тех же, но разновозрастных формаций; рассмотрим оба эти направления.

^I В скобках приведена принятая ранее типизация зон [271, 299].



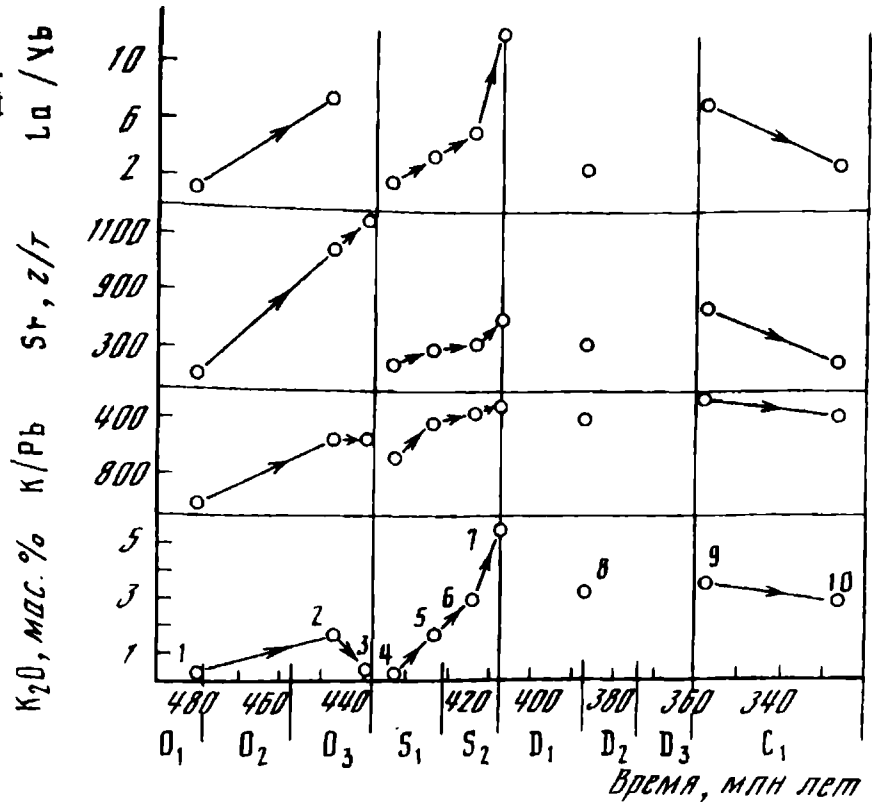
Р и с. 27. Схема районирования Урала

1-4 - зоны: 1 - ультрафемическая (шовная), 2 - фемическая троговая Тагильская и Магнитогорская, 3 - сиалофемическая, 4 - сиалическая (Восточно-Уральское поднятие); 5 - обрамление уралид; 6 - массивы магматических пород, упоминаемые в тексте; цифры соответствуют точкам на рис. 28, 30-32

В качестве индикаторных геохимических параметров эволюции выбраны следующие: содержание K_2O (в мас.%), Sr (в г/т) и K-Rb и La-Yb отношения. Каждый из параметров заметно изменяется в ходе эволюции и значимо различен в разных магматических формациях и комплексах. На рис. 28 значения этих параметров относятся к породам с содержанием кремнезема 65-69%, т.е. к гранодиоритам. Для формации водных плутонических гранитов пермского возраста, в которых гранодиоритов просто нет, указаны средние содержания в гранитах главной интрузивной фазы.

Выбор гранодиоритов определяется тем, что эти породы являются ключевыми при классификации серий, что позволило в свое время предложить такой классификационный параметр как "гранодиоритовый" индекс [271], представляющий собой величину $K_b - (K_b + Ab + Or_t)$ отношения в гранодиоритах из сложных по набору пород гранитоидных серий. Гомодромный тип эволюции включает рост концентрации K_2O и Sr, уменьшение K-Rb отношения и рост La-Yb отношения в возрастном ряду гранодиоритов: антидромный тип подразумевает противоположные тенденции. Для возрастного ряда гранитных формаций гомодромный и антидромный типы эволюции различаются менее определенно по принятым параметрам, в частности изменение содержания K_2O не может служить индикатором типа эволюции, но для гомодромной эволюции характерно падение содержания стронция в возрастном ряду гранитов (а не рост, как для гранодиоритовых составов), уменьшение K-Rb и La-Yb отношений.

Рис. 28. Схема геохимической эволюции гранитоидного магматизма ультрафемической и фемической зон (пояснения в тексте)



Ультрафемическая шовная зона

Ультрафемическая зона, по которой эвгеосинклинальная часть Уральского подвижного пояса сопрягается с миогеосинклинальной, — это область мощного, ультрафемического магматизма, представленного парными магматическими комплексами.

Парный магматический комплекс [271] состоит из двух ассоциаций. Ранняя из них — это офиолитовая триада: гарцбургит или лерцолит — габбро-пиллоулавы (собственно офиолитовая ассоциация), а поздняя — дунит-клинопироксенит-габбровая серия типа платиноносной. Гранитоиды отмечаются в той и другой ассоциации парного комплекса и завершают их развитие. В офиолитовой ассоциации они входят в состав габбро-плаггиогранитной формации, а в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации представлены анортозит (лейкодиорит)-гранитоидной формацией. Вещественный состав пород и той и другой формации различен. Габбро-плаггиогранитная формация, как следует из ее названия, представлена практически бескальевыми низкостронциевыми породами с высоким K/Rb и низким La/Yb отношениями, а породы молодой формации характеризуются очень высоким содержанием стронция, более низким K/Rb отношением и более высоким La/Yb отношением.

Для гранитоидов из этих формаций, развитых в средней части Урала в районе Кытлымского массива, на рис. 28 приведены усредненные значения названных геохимических параметров, наглядно отражающих закономерности эволюции (см. рис. 28, точки 1–3). Наиболее древними являются плаггиогранито-гнейсы (точка 1), которые вместе с апогаббровыми амфиболитами входят в состав офиолитов, вмещающих дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала. Непосредственно в Кытлымском массиве гранитоиды образуют две серии: малокальевую (точка 2) и бескальевую (точка 3). В зависимости от содержания калия различаются и предшествующие гранитоидам роговообманковые анортозиты и лейкодиориты [299]. Обращают на себя внимание элементы антидромности эволюционных трендов гранитоидов, ассоциированных с платиноносными массивами: более богатые калием разности формируются раньше бескальевых лейкодиорит-плаггиогранитных серий, хотя сами серии построены строго гомодромно. Антидромная тенден-

ция эволюции магматизма связана с деструктивным типом геологического развития, каковым является рифтогенез или процессы тектоно-магматической активности [16, 299]. Применительно к Платиноносному поясу Урала эта особенность гранитоидов является одним из подтверждений представления о формировании дунит-клинопироксенит-габбровых массивов в ходе квазиplatformенного рифтогенеза, предшествовавшего раскрытию силурийской срединной зоны. Содержание стронция в гранитоидах ультрафемической зоны Урала растет в ходе эволюции, а К/Эв отношение уменьшается от офиолитовых плагиогранитов к гранитоидам, ассоциированным с платиноносными массивами. Величина этого отношения составляет на Среднем Урале 500-600, а на Южном - 180-250 [299].

Рассмотренный вертикальный ряд гранитоидов ультрафемической зоны специфичен и в других зонах не повторяется. Для этого ряда характерны предельно высокие содержания K_2O и стронция в офиолитовых (океанических), по Колману [113] гранитоидах, связанных с ранней ассоциацией парного комплекса, и очень высокое содержание стронция в породах анортозит-гранитоидной формации, связанной с поздней ассоциацией парного комплекса. Этот формационный ряд - наиболее древний среди уралитид - время его формирования ограничено ордовиком [272].

Фемические троговые зоны

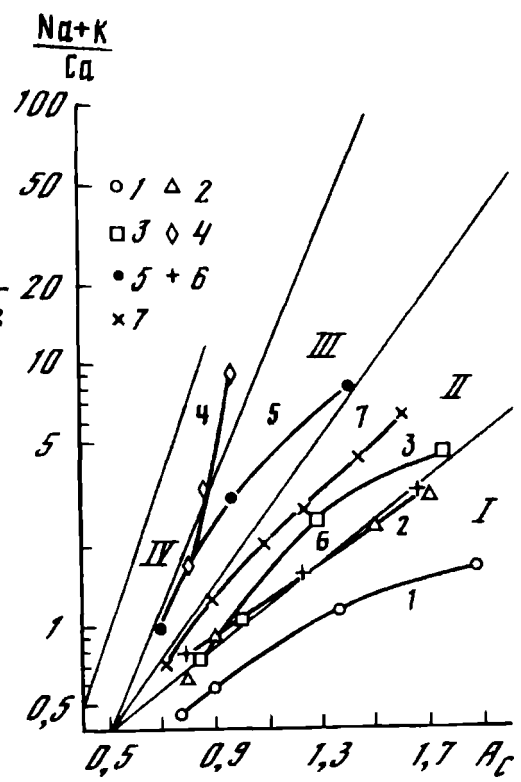
На Урале выделяются две фемические троговые зоны: Тагильская силурийская и Магнитогорская девонско-раннекаменноугольная, которые примыкают к ультрафемической шовной зоне с востока в северной и южной частях Урала соответственно (см. рис. 27).

В Тагильской фемической зоне магматизм представлен дифференцированными базальтоидными формациями силурийского возраста, которые как бы наращивают с востока ордовикский магматизм ультрафемической зоны. Взаимоотношения самых ранних магматических пород Тагильской зоны с самыми поздними магматитами ланкариит-плагиогранитной серии ультрафемической зоны однозначны. В районе пос. Черноисточинск, на г. Аблей и в ряде других мест лландоверийские габбро и плагиограниты, комагматичные соответствующим вулканитам, образуют многочисленные дайки в высокостронциевых габбро и плагиогранитоидах, возраст которых в связи с этим определяется как позднеордовикский. Тем самым устанавливается верхний возрастной предел дунит-пироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала [272].

Базальтовые, базальт-риолитовые, базальто-трахитовые и комагматичные или габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии в процессе геологического развития зоны меняют свой состав. По мере роста мощности земной коры магматизм эволюционирует от практически бескальциевых известковых габбро-плагиогранитных серий, близких по вещественному составу к ранним островодужным, через известково-щелочные калиево-натриевые габбро-гранитоидные серии к богатым калием габбро-сиенитовым сериям, фиксирующим квазиplatformенную стадию развития эвгеосинклинальной зоны и сходным по некоторым параметрам с шшонитами островных дуг (рис. 29).

Очень характерно, что в ряде случаев полный набор эвгеосинклинальных магматических формаций концентрируется в одном интрузивном массиве. Такие массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности, функционирующие в течение всего периода существования данной структурно-формационной зоны. Примером может служить Тагильский массив на Среднем Урале, где на площади около 300 км² представлены формации силурийского магматического цикла продол-

рис. 29. Диаграмма $(Na+K)/Ca-A_c$ по [47]
 I-IV - поля базальтоидных серий, по [47]:
 I - известковое, II - известково-щелочное, III - щелочное, IV - умеренно щелочное
 I-7 - магматические серии: I-4 - серии Тагильского массива: I - габбро-плагиогранитная, II - диорит-трондземитовая, III - диорит-гранодиоритовая, IV - диорит-сиенитовая; 5 - магнитогор-
 товская габбро-гранитная серия; 6-7 - орогенные толеит-гранодиоритовые серии Петрокаменной зоны:
 6 - раннекаменноугольная малокалиевая, 7 - среднекаменноугольная калиево-натриевая



существованием около 30 млн лет (см. рис. 28, точки 4-7): габбро-плагиогранитная (точка 4), диорит-трондземитовая (точка 5), диорит-гранодиоритовая (точка 6) и диорит-сиенитовая (точка 7), каждая из которых имеет свои вулканические комагматы [299].

Изменение информативных характеристик химического состава в таком вертикальном ряду магматических формаций, образующих малый цикл базальтоидного магматизма [290], строго гомодромно (см. рис. 28), как и в отдельно взятой габбро-гранитоидной серии, образованной процессом фракционной кристаллизации единой исходной базитовой магмы. Этот факт позволяет предположить, что отмеченная последовательность формаций в рамках цикла также обусловлена эволюцией единого магматического очага, существовавшего 30 млн лет в условиях геодинамического режима, близкого к островодужному. В процессе этой эволюции содержание K_2O возрастает от 0,2% в гранитоидах габбро-плагиогранитной формации до 5,5% в сиенитах; K/Rb отношение при этом уменьшается от 760 до 350, а La/Yb увеличивается от 2 до 13; содержание стронция возрастает от 200 до 500 г/т (см. рис. 28).

Вертикальный ряд магматических формаций, зафиксированный в Тагильском массиве, сходен с латеральным рядом вулканических островных дуг, в которых от океанической стороны к континентальной наблюдается смена так называемых толеитовых формаций известково-щелочными и повышенной щелочности. В соответствии с классификацией Л.С.Бородина [47], разработанной на примере типовых вулканических серий современных островных дуг, габбро-плагиогранитная формация Тагильского массива соответствует известковым толеитовым сериям, тренд диорит-трондземитовой формации располагается на границе толеитового и известково-щелочного полей, диорит-гранодиоритовая формация по составу отвечает известково-щелочным сериям, а диорит-сиенитовая - умеренно щелочным (см. рис. 29).

В процессе развития происходит смена барофильного типа эволюции [271], связанного с развитием габбро-плагиогранитной формации, барофильным, который характе-

ризует все последующие формации: контрастно дифференцированные бимодальные серии сменяются непрерывными полимодальными возрастающей флюидонасыщенностью.

В конце раннего и начале среднего девона на территории современной Тагильской зоны устанавливается квазиplatformный режим, на фоне которого в результате тектоно-магматической активизации формируются базальт-андезитовые и комагматичные им габбро-гранитоидные серии. Параметры вещественного состава гранодиоритов из наиболее представительной габбро-диорит-гранодиоритовой ауэрбаховской серии [299], приведенные на рис. 28 (точка 8), наглядно свидетельствуют о том, что породы этой серии не продолжают эволюционный ряд эвгеосинклинальных формаций, а представляют собой отдельный эпизод магматизма, который по геодинамическому режиму близок к рифтогенному.

В южной части Урала этому рифтогенезу отвечает заложение новой фемической зоны - Магнитогорской, где развит комплекс девонских вулканических формаций. По вещественному составу и последовательности формирования они близки к силурийскому вулканогенному ряду формаций Тагильской зоны, составляющих девонский цикл базальтоидного эвгеосинклинального магматизма [290]. Интрузивные формации развиты слабо, что в определенной мере связано с небольшим эрозионным срезом: при глубоком бурении на ряде колчеданных месторождений Магнитогорской зоны вскрыты апикальные части плаггиогранитоидных интрузивов.

Широкое развитие интрузивные породы получают в каменноугольное время. Они представлены габбро-диорит-граносиенитовой позднедевонско-раннекаменноугольной верхнеуральской (см. рис. 28, точка 9) и габбро-гранитной раннекаменноугольной магнитогорской (точка 10) сериями [299]. Первая серия формируется в эпоху зилайского флиша, которая связана с последующим рифтогенезом. Эволюция вещественного состава от верхнеуральской серии к магнитогорской характеризуется четкой антидромной тенденцией. Этим эволюционный ряд каменноугольных интрузивных формаций магнитогорской зоны резко отличается от собственно эвгеосинклинального ряда формаций Тагильской зоны, что свидетельствует о различии геодинамического режима, который в силуре Тагильской зоны был близок к островодужному, а в конце раннего карбона в магнитогорской зоне - к рифтогенному. Налицо два типа эволюции базальтоидного интрузивного магматизма.

Гомодромный эволюционный ряд тагильского типа характеризуется ростом содержания калия и сопряженных с ним элементов в каждой последующей формации, сменой преимущественно барофобного типа эволюции барофильным. Антидромный ряд формаций в Магнитогорской зоне имеет обратные тенденции: содержание K_2O падает, а барофильная верхнеуральская серия образуется раньше, чем барофобная магнитогорская; в тектоническом плане происходит деструкция земной коры, ее раскол.

Силало-фемические зоны

В этих зонах, примыкающих к фемическим с востока, развит комбинированный формационный ряд, состоящий из эвгеосинклинальных базальтоидных дифференцированных формаций и надстраиваемых им орогенных андезитоидных формаций.

Базальтоидные вулканические и интрузивные формации имеют черты сходства с тагильскими, но есть между ними и важные отличия: для одноименных формаций силало-фемической зоны характерны повышенные содержания калия и других ассоциированных с ним элементов и преобладающий барофильный тип эволюции, что, в частности, выражается в широком развитии пород среднего состава, полимодальном распределении всех параметров состава. Эти особенности базальтоидных

Связываются с ростом сиаличности земной коры. Наличие более поздних орто-формаций делает это предположение более обоснованным.

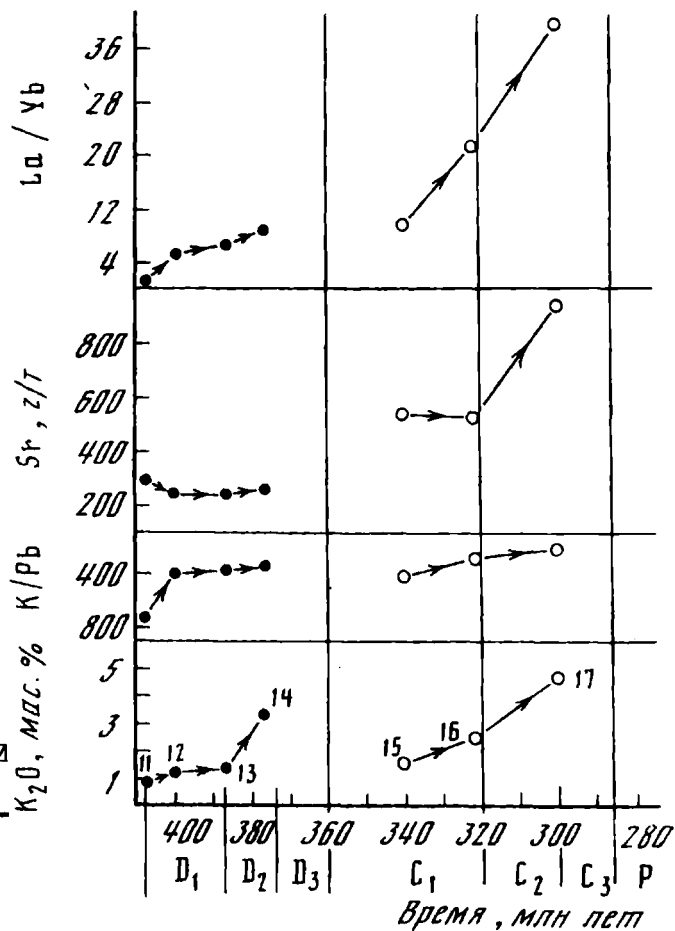
В качестве примера рассмотрим закономерности эволюции магматизма в Петрокаменской структурно-формационной зоне сиало-фемического типа, примыкающей к Тагильской зоне с востока [25].

В Петрокаменской зоне развит ряд базальтоидных вулканогенных и комагматических или интрузивных формаций, которые представлены следующими сериями: последующей(?)—раннедевонской габбро-диорит-плаггиогранитной (рис. 30, точка II), раннедевонской габбро-диорит-гранитной (I2), раннедевонской-раннеэвфельской габбро-диорит-гранитной (I3) и позднеэвфельско-живетской габбро-диорит-адамеллитовой (I4). Так же как и эвгеосинклинальные формации Тагильской зоны, названный временной ряд формаций Петрокаменской зоны характеризуется гомодромным типом эволюции. Обладая общими закономерностями эволюции, эти два вертикальных ряда формаций имеют и закономерные различия. В Петрокаменской зоне в отличие от Тагильской не известен инициальный базальтоидный вулканизм, отсутствует недифференцированная базальтовая формация, а вместо контрастной барофобной габбро-плаггиогранитной серии развита тоже натриевая (с несколько большим содержанием K_2O), но непрерывно дифференцированная барофильная габбро-диорит-плаггиогранитоидная серия. В Петрокаменской зоне, таким образом, выпадают раннеэвгеосинклинальные формации, которые отвечают океаническому геодинамическому режиму. Все петрокаменские формации имеют барофильный тренд дифференциации.

Обращает на себя внимание то, что в возрастном ряду эвгеосинклинальных формаций ультрафемической зоны, фемической Тагильской зоны и сиало-фемической Петрокаменской зоны (см. рис. 28, 30, точки I-7, II-I4) каждая последующая формация занимает определенное положение по отношению к предыдущей, располагаясь от нее к востоку (см. рис. 27). Это означает, что развитие эвгеосинкли-

рис. 30. Схема геохимической эволюции эвгеосинклинального (залитые кружки) магматизма в Петрокаменской сиало-фемической зоне

Значения параметров приведены для гранодиоритов ($SiO_2 = 65-69\%$)



нального магматизма происходило в направлении с запада на восток, и каждая последующая зона эндогенной активности причленялась с востока к уже отмершей зоне. Магматические проявления в последней, синхронные с магматизмом в соседней с востока зоне, по своему типу уже не являются эвгеосинклинальными (например, раннедевонская ауэрбаховская серия в Тагильской зоне).

Подобная зональность не имеет полных аналогов среди современных структур. По геохимическим особенностям эвгеосинклинальные магматиты Тагильской и Петрокаменской зон близки к современным островодужным [130], однако закономерности возрастной (вертикальной) эволюции и сопряженной с ней латеральной эволюции магматизма не соответствуют той, что наблюдается в современных островных дугах. Вещественные особенности магматических пород свидетельствуют о том, что блок с корой континентального типа, определявший зональность магматизма и изменение некоторых вещественных параметров магматических пород, в течение времени от ордовика до раннего карбона всегда располагался к востоку от области активного магматизма эвгеосинклинального типа. В этом направлении во всех последовательно образовывавшихся эвгеосинклинальных зонах и возрастала мощность сиалической оболочки.

Возвращаясь к Петрокаменской зоне, заметим, что в раннем карбоне на сформированные в девоне вулкано-интрузивные сооружения накладывается магматизм орогенного типа, представленный раннекаменноугольной малокалиевой тоналит-гранодиоритовой (см. рис. 30, точка I5), раннесреднекаменноугольной калиево-натриевой (точка I6) и средне-позднекаменноугольной монцодиорит-гранитной (точка I7) сериями. Эволюция состава пород в процессе орогенного каменноугольного магматизма строго отвечает гомодромному типу. В отличие от эвгеосинклинальных серии орогенные принадлежат тоналит-гранодиоритовому формационному типу и являются производными не базальтовой, а андезитовой магмы.

Тоналит-гранодиоритовые малокалиевые и калиево-натриевые серии образуют крупный Верх-Исетский плутон и ряд более мелких массивов к северу от него. Наличие базитового фундамента, сложенного породами предшествовавшего эвгеосинклинального (островодужного) магматизма, оказывает существенное влияние на вещественный состав орогенных магматитов. Гранитоиды здесь отличаются от соответствующих по возрасту разностей из зоны сиалических поднятий пониженным содержанием K_2O , более высоким K/Rb и низким La/Rb отношениями.

Сиалические зоны

В современной структуре Урала эти зоны фиксируются как поднятия с развитым сиалическим слоем — это области длительного и мощного орогенного гранитоидного магматизма. В отличие от сиало-фемических зон базальтоидный магматизм проявлен слабо, а орогенный ряд формаций представлен в полном виде и характеризуется широким развитием плутонических гранитов, надстраивающих тоналит-гранодиоритовые серии. В крупных ареалах гранитоидного магматизма сосредоточен весь ряд орогенных магматических формаций (от ранних к поздним): тоналит-гранодиоритовые серии с растущим по мере эволюции содержанием щелочных металлов, в частности калия, затем монцодиорит-гранитные повышенной щелочности и, наконец, формация водных плутонических гранитов (S-тип), после которой в отдельных случаях образуются массивы маловодной адамеллит-гранитной формации (субсеквентной по Г.Штилле). По сравнению с рассмотренными рядами этот формационный ряд характеризуется меньшими вариациями состава пород от кварцевого диорита (тоналита) до гранита, а не от габбро до гранита.

В южной части Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 27) в Главном гранитном поясе Урала наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма представлены досреднедевонскими тоналит-гранодиоритовыми сериями. Е.А.Белгородский в районе г. Челябинска в среднедевонских конгломератах обнаружил гальку малокальцевых тоналитов и гранодиоритов, которые в нескольких километрах к югу от этих конгломератов образуют крупные тела в пределах Челябинского полиформационного и полихронного массива. Южнее эти породы были обособлены в бутакский комплекс [237], в среднем девоне они формируют интрузивы айдырлинского комплекса [52], которые отличаются от более древних повышенным содержанием K_2O (рис. 31, точки 18, 19). Оба названных комплекса образуют девонский цикл орогенного магматизма с гомодромной эволюцией. Весьма вероятно, что рассматриваемый цикл не ограничен только тоналит-гранодиоритовыми сериями, но в настоящее время нет надежных данных о наличии девонских существенно гранитных формаций.

В раннем карбоне следует новая вспышка орогенного магматизма. С малокальцевой пластовской тоналит-гранодиоритовой серии начинается каменноугольный формационный ряд (см. рис. 31, точка 20), затем формируется калиево-натриевый тоналит-гранодиоритовый комплекс (21), а на завершающей стадии происходит внедрение кольцевых интрузивов степнинского монцодиорит-гранитного комплекса (22). Изменение вещественного состава в породах каменноугольного магматического цикла отвечает гомодромному типу, отражающему последовательный рост мощности земной коры и увеличение ее стабильности.

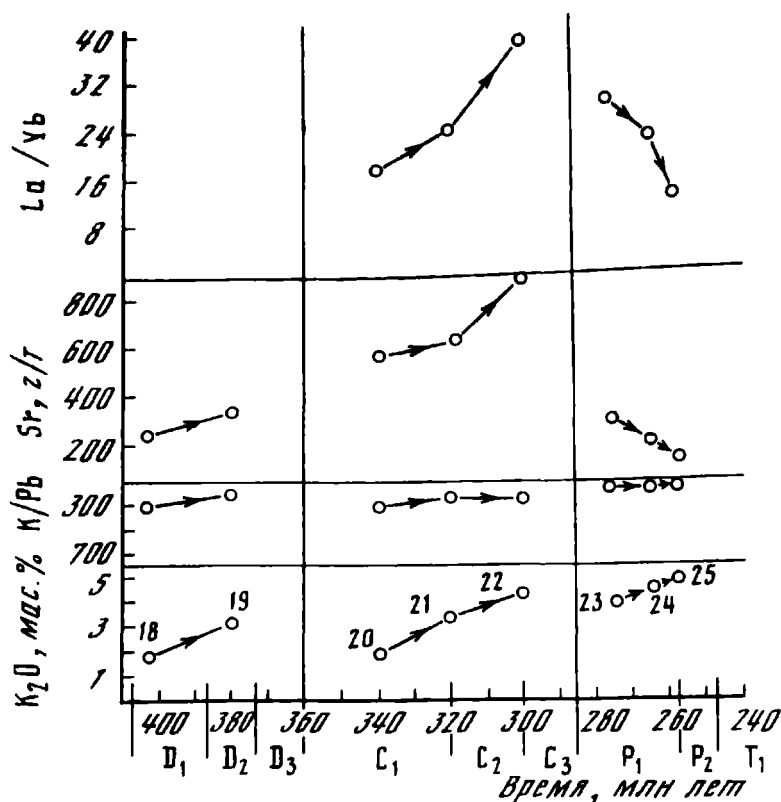
Монцодиорит-гранитные интрузивы образуются в условиях стабилизации ранее сформированных орогенных структур и приурочены к зонам разломов, которые по своей природе близки к рифтогенным. Цепочки монцодиорит-гранитных интрузивов, сложенные высокостронциевыми породами повышенной щелочности, принадлежащими к латитовому геохимическому типу [261], образуют линейные элементы, "гранитные оси", которые под разными углами пересекают уральские структуры, а в ряде случаев следуют вдоль них [226]. Подобная геологическая позиция, кольцевая форма интрузивов, особенности вещественного состава пород указывают на то, что монцодиорит-гранитная формация фиксирует завершение определенного этапа геологического развития — она завершает эвгеосинклинальный в широком смысле слова (вместе с его орогенной стадией) этап развития Уральского подвижного пояса.

Более поздний пермский цикл гранитного магматизма представлен водными палингенными плутоническими коровыми гранитами, которые на более ранних этапах развития Урала отсутствуют.

В рассматриваемой нами южной части Восточно-Уральского поднятия первые проявления этого магматизма представляют плутоны мигматит-гранитной формации. Типичный пример — Варламовский массив, сложенный гнейсовидными адаметеллитами и гранитами абиссальной фации, состав которых¹ показан точкой 23 (см. рис. 31). Эти породы принадлежат одноименному варламовскому комплексу и синхронны главной фазе позднепалеозойского регионального метаморфизма.

Следующий по времени существенно гранитный синарский комплекс (точка 24) представляет собой наиболее распространенный тип водного плутонического гранита [273]. Граниты этого комплекса образуют крупные плутоны абиссальной и мезоабиссальной фаций, формирование которых сопровождается становлением зонального ореола контактового метаморфизма типа Абукума.

¹ Точки 23-25 на рис. 31 и 28-32 на рис. 32 характеризуют состав гранитов, а не гранодиоритов, как все остальные.



Р и с. 31. Схема геохимической эволюции орогенного магматизма южной части Восточно-Уральского поднятия

Здесь и на рис. 32 значения геохимических характеристик указаны для гранитов главной интрузивной фазы

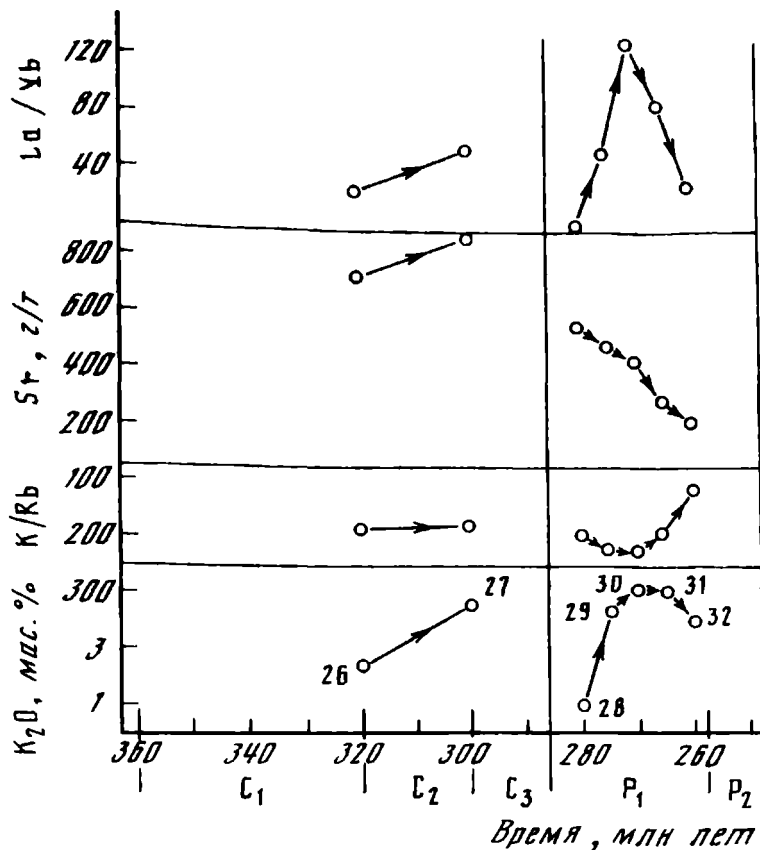
Формирование эволюционного ряда водных плутонических гранитов завершается внедрением многочисленных жил и сравнительно крупных интрузивных тел биотитовых гранитов кабанского комплекса, которые прорывают граниты варламовского и санарского комплексов. Небольшими по мощности телами этих гранитов прорваны и вмещающие метаморфические породы. Количество жил уменьшается с удалением от гранитных плутонов предыдущих комплексов, что является геологическим свидетельством связи гранитов кабанского комплекса с предшествующими гранитами варламовского и кабанского комплексов. Кабанские граниты пересекают директивные структуры метаморфических пород и предшествующих гранитов и образуются после оформления контактового ореола, связанного с санарским комплексом.

Серия рассмотренных гранитных комплексов характеризуется направленным изменением вещественного состава гранитов главной фазы: по мере эволюции в них увеличивается содержание K_2O , уменьшаются K/Rb и La/Yb отношения, содержание стронция (см. рис. 31). Для гранитов подобные тренды отвечают конструктивно-интрузивному типу эволюции.

Каменноугольно-пермский ряд орогенных гранитоидных формаций в северной части Восточно-Уральского поднятия имеет существенные отличия по сравнению с формациями в его южной части. Аналоги малокалиевого пластового комплекса отсутствуют и орогенный формационный ряд начинается кривчанским калиево-натриевым комплексом (см. рис. 32, точка 26), который представлен в плане обширными массивами преимущественно гипабиссальных гранодиоритов, далее формируются монцодиорит-гранитные массивы соколовского комплекса (точка 27), близкие упомянутому степнинскому комплексу и отвечающие общеуральской монцодиорит-гранитной формации.

В пермское время в общеуральскую эпоху водного гранитного плутонизма формируется ряд палингенных существенно гранитных комплексов: южакровский мигматит-гранитный, который развит в западной части ареала среди разнообразных гнейсов амфиболитовой и диафторированной гранулитовой фаций и сложен несколькими поколениями разных по составу гранитов (в порядке формирования): плагио-

Рис. 32. Схема геохимической эволюции орогенного магматизма в северной части Восточно-Уральского поднятия

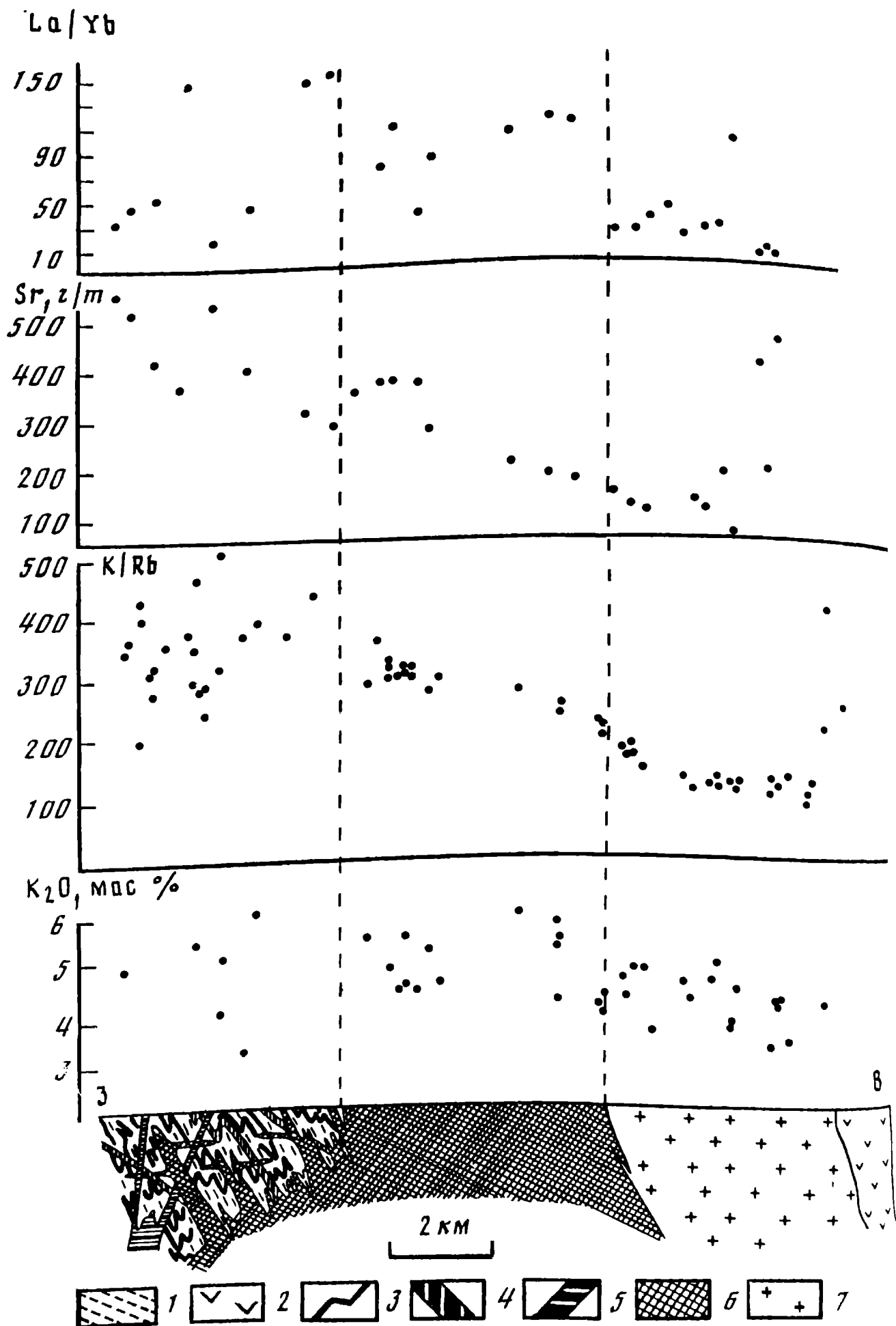


гнейсо-гранитами (точка 28), гнейсо-гранитами (точка 29) и массивными адамеллитами и гранитами (точка 30), адамеллит-гранитный ватихский, который составляет западную часть Мурзинского и Алуйского массивов (точка 31) и, наконец, гранитный мурзинский (точка 32).

В отличие от Южного Урала мигматит-гранитная формация не образует единого крупного массива, как Варламовский, а представлена серией небольших тел, в которых по мере формирования растет содержание калия. По общему гомодромному типу изменяются и такие параметры, как содержание стронция, которое уменьшается в более молодых породах, и La/Yb отношение (см. рис. 32). При переходе к более молодым гранитным комплексам характер изменения рассматриваемых параметров состава становится более сложным: содержание K_2O в возрастном ряду гранитов падает, а остальные параметры ведут себя так же, как и параметры южноуральских комплексов: падает содержание стронция, K/Rb и La/Yb отношения уменьшаются.

Возрастной формационный ряд гранитов занимает строго фиксированное положение: ранние комплексы (южакровский) располагаются на западе ареала, а к востоку они сменяются все более молодыми комплексами с последовательным изменением геохимических характеристик, отражающимися в геохимической зональности Мурзинского массива, которая иллюстрируется рис. 33. Возрастной и геологический (т.е. пространственный) разрезы настолько схожи, что возрастную ось на рис. 32 можно заменить расстоянием, поставив слева индекс "запад", а справа - "восток", и получим копию - рис. 33.

Как и в зональности эвгеосинклинальных магматитов, рассмотренной на примере Тагильской и Петрокаменской зон, ряд орогенных гранитных формаций надстраивается тоже в восточном направлении. Рост содержания рубидия и уменьшение K/Rb отношения в возрастном ряду коровых по магматическому источнику гранитов свидетельствует о росте мощности сиала в восточном направлении, которое не в столь явной форме, но прослеживается и на примере эвгеосинклинальных базальто-



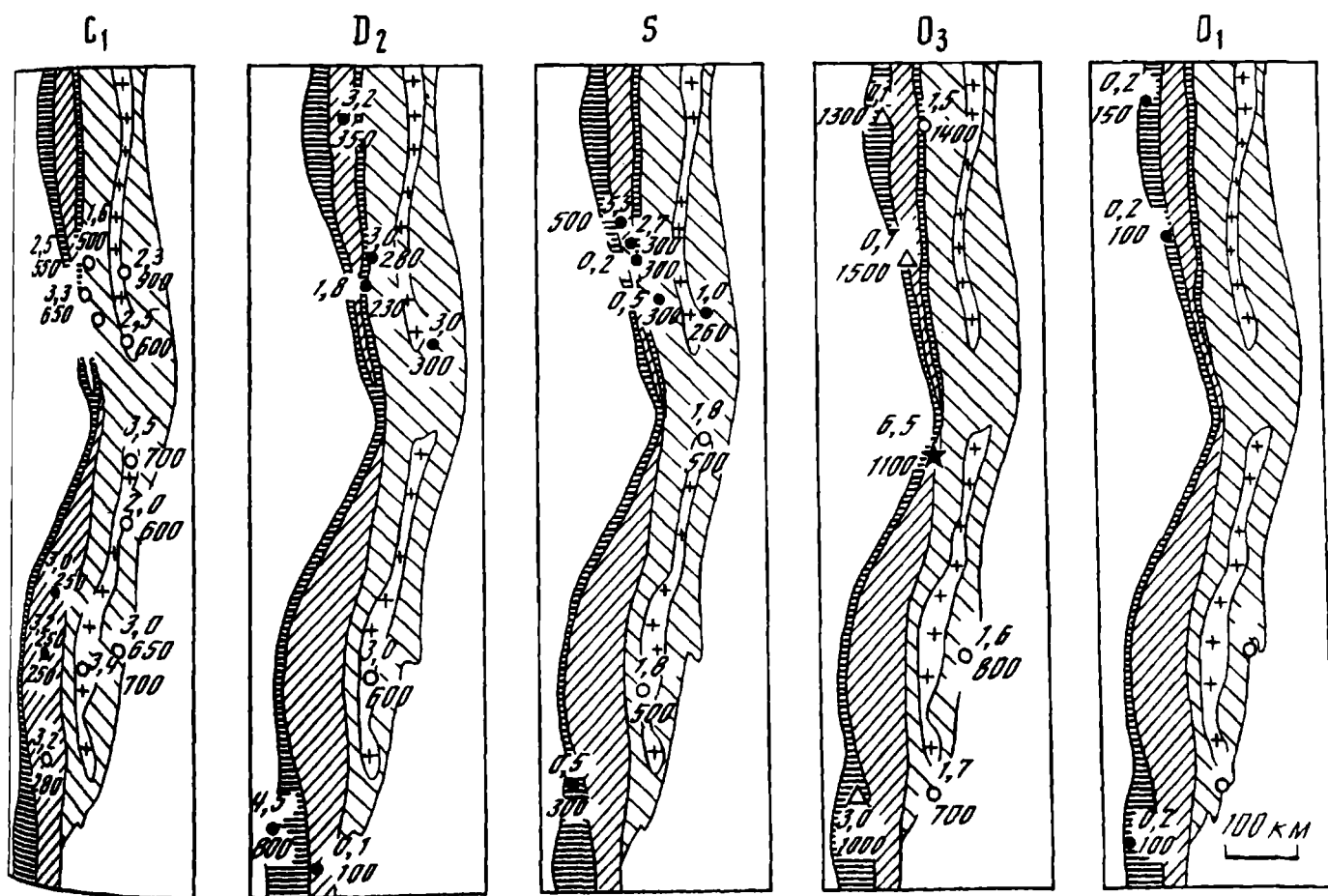
Р и с. 33. Геологический разрез и геохимические профили по Мурзинскому гранитному массиву

1, 2 - вмещающие породы: 1 - гнейсы (РС_т), 2 - вулканогенно-осадочные породы (D₂); 3-5 - кжаковский комплекс: 3 - плагио-гнейсо-граниты, 4 - гнейсо-граниты, 5 - адамеллиты и граниты; 6 - адамеллиты и граниты ветского комплекса; 7 - граниты мурзинского комплекса

длинных формаций силуро-девонского возраста. Эти общие закономерности эволюции эвгеосинклинального и орогенного магматизма Урала несомненно имеют общую причину, которая, по-видимому, заключается в том, что в течение всего геологического развития подвижного пояса на территории современного Восточно-Уральского поднятия (Главного гранитного пояса Урала) существовал континентальный блок, определявший зональность магматизма, с удалением от которого в западном направлении уровень "сиаличности" земной коры уменьшался.

Как следует из изложенного, продукты раннеордовикского гранитоидного магматизма в современной структуре Урала отмечаются в крайней западной и восточной частях (рис. 34). В западной части Урала гранитоиды представлены "океаническими плагиогранитами", по терминологии [125], входящими в состав габбро-плагиогранитной формации офиолитов, а в восточной - тоналит-гранодиоритовыми массивами, образующими каледонский фундамент восточной части Уральского подвижного пояса. Распределение гранитоидных формаций наглядно иллюстрирует схему структуры Урала в то время: спрединговая зона океанического типа, а к востоку от спрединговой зоны расположена континентальная окраина с каледонским основанием.

В позднем ордовике в западной палеоокеанической части Урала устанавливается режим квазиplateформенной стабилизации, который фиксируется кольцевыми дунит-клинопироксенит-габбровыми массивами Платиноносного пояса на севере и восточно-хабаринской ассоциацией на юге. Их формирование завершается анортозит-



△ 1 ★ 2 • 3 ○ 4

Рис. 34. Схема размещения некоторых массивов главных формационных типов гранитоидов Урала во времени

1-4 - гранитоиды разных формаций: 1 - анортозит-гранитной, 2 - мшаскитовой, 3 - габбро-гранитоидной, 4 - тоналит-гранодиоритовой; остальные условные обозначения зон те же, что и на рис. 27

Цифры около точек означают содержания: верхняя - K_2O (в мас.%), нижняя - Sr (в г/т) в породах с содержанием $SiO_2 = 65-69\%$

гранитоидными сериями с варьирующим содержанием калия. На Среднем Урале в это время образуются мicasит-карбонатитовые массивы Ильменских и Висневых гор.

Ордовикский ряд гранитоидных формаций специфичен. Он развит только в ультрафемической зоне и в других зонах Урала и на других возрастных уровнях больше не повторяется.

На восточной окраине Урала продолжается формирование каледонского фундамента: образуются малокалиевые тоналит-гранодиоритовые серии, слагающие Мажановский метаморфический блок.

В силуре главный ареал габбро-гранитоидного магматизма смещается в Тагильскую фемическую зону, а также в более восточные сиало-фемические зоны. Развитие тоналит-гранодиоритовых серий идет и в западном направлении — область развития смещается в Главный гранитный пояс.

В среднем девоне в восточной части Тагильской зоны и в прилегающих к ней на востоке сиало-фемических зонах формируются калиево-натриевые габбро-гранитоидные серии. В Магнитогорской фемической зоне в это время развиваются высокоизвестковистые натриевые и габбро-плагиогранитные серии офиолитовых комплексов. Происходит заложение новой троговой зоны с субокеаническим режимом. В это же время в области современного Восточно-Уральского поднятия продолжают формироваться тоналит-гранодиоритовые серии, которые отличаются от силур-раннедевонских серий повышенным содержанием K_2O (см. рис. 34).

В раннем карбоне калиево-натриевый габбро-гранитоидный магматизм концентрируется в Магнитогорской фемической зоне, а в сиало-фемических восточных зонах в это время широкое развитие получают тоналит-гранодиоритовые серии с возрастающим в ходе эволюции содержанием K_2O . Продолжается характерное для всей предыдущей истории геологического развития Урала параллельное существование двух типов магматизма: базальтоидного габбро-гранитного эвгеосинклинального (или островодужного в широком смысле) и андезитоидного орогенного тоналит-гранодиоритового. Первый тип магматизма приурочен к фемическим зонам (к постостроводужной орогенной стадии их эволюции) и к сиалической зоне Восточно-Уральского поднятия.

В позднем карбоне вдоль зон глубинных разломов (зоны рифтогенеза), секущих субмеридиональные уральские структуры, формируются кольцевые монцодиорит-гранитные интрузивы. После формирования интрузивов в пермское время коллизионная геодинамическая обстановка приводит к мощному гранитному плутонизму и сопровождающему его региональному метаморфизму и альпийской складчатости, сосредоточенным в блоке с наиболее мощной складчатой корой — в Восточно-Уральском поднятии. Формирование главных элементов Уральского подвижного пояса, таким образом, завершено. Начиная со среднего карбона натриевые гранитоиды на Урале не формируются.

В ходе развития Уральской эвгеосинклинали происходит закономерная смена субвулканических известково-натриевых габбро-гранитных серий (все они допозднее девонские) калиево-натриевыми, а в орогенных зонах — смена натриевых тоналит-гранодиоритовых серий тоже калиево-натриевыми, часто повышенной щелочности (см. рис. 29), а последних — водными плутоническими гранитами. Такой ход эволюции отражает наращивание мощности земной коры и ее сиаличности в ходе геологического развития Урала, которое в разных зонах происходит по-разному, что и нашло отражение в рассмотренных формационных вертикальных и латеральных рядах.

Возрастной ряд базальтоидных эвгеосинклиналиных формаций ультрафемической, фемической и сиало-фемической зон характеризуется закономерным пространственным расположением формаций с наращиванием в направлении запада на восток: каждая последующая формация располагается к востоку от предыдущей и отличается от нее более высоким содержанием калия и ассоциированных с ним редких элементов стронция, низким K/Rb и высоким La/Yb отношениями, т.е. более высоким положением в стандартной эволюционной гомодромной последовательности. С омоложением возраста и изменением пространственного положения в восточном направлении происходит смена барофобных габбро-гранитоидных серий барофильными. В сиало-фемической зоне это единственный тип эволюционного тренда габбро-гранитных ассоциаций.

По-видимому, такая латеральная зональность, совпадающая с вертикальной, связана с ростом сиаличности земной коры в ходе развития Уральского подвижного пояса и в направлении с запада на восток. Континентальный блок, определяющий латеральную зональность магматизма, в палеозое всегда находился в сиалической области современного Восточно-Уральского поднятия, совпадающего с Главным гранитным поясом Урала.

Чисто на вещественной основе, исходя только из эпох однонаправленной эволюции магматизма (гомодромной или антидромной), можно выделить следующие главные циклы палеозойского развития Урала: ордовикский - парные магматические комплексы ультрафемической зоны, силурийский - базальтоидный магматизм Кагальской фемической зоны, раннеордовикский - эвгеосинклиналиный базальтоидный магматизм Магнитогорской фемической и Петрокаменской сиало-фемической зон и орогенный андезитоидный магматизм в сиалической зоне, каменноугольный - нефтогенный базальтоидный магматизм Магнитогорской фемической зоны и орогенный андезитоидный в сиало-фемической и сиалической зонах, пермский - коллизионный орогенный водный плутонизм в сиалической зоне.

По поводу второго аспекта геохимической эволюции, о котором упоминалось в начале раздела настоящей главы, следует сказать, что выявить какие-либо закономерности изменения состава одной и той же породы из одноименной формации (т.е. определить в чистом виде влияние времени на вещественный состав) на Уральском материале не удастся. Сильные и ярко выраженные изменения вещественного состава пород в ходе циклического развития Урала затушевывают чисто временные зависимости. Думаю, что их не удастся выявить и в большем возрастном диапазоне, даже захватывающем миллиарды лет.

Петрохимические тренды и эволюция гранитоидов $Pz-Pz$ складчатых областей юга Сибири

На обширной территории юга Сибири - на Алданском щите и в складчатых сооружениях протерозой и палеозой, обрамляющих с юга Сибирскую платформу, - широко проявлен гранитоидный магматизм. Выявлены крупнейшие в мире ареалы гранитоидных поясов и протяженные на сотни и тысячи километров гранитоидные пояса. Возрастной диапазон гранитоидного магматизма охватывает почти 3,5 млрд лет, т.е. большую часть геологической летописи Земли. Широко представлены различные гранитоидные формации: от плагиогранитовых до аляскитовых и щелочногранитных. Закономерностям размещения и эволюции гранитоидного магматизма в процессе континентального формирования континентальной коры и последующих этапов ее деформации при тектоно-магматической активизации посвящена обширная литература. Центральное место в проведенных исследованиях до настоящего времени отводи-

лось вопросам формационного парагенетического анализа – классического приема для выявления общих закономерностей магматизма, латеральной и вертикальной зональности гранитоидов. На этой основе проводилась систематизация материалов многолетних геологосъемочных и тематических работ.

Однако в последние годы стала очевидной ограниченность исходных принципов формационного анализа, поскольку при выделении типовых магматических комплексов упор делался на парагенетические связи, без учета комагматичности пород как возможных дифференциатов тех или иных родоначальных магм. В настоящее время для полноценной генетической характеристики гранитоидов, как и других магматитов, необходим комплекс петрологических и геохимических данных (индикаторное соотношение лантаноидов и других элементов-примесей, изотопные характеристики и др.). Вместе с тем само получение достоверной информации о средних содержаниях и других геохимических характеристиках, связанных с прецизионными исследованиями, в значительной степени предопределяется надежностью предшествующей группировки пород и их начальной петрологической интерпретации. Такая систематизация материала базируется в первую очередь на особенностях химического состава пород по данным силикатных анализов.

Как было показано нами ранее, эффективным методом общей петрологической интерпретации магматических серий и формаций является сравнение типовых петрохимических трендов в координатах щелочности-кислотности (диаграмма $(Na+K)/Ca-A_0$ [47, 50]. В случае петрохимического анализа гранитоидов важной предпосылкой применения данного метода является хорошо известный факт гомодромной последовательности для всех гранитоидных серий и формаций [18]. Наиболее принципиальным петрохимическим выражением гомодромности можно считать сопряженное увеличение содержания кремнезема и щелочей при параллельном уменьшении количества кальция и феррических компонентов. Таким образом, эволюция состава как коровых анатектических, так и корово-мантийных серий подчинена сходным петрохимическим закономерностям. Поэтому для петрохимического эволюционирования гранитоидных комплексов и формаций, их сравнительной генетической типизации вполне применима система эталонных трендов, ранее предложенная для генетической типизации базальтоидных и габбро-гранитных серий Л.С.Бородиным [47, 48].

В настоящей работе, используя эту методологию, по данным средних химических составов гранитоидов из типовых магматических комплексов и формаций южной Сибири определены петрохимические тренды, характеризующие эволюцию гранитоидного магматизма. Для этой цели привлечены наиболее представительные материалы по химизму пород, приведенные в ранее опубликованных монографиях И.Н.Говоровым и др. А.Н.Леонтьевым и др., В.М.Даценко, В.А.Рудником, Э.В.Соботовичем, Б.Г.Лутцем и т.д. [68, 82, 161, 234, 274, 279]. Нами использованы также авторские материалы [8, 9, 49]. Тектоническая типизация гранитоидных комплексов базируется на результатах многолетних исследований Е.Н.Алтухова [5, 6 и др.]. С целью сравнительной характеристики типичных коровых гранитоидов охвачен достаточно представительный временной формационный ряд, отражающий последовательное становление континентальной коры. В связи с этим вначале будут рассмотрены данные по петрохимии метавулканогенных архейских серий и древнеконтинентальных гранитоидов ("серых гнейсов"), особенности состава которых проявляются в неоднородности архейской литосферы и влияют на последующую эволюцию гранитоидного магматизма.

Архейские метавулканогенные серии и эталонный петрохимический эогеийский тренд

В предшествующих работах, посвященных ранним этапам формирования континентальной коры Сибири, значительное внимание уделялось взаимоотношениям древнейших гранитоидов и метавулканогенных серий из стратифицированных раннедокембрийских толщ Анабарского и Алданского щитов. Не вдаваясь в подробное обсуждение этой сложной проблемы, отметим две основные точки зрения. Согласно одной из них древнейшие гранитоиды, входящие в состав комплексов серых гнейсов - это автономные плутонические комплексы тоналитов-трондземитов, которые сопутствуют вулканогенным сериям, входящим в состав архейских вулканогенно-осадочных толщ [161], а согласно другим представлениям [234], серые гнейсы - это аповулканогенные породы (метаандезиты, метадациты и др.), которые формировались как комагматичные базальтам гомодромные дифференцированные серии или субсерии [234]. Отмеченные расхождения обусловлены также и тем, что применявшиеся петрохимические критерии довольно часто недостаточны для однозначной типизации метабазитовых серий. Так, согласно В.А.Руднику и Э.В.Соботовичу [234], комагматичными для эндербитов федоровской толщи Алданского щита являются щелочные метабазалты, а, по Б.Г.Лутцу [161], вулканы относятся к известково-щелочной серии; в составе тимптоно-желтулинской толщи, по [234], выделяется метатолитовая и щелочно-базальтовая серии, а, по [161], вулканы образуют непрерывную известково-щелочную серию. Отсюда естественны затруднения при сопоставлении архейских и современных вулканы с целью палеотектонической (геодинамической) интерпретации базитовых и других серий. Подобные затруднения могут быть сведены к минимуму при использовании петрохимического тренд-анализа на основе диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$, где параметр $(Na+K)/Ca$ - количественный показатель степени щелочности-известковистости, а величина A_c - общая кислотность магматических пород. Как было показано ранее, оба параметра рационально использовать в качестве главных петрохимических характеристик при типизации магматитов, выделении среди них известковых, известково-щелочных и щелочных серий. Пример пересчета химических анализов дан в табл. 28.

При сравнительной петрохимической типизации серий их тренды сопоставляются с рассчитанными Л.С.Бородиным эталонными петрохимическими трендами: СА - генеральным известково-щелочным трендом магматических формаций и АВ - щелочно-базальтовым трендом рифтогенных континентальных и океанических островных серий.

Используя диаграмму, можно наглядно оценить комагматичность пород, выделенных в составе тех или иных магматических комплексов и формаций по их принадлежности к общим линейным трендам. Поэтому нахождение части пород вне трендов, а также секущее положение конкретных трендов по отношению к границам полей пучковой трендовой диаграммы свидетельствуют о гетерогенности серий и отличии путей их формирования от магматической дифференциации чистой линии.

Эти положения применимы и при сравнительной характеристике упомянутых выше и других раннедокембрийских метавулканогенных пород Алдано-Становой области.

Исходя из их средних составов, заимствованных из цитированных выше работ, нами были рассчитаны для них петрохимические тренды на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$.

При этом наметились две принципиальные группы серий: 1) последовательно дифференцированные, согласные с общим трендовым пучком и границами полей

(рис. 35, а, б) и 2) представленные нелинейными или секущими по отношению к границам полей трендами (рис. 35, б). Первая группа включает вулканы типа ку-

рультинокой, тимптонской и джелтулинской толщ. Ко второй группе относятся образования верхнеалданской и федоровской толщ.

Т а б л и ц а

Пример пересчета состава плагиогранита на параметры A_c и $(Na+K)/Ca$

Компоненты	Оксиды, мас. %	Катионы, Me (ат. кол.) x x 1000	V_c	$(Me \cdot V_c)$
SiO ₂	70,60	1175	1	-
TiO ₂	0,55	7	1,5	10,5
Al ₂ O ₃	14,95	293	3	879
Fe ₂ O ₃	0,45	6	2	8
FeO	3,29	46	5	230
MnO	0,09	1	5	5
MgO	1,34	33	5,5	181,5
CaO	2,52	45	7,5	337,5
Na ₂ O	4,61	149	8,5	1266,5
K ₂ O	1,60	34	9,5	323
				$\Sigma = 3241$

$$A_c = 4 \text{ si: } \Sigma(Me \cdot V_c) = (1175 \times 4) : 3241 = 1,45$$

$$(Na+K)/Ca = (149+34) : 45 = 4,07$$

Примечание. Величина V_c — основность катионов, оцениваемая по десятибалльной шкале [47].

Как следует из общей типизации базальтоидных образований [47], лишь в первой из намеченных групп могут быть аналоги современных дифференцированных базальт-андезит-дацитовых серий. При этом вулканы только наиболее древней курультинской толщ (поле I) сопоставимы с океаническими известковыми (толеитовыми) и примитивными островодужными вулканическими сериями. Остальные (поле II) могут принадлежать к нормальным известково-щелочным сериям, формирующимся в условиях континентальной коры. В отличие от них вулканы второй группы, судя по их отступлению от линейных трендов, не могут быть в целом приняты за ряды последовательных базальтоидных комагматов. Поэтому можно согласиться с теми исследователями, которые рассматривают стратифицированные толщ как продукты щелочного метасоматоза и гранитизации первичных вулканогенно-осадочных толщ основного состава [132, 213].

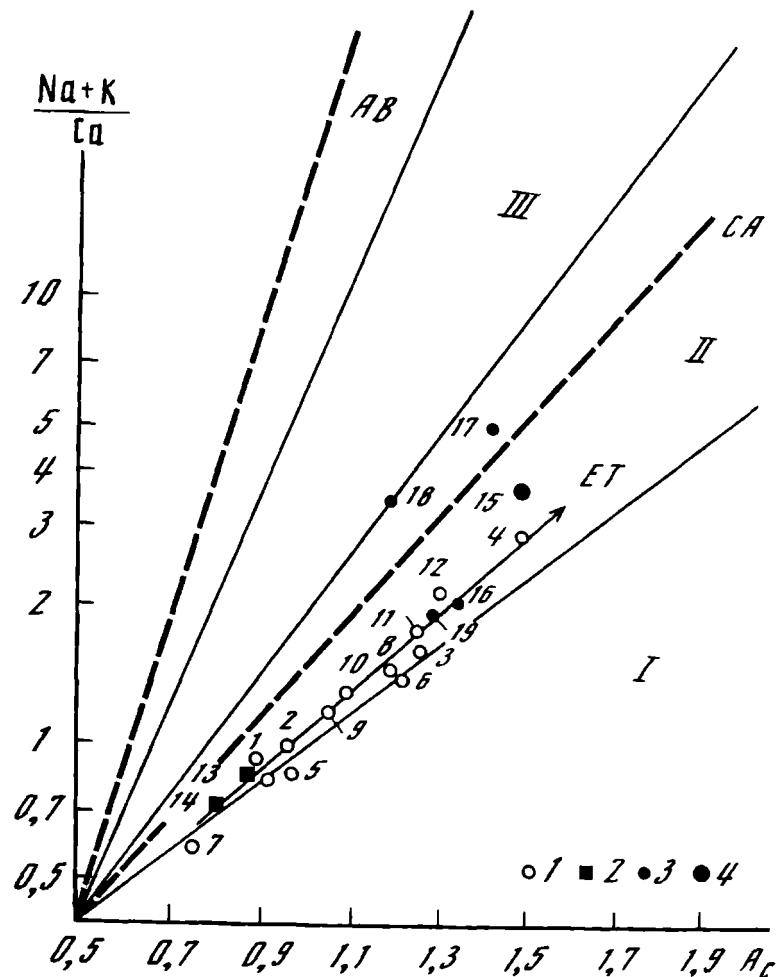
Анализ стратиграфических разрезов эогея Алдано-Витимского и других регионов Северо-Восточной Азии, приведенных в работе [16], показывает, что снизу вверх за счет уменьшения доли основных пород возрастает количество не только кислых гнейсов, но и метаморфизованных осадочных пород. Параллельно наблюдается повышение щелочности от наиболее ранних к последующим архейским гранитоидам. Очевидно, процессы осадочной и метаморфической дифференциации, связывающие значительную часть кальция, а также железа и магния в составе карбонатов и других карбонатов, являются существенным фактором повышения щелочности параллельно формирующихся гнейсов. Поэтому при оценке источников щелочей и общего баланса химических элементов в процессе гранитизации следует учитывать состав пород в объеме крупных сегментов коры, как это было продемонстрировано на примере алданского комплекса [132].

Химический состав* пород эталонного эогейского тренда (ЕТ)

Компоненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	58,22	58,96	64,44	66,93	61,09	64,55	51,92	64,28	61,67	61,68	65,11	66,14	57,06	55,14
TiO ₂	0,71	0,53	0,22	0,70	0,54	0,62	1,19	0,54	0,52	0,72	0,60	0,55	1,00	1,00
Al ₂ O ₃	12,58	15,28	14,52	15,21	13,47	15,50	14,40	14,13	14,37	14,20	14,40	14,68	15,22	16,18
Fe ₂ O ₃	3,82	2,18	3,14	1,83	2,35	2,58	4,68	2,52	2,60	2,79	3,08	2,73	-	-
FeO	5,04	7,37	4,58	6,36	3,50	4,48	7,33	5,01	4,98	5,40	4,22	3,61	9,61	9,99
MnO	0,16	0,24	0,16	0,26	0,13	0,13	0,16	0,19	0,17	0,18	0,15	0,13	-	-
MgO	6,29	4,87	3,94	2,67	4,46	3,44	8,34	3,92	4,71	5,68	3,80	3,20	5,91	5,89
CaO	8,39	6,41	4,05	1,84	9,32	3,39	8,79	4,68	6,08	4,94	3,84	3,43	7,31	8,09
Na ₂ O	3,07	2,63	2,49	1,64	2,79	2,86	2,17	2,56	2,80	2,41	2,63	2,74	3,00	3,00
K ₂ O	1,72	1,54	1,95	2,55	2,37	2,45	1,03	2,16	2,09	2,00	2,17	2,80	0,90	0,70
Ac	0,89	0,97	1,25	1,49	0,97	1,22	0,75	1,20	1,05	1,08	1,26	1,29	0,87	0,81
(Na+K)/Ca	0,91	1,02	1,69	3,26	0,84	2,39	0,59	1,54	1,24	1,37	1,91	2,41	0,89	0,77

* В этой и последующих таблицах все анализы пересчитаны на 100% (без H₂O и летучих).

Примечания: I-6 - главные петроформации [68, табл. 1]; I, 2 - базито-гранулитовые, 3 - гнейсо-гранулитовая, 4 - кварцито-кондалитовая, 5, 6 - известково-гранулитовая; 7-9 - ритмосерии ([68, табл. 5]; 7 - кабактинская, 8 - зверевская, 9 - тимптоно-желтулинская; 10-12 - эогей алданского комплекса и эогейский метаморфический слой (там же); 13 - ар-хейская кора [264]; 14 - континентальная кора, модельный состав после экстракции 10% легкоплавкой фракции [264].



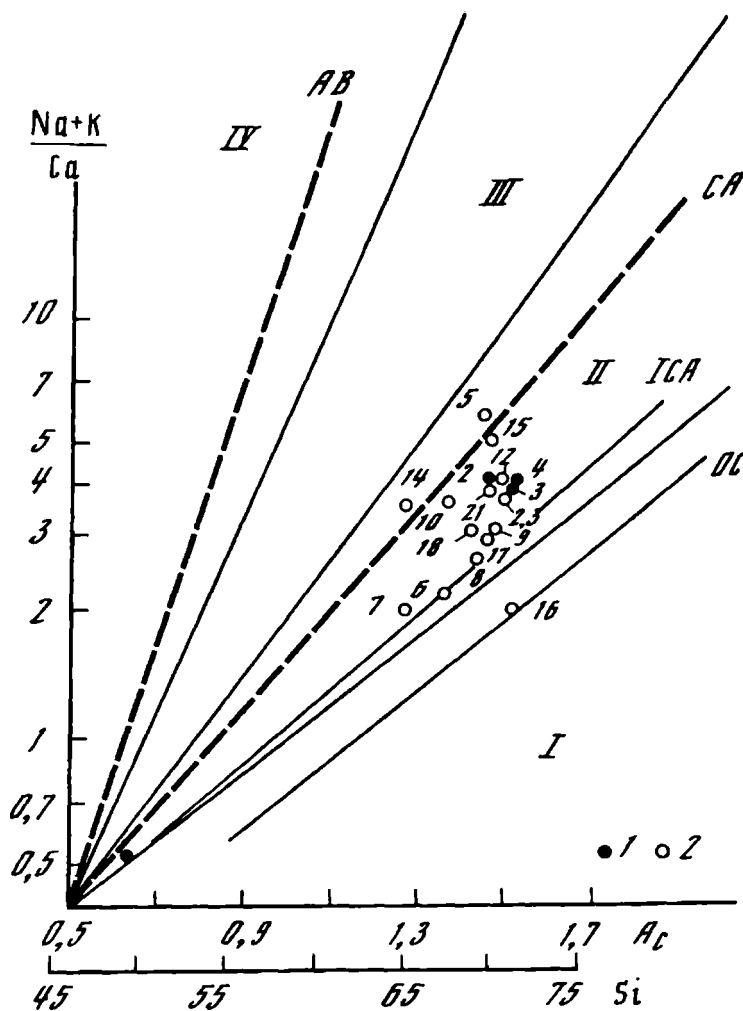
Р и с. 36. Эталонный тренд эогейских петроформаций (ЕТ)

I - средние составы петроформаций и ритмосерий по [68]; 2 - модельные составы архейской коры [264]; 3, 4 - серогнейсовые комплексы: 15 - Тува, 16, 17 - Алдан; 16 - бедные калием гнейсы, 17 - нормальные калиевые гнейсы; 18 - Анабар; 19 - Прибайкалье; 1-14 - соответствуют анализам в табл. 29

нами ранее [5]. В настоящей работе остановимся подробнее на их петрохимических и геохимических особенностях с целью обсуждения генетических вопросов.

В составе даштыгхемского комплекса преимущественным распространением пользуются биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы. Для них характерны прерывисто-полосчатые текстуры, в которых не выражены признаки парапород. По составу это плагиограниты и тоналиты с содержанием нормативного кварца до 23-31%. В крупнозернистых разностях встречены ксенолиты рассланцованных мелкозернистых плагиогнейсов, для которых термозохронным методом по циркону Л.М.Суминным (ВИМС) получены датировки 3200 млн лет. Это позволяет отнести рассматриваемые породы к древнейшим гранитоидам формации "серых гнейсов". С даштыгхемскими плагиогнейсами ассоциируют роговообманковые сланцы - амфиболиты. Как известно, образование подобных бимодальных серий - характерная черта большинства районов первично-корового магматизма [38, 197].

Для петрохимического сравнения тувинских даштыгхемских плагиогранитоидов с их возможными аналогами из других регионов развития серогнейсовых комплексов рассмотрим положение составов этих пород (табл. 31) на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$, на которой помимо эталонных трендов АВ и СА показаны также океанический известковый - ОС и островодужный известково-щелочной - ІСА, близкий к эогейскому тренду ЕТ. Как видно из диаграммы (рис. 37), породы ту-



Р и с. 37. Петрохимическая типизация серых гнейсов на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$

I — породы серогнейсового комплекса Тувы; 2 — серые гнейсы других регионов; 1-18 соответствуют анализам в табл. [30].

Тренды: СА — главный известково-щелочной, АВ — щелочно-базальтовый, ICA — островодужный известково-щелочной, ОС — океанический известковый

винского серогнейсового комплекса находятся в средней части известково-щелочного поля, между трендами СА и ICA (точки 2-4) вместе с некоторыми близкими по содержанию кремнезема серыми гнейсами Гренландии и Лабрадора. Однако значительная часть "серых гнейсов" в этих и других регионах отличается пониженной щелочностью и сопоставима с современными островодужными известково-щелочными сериями (тренд ICA). Из диаграмм (см. рис. 36, 37) следует, что плагиогранитоиды Тувы и Алдана, рассматриваемые как "серые гнейсы", близки к эталонному тренду эогеической коры и отличаются несколько большей величиной известково-щелочного параметра. Наряду с ними в ряде регионов к "серым гнейсам" были отнесены нормальные известково-щелочные гранитоиды (рис. 37, точки 5, 14, 15), иногда и с повышенным содержанием калия. В связи с этим очевидна отмечавшаяся и ранее [75, 266] условность термина "серые гнейсы", прилагаемого к группе пород переменного состава и щелочности (табл. 30) как ультраметаморфогенных, так и магматогенных.

Таким образом, из сравнения состава серых гнейсов юга Сибири и ряда других типовых областей следует, что эти породы принадлежат к известково-щелочным формациям. Это отличает их от современных вулканических формаций океанических областей и примитивных островных дуг, тяготеющих к известковому полю I (тренд ОС). Иначе говоря, раннедокембрийские гранитоиды формировались в условиях относительно зрелой коры (типа переходной коры современных островных дуг).

В связи с этим предположением заметим, что многие вопросы происхождения серых гнейсов, как и других глубокометаморфизованных архейских пород, остаются дискуссионными, так как геолого-петрографические данные нередко недоста-

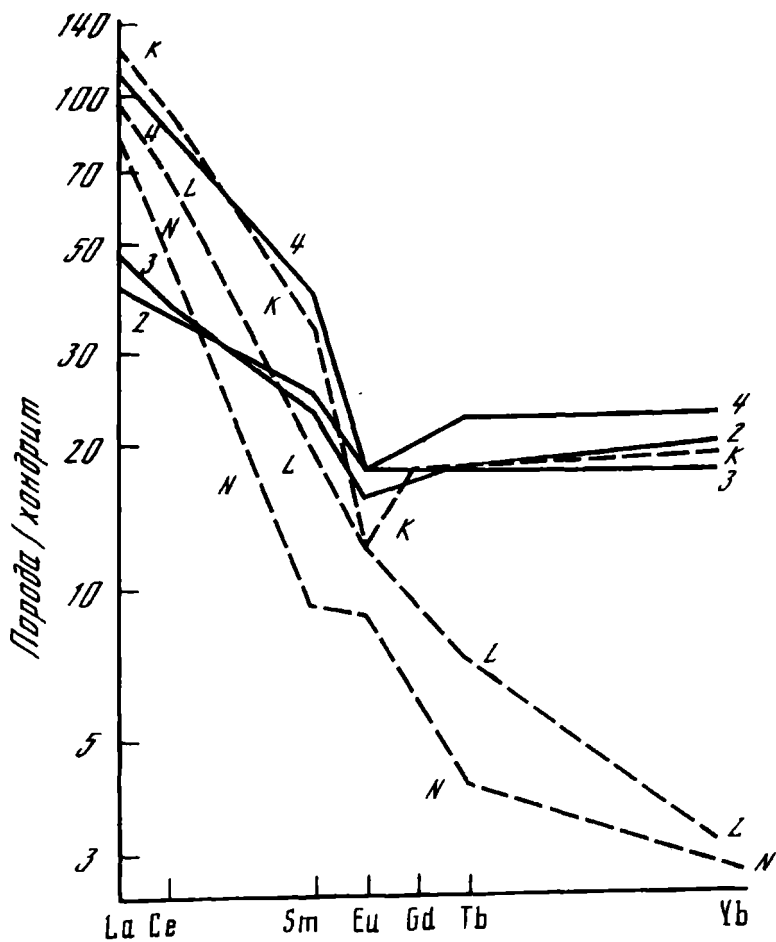
Химический состав пород формаций серых гнейсов

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,27	70,60	70,89	71,58	70,63	68,47	66,18	69,92	70,43
TiO ₂	1,45	0,55	0,53	0,44	0,49	0,52	0,60	0,38	0,40
Al ₂ O ₃	16,20	14,95	14,23	15,23	13,54	14,41	15,64	15,73	15,38
Fe ₂ O ₃	1,63	0,45	0,74	0,19	1,59	1,07	1,44	1,13	1,31
FeO	8,56	3,29	3,73	3,00	3,11	3,10	3,98	2,07	1,97
MnO	0,16	0,09	0,13	0,12	0,07	0,06	0,07	0,06	0,30
MgO	9,42	1,34	1,57	1,58	0,39	3,14	2,21	1,24	0,99
CaO	10,00	2,52	2,40	1,83	2,05	3,87	4,43	3,63	3,38
Na ₂ O	2,54	4,61	4,09	4,56	3,64	3,78	3,71	4,56	5,10
K ₂ O	0,78	1,60	1,70	1,46	4,49	1,58	1,74	1,29	0,72
A _c	0,55	4,1	3,9	4,1	5,8	2,2	2,0	2,7	3,0
(Na+K)/Ca	0,64	1,45	1,51	1,52	1,43	1,34	1,25	1,42	1,45

Компо- нент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	70,06	72,21	71,67	71,84	68,16	72,14	70,16	69,85	69,90
TiO ₂	0,35	0,10	0,28	0,29	0,35	0,25	0,47	0,26	0,35
Al ₂ O ₃	15,46	16,45	15,60	15,48	16,31	15,33	13,79	15,11	15,91
Fe ₂ O ₃	-	-	0,55	-	-	0,40	0,91	1,23	1,19
FeO	2,70	0,81	1,50	2,12	3,31	1,29	4,62	2,91	1,80
MnO	0,04	0,01	0,03	0,04	-	0,03	0,10	-	-
MgO	1,11	0,40	0,90	0,81	1,43	1,08	0,88	1,61	1,15
CaO	3,25	3,09	2,74	2,93	3,27	2,42	4,13	3,27	3,39
Na ₂ O	4,84	5,94	4,97	4,96	5,00	5,49	3,62	4,08	4,71
K ₂ O	2,20	1,00	1,75	1,52	2,15	1,58	1,31	1,68	1,59
A _c	3,5	3,99	4,00	3,7	3,5	4,9	2,0	2,9	3,1
(Na+K)/Ca	1,35	1,45	1,47	1,48	1,25	1,45	1,51	1,43	1,40

Примечание. 1-4 - породы даштыгхемского комплекса, Тува: 1 - амфиболит, 2 - бластомилонитовый плагиогранит, 3 - микроплагиогнейс из ксенолитов, 4 - плагиогранит; 5, 6 - гнейсы верхне-алданского комплекса: 5 - нормальнокалийный, 6 - низкокалийный [161]; 7 - серый гнейс, Прибайкалье [169]; 8 - средний состав тоналитов-плагиогранитов, Карелия [147]; 9 - эндербит, Канентъярв [164]; 10, 11 - серый гнейс, Нук [313]; 12 - трондземитовый гнейс, Уивак I [266]; 13 - трондземитовый гнейс, Амтсок [266]; 14 - гнейс, амфиболитовая фация, Шотландия [373]; 15 - трондземитовый гнейс, Барбертон [266]; 16 - дацит океанического типа [115]; 17 - архейский риодацит [115]; 18 - средний состав архейских тоналитов-трондземитов [115].

точни для вполне определенной генетической интерпретации. Так, например, средние и кислые породы гранулитовых комплексов Прибайкалья одними исследователями интерпретируются как комагматы единой островодужной серии базальтов - андезитов-дацитов, другими - как продукты последовательной гранитизации базальтов (амфиболитов) [161, 213]. В подобных случаях, особенно при определении типа первичных базальтоидов, широко используются геохимические критерии - специфика спектров лантаноидов (РЗЭ) и др.



Р и с. 38. Графики нормированные по хондриту составов РЗЭ в плагиогранитах (серых гнейсах)

2-4 - породы даштыгемского комплекса (соответствуют анализам в табл. 30); К - архейский трондземит, средний состав по [115]; L - люисский гнейс, Шотландия, N - серый гнейс Нук, Гренландия [313]

На рис. 38 по данным табл. 31 приведены графики нормированных по хондриту [264] соотношений РЗЭ в сравнении с эталонными спектрами для серых гнейсов Шотландии и Гренландии и усредненными составами для трондземитов из низкометаморфизованных гранит-зеленокаменных областей [115, 264, 266, 313, 366]. Судя по этим данным, архейские плагиогранитоиды Тувы значительно отличаются от серых гнейсов из высокометаморфизованных комплексов. По типу спектров РЗЭ они близки к трондземитам и другим гранитоидам из гранит-зеленокаменных областей, например кратона Пилбара. В типовой комплексе этой зеленокаменной области наряду с известково-щелочными вулканитами входят близповерхностные метаморфизованные кварцевые порфиры и анатектические гранитоиды [308]. Метаосадочные пражурстальные породы этого комплекса занимают по спектрам РЗЭ промежуточное положение между наиболее и наименее дифференцированными составами лантаноидов в магматитах. Подобный промежуточный тип спектра РЗЭ наследуется анатектическими синорогенными гранитоидами.

Как видно из рис. 38, у тувинских плагиогранитоидов отчетливо выражен пологий не дифференцированный, близкий к хондритовому тип спектра иттриевых лантаноидов. Этому соответствует невысокая степень фракционирования РЗЭ с величиной La_N/Yb_N , равной 2-6. Такой тип распределения РЗЭ означает, что происхождение магм, исходных для рассматриваемых плагиогранитоидов (серых гнейсов)

Туву, не может быть объяснено моделями селективного выплавления (обычно принимаемыми для серогнейсовых комплексов) из мантийных или глубиннокоровых метатолитовых источников (метатолитовые амфиболиты и др.), в соответствии с которыми наблюдается гораздо более высокая, нежели у тувинских серых гнейсов, степень фракционирования РЗЭ [266, 305]. Иллюстрацией этого являются графики спектров РЗЭ: у высокофракционированных магматитов они не пологие, как у плагиогранитоидов даштыгхемского комплекса, а крутонаклонные при величине Y_{Eu}/Y_{Tb} 30 (см. рис. 38).

Т а б л и ц а 31

Содержания РЗЭ (в г/т) в породах даштыгхемского комплекса

Состав пород*	La	Ce	Sn	Em	Tb	Yb
1	7,4	18	3,6	1,1	0,59	1,4
2	15	35	5,5	1,5	1,0	4,4
3	18	36	5,1	1,3	1,0	4,0
4	44	84	9,1	1,4	1,2	5,0

* Состав пород в номерах 1-4 см. в примечании к табл. 30.

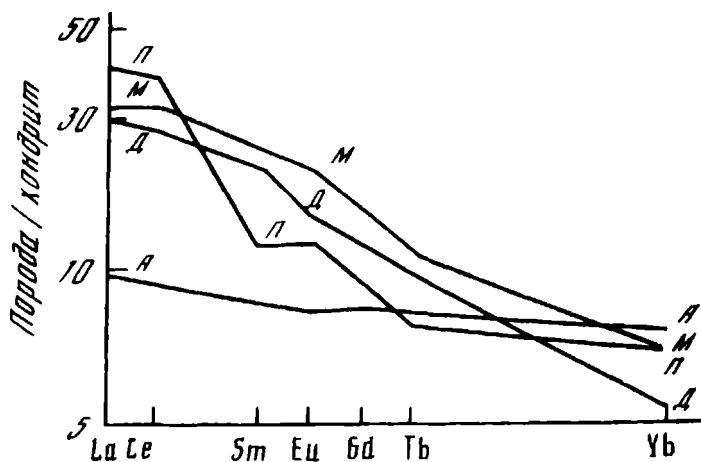
Отметим также, что амфиболиты, ассоциирующие с тувинскими серыми гнейсами, по типу спектра РЗЭ (рис. 39) не сопоставимы с архейскими толеитами (средние составы по К.Конди и С.Р.Тейлору). В то же время они сходны с известково-щелочными базальтами архейскими кратона Пилбара и третичными повышенной щелочности из классического комплекса о-ва Малл, Шотландия [341].

Сравнивая спектры РЗЭ в плагиогранитоидах и амфиболитах даштыгхемского комплекса, можно заключить, что они не комагматичны, поскольку при допущении общей для них мелабазальтовой магмы переход к лейкократовым дифференциатам должен был бы сопровождаться появлением заметной положительной европиевой аномалии [266, 305]. В даштыгхемских серых гнейсах, напротив, проявлена отрицательная Eu-аномалия при одновременном повышении концентрации иттриевой подгруппы РЗЭ.

Все это не позволяет считать амфиболиты протолитом для процесса ультрамагменного выплавления даштыгхемских плагиогранитоидов. Более вероятно альтернативное предположение о формировании исходных для них гранитоидов за счет субакустальных метаосадочных пород гранит-зеленокаменной области, фрагментами которой и являются образования даштыгхемского комплекса. Иначе говоря, исходными для раннедокембрийских плагиогранитоидов Тувы служили, вероятно, породы типа S-гранитов. Для них характерны пологие графики спектров иттриевой подгруппы редких земель, отражающие смешение материала кислых и основных пород [49].

Докембрийские гранитоиды Енисейского кряжа и Восточного Саяна

На примерах типовых магматических комплексов и тектонических структур юга Сибири рассмотрим петрологические особенности протерозойских гранитоидов. Напомним, что большое разнообразие и огромные ареалы их распространения обычно объясняют присутствием в основании разновозрастных складчатых зон юга Сибири и севера Монголии структурно-вещественных комплексов раннедокембрийской про-



Р и с. 39. Графики нормированных по хондриту составов РЗЭ в амфиболитах Туву и типовых архейских базитах

Д - амфиболит даштыгхемского комплекса, А - архейский толеит, П - андезит-базальт, Пилбара [308], М - базальт третичного комплекса Малл, Шотландия [341]

токонтинентальной коры. Наиболее крупные выступы таких комплексов находятся в приплатформенных (проксимальных) зонах - Становой, Присаянской и др., где они характеризуют гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области архейской литосферы, принципиально сходные с соответствующими комплексами фундамента Сибирской платформы [6]. Это подчеркивается сходством их петрогеохимических особенностей, что служит поводом длительной дискуссии о тектонической природе приплатформенных зон, их принадлежности к фундаменту платформы или ее обрамлению. Именно поэтому одни исследователи выделяют Алдан-Становой, Шарыалгайский и другие щиты, а другие к фундаменту платформы на юге Сибири относят лишь Алданский щит и выступы раннедокембрийского фундамента в приплатформенных зонах рассматривают в составе протерозойд. Эта точка зрения отражена на рис. 40. Многочисленные, хотя и небольшие за редким исключением выступы подобных тектонических комплексов известны, как уже отмечалось, и внутри подвижного пояса, в его дистальных зонах^I. Один из них - даштыгхемский, был рассмотрен в связи с петрохимической характеристикой южносибирских раннедокембрийских магматитов [8, 49].

Для выяснения направлений петрохимической эволюции гранитоидов важно выбрать регионы, в геологической истории которых надежно установлен значительный хронологический диапазон их формирования. Такими регионами являются, в частности, Енисейский край и Восточный Саян. В их пределах представляется возможным также оценить влияние архейского корового субстрата на последующее гранитообразование, прежде всего протерозойское.

Структуры Енисейского края и Восточного Саяна входят в состав складчатых сооружений протерозойд, непосредственно примыкая к Сибирской платформе и образуя ее первый складчатый бордюр. Примечательной особенностью строения рассматриваемых структур является отчетливо выраженная тектоническая зональность, проявленная в пространственных хронологических закономерностях распределения различных формационных комплексов. В соответствии с этой зональностью находятся закономерности размещения докембрийских гранитоидов в пределах рассматриваемых структур. Наиболее крупные их ареалы сосредоточены в Присаянской

^I Обоснование протоконтинентального основания протерозойд и палеозойд юга Сибири и севера Монголии было приведено в докладе А.Л.Яншина, Н.С.Зайцева и Е.Н.Алтухова "Древнее темя Азии", произнесенном 21 декабря 1988 г. на юбилейной сессии ОГТТН АН СССР, посвященной 125-летию со дня рождения В.А.Обручева.

и Дорбинской зонах Восточного Саяна, а также в Центральной и Приенисейской зонах Енисейского кряжа. Выделяются позднегеосинклинально-раннеорогенные син-складчатые и позднеорогенные, постскладчатые гранитоиды.

Енисейский кряж. В современном структурном плане Енисейский кряж состоит из двух наиболее крупных частей – Заангарского поднятия и Южно-Енисейского, или Канского, выступа (глыбы), подразделяемых, в свою очередь, на частные, в том числе палеорифтогенные, тектонические структуры, крупнейшие из которых отмечены на рис. 40. Докембрийский магматизм Енисейского кряжа прослеживается, с некоторыми перерывами, начиная с раннего архея до позднего рифея и характеризует эволюцию тектонических режимов от пермобильного до посторогенного, переходного к платформенному. Причем формирование основной массы гранитоидов осуществилось в течение двух этапов – раннепротерозойского и позднепротерозойского. Для того и для другого этапа характерна смена автохтонных глубинных гранитоидов параавтохтонными мезоабиссальными и аллохтонными гипоабиссальными. Схема их формационной типизации приведена по А.Д.Ножкину и др. [207].

Т а б л и ц а 32

Формационная типизация протерозойских гранитоидов Енисейского кряжа

Комплекс (млн лет)	Массив, фация*	Формация
Таракский (PR ₁ , 1800)	Таракский, А	Гранитовая (мигматитовая)
Гаревский (PR ₁ , 1750)	Гаревский, М	Гранит=лейкогранитовая
Тейский (PR ₁ , 1000)	Тейский, М	Гнейсо=гранитовая
Татарско=аяхтинский (P ₂ , 850)	Татарский, М	Гранит=батолитовая
Глушихинский (PR ₂ , 650)	Лендахский, Г	Лейкогранитовая
Кутукасский (V, 635)	Харюзихинский, Г	Лейкогранитовая субщелочная

* Фации: А – абиссальная, М – мезоабиссальная, Г – гипоабиссальная.

По данным исследований Ю.А.Кузнецова, В.М.Даценко, Т.Я.Корнева, А.Д.Ножкина и других геологов гранитоиды региона являются типичными продуктами докембрийской сиалической коры, до 80% объема которой занимают метапелитовые и метаалевролитовые гнейсы и сланцы. Палингенное происхождение гранитоидов наглядно проявляется в широких масштабах процессов мигматизации и гранитизации при формировании крупных автохтонных массивов и полихронных гранитогнейсовых куполов, в которых совмещены автохтонные и аллохтонные образования. В связи с этим представляет несомненный интерес сопоставление состава последовательно сформировавшихся гранитоидов, а также метаморфитов различного возраста (табл. 33) с архейскими гнейсами канской толщи, лежащими в основании разреза докембрия кряжа. Преобладающие в этой толще гранитовые гнейсы и кристаллосланцы по соотношению кремнекислотности и щелочности-известковистости соответствуют нормальным гранодиоритам с содержанием K₂O до 3,5%. Примечательно, что при дальнейшей эволюции коры такой уровень содержания калия сохраняется практически неизменным как в раннепротерозойских, так и в рифейских метаморфитах. В то же время относительная щелочность пород заметно возрастает за

...чет деазификации, главным образом удаления кальция (составы 2,3 см. в табл. 33),

При образовании наиболее ранних архейских гранитоидов - чарнокитоидов богунаевского комплекса по метаморфитам канской толщи возникают породы с различными соотношениями кварца и калиевого полевого шпата в интервале 57-70%. Тем не менее состав чарнокитоидов в среднем практически идентичен среднему составу канских метаморфитов по содержанию K_2O (состав 4 в табл. 33). Неравномерное распределение щелочей в разрезе канской толщи в ходе формирования ультрамагматических чарнокитоидов способствовало последующему выплавлению лейкократических чарнокитов и ортоклаз=биотитовых гранитов повышенной щелочности (кузеевский и березовский комплексы), содержащих до 7% K_2O (составы 7 и 8 в табл. 33).

Кроме того, существенное повышение общей и калиевой щелочности не сопровождается повышением концентрации литофильных редких элементов, характерных для глубинных щелочных магм и ювенильных эманаций. Так, содержание Zr, Nb, Ta, Be, Th, [83] в березовских гранитах значительно ниже, чем содержание этих элементов в богунаевских чарнокитоидах, хотя количество K_2O в них выше почти в 2 раза.

При переходе от архейских к раннепротерозойским и рифейским формациям значительно возрастает объем гранитов. Причем в центральных частях салычских блоков сформировались, как правило, крупные батолитоподобные тела (таракский, татарско-аяхтинский и другие комплексы). В зонах сочленений салычских блоков с мафическими (сложенными тектоническими комплексами рифтогенных прогибов) локализованы преимущественно калиевые лейкограниты (глушихинский, гаревский комплексы).

Для сравнительной петрохимической характеристики разновозрастных гранитоидов (табл. 3) нами были пересчитаны на параметры диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$ средние составы пород по данным свыше 700 силикатных анализов, заимствованные из работ В.М. Даценко, Т.Я. Корнева, А.Д. Ножкина и др. [83; 124, 206, 207]. Как видно из диаграммы (рис. 4I), вся совокупность составов этих гранитоидов ограничена двумя главными петрохимическими трендами. К первому из них, совпадающему с генеральным известково-щелочным трендом CA, принадлежат преимущественно граниты главных интрузивных фаз различных протерозойских комплексов - таракского, тейского, татарско-аяхтинского и глушихинского. К другому, завершающемуся гранитами в субщелочном поле III, тяготеют в первую очередь лейкограниты гаревского и татарско-аяхтинского комплексов (Гаревский и Татарский массивы), а также щелочные разновидности лейкогранитов (Аяхтинский массив). Парал-

рис. 40. Схема тектонического районирования юга Сибири

I-15 - структурно-вещественные комплексы: I, 2 - Сибирской платформы: I - фундамента, 2 - чехла, 3 - чехла Западно-Сибирской плиты, 4-6 - протерозойские: 4 - приплатформенных зон, 5 - шельфовых (миogeосинклинальных) зон, 6 - рифтогенных зон; 7-10 - ранних каледонид: 7 - карбонатных и карбонатно-терригенных шельфовых зон, 8 - карбонатно-терригенно-вулканогенных шельфовых зон, 9 - мезозойских моногеосинклиналей, 10 - рифтогенных зон, II - позднекаледонского прогиба; I2 - мезозойских моногеосинклиналей, I3 - крупных палеозойских орогенных прогибов без расчленения; I4 - мезозойских моногеосинклиналей; I5 - разломы: а - краевые швы, б - региональные; буквы на схеме - наименование тектонических зон: А - Алданская, С - Становая, ОМ - Орхонско-Малханская, БВ - Баргузино-Витимская, СБ - Северо-Байкальская, ХД - Хамар-Дабанская, ПА - Приаргунская, Аг - Агинская, Д - Дербинская, ПС - Присаянская, ЦЕ - Центрально-Енисейская, ПЕ - Енисейская, ЮГ - Южно-Енисейская, ВТ - Восточно-Тувинская, Дж - Джидинская, КЗ - Казыр-Кизирская, ТХ - Таннуольско-Хамсаринская, ЗС - Западно-Саянская

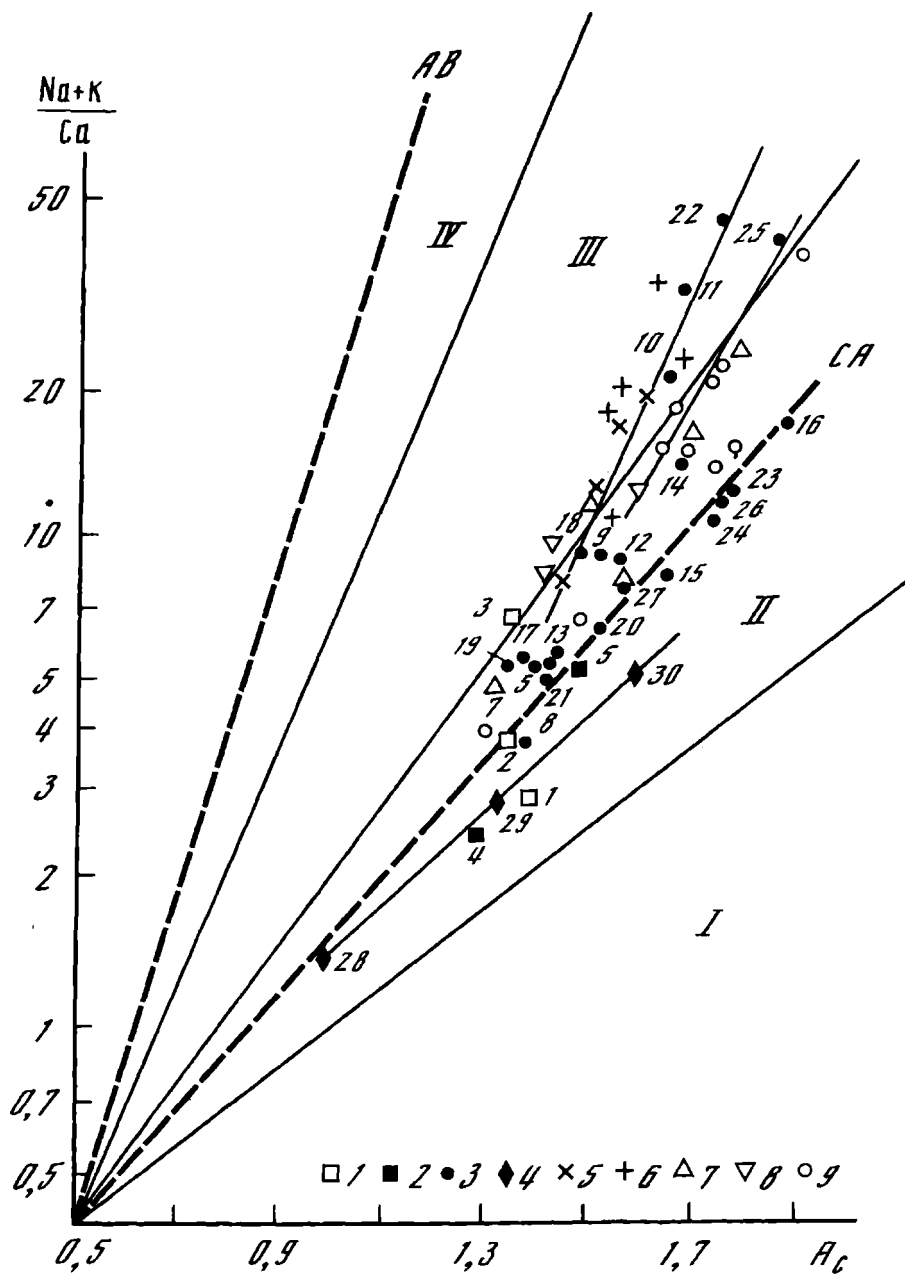
Химический состав гранитоидов Енисейского кряжа

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	66,06	64,62	63,95	65,49	70,49	69,97	68,68	68,61	72,09	75,02	75,57	72,84	71,22	75,35	73,23
TiO ₂	0,93	0,84	1,28	0,80	0,48	0,39	0,37	0,51	0,32	0,19	0,16	0,26	0,25	0,08	0,31
Al ₂ O ₃	14,91	17,56	18,49	15,01	13,47	14,66	14,82	15,32	14,00	12,70	12,43	14,02	14,87	12,73	12,71
Fe ₂ O ₃	2,97	2,69	2,36	1,90	1,70	1,17	2,16	0,61	0,97	0,88	1,46	1,10	0,52	0,51	0,78
FeO	4,71	4,68	5,56	5,13	3,02	3,58	3,86	4,30	2,60	1,69	0,92	2,02	2,87	1,58	1,91
MnO	0,08	0,11	0,11	0,06	0,05	0,04	0,08	0,04	0,04	0,03	0,01	0,06	0,08	0,18	0,03
MgO	2,44	2,47	2,31	2,61	0,68	1,10	1,20	1,49	0,70	0,18	0,09	0,54	0,61	0,20	0,42
CaO	2,57	1,80	0,98	3,26	2,08	1,87	1,81	2,47	1,21	0,60	0,40	1,25	1,99	0,85	1,27
Na ₂ O	1,97	1,76	1,59	2,13	2,24	2,89	3,05	2,49	2,96	3,35	3,51	3,13	4,35	2,74	2,66
K ₂ O	3,36	3,45	3,38	3,59	5,80	4,31	3,96	4,15	5,10	5,35	5,81	4,78	3,24	5,78	5,31
Ac	1,38	1,34	1,36	1,28	1,46	1,45	1,41	1,39	1,53	1,67	1,71	1,58	1,44	1,70	1,67
(Na+K)/Ca	2,9	4,0	7,0	2,5	5,27	5,5	5,6	3,8	9,4	21	32	9,1	5,9	14	8,6

Т а б л и ц а 33 (окончание)

Компо- нент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	76,51	70,29	72,16	69,52	72,95	71,28	76,23	75,19	74,57	76,38	75,02	73,18	59,02	67,28	73,09
TiO ₂	0,13	0,43	0,43	0,60	0,26	0,42	0,16	0,21	0,34	0,11	0,19	0,26	0,57	0,45	0,22
Al ₂ O ₃	12,39	15,60	14,51	15,73	13,91	14,84	12,43	13,12	13,08	13,29	13,35	13,88	17,21	15,52	14,25
Fe ₂ O ₃	0,47	0,24	0,19	0,32	0,31	0,63	0,62	1,08	0,68	0,81	1,08	0,96	3,09	2,56	1,20
FeO	0,91	2,71	2,52	3,17	2,50	2,39	1,31	1,60	2,53	1,40	1,43	1,81	3,82	2,82	1,18
MnO	0,01	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,05	0,01	0,13	0,09
MgO	0,08	0,69	0,44	0,89	0,36	0,44	0,21	0,45	0,20	0	0,50	0,49	3,60	1,43	0,76
CaO	0,69	2,06	1,30	2,12	1,80	2,27	0,28	0,87	0,99	0,71	0,93	1,40	6,90	3,47	2,01
Na ₂ O	2,75	3,67	3,86	4,55	3,73	4,28	2,93	2,68	2,51	2,31	2,79	3,47	3,63	4,09	4,12
K ₂ O	5,20	4,25	4,54	3,03	4,12	3,40	5,79	4,76	5,04	5,22	4,68	4,49	2,15	2,25	3,08
Ас	1,89	1,39	1,48	1,35	1,54	1,44	1,76	1,79	1,75	1,89	1,77	1,58	0,93	1,31	1,58
(Na+K)/Са	16,7	5,7	9,6	5,6	6,5	5,2	4,3	1,2	1,1	3,8	11,4	8,3	1,3	2,9	5,5

Примечание. 1 - канская, протерозой, 3 - сухопитская, рифей; 4, 5 - чарнокиты; 6 - богуневский комплекс, 5 - кузеевский комплекс; 6-9 - Таракский массив; 10 - средний состав, гранит, 7 - гранитовый гранит, 8 - гранодиорит, 9 - порфировый гранит; 10, 11 - Гарево-Таракский массив; 10 - средний состав, II - лейкогранит; 12-14 - Пособьинский массив; 12 - средний состав, 13 - гранит, 14 - аляскит; 15, 16 - Тейский массив; 15 - гнейсо-гранит, 16 - лейко-гранит; 17, 18 - Татарский массив; 19-22 - Ахтинский массив; 17-20 - граниты главной фазы; 21-22 - гнейсовидные граниты; 23-25 - Глушихинский комплекс; 23 - средний состав, 24, 25 - лейкограниты, Лендахский массив; 26 - лейкограниты верхнего рифея; 27 - позднерифейские гранитные формации; 28-30 - гранитоиды трогового комплекса (юлинская толща). Таблица составлена по данным В.М. Даценко [83], Т.Я. Корнева [124] и А.Д. Ножкина [206].



Р и с. 4I. Петрохимические тренды докембрийских гранитоидов Енисейского края

I – метаморфиты; 2 – чарнокиты; 3 – граниты (средние по главным комплексам); 4 – гранитоиды троговых комплексов (1–30 соответствуют анализам в табл. 33); 5–9 – составы типичных гранитов по комплексам: 5 – по-лоскому, 6 – гаревскому, 7 – татарско-аяхтинскому, 8 – нижнеканскому, 9 – глушихинскому

лельно намечается другой тренд повышенной щелочности, объединяющий основную массу лейкогранитов глушихинского комплекса, составы которых локализируются в верхней части известково-щелочного поля.

Если три указанных тренда дополнить трендом средних составов гранитоидов сформировавшихся в тектонических комплексах зеленокаменных поясов – древнейших структур рифтогенного типа (юдинская толща по А.Д.Ножкину [206]), то в целом можно констатировать определенную тенденцию в петрохимической эволюции гранитоидов, выражающуюся в последовательном повышении щелочности при переходе от архейских гранитов к протерозойским. Однако это лишь общая тенденция, осложняющаяся вариациями, иногда существенными, составов пород. Например, среди нижнепротерозойских, преимущественно известково-щелочных, гранитов

имеются лейкограниты повышенной щелочности, хотя и в подчиненном количестве.

Главным фактором эволюции гранитоидов Енисейского края, исходя из результатов детальных геохимических исследований А.Д.Ножкина и др. [207, 269], следует считать дифференциацию исходных автохтонных гранитных магм в процессе формирования гнейсово-купольных структур, сопровождающуюся нарастанием доли эманационной концентрации щелочей и летучих в поздних интрузивных фазах. Подобные процессы особенно наглядно проявлены в полихронных гранито-гнейсовых куполах и прикровельных фациях гранитных плутонов, с которыми ассоциируются перемещенные лейкограниты. Следует отметить, что повышение щелочности гранитоидов определяется не только возросшей концентрацией калия, но и значительным увеличением доли натрия, поскольку наиболее высокие содержания калия усвоены в различных формационных типах лейкогранитов как известково-щелочных, так и субщелочных. Иначе говоря, возрастание валовой щелочности при переходе от одного тренда к другому не обязательно сопровождается повышением концентрации калия.

А.Д.Ножкиным и др. показана также повсеместно наблюдаемая унаследованность абиссальными и мезоабиссальными гнейсо-гранитами и мигматит-гранитами редкоэлементного состава субстрата — архейских и протерозойских сланцево-гнейсовых толщ. Таким образом, повышение концентрации калия и редких элементов в протерозойских гранитоидах Енисейского края отражает прежде всего роль локальных геологических факторов (состава субстрата и механизма дифференциации), но не специфику гранитизирующих расплавов или флюидов.

Намеченные тренды гранитоидов салыческих блоков образуют единый пучок с основной общей "точкой", или областью, исходных составов, близкой к среднему составу протерозойских метаморфитов (рис. 41, точка 2). Возможность появления разных эволюционных трендов обусловлена характерной для Енисейского края неоднородностью гнейсово-сланцевых толщ. Поэтому даже в пределах отдельных автохтонных тел, залегающих среди пестрых по составу гнейсов, представлены граниты нескольких изолированных рядов [184].

В заключение отметим, что в общем широком спектре составов гранитоидов Енисейского края доминируют известково-щелочные их типы нормальной и повышенной щелочности. Менее распространенные гранитоиды пониженной щелочности (повышенной основности) свойственны фемическим зонам архейской коры и рассматриваются или как комагматы вулканогенных серий зеленокаменных поясов, или как продукты замещения апобазитовых гнейсов (чарнокиты).

Восточный Саян. Среди докембрийских складчатых сооружений юга Сибири Восточный Саян является одним из крупнейших и тектонически наиболее дифференцированных. В его пределах выделяются две главные сложно построенные тектонические зоны — Присаянская приплатформенная и Дербинская, расположенная внутри протерозойского подвижного пояса. Характерной особенностью Восточного Саяна является участие в его строении тектонических комплексов докембрийских рифтогенных прогибов, отличающихся формационным и хронологическим разнообразием. Наиболее крупные из них рассматриваются иногда в качестве самостоятельных структурных зон.

Представителями наиболее ранних докембрийских гранитоидов являются чарнокиты (маритуйский комплекс) и лейкократовые продукты процессов ультраметаморфизма и гранитизации по породам шарьжалгайской серии. Формирование более молодой континентальной коры в позднем архее и протерозое сопровождалось мас-

совым гранитообразованием, проявлявшемся в разнообразных тектонических обстановках – в связи с развитием зеленокаменных поясов и сходных с ними более молодых протерозойских структур рифтогенной природы, а также в орогенном этапе развития восточносаянских протерозоид. Наиболее полно ряд протерозойских гранитоидных формаций представлен в Присаянской зоне, где, по данным А.И.Сезько [246, 247], Г.Я.Абрамовича [1] и других геологов, выделяются многочисленные магматические комплексы и формации (табл. 34). Рассматриваемые гранитоиды

Т а б л и ц а 34

Формационная типизация главных докембрийских гранитоидных комплексов Восточного Саяна

Тектоническая зона	Комплексы (млн лет)	Формация
Присаянская	Гуникский, шумихинский (R_1 , 970–1160)	Гранитоидов повышенной щелочности
	Игнокский (R_1 1150–1742)	Гранодиорит–диоритовая
	Бирюсинский, абаканский (R_1)	Лейкогранитовая
	Грядинский (R_1 1670–1830)	Чарнокитовая
	Саянский (PR_1 – R_1 1640–1770)	Гранодиорит–гранитовая средних глубин
	Онотский, хадаминский (PR_1 2300)	Мигматит–гранитовая
	Даялыкский, тымхильский (PR_1)	Лейкогранитовая
Дербинская	Китойский, тукшинский (AR_2 – PR_1)	Мигматит–гранитовая
	Маритуйский (AR_1)	Чарнокитовая
	Индерминский (R_1)	Лейкогранитовая
	Дербинский (PR_1)	Гранитовая
	Бырчатыгский (AR_1 – AR_2)	Мигматит–гранитовая

включают комплексы пород, различающихся по условиям образования: плутонические средних глубин (саянский комплекс), мигматит–гранитовые больших глубин (онотский комплекс), а также порфиробластические гранитоиды, тяготеющие к зонам смятия (хадаминский комплекс) и реоморфогенно–метасоматические гранитоиды зон крупных разломов, повышенной метаморфизма и метасоматоза.

В течение протерозоя гранитоидный магматизм Присаянской зоны (как и других структур протерозоид юга Сибири) развивался по нисходящей линии, и уже в рифее по сравнению с гранитоидными формациями более широкое распространение получили базитовые вулканоплутонические формации. С базитами ассоциируют гранитоиды повышенной щелочности (гуникский, шумихинский комплексы), которые представлены интрузивами, тяготеющими к активизированным разломам.

В Дербинской зоне Восточного Саяна ряд докембрийских гранитоидных формаций редуцирован по сравнению с рядом гранитоидных формаций в Присаянской зоне, где распространены лишь архейские палингенно–метасоматические гранитоиды в Бырчатыгском выступе фундамента восточносаянских протерозоид и позднегеосинклинальные (?) – орогенные граниты (дербинский комплекс). Из состава последних иногда выделяют лейкократовые граниты повышенной щелочности, пространственно тяготеющие к протерозойским палеорифтогенным прогибам (индерминский комплекс).

Основная масса протерозойских гранитоидов Восточного Саяна формировалась в условиях амфиболитовой фации и лишь в отдельных участках процессы гранитизации

...определялись условиями метаморфизма гранулитовой фации с образованием по-
 кой эндробит-чарнокитовой серии (грядинский комплекс). Многообразие тектони-
 ческих обстановок гранитообразования способствовало проявлению широкого спек-
 тра составов гранитоидов. Однако в большинстве случаев для главных комплексов
 (формаций) типичны гранитоиды определенного состава. Исходя из этого, при
 петрохимической типизации рассматриваемых гранитов мы ограничимся сравнением
 средних составов ряда главных комплексов по Г.Я.Абрамовичу [1] (табл. 35).

Т а б л и ц а 35

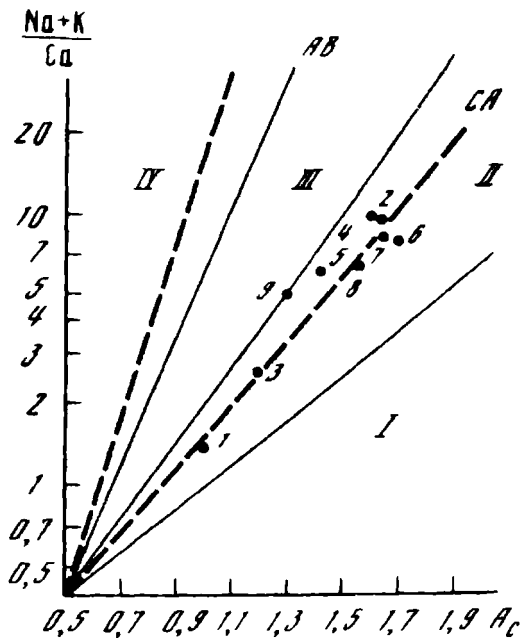
Химический состав протерозойских гранитоидов Восточного Саяна

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60,50	73,47	63,85	72,21	71,61	73,91	74,38	70,89	68,05
TiO ₂	0,55	0,29	0,61	0,20	0,22	0,33	0,27	0,45	0,44
Al ₂ O ₃	15,31	13,77	15,50	14,09	14,70	12,46	13,26	14,03	14,90
Fe ₂ O ₃	1,99	0,73	0,72	0,37	0,75	1,68	0,77	1,01	0,83
FeO	5,41	1,36	3,25	2,02	1,28	1,56	1,09	2,48	2,80
MgO	3,86	0,58	2,54	0,48	0,95	0,62	0,67	0,90	0,97
CaO	5,94	1,18	3,89	1,17	2,10	1,38	1,46	1,64	2,44
Na ₂ O	3,30	3,22	3,76	3,29	4,83	3,44	4,57	2,86	3,69
K ₂ O	2,06	4,78	2,69	4,72	3,33	4,10	3,07	4,57	4,91
As	1,01	1,63	1,17	1,58	1,40	1,69	1,63	1,54	1,27
(Na+K)/Ca	1,41	9,8	2,6	9,8	6,1	7,9	8,1	6,5	5,2

Примечание. Формации (комплексы): 1 - чарнокитовая (маритуйский),
 2 - мигматит-гранитовая (китайский), 3 - диорит-гранитовая (саянский), 4 -
 гранодиорит-гранитовая (саянский), 5 - гранитоидная (дербинский), 6 - грани-
 то-гнейсовая, 5 - мигматит-гранитовая (хадаминский), 7 - гранитовая (хамарда-
 банский), 8 - гранитовая (бирюсинский), 9 - субщелочная гранитоидная (шуми-
 хинский).

Из диаграммы (рис. 42) следует, что главным направлением петрохимической
 эволюции докембрийских гранитоидов Восточного Саяна является генеральный из-
 известково-щелочной тренд СА. К этому тренду, хотя и не следуя строгой времен-
 ной последовательности, тяготеют средние составы большей части формаций и
 комплексов: чарнокитовой (маритуйский комплекс), гранодиорит-гранитовой, гра-
 нитовой (хадаминский и хамардабанский комплексы Южного Прибайкалья), а также
 известково-щелочные гранитоиды несколько повышенной щелочности (саянский, дер-
 бинский, китайский). Заметно более высокой щелочностью отличаются гранитоиды,
 сформировавшиеся в зонах разломов (шумихинский, гуникский комплексы).

Примечательно отсутствие среди главных гранитоидных комплексов Восточного
 Саяна представителей формаций пониженной щелочности, подобных тем, которые на
 Сибирском кряже сформировались в пределах тектонических комплексов фемичес-
 кого типа. Это позволяет считать, что исходные для рассматриваемых гранито-
 идов магмы генерировались в условиях достаточно зрелой континентальной коры,
 начиная с архея, что основная арена гранитообразования находилась за предела-
 ми восточносаянских зеленокаменных поясов и что эти пояса, или рифтогенные
 структуры, характеризовались преимущественно коровым заложением. Не случайно, в
 восточно-Саянском регионе протерозойские коматииты, как и другие породы ман-
 тийного происхождения, пользуются ограниченным распространением, в то время



Р и с. 42. Петрохимический тренд докембрийских гранитоидов Восточного Саяна
I-9 - средние составы главных комплексов гранитоидов (см. табл. 35)

как на Енисейском крыже подобные породы широко распространены в тектонических комплексах крупных рифтогенных прогибов.

Палеозойский гранитоидный магматизм южного обрамления Сибирской платформы

Важнейшее следствие палеозойского этапа развития заключается в разрастании сиалической коры Южносибирского эпипротерозойского континента в одних зонах, наращивании мощности этой коры - в других и в преобразовании (деструкции) ранее сформированной коры - в третьих. Поскольку большая часть рассматриваемых палеозойских складчатых сооружений сформировалась на гетерогенной архейской архей-протерозойской коре (т.е. являются эпикратонными), очевидна зависимость состава палеозойских гранитоидов эпикратонных палеозоид от особенностей состава и строения конкретных сегментов коры, их гетерогенного кратонного субстрата.

Особым структурным положением характеризуются каледонские гранитоиды Западного Саяна. Они размещаются в "межкратонных" геосинклинальных складчатых сооружениях, сформировавшихся, как полагают многие исследователи, на коре океанического типа. В связи с этим сравнение каледонских гранитоидов с гранитоидами эпикратонных палеозоид представляет значительный интерес. Кроме того, в Западном Саяне установлен наиболее представительный ряд палеозойских гранитоидов как в хронологическом, так и геотектоническом отношении. Выделяются гранитоиды геосинклинального этапа развития (кембрийский майнский комплекс), раннеорогенные (силурийский большепорожский комплекс) и позднеорогенные (девонский джойский комплекс).

В Казыр-Кизирской и Таннуольско-Хамсаринской раннекаледонских зонах Тувы и Восточного Саяна, а также в Джидинской зоне юго-западного Прибайкалья в лице от Западного Саяна палеозойский гранитоидный магматизм редуцирован и представлен преимущественно орогенными эпигеосинклинальными образованиями. Причем в Казыр-Кизирской зоне раннеорогенные гранитоиды парагенетически связаны с тектоническими комплексами докембрийских рифтогенных прогибов (зеленых каменных поясов), участвующих в строении фундаментов краевых массивов зоны (позднекембрийский ольховский комплекс). Позднеорогенные ордовикско-силурийские

аляскитовые и лейкократовые граниты этой же зоны, выделяемые в по-
годы из состава девонского сютхольского комплекса, формировались в
структурах с серогнейсовым основанием. В структурах с подобным фундаментом
размещаются и гранитоиды кембрийского таннуольского комплекса Таннуольско-
Камсаринской зоны. Однако в строении этого фундамента наряду с серыми гнейса-
ми существенную роль играют амфиболиты и другие породы мафического профиля.
К позднеорогенным в ранних каледонидах Тувы относятся также ордовикские
ордовик-силурийские?) гранитоиды кызык-чадрского (аксугского) комплекса, ло-
кализованные в участках сочленения контрастных структур складчатого основа-
ния - краевых массивов и рифтогенных прогибов. По структурному положению они
сходны с протерозойскими гранитоидами глушихинского и гаревского комплексов
Зинсейского края. Однако ордовикские гранитоиды размещаются в тектонических
комплексах рифтогенных прогибов, тогда как протерозойские - в комплексах гео-
антиклинальных поднятий и срединных массивов.

В Джидинской зоне нижнепалеозойские гранитоиды джидинского комплекса фор-
мировались в связи с развитием раннекаледонского моногеосинклинального проги-
ба [7]. Его фундаментом служили докембрийские образования типа серых гнейсов,
обнажающиеся в обрамлении этой структуры, в некотором удалении от нее (почти
со всех ее сторон), а также зеленосланцевый протерозойский комплекс Утулик-
ского прогиба. Происхождение моногеосинклинали и гранитоидов джидинского
комплекса парагенетически связано с глубинными процессами, обусловленными,
по-видимому, подъемом мантийного астенолита.

В протерозойских структурах Восточного Саяна заведомо нижнепалеозойские
гранитоиды выделяются давно (бугульминский и другие комплексы). В геотектони-
ческом отношении они дейтероорогенные. К типу дейтероорогенных в рассматри-
ваемых регионах (за исключением Западного Саяна) относятся девонские и после-
дующие гранитоиды. Однако в раннекаледонских зонах Тувы и Восточного Саяна
они характеризуют первое поколение дейтероорогенных образований (бреньский,
бугульминский, сыдинский и другие комплексы). В протерозойских зонах Восточ-
ного Саяна близкие им по возрасту гранитоиды принадлежат уже второму (после
бугульминского комплекса) поколению дейтероорогенных гранитоидов (огнитский и
другие комплексы).

Широко распространены нижнепалеозойские гранитоиды в Баргузино-Витимском
междуречье - в Восточном Прибайкалье и Витимском плоскогорье, где они участ-
вуют в строении огромного Ангаро-Витимского батолита (ареал-плутона) наряду с
архейскими, протерозойскими и, возможно, мезозойскими гранитоидами, формиро-
вавшимися в соответствии с моделью гранито-сводового тектогенеза [II4]. Масш-
табы распространения конкретных гранитоидных комплексов и их возраст до сих
пор остаются невыясненными. В связи с этим представляется целесообразным их
совместное рассмотрение тем более, что не вызывают сомнения присутствие в ре-
гионе всех перечисленных возрастных групп гранитоидов и, видимо, решающее
значение докембрийских магматитов в формировании коры. По нашим данным, про-
терозойские гранитоиды Баргузино-Витимского междуречья являются протоороген-
ными (большая часть баргузинского комплекса), палеозойские - дейтероорогенны-
ми (витимканский и другие комплексы). Те и другие размещаются в пределах вы-
деленного нами Баргузино-Витимского срединного массива протерозоя [4], в фун-
даменте которого присутствуют тектонические комплексы, свойственные гранули-
то-гнейсовым областям раннего докембрия (архейская амалатская серия и др.).
Замечательно, что почти во всем огромном пространстве, занятом Ангаро-Витим-

ским батолитом, не обнаруживаются тектонических комплексов, типоморфных зеленокаменных поясов (за исключением северо-западной части территории Мехречья, где выделяется Светлинский зеленокаменный пояс — апофиза Байкало-Тимского зеленокаменного пояса).

Для выяснения зависимости состава гранитоидов от типа субстрата и тектонической обстановки проявления гранитоидного магматизма, далее будут рассмотрены данные по ряду типовых гранитоидных комплексов, характеризующих главные тектонические зоны юга Сибири.

Сравнительный петрохимический анализ мы ограничиваем преимущественно каледонским магматизмом, охватывающим в основном орогенные формации. Результатом каледонского тектогенеза явилось возникновение к девону на большей части рассматриваемой территории зрелой континентальной коры.

В формировании герцинских дейтероорогенных гранитоидов принципиальное значение приобретает сопряженность гранитоидного и мантийного щелочно-базальтового магматизма в зонах активных глубинных разломов и структур рифтогенного типа. Этим определяются, в частности, повышенная щелочность и редкометаллическая природа девонских и более поздних гранитоидных формаций, нередко появление совместно с гранитоидами собственно щелочных пород: от агпайтовых гранитов до щелочных сиенитов, не характерных для предшествующих палингенных формаций. Петрохимическая типизация щелочных формаций заслуживает специального рассмотрения, поскольку на первое место выступают такие вопросы, как связь с трендами щелочно-базальтовых и других щелочных магм мантийного или гибридного генезиса. Поэтому тренды девонских гранитоидов далее будут приведены только для некоторых областей, чтобы полнее показать эволюцию гранитоидного магматизма

Западный и Восточный Саяны. Для начального этапа каледонского гранитоидного магматизма типоморфными являются гранитоиды повышенной основности — майский комплекс в Западном Саяне и ольховский — в Восточном Саяне и Северо-Восточной Туве. По времени формирования эти комплексы близки, однако по геотектонической позиции, как уже отмечалось, существенно различаются: гранитоиды майского комплекса геосинклинальные, ольховского — орогенные. Таким образом уже для раннего этапа проявления гранитоидного магматизма в рассматриваемых регионах обнаруживается латеральная тектоно-магматическая зональность, отражающая неравномерность процессов формирования смежных сегментов коры и различную ее зрелость в конкретный отрезок геологического времени (вторая половина кембрия).

Еще более выразительно латеральная тектоно-магматическая зональность проявилась в ордовике-силуре. В это время в структурах протерозоя Восточного Саяна происходило становление дейтероорогенных гранитоидов бугульминского комплекса; в раннекаледонских зонах Тувы и Восточного Саяна формировались позднеорогенные аляскитовые и лейкократовые граниты, а также гранодиорит-пегматиты кызык-чадрского комплекса; в поздних каледонидах Западного Саяна происходило оформление ареала раннеорогенных гранитоидов большепорожского комплекса.

Следующая эпоха массового гранитообразования датируется в Восточном и Западном Саянах ранним девоном. В это время на большей их площади установился режим повторной орогенной активизации, сопровождавшийся становлением щелочных и щелочных гранитоидов (буеджильский, сыдинский, бреньский, ситхольский, огнитский и другие комплексы). В Западном Саяне в это же время форми-

гранитоиды в условиях позднеорогенного тектонического режима (джойский комплекс).

Для петрохимической характеристики гранитоидов и сравнения трендов на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$ использованы данные по средним составам пород из сводок магматизма этого региона [211, 9, 75, 279, 84]. Часть из этих составов приведена в качестве реперных в табл. 36 для трендов. Остальным составам соответствуют фигуративные точки на диаграмме (рис. 43).

Из диаграммы следует, что массивы гранитоидов, различающиеся по тектонической позиции и времени формирования, различаются и по петрохимическим трендам. Тренд наименее щелочных, известковых низкокалиевых гранитоидов майнского комплекса проходит в нижней части диаграммы - в известковом поле, т.е. аналогично трендам современных океанических (островодужных) толеитовых вулканогенных серий. Также низкокалиевые гранитоиды ольховского комплекса отличаются от майнских более высокой общей щелочностью, определяющей линейный тренд в нижней половине известково-щелочного поля.

К нормальному известково-щелочному типу магматизма близки протоорогенные ольшепорожский и джойский комплексы. Их тренды проходят вблизи генерального известково-щелочного тренда магматических формаций. По сравнению с ними значительно большей щелочностью обладают породы дейтероорогенных комплексов первого поколения: бугульминского, буеджильского и сыдинского, объединяемых одним линейным трендом в нижней части субщелочного поля диаграммы (см. рис. 43). Большой щелочности этих пород соответствуют значительно большие содержания калия. Калиевая специализация бугульминского комплекса отмечалась ранее [211]. Более высокой щелочностью характеризуются породы девонского огнитского комплекса - представителя второго поколения дейтероорогенных гранитоидов Прибайкальской зоны. Наряду с субщелочными и щелочными гранитами этот комплекс включает различные щелочные сиениты и граносиениты (обычно они выделяются в качестве первой интрузивной фазы).

На диаграмме (см. рис. 43) выявляется генетическая неоднородность огнитского комплекса, поскольку включаемые в него щелочные разновидности сиенитов принадлежат к IV - щелочному полю, граносиениты тяготеют к границе III и IV полей, образуя отдельный магматический тренд (вторая интрузивная фаза, по А.А.Захарову, точки 22-24 на диаграмме). Лейкократовые граниты и аляскиты, выделяемые в качестве наиболее поздних образований огнитского комплекса (третья интрузивная фаза), представлены автономным трендом в средней части субщелочного поля III. К этому тренду принадлежат также включаемые в огнитский комплекс щелочные граниты юго-восточной части Восточного Саяна.

Таким образом, для совокупности рассмотренных региональных гранитоидных комплексов Восточного и Западного Саян намечаются семь типовых трендов, охватывающих широкий интервал щелочности: от низкощелочных известковых (плагиогранитовых) до субщелочных и щелочных граносиенитовых составов. В отличие от базальтоидных и габбро-гранитоидных комагматических серий, составляющих единый трендовый пучок с общей начальной областью магматических источников (исходных мантийных магм), тренды гранитоидных комплексов не могут быть сведены к одной области исходных составов: либо потому, что они субпараллельны, либо потому, что конкретный комплекс представлен преимущественно лейкократовыми породами, для которых исходными были гранитные магмы. Все это отражает специфику генерации коровых гранитов и прежде всего широкий диапазон исходных составов (гранитизированного субстрата и исходных автохтонных магм). Лишь для

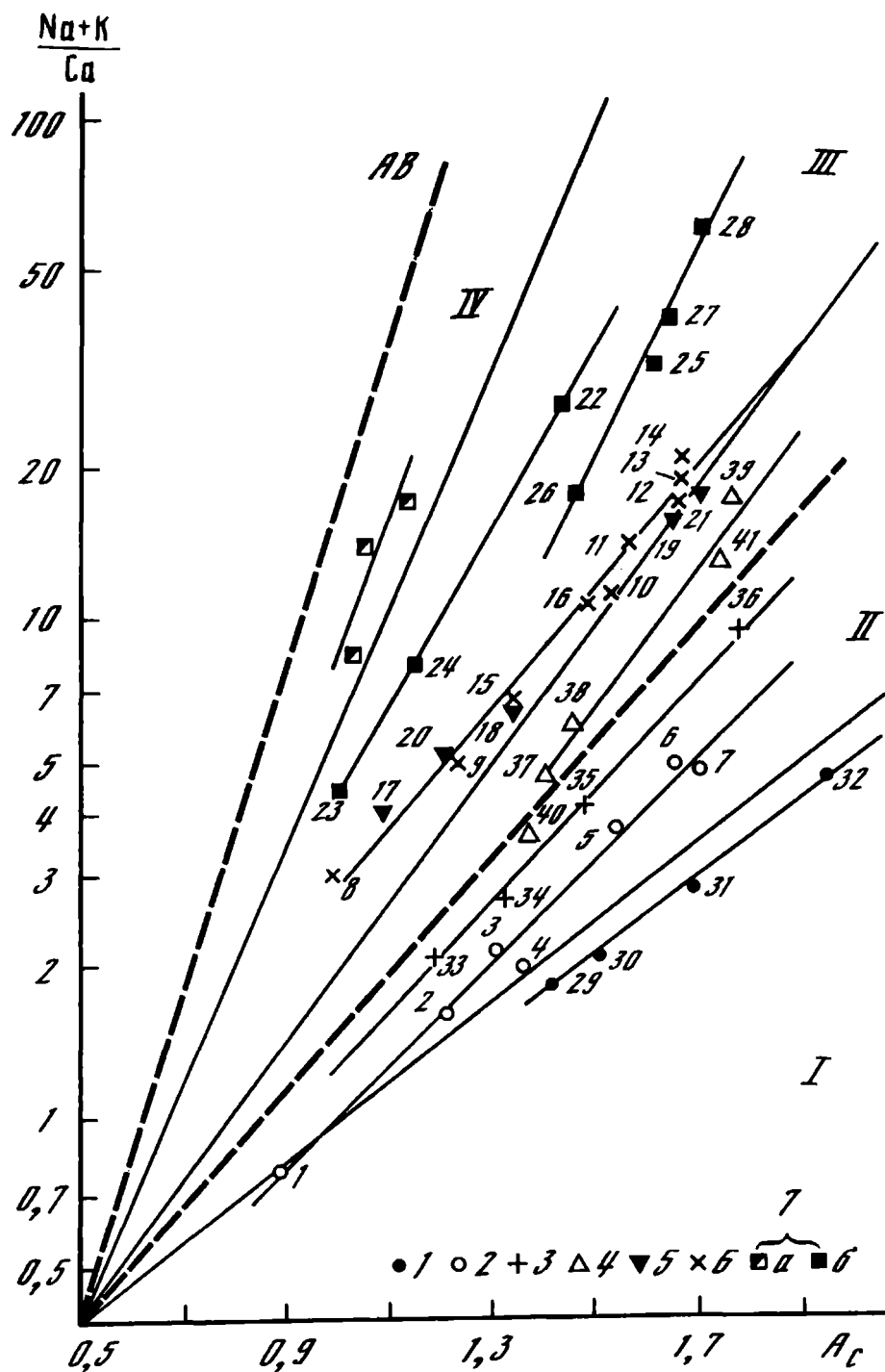
Химический состав гранитоидов типовых комплексов Саян

Компонент	Ольховский										Бугульминский (Кутурчинский)					Буджуньский	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
SiO ₂	54,58	64,55	66,03	67,52	71,64	73,49	73,49	62,38	67,73	72,63	73,24	72,64	74,65	75,48	69,56		
TiO ₂	0,85	0,62	0,48	0,46	0,28	0,24	0,22	0,65	0,72	0,45	0,39	0,26	0,20	0,04	0,37		
Al ₂ O ₃	17,35	17,47	15,66	15,18	14,13	13,08	13,63	16,78	15,52	14,37	14,08	13,49	13,25	13,56	15,15		
Fe ₂ O ₃	2,05	1,24	1,51	1,51	0,84	0,80	0,64	2,61	2,02	1,14	0,82	0,53	0,99	0,53	1,53		
FeO	6,40	4,66	3,76	3,94	3,22	2,42	3,31	1,89	1,33	1,12	1,32	1,62	1,23	0,84	1,98		
MnO	0,17	0,10	-	0,11	0,10	-	0,08	0,13	0,15	0,04	0,17	0,08	0,04	0,04	0,03		
MgO	4,28	1,35	1,56	1,36	0,98	0,67	0,54	1,50	0,92	0,43	0,36	0,30	0,42	0,27	0,86		
CaO	7,50	4,99	4,00	4,46	2,59	1,48	1,99	4,46	2,66	1,11	0,92	0,73	0,67	0,61	1,86		
Na ₂ O	2,64	3,84	3,81	3,57	3,90	4,10	3,99	4,47	4,52	3,64	3,61	3,50	3,35	3,98	3,94		
K ₂ O	0,92	1,18	1,86	1,90	2,32	3,0	2,12	5,12	4,43	5,08	5,09	4,84	5,19	4,65	4,71		
Ac	0,90	1,21	1,30	1,34	1,54	1,64	1,68	0,97	1,22	1,52	1,55	1,65	1,65	1,66	1,33		
(Na+K)/Ca	0,78	1,7	2,26	2,0	3,80	5,10	4,9	3,2	5,0	11,0	14,0	17,0	18,0	21,0	6,9		

Компонент	Будежжувельский										Огнитокский										28	29						
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35			36	37	38	39	40	41
SiO ₂	72,41	64,13	69,21	74,70	67,26	75,35	72,35	63,04	66,06	74,46	74,36	74,65	75,00	68,44	72,41	64,13	69,21	74,70	67,26	75,35	72,35	63,04	66,06	74,46	74,36	74,65	75,00	68,44
TiO ₂	0,32	0,74	0,56	0,24	0,43	0,16	0,33	0,55	0,82	0,36	0,31	0,22	0,39	0,44	0,32	0,74	0,56	0,24	0,43	0,16	0,33	0,55	0,82	0,36	0,31	0,22	0,39	0,44
Al ₂ O ₃	14,22	16,64	15,15	13,00	16,35	13,07	14,31	17,28	16,58	13,11	13,30	12,55	13,17	15,20	14,22	16,64	15,15	13,00	16,35	13,07	14,31	17,28	16,58	13,11	13,30	12,55	13,17	15,20
Fe ₂ O ₃	1,08	2,15	2,22	0,94	1,29	0,82	1,05	2,56	2,40	1,68	1,54	1,73	1,83	1,92	1,08	2,15	2,22	0,94	1,29	0,82	1,05	2,56	2,40	1,68	1,54	1,73	1,83	1,92
FeO	1,54	2,70	1,66	1,44	2,28	1,20	0,84	1,85	1,32	0,52	0,80	1,25	0,41	3,49	1,54	2,70	1,66	1,44	2,28	1,20	0,84	1,85	1,32	0,52	0,80	1,25	0,41	3,49
MnO	0,05	0,10	0,05	0,066	0,09	0,03	0,04	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,04	0,10	0,05	0,10	0,05	0,066	0,09	0,03	0,04	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,04	0,10
MgO	0,51	1,54	0,67	0,31	0,82	0,32	0,62	1,39	1,10	0,32	0,23	0,20	0,14	0,19	0,51	1,54	0,67	0,31	0,82	0,32	0,62	1,39	1,10	0,32	0,23	0,20	0,14	0,19
CaO	1,22	3,32	1,95	0,76	2,49	0,74	0,53	3,31	1,81	0,42	0,41	0,34	0,22	4,31	1,22	3,32	1,95	0,76	2,49	0,74	0,53	3,31	1,81	0,42	0,41	0,34	0,22	4,31
Na ₂ O	3,87	4,66	4,19	3,88	5,02	3,83	4,08	5,05	5,07	4,33	4,31	4,33	4,01	4,10	3,87	4,66	4,19	3,88	5,02	3,83	4,08	5,05	5,07	4,33	4,31	4,33	4,01	4,10
K ₂ O	4,78	4,04	4,34	4,66	3,95	4,49	5,86	4,92	4,74	4,69	4,67	4,63	4,77	0,82	4,78	4,04	4,34	4,66	3,95	4,49	5,86	4,92	4,74	4,69	4,67	4,63	4,77	0,82
A _c	1,49	1,07	1,33	1,63	1,18	1,69	1,42	0,91	1,13	1,60	1,45	1,62	1,68	1,41	1,49	1,07	1,33	1,63	1,18	1,69	1,42	0,91	1,13	1,60	1,45	1,62	1,68	1,41
(Na+K)/Ca	10,4	4,0	6,5	16,0	5,5	17,0	26,8	4,53	8,2	32,0	18,0	39,0	58,0	1,9	10,4	4,0	6,5	16,0	5,5	17,0	26,8	4,53	8,2	32,0	18,0	39,0	58,0	1,9

Т а б л и ц а 36 (окончание)

Компонент	Майнский					Большепорожский					Лейкогранитовая формация (Джойский)													
	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44									
SiO ₂	69,86	72,69	76,19	64,76	68,05	71,27	75,68	68,11	70,46	74,75	68,74	75,35	69,86	72,69	76,19	64,76	68,05	71,27	75,68	68,11	70,46	74,75	68,74	75,35
TiO ₂	0,42	0,26	0,22	0,71	0,56	0,40	0,13	0,45	0,39	0,19	0,68	0,19	0,42	0,26	0,22	0,71	0,56	0,40	0,13	0,45	0,39	0,19	0,68	0,19
Al ₂ O ₃	14,12	14,13	12,69	15,80	15,37	14,76	12,72	14,05	14,08	12,88	14,94	12,94	14,12	14,13	12,69	15,80	15,37	14,76	12,72	14,05	14,08	12,88	14,94	12,94
Fe ₂ O ₃	1,87	1,66	1,47	1,77	1,37	0,89	0,45	4,88	2,12	1,15	1,28	0,90	1,87	1,66	1,47	1,77	1,37	0,89	0,45	4,88	2,12	1,15	1,28	0,90
FeO	3,72	2,30	1,88	3,75	2,90	2,08	2,00	-	2,45	1,34	3,11	1,40	3,72	2,30	1,88	3,75	2,90	2,08	2,00	-	2,45	1,34	3,11	1,40
MnO	0,16	0,06	0,03	0,09	0,08	0,05	0,05	0,09	0,07	0,04	0,10	0,04	0,16	0,06	0,03	0,09	0,08	0,05	0,05	0,09	0,07	0,04	0,10	0,04
MgO	1,18	0,96	0,45	2,48	1,60	0,88	0,45	1,22	0,65	0,43	1,54	0,38	1,18	0,96	0,45	2,48	1,60	0,88	0,45	1,22	0,65	0,43	1,54	0,38
CaO	3,91	3,04	1,82	4,50	3,63	2,52	1,16	2,36	1,87	0,65	2,75	0,89	3,91	3,04	1,82	4,50	3,63	2,52	1,16	2,36	1,87	0,65	2,75	0,89
Na ₂ O	4,03	4,32	4,36	3,61	3,62	3,77	3,41	4,15	4,06	3,53	3,37	3,37	4,03	4,32	4,36	3,61	3,62	3,77	3,41	4,15	4,06	3,53	3,37	3,37
K ₂ O	0,79	0,59	0,88	2,54	2,82	3,37	3,93	3,32	3,55	4,15	3,49	4,53	0,79	0,59	0,88	2,54	2,82	3,37	3,93	3,32	3,55	4,15	3,49	4,53
A _c	1,50	1,68	1,95	1,17	1,32	1,47	1,76	1,39	1,45	1,75	1,36	1,73	1,50	1,68	1,95	1,17	1,32	1,47	1,76	1,39	1,45	1,75	1,36	1,73
(Na+K)/Ca	2,1	2,8	4,9	2,1	2,7	4,3	9,3	4,9	6,2	17,5	3,7	13,0	2,1	2,8	4,9	2,1	2,7	4,3	9,3	4,9	6,2	17,5	3,7	13,0



Р и с. 43. Петрохимические тренды палеозойских гранитоидных комплексов Западного и Восточного Саян

I - майнский; 2 - ольховский; 3 - большепорожский; 4 - джойский; 5 - буеджульский и сыдинский; 6 - бугульминский (кутурчинский); 7 - огнитский: а - сиениты I фазы, б - субщелочные граниты II, III фаз; I-4I - соответствуют анализам в табл. 36

наиболее основных гранитоидов майнского и ольховского комплексов, характеризующихся протяженными и сходящимися в общей точке трендами, вероятен габброидный (базальтоидный) магматический источник.

Для наиболее щелочных гранитоидов (два верхних тренда, см. рис. 43) ранее нами были приведены доказательства возможности их гибридного происхождения, отражающего генетическую связь с мантийными щелочно-базальтовыми магмами. С этим вполне согласуется эволюция петрохимических трендов: от собственно щелочного поля IV (щелочные базальтоиды и их сиенитовые дифференциаты [9]) к субщелочному полю III (граносиенитовый тренд - вторая интрузивная фаза) и, наконец, к щелочным или субщелочным гранитам третьей интрузивной фазы - проду-

анатектического выплавления при воздействии щелочных эманаций на коровый субстрат.

Таннуольско-Хамсаринская зона, Восточная Тува. Типоморфным для раннепалеозойского магматизма этой зоны является таннуольский диорит-тоналит-плаггиогранитовый комплекс, послуживший эталоном при типизации раннепалеозойского магматизма и в других зонах ранних каледонид юга Сибири (джидинский, ольховский и другие комплексы). Наиболее широко эти гранитоиды распространены в краевых массивах зоны. Более поздние гранитоиды кызыл-чадрского комплекса формировались, как уже отмечалось, в тектонических комплексах раннекаледонских рифтогенных прогибов, раздробивших докембрийское гнейсово-амфиболитовое основание рассматриваемой зоны на изометричные в плане блоки, или краевые массивы [6]. В девоне сегменты этих массивов явились главной ареной массового формирования дейтероорогенных гранитоидов (бреньский комплекс), охватившей частично и рифтогенные прогибы раннекаледонского основания.

Для петрохимического анализа (табл. 37) были использованы данные А.Н. Дистановой и В.А. Хомичева с соавторами [84, 279]. Как видно из диаграммы (рис. 44), сравниваемые комплексы значительно различаются по петрохимическим трендам: таннуольский, что отмечалось и ранее, характеризуется заметно пониженной щелочностью, а кызыл-чадрский и бреньский — повышенной, хотя все они принадлежат известково-щелочному полю.

Совпадение трендов позднеорогенных гранитоидов кызыл-чадрского и дейтероорогенных бреньского комплексов при эквивалентном нарастании абсолютных величин общей кислотности и общей щелочности последнего (приводящим к удлинению тренда), может быть объяснено различной степенью дифференцированности коровых магм из общей области их исходных составов.

Юго-Западное Забайкалье. Для этой территории в качестве характерного представителя нижнепалеозойского магматизма рассмотрим джидинский комплекс, включающий ряд плутонов кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов, сосредоточенных в пределах Джидинского моногеосинклинального комплекса (Шараазаргинский, Модонкульский, Дархинтуйский и другие плутоны). По данным А.Н. Дистановой и других исследователей [75, 84], главные типы пород комплекса не являются продуктами последовательных интрузивных фаз, а образуют единый эволюционный ряд в процессе метасоматоза и гранитизации: от диоритизированных пород до тоналитов и гранодиоритов. Среди гранодиоритов в ядрах массивов установлены небольшие участки гранитов, преимущественно плаггиоклазовых биотит-роговообманковых. Общей чертой химизма всего ряда пород является натриевый тип щелочности. Это послужило причиной выделения части массивов в плаггиогранитовую формацию наряду с диорит-тоналит-гранодиоритовой [75], а также рассмотрения джидинского и таннуольского комплексов в качестве аналогов.

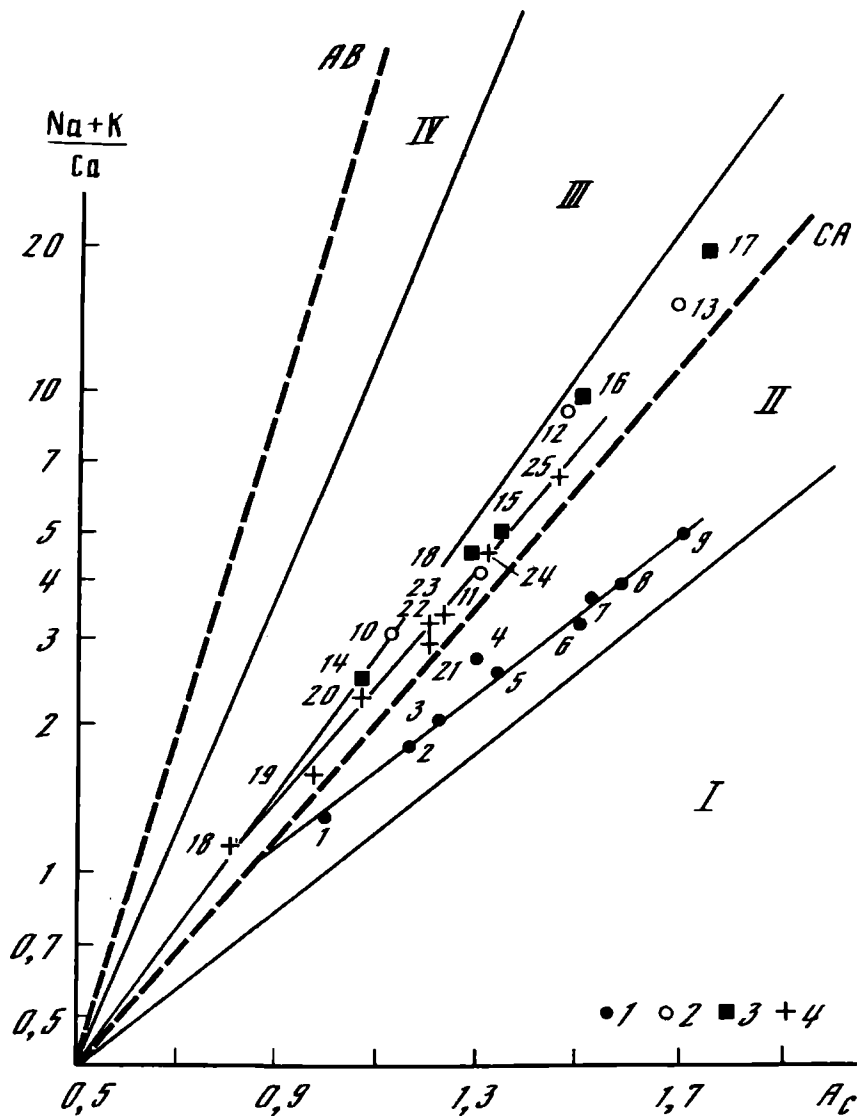
Однако по главным петрохимическим параметрам тоналиты и различные гранодиориты джидинского комплекса сходны, составляют единый тренд в верхней половине известково-щелочного поля II и поэтому несопоставимы с таннуольским плаггиогранитовым трендом пониженной щелочности (см. рис. 44). Различия в щелочности этих двух комплексов обусловлены гораздо большей нормативной щелочностью плаггиоклаза в породах джидинского комплекса. Повышенная щелочность джидинских гранитоидов подчеркивается также появлением в их составе субщелочных пород (сиенитов, граносиенитов), выделяемых в особую интрузивную группу. Вместе с тем от обычных известково-щелочных гранитоидов повышенной щелочности (например, кызыл-чадрского и бреньского комплексов) джидинские гранитоиды за-

Химический состав гранитоидов типовых комплексов Восточной Тувы и юго-западного Забайкалья

Компонент	Таннуольский													Кызыл-чадрский					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13						
SiO ₂	59,88	64,15	65,59	67,73	68,18	70,82	71,59	72,41	74,53	64,83	72,06	69,00	75,30						
TiO ₂	0,85	0,63	0,62	0,55	0,47	0,30	0,35	0,38	0,19	0,51	0,28	0,37	0,17						
Al ₂ O ₃	17,24	15,98	16,22	15,18	15,39	15,74	14,71	13,97	13,97	16,77	14,49	15,80	13,09						
Fe ₂ O ₃	2,53	2,44	1,46	1,56	1,80	1,13	1,48	1,01	0,70	2,10	0,68	1,44	0,76						
FeO	4,64	3,69	3,49	2,84	2,64	1,93	1,85	1,77	1,25	2,68	2,38	2,21	1,37						
MnO	0,13	0,11	0,09	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,06	0,05	0,03						
MgO	3,32	2,33	2,17	1,59	1,44	0,78	0,75	0,58	0,20	1,86	0,68	1,49	0,25						
CaO	6,24	4,99	4,48	3,77	3,79	3,14	2,87	2,71	2,15	3,68	1,41	2,71	0,88						
Na ₂ O	3,60	3,60	3,99	3,76	3,97	4,14	4,07	3,54	3,52	4,40	4,19	4,30	3,73						
K ₂ O	1,37	2,07	1,71	2,80	2,24	1,84	2,28	3,16	3,40	3,10	3,77	2,71	4,41						
Ac	1,0	1,16	1,21	1,30	1,34	1,51	1,54	1,58	1,71	1,13	1,48	1,33	1,70						
(Na+K)/Ca	1,3	1,8	2,1	2,7	2,6	3,1	3,5	3,8	4,8	3,2	8,6	4,0	14,0						

Т а б л и ц а 37 (окончание)

Компонент	Брянский				Джидинский										
	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25			
SiO ₂	63,87	68,83	72,08	75,6I	54,20	59,97	64,05	66,26	65,79	67,12	68,43	71,63			
TiO ₂	0,80	0,63	0,46	0,19	1,27	0,90	0,76	0,56	0,63	0,5I	0,32	0,3I			
Al ₂ O ₃	14,5I	14,99	14,00	12,85	17,20	16,26	15,45	15,98	15,89	16,84	17,22	14,78			
Fe ₂ O ₃	2,43	2,00	1,50	1,2I	3,62	2,92	2,16	1,46	1,95	0,7I	1,05	1,00			
FeO	2,64	2,74	1,80	1,20	5,88	4,37	2,94	2,82	3,53	2,88	2,25	1,70			
MnO	0,16	0,08	0,07	0,05	0,19	0,15	0,08	0,06	0,14	0,03	0,03	0,03			
MgO	4,37	1,0I	0,55	0,30	5,57	3,73	2,75	1,78	2,10	1,89	1,34	0,90			
CaO	4,28	2,34	1,34	0,65	7,06	5,88	5,19	3,95	3,44	3,3I	2,55	1,87			
Na ₂ O	3,87	4,39	4,20	3,66	3,86	4,17	5,59	4,65	4,90	5,10	5,42	4,3I			
K ₂ O	3,14	2,99	3,97	4,29	1,15	1,56	0,94	2,39	1,63	1,62	1,38	3,42			
Ac	1,07	1,35	1,50	1,75	0,80	0,97	1,07	1,19	1,19	1,23	1,30	1,46			
(Na+K)/Ca	2,5	4,9	9,2	18,0	1,18	1,60	2,17	2,85	3,14	3,4	4,5	6,3			



Р и с. 44. Петрохимические тренды гранитоидных комплексов Восточной Тувы и Кго-Западного Забайкалья

I - таннуольский; 2 - кызык-чадрский; 3 - бреньский; 4 - джидинский; I-25 соответствуют анализам в табл. 37

метно отличаются пониженной кремнекислотностью и общей кислотностью, что приводит к укороченному тренду на диаграмме. Эта особенность, а также отсутствие корреляции между содержанием калия и возрастанием параметров кислотности (кремнекислотности) несомненно отражают генетическую специфику джидинского комплекса - повышенную основность и натриевость исходного субстрата.

Восточное Прибайкалье и Витимское плоскогорье. Гранитоиды этой области участвуют в строении Ангаро-Витимского батолита, занимающего более 130 000 км². Батолит сложен автохтонными гнейсовидными и аллохтонными равнозернистыми биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами (вторая интрузивная фаза), которые связаны друг с другом постепенными переходами и слагают до 90% площади батолита. В подчиненном количестве присутствуют более ранние гранитоиды и граносиениты, рассматриваемые в качестве первой интрузивной фазы. На заключительных стадиях формирования батолита внедрялись мелкозернистые и аплитовидные граниты (третья интрузивная фаза).

По представлениям Б.А.Литвиновского [211], основная часть гранитов возникла в процессе гранитизации протерозойских метатерригенных гнейсово-сланцевых толщ. Состав главных разностей гранитоидов и гранитизированных пород, приве-

в цитируемой выше работе, использован нами для расчета петрохимических параметров (табл. 38) и оценки трендов на диаграмме (рис. 45). На диаграмме выделяются два тренда: главный - гранитоидный и дополнительный - граносиенитовый. К первому тренду, проходящему в известково-щелочном поле, близ вертикального тренда SA, принадлежат граниты главной интрузивной фазы, а также автохтонные разности пород магматического облика из внутренних частей Ангаро-Витимского батолита, граниты глубоких зон гранитизации и средние составы гранитизированных пород из зоны мигматитов.

Примечательно, что в усредненный состав комплекса мигматитов входят наряду с гранитами граносиениты, близкие к граносиенитам первой интрузивной фазы. Поэтому можно предполагать, что граносиениты, составляющие дополнительный тренд, представляют собой продукты ранних стадий гранитизации. В дальнейшем в глубинных зонах этого батолита существенно полевошпатовые мигматиты замещаются обогащенными кварцем эвтектоидными магматитами, что смещает субщелочной граносиенитовый тренд в известково-щелочное поле II.

На тренды гранитоидов баргузинского комплекса попадают и составы зазинско-позднепалеозойского комплекса, распространенного в южной части рассматриваемой области. В этом комплексе наряду с доминирующими гранитами присутствуют и кварцевые сиениты [75]. Таким образом, позднепалеозойский магматизм определялся сходными в петрохимическом отношении процессами гранитизации.

Всю совокупность петрохимических трендов рассмотренных гранитоидных комплексов можно разделить на три группы: 1) известковые и известково-щелочные (пониженной щелочности), 2) нормальные известково-щелочные и 3) повышенной щелочности - от переходных к субщелочным до субщелочных и щелочных. Последовательное повышение щелочности при переходе от одной группы трендов к другой в общем отражает закономерную, достаточно известную эволюционную направленность корового гранитоидного магматизма, проявляющуюся также и в ходе отдельных тектонико-магматических циклов. Такая эволюционная направленность магматизма тесно связана с историей развития континентальной коры, степенью зрелости (саличности) ее гранитно-метаморфического слоя. На это указывают не только различия тектонических структур, в которых запечатлены соответствующие эндогенные режимы развития литосферы - геосинклинальный, орогенный эпигеоконтинентальный, дейтероорогенный и др., но и состав гранитоидов, парагенетически связанных с этими структурами и режимами.

Действительно, наиболее "примитивные" (низкощелочные) гранитоиды нижнепалеозойских майнского и ольховского комплексов формировались в структурно-ответственных комплексах субконтинентальной (переходной) коры (докембрийские эвтектоидные комплексы Западного Саяна и Казыр-Кизирской зоны Восточного Саяна). Вовлечение в переработку тоналито-гнейсовых пород обусловило рождение более щелочных гранитоидов таннуольского комплекса, т.е. повышенная основность гранитоидов майнского, ольховского и таннуольского комплексов отражает, хотя и в разной степени, повышенную основность (салическо-мафический тип) протоконтинентального субстрата с неразвитым гранитно-метаморфическим слоем. В случайно эти гранитоиды наиболее близки к эогейскому коровому и известково-островодужному трендам, что позволяет объединить их в общую петрохимическую группу пониженной щелочности.

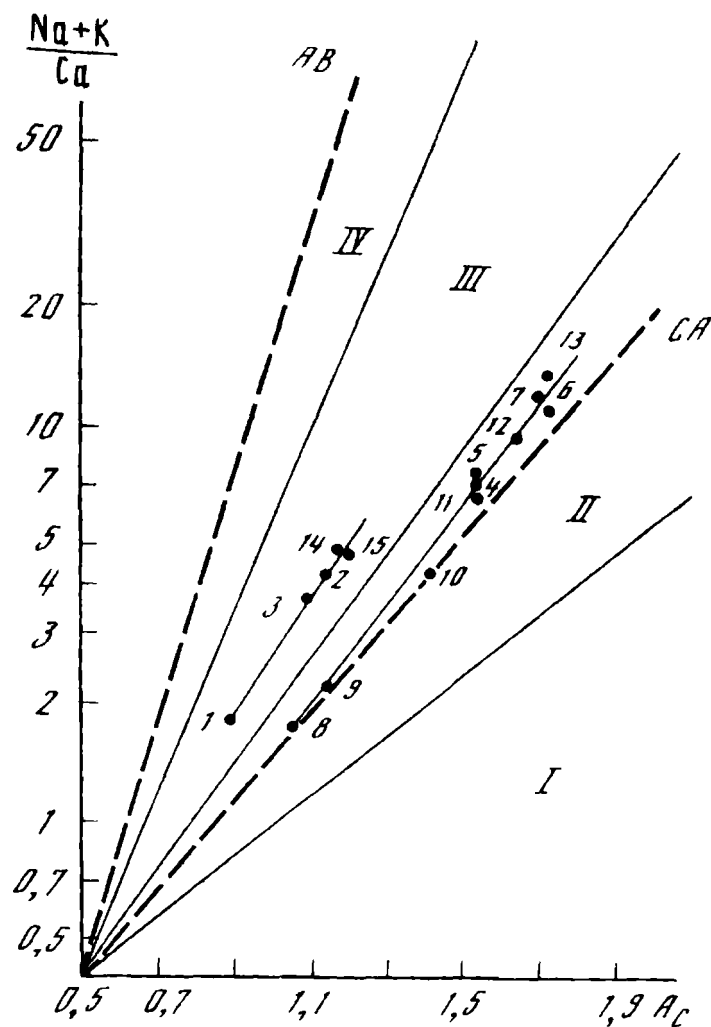
Ко второй группе могут быть отнесены гранитоиды - производные протоконтинентального гранитно-метаморфического слоя, т.е. субстрата преимущественно

Химический состав гранитоидов Ангаро-Витимского батолита

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	57,52	63,46	64,41	72,58	72,61	75,57	74,98	62,13	64,31	70,89	72,60	74,24	74,69	66,34	65,81
TiO ₂	1,34	0,55	0,53	0,26	0,24	0,17	0,19	0,83	0,73	0,22	0,29	0,20	0,26	0,49	0,56
Al ₂ O ₃	16,83	15,80	15,92	14,69	14,66	13,49	13,56	16,18	15,66	14,66	14,64	14,04	13,09	16,00	16,17
Fe ₂ O ₃	3,73	1,91	1,59	0,82	0,83	0,31	0,88	0,81	1,52	0,56	0,78	0,69	0,90	1,33	1,33
FeO	4,43	2,53	2,27	1,16	1,81	1,02	0,90	5,24	3,95	1,92	1,20	0,95	0,86	2,01	1,75
MnO	0,12	0,0	-	-	-	0,01	0,04	0,09	0,06	0,03	-	-	-	-	-
MgO	1,82	4,49	4,36	0,52	0,57	0,04	0,19	3,31	2,26	0,65	0,56	0,43	0,57	0,93	1,22
CaO	6,53	2,89	3,00	1,65	1,51	1,01	0,95	5,21	4,51	2,60	1,66	1,18	0,86	2,57	2,31
Na ₂ O	3,82	3,90	3,65	3,72	3,78	3,58	3,60	2,82	2,96	2,63	3,79	3,50	3,73	3,81	4,52
K ₂ O	3,86	4,47	4,27	4,60	4,58	4,79	4,71	3,38	4,05	5,84	4,48	4,77	4,67	5,37	4,44
Ac	0,88	1,13	1,07	1,51	1,51	1,70	1,67	1,05	1,13	1,41	1,51	1,62	1,67	1,15	1,17
(Na+K)/Ca	1,76	4,3	3,9	7,4	8,2	12	13	1,8	2,3	4,5	7,3	10	14,6	5,1	4,9

Примечание. I-12 - породы Ангаро-Витимского батолита [21]; I - вмещающие кристаллические сланцы, 2 - гранитоиды первой интрузивной фазы, 3 - гнейсовидные граносиениты из зон гранитизации, 4 - гранитоиды второй интрузивной фазы, 5 - гранитоиды III глубокых зон гранитизации, 6, 7 - граниты из внутренних зон гранитизации, 8-10 - средние составы пород из зон магматизации, 11 - средний состав батолита, 12 - поздние граниты третьей интрузивной фазы; 13-15 - гранитоиды и щелочные слениты зазвинского комплекса [75].

45. Петрохимические тренды
гранитоидов Ангаро-Витимского бато-
лита (см. табл. 38)



петрохимического профиля. Таковы большепорожский, джидинский, саянский, баргузинский и другие комплексы, характеризующие срединную часть известково-щелочного поля. Тренды этих гранитоидных комплексов наиболее приближены и комплементарны генеральному гранитоидному тренду СА.

К третьей петрохимической группе относятся гранитоиды, сформировавшиеся на континентализированной, проконтинентальной коре, степенью тектонической зрелости которой определялась общая щелочность конкретных коровых магматитов. К этой группе принадлежат гранитоиды кызык-чадрского, брельского, бугульминского, ангаро-витимского, гуникского комплексов. Отличительными их особенностями являются: более широкий диапазон общей щелочности, принадлежность к субщелочному и верхней части известково-щелочного поля.

К третьей петрохимической группе могут быть отнесены и гранитоиды огнитского комплекса, также сформировавшиеся в условиях зрелой континентальной коры. Однако в отличие от предыдущих типичных коровых гранитоидов для пород огнитского комплекса вероятна гибридная природа исходных магм, о чем свидетельствует тесный парагенезис с мантийными щелочно-базальтовыми комплексами. Предположения о генерации щелочных гранитоидов как о продуктах взаимодействия корового субстрата и щелочно-базальтовых магм уже обсуждались [38]. Важно подчеркнуть только, что появление щелочно-гранитоидных комплексов в тектоническом отношении — показатель наступления нового этапа, масштабного преобразования (деструкции) континентальной коры, развития рифтогенных и других тектонических структур.

Отмеченные петрохимические закономерности, характеризующие тесную зависимость состава гранитоидов от эволюции — все возрастающей зрелости (салицильности) континентальной коры в докембрии и палеозое, несомненно отражают различия в источниках и условиях генерации гранитных магм (мощность коры и теп-

ловой режим, водонасыщенность и степень селективного плавления и др.). В связи с этим в литературе (см. например, [124, 184]) в очередь эти различия предопределяют и геохимическую специфику гранитоидов, наиболее ярко проявляющуюся в особенностях концентрации калия, литофильных и других элементов-примесей.

Согласно распространенным в отечественной литературе генетическим представлениям, основная масса калия и кремния, концентрирующихся в гранитах, привносится мантийными "трансмагматическими" флюидами. Высказываются также предположения о возможной роли базальтоидных магм, как источников щелочей в случае гибридного мантийно-корового магматизма. Наряду с этим некоторые исследователи допускают, что главным источником вещества гранитов, включая и щелочи, являются метаморфиты земной коры. Для рассматриваемого нами региона такой подход к проблеме гранитообразования подробно рассмотрен Т.Я. Корневым и Л.В. Махлаевым [124, 184].

Исходя из основных положений настоящей работы, при оценке трендов калия в связи с критическим анализом общих генетических концепций гранитообразования целесообразно опираться на типовые петрохимические тренды гранитоидов. В зависимости от этих трендов на основе геохимических данных для реперных составов пород можно далее подойти и к характеристике соотношений калия с индикаторными микроэлементами (рубидием, стронцием, редкими землями и др.) с учетом уровней их содержания в разных типах вмещающих метаморфитов и гранитизируемых пород. Однако такой геохимический анализ пока затруднен из-за отсутствия систематических данных по содержанию микроэлементов в гранитоидных сериях и формациях юга Сибири.

Геохимическая эволюция гранитоидов Тянь-Шаня и Памира

Гранитоиды являются важной составной частью континентальной земной коры и должны учитываться при построении ее моделей. Изменение вещественного состава гранитоидов во времени характеризует с той или иной степенью приближения тип преобразования коровых субстратов и (или) вертикальную миграцию магматических очагов. В связи с этим одним из перспективных методов исследования геохимической эволюции земной коры является сравнение вещественного состава разновозрастных гранитоидов. Применение этого метода в геологии осложняется тем, что на формирование геохимического фона гранитоидов одновременно влияет ряд факторов, выделить которые "в чистом виде" не удастся. В общем случае распределение петрогенных и редких элементов в гранитоидах определяется геохимической спецификой отдельных провинций, составом магмогенерирующих субстратов и полнотой их плавления, T-P параметрами и флюидным режимом гранитоидных магм. Попытаемся снизить влияние некоторых из указанных факторов, используя два подхода в изучении временной эволюции гранитоидов. Первый подход заключается в сравнении петрогеохимических особенностей полихронных фанерозойских гранитоидных и отчасти других магматических ассоциаций, относящихся к одному тектоно-магматическому циклу и образующих вертикальные ряды в пределах единой структурно-формационных зон разного типа. Второй связан с сопоставлением отдельных гранитоидных зон друг от друга во времени докембрийских и фанерозойских гранитоидов, так как предполагается, что данные эпохи максимально различались условиями гранитообразования. При этом сравнивались полихронные гранитоиды, сходные между собой по химизму и минеральным парагенезисам и, главное, приуроченные к единой Памиро-Тянь-Шаньской геохимической провинции, а иногда даже формировавшиеся в пределах одного тектонического геоблока (зоны).

Памир и Южный Тянь-Шань (Гиссаро-Алай) - крупнейшие горные системы страны, в пределах которых проявились интенсивные и многообразные магматические процессы. Здесь сходятся ветви двух геосинклинально-складчатых поясов - палеозойского Урало-Монгольского (герциниды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира) и мезо-кайнозойского Гималайско-Альпийского (киммеридо-альпиды Южного Памира). Памиро-Тянь-Шань выделяется среди других складчатых областей аномально высокой мощностью коры (на Памире до 70-75 км) и повышенным отношением толщины "гранитного" и "базальтового" слоев. Главные черты структурного плана тектонических зон обусловлены особенностями размещения древних срединных массивов - Пермского, Байсунского, Южно-Памирского, Таримского, в которых обнажены породы докембрийского кристаллического основания фанерозойских зон многогеосинклинального (геоантиклинального) типов. Последние занимают большую часть Памиро-Тянь-Шаня. Ряд зон сочетает черты многогеосинклинального и рифтогенного развития. Площадь эвгеосинклинальных структур относительно невелика и они, как будет показано далее, отличаются от эталонных эвгеосинклиналей уральского типа.

Памиро-Тянь-Шаньский регион - типичная гранитоидная провинция. Главные ее особенности - резкое преобладание гранитоидов K и K-Na рядов, широкое развитие высокоглиноземистых гранитоидов и резко сокращенная роль гипербазитов и базитов. Породы основного-среднего состава довольно часто характеризуются щелочным уклоном [153]. Территория отличается хорошей обнаженностью, глубокими эрозионными врезами и высокой изученностью магматитов, что позволяет достоверно оценивать последовательность формирования и масштабы распространения типов пород, интрузивных фаз, комплексов, серий. В этом плане она может служить одним из опорных полигонов для исследования эволюции магматических процессов и формационного анализа гранитоидных ассоциаций складчатых областей, для вычисления локальных и региональных кларков.

Надо отметить, что мы не рассматриваем, за некоторыми исключениями, петрохимические особенности отдельных гранитоидных комплексов, а приводим только сведения о вертикальных (эволюционных) рядах магматических формаций в некоторых разнотипных структурах. Сведения по составу земной коры и гранитоидному магматизму каждой из тектонических (структурно-формационных) зон приведены в предыдущих публикациях авторов [152, 155, 157, 192, 215] и в табл. 39-51. В таблицах приведены данные по средневзвешенному составу гранитоидов в зонах с различным глубинным строением и тектоно-магматической историей.

Гранитоидный магматизм - индикатор состава земной коры Памиро-Тянь-Шаня

Присутствие крупных блоков докембрия и значительное количество ксенолитосодержащих диатрем и даек щелочных базальтоидов, а также гранитоидов с коровыми включениями, позволяет оценить состав земной коры в рамках метаморфической двухслойной модели [160]. Представительность "опробования" нижней коры по латерали обеспечивается значительным развитием (особенно в Тянь-Шане) диатрем и других ксенолитосодержащих тел, причем число изученных коровых включений превышает 700. Более полное представление о составе гранитно-метаморфического пояса дают подсчеты средневзвешенного (с учетом объемов пород) состава метабазитов и магматитов докембрия в срединных массивах. Построенные таким образом модели земной коры являются статическими.

Химический состав земной коры Памиро-Тянь-Шаня

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,9	63,9	61,6	67,6	61,0	56,2	57,6	66,5	63,9	67,0	66,1	67,4	66,8	65,4	65,9	67,1
TiO ₂	0,9	0,8	1,2	1,0	0,9	0,8	1,2	0,6	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6
Al ₂ O ₃	17,8	15,8	15,6	14,0	15,8	18,4	15,6	15,2	14,9	16,4	15,5	15,6	14,7	16,9	15,9	15,5
Fe ₂ O ₃	4,0	2,6	3,5	2,3	3,1	3,8	-	2,5	1,0	0,9	1,3	1,7	1,5	0,9	1,3	1,5
FeO	5,4	3,3	3,5	3,5	3,9	5,9	8,7	3,2	5,8	4,4	4,4	3,9	3,0	4,4	4,2	3,1
MnO	0,14	0,11	0,09	0,15	0,12	0,13	0,10	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,07	0,06	0,08	0,09
MgO	5,8	2,9	4,4	3,5	4,2	3,3	4,8	2,6	3,1	2,6	2,9	2,4	2,7	2,2	2,7	2,0
CaO	9,5	2,9	5,4	2,6	5,1	5,1	7,2	2,4	4,8	1,7	2,9	2,4	4,2	2,7	3,0	3,6
K ₂ O	1,4	1,7	2,2	3,2	2,1	3,2	1,9	3,7	3,2	3,5	3,4	2,4	2,8	3,5	3,4	3,3
Na ₂ O	3,7	5,6	2,2	1,9	3,4	2,8	2,8	2,9	2,5	2,3	2,5	3,1	3,4	2,8	2,8	3,0
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,22	0,18	0,21	0,20	0,20	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,14	0,16	0,16	0,20
n	21	54	60	115	250	5	52	119	257	408	80	39	18	39	545	

Примечание. I-7 - гнейсово-гранулитовый слой. I-6 - нижнекоровые включения в щелочных базальтоидах тектонических зон Южного Тянь-Шаня: I - Центрально-Кызылкумской (Зеравшано-Туркестанской) [201], 2 - Ягнобской, 3 - Центрально-Гиссарской, 4 - Южно-Гиссарской, 5 - Южного Тянь-Шаня в целом, 6 - Центрального Памира в целом [85]; 7 - "базальтовый" слой [24]; 8-16 - гранитно-метаморфический слой: 8 - верхнекоровые ксенолиты в щелочных базальтах Южно-Гиссарской зоны; 9-15 - средний состав пород докембрийской зоны - 9 - Гармская, 10 - Байсуңская, 11 - Южный Тянь-Шань, 12-14 - Северный Центральный и Юго-Западный Памир; 15 - Памиро-Тянь-Шань; 16 - "гранитный" слой [24]. Анализы пересчитаны на сухой остаток (суммы приведены к 100±0,2%).

Содержание элементов-примесей в земной коре Памиро-Тянь-Шаня

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Al	18	33	15	57	31	24	44	35	12	30
Ca	21	46	51	103	55	45	141	114	150	135
U	1	2	3	8	3,4	1	8	5	3	5,3
Th	0,6	3,1	1,2	2,3	1,8	1,9	3,2	1,2	1,3	1,9
U	1,0	10	5	9	6	6	13	14	13	13
V	-	17	4	6	9	26	10	15	-	13
Cr	300	300	500	500	400	640	600	900	-	750
Mn	-	22	27	27	25	-	38	29	-	33
Fe	-	27	19	13	20	-	17	18	-	18
Co	-	225	187	192	201	-	210	250	225	228
Ni	-	631	315	365	434	-	424	207	195	275
Cu	-	84	162	107	118	-	55	87	-	71
Zn	54	31	76	44	51	-	22	20	-	21
Pb	28	22	21	23	24	-	11	11	-	11
Bi	103	51	187	155	124	-	68	35	-	51
Mo	2	11	5	6	6	4	-	6	6	6
Ag	13	12	15	23	16	-	-	29	17	23
Au	12	64	51	93	220	13	3	61	152	246
Компо- нент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Al	13	22	55	38	27	30	28	12	20	20
Ca	102	106	162	134	50	143	90	50	120	90
U	2,5	2,9	5,3	4,1	2,2	4,8	3,5	1,5	4	2,0
Th	1,8	-	2,7	2,7	1,8	2,2	2,0	0,7	2,0	1,5
U	9	-	15	15	6	13	9	3	15	7,0
V	13	19	9	14	17	14	16	-	-	7
Cr	500	700	650	680	520	690	620	-	-	600
Mn	24	-	37	37	25	32	28	-	-	26
Fe	14	-	20	20	20	17	18	12	-	19
Co	161	-	174	174	201	199	200	177	144	130
Ni	271	-	186	186	434	245	330	265	378	380
Cu	104	-	-	-	118	82	100	180	54	190
Zn	29	-	-	-	51	23	37	40	20	95
Pb	13	-	-	-	24	11	17	30	12	34
Bi	90	-	-	-	124	64	94	70	55	120
Mo	3	5	5	5	5	5	5	-	-	2
Ag	15	-	22	22	16	22	21	-	-	9
Au	80	207	316	523	233	849	3349			

1-14 - то же, что и в табл. 39. 15 - гранитно-метаморфический слой Южного Памира; 16-18 - гнейсо-гранулитовый, гранитно-метаморфический слой и земная кора Памиро-Тянь-Шаня, с учетом фанерозойских гранитоидов [156, 193, 194, 196]; 19-20 - глобальные кларки гранитно-метаморфического и гнейсо-гранулитового (гранулитобазитового слоев [160] и континентальной земной коры [27]).
 Определение элементов-примесей выполнено количественными методами (химический, спектральный, рентгено-спектральный, атомноабсорбционный, люминесцентный) в лабораториях ИМГРЭ (БИГЭ), ВСЕГЕИ, ВИРГ, ИГ АН Таджикистана, ИО "Таджикгеологич."

Минеральные парагенезисы нижнекорых ксенолитов характеризуют разные фации гранулитовой фации - от гранат-кордиерит-ортоклазовой (6-7 кбар) до перстен-силлиманитовой (8-II кбар; $T = 820-950^{\circ}\text{C}$) [157, 201]. Условия формирования последней соответствуют условиям формирования метаморфитов глубинных частей щитов. Сравнение нижнекорых включений из разных зон показало большие вариации состава гнейсо-гранулитового слоя - от базальта до дацита [39, 40]. Общие черты нижней коры региона: высокая роль средних-кислых метапелитовых гнейсов, постоянное присутствие кварцитов, кварцито-гнейсов и чарнокитоидов и, наоборот, очень редкая встречаемость плагиогнейсов (эндербитоидов) кристаллических сланцев (основных гранулитов) и карбонатных пород. Нижнекорые разрезы мегасинклинальных зон имеют определенное сходство с гранулитогнейсовыми областями щитов [170]. Вместе с тем не характерны натриевые серые гнейсы, базитовые серии с анортозитами, коматииты. Указанные комплексы, возможно, присутствуют в разрезах эвгеосинклинальных зон, где вскрыты верхние амфиболит-сланцево-плагиогнейсовые части кристаллического фундамента, известны интрузивы анортозитов и широко развиты натриевые вулканические и гранитоидные серии. Средний состав этого слоя Гиссаро-Алая условно соответствует калий-натриевому андезиту, а на Южном Памире - калиевому андезиту (латиту). В общем состав нижней коры Памиро-Тянь-Шаня близок по химизму к гранулитобазитовому слою щитов [160] и "базальтовому" слою [24], но отличается несколько более высокой калиевостью и повышенной концентрацией ряда литофильных элементов (Li, Cs, U, Th).

В верхнекорых разрезах (гранито-метаморфический слой) преобладают глиноземистые орто- и парагнейсы кислого и среднего состава, гранитоиды и мигматиты при подчиненном значении metabазитов, кварцитов, карбонатных пород и др. Средневзвешенный состав верхней коры отвечает калиевому дациту [156], который близок к среднему составу щитов [160, 264] и "гранитному" слою [24]. Минералогическая и петрогеохимическая специфика верхней коры Памиро-Тянь-Шаня выражена в повышенной калиевости (K/Na) на фоне слабо пониженной щелочности и кальциевости и увеличенной концентрации Mg и Fe (высокая роль метапелитов); характерны также низкое отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , почти полное отсутствие магнетита в метаморфитах и гранитоидах и обилие графита во всем коровом разрезе, большие содержания Sn , Cs и низкие - Nb , высокое Th/U отношение в метаморфитах и фанерозойских гранитоидах [154, 156, 193-196]. На диаграмме $K-Rb$ [271] точки среднего состава гранитно-метаморфического слоя ложатся вблизи тренда коровых гранитоидов. Обращает на себя внимание близкое соответствие или даже совпадение величин отношения K/Rb фанерозойских гранитоидов в верхней коры в соответствующих зонах, что подтверждает геохимическую и, по-видимому, генетическую связь большей части гранитоидов с гранитно-метаморфическим слоем.

Сравнение среднего состава слоев указывает на отчетливое изменение химизма от нижней коры (калий-натриевый андезит) и верхней (калиевый дацит). Оно обусловлено возрастанием роли глиноземистых гнейсов (калиевых метапелитов), гранитоидов (мигматитов) и снижением роли основных гнейсов. В некоторых зонах проявлено сходство петрогеохимических признаков ниже- и верхнекорых образований. В целом в Памиро-Тянь-Шане преобладает сиалическая кора континентального типа, однако отмечаются определенные различия ее состава в гетерогенных структурах региона. Средний состав коры киммеридо-альпид Южного Па-

в общем близок к составу коры герцинид Южного Тянь-Шаня и отвечает анде-
Земная кора Памиро-Тянь-Шаня сопоставима с таковой в докембрийских об-
[24, 160], а ее региональные геохимические особенности выражаются в
обогащении Sn, В, Li, Rb и обеднении Sr и P [196].

Гранитоиды занимают в регионе 90-95% общей площади плутонических пород.
отношение площадей гранитов к площадям, занимаемым гранитоидами, превышает
значение для геосинклинально-складчатых областей [24], достигая на
Памире 2:1. Средневзвешенный состав плутонических образований террито-
соответствует калиевому лейкогранодиориту (мелаграниту). Интрузивные по-
региона, несмотря на вариации состава, обладают общей провинциальной
геохимической спецификой, начиная с габброидов-диоритов и вплоть до лейкогра-
[154]. Несколько затуманена региональная специализация в щелочных (суб-
щелочных) породах, что объясняется возрастанием роли в их генезисе интрател-
лических (мантийных) факторов по отношению к субстратным (коровым). Памиро-
Тянь-Шань в целом - блок литосферы (провинция) с хорошо индивидуализированным
региональным геохимическим фоном, который определяют прежде всего гранит-гра-
диоритовые серии. Положительная геохимическая специализация выражена в от-
ношении Sn, Cs, В, Rb, W, As, отрицательная - Y, Nb, V, Ni, Hg, отчасти
Tl [154, 192-194].

Наряду с общей геохимической спецификой гранитоидов всей провинции, пред-
ставляет интерес вычисление региональных кларков гранитоидов в гетерогенных
структурах (табл. 41-43). Эти данные должны отражать суммарный эффект корово-
гранитообразования в процессе развития определенных структурных элементов.
Скорее реально они характеризуют средневзвешенный состав преобладающих оро-
генных гранитоидов, сформировавшихся в течение нескольких десятков миллионов
лет в связи с массовым плавлением верхних частей коры [152]. Сравнение сред-
взвешенного состава докембрийских метаморфитов (мигматитов, гранитоидов) с
кларками фанерозойских гранитоидов, развитых в тех же геоструктурных зонах,
показало, что гранитоиды наследуют (с некоторым смещением) петрогеохимические
особенности субстратов. Поэтому в областях с закрытым кристаллическим фунда-
ментом состав гранитоидов (а также содержащихся в них респитов и ксенолитов)
может использоваться для построения приближенных геохимических (магматичес-
ких) моделей коры. Это открывает новые возможности в геохимическом и металлор-
гическом районировании складчатых областей [152, 156].

Таким образом, региональные кларки гранитоидов разнотипных структур несут
информацию о составе земной коры, а вертикальные ряды гранитоидных серий мо-
гут отражать тип преобразования земной коры во времени (динамические модели
коры).

Вертикальные геохимические ряды фанерозойских гранитоидов

Как было уже отмечено нами, большую часть территории Памиро-Тянь-Шаня за-
нимают миеосинклинальные зоны и срединные массивы. Именно для них доказано
нахождение на сиалической континентальной коре, сравнимой с аналогичной корой
докембрийских регионов по возрасту и составу.

К типичным структурам миеосинклинального типа относится Южно-Гиссарская
зона в герцинидах Южного Тянь-Шаня, которая характеризовалась с D геосинкли-
нальным режимом. Зона уникальна по насыщенности интрузивными образованиями:
основную ее часть составляет крупнейший в регионе Гиссарский плутон (более
100 км²), образованный серией существенно гранитоидных комплексов (D-P_I) с

Петрохимическая зональность гранитоидов Южного Тянь-Шаня и Памира

Компо- нент	Южный Тянь-Шань								
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	64,1	65,9	66,2	68,2	68,0	64,7	72,4	66,4	67,3
TiO ₂	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,7	0,15	0,5	0,4
Al ₂ O ₃	16,2	16,0	15,9	15,0	14,5	16,0	14,0	15,6	15,2
Fe ₂ O ₃	1,0	0,7	0,5	0,8	1,5	0,5	0,4	0,9	0,8
FeO	3,9	3,0	3,5	3,0	3,6	4,4	1,3	3,4	2,8
MnO	0,08	0,05	0,05	0,07	0,10	0,06	0,02	0,07	0,03
MgO	1,7	0,9	1,5	1,3	1,8	2,1	0,6	1,6	1,3
CaO	3,6	2,5	3,4	3,0	4,4	3,7	1,0	3,4	2,9
K ₂ O	4,4	5,2	4,0	3,9	1,1	3,3	4,4	3,7	4,0
Na ₂ O	3,4	4,0	3,2	3,2	3,3	3,2	3,6	3,3	3,4
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,18	0,15	0,11	0,23	0,14	0,16	0,13
П.п.п.	0,8	0,9	0,7	0,8	1,1	0,7	1,1	0,9	0,8
Сумма	99,8	99,7	99,6	99,8	100,0	99,6	99,5	99,9	99,8
	200	150	320	600	150	140	71	1431	2530

Компо- нент	Северный Памир			Южный Памир					
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	69,4	67,2	67,9	68,4	71,3	67,6	70,0	69,4	68,9
TiO ₂	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4
Al ₂ O ₃	14,1	15,2	14,9	14,9	14,0	15,0	15,3	15,0	15,0
Fe ₂ O ₃	1,1	0,6	0,8	1,0	0,4	1,1	0,3	0,6	0,6
FeO	3,1	3,8	3,6	2,3	2,6	2,7	2,3	2,4	2,7
MnO	0,06	0,08	0,07	0,04	0,09	0,08	0,04	0,06	0,03
MgO	1,4	1,5	1,5	1,2	0,9	1,6	1,1	1,2	1,3
CaO	2,9	3,7	3,4	2,6	2,0	2,8	1,9	2,2	2,5
K ₂ O	2,4	3,1	2,8	3,8	4,2	3,8	4,2	4,1	3,3
Na ₂ O	3,5	3,1	3,3	4,2	3,3	3,0	3,2	3,3	3,3
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,13	0,15	0,17	0,22	0,18	0,18	0,13
П.п.п.	1,4	0,9	1,1	0,6	0,7	1,1	0,9	0,8	0,9
Сумма	100,1	99,7	99,9	99,7	100,1	99,5	99,8	99,7	99,8
	244	135	379	433	182	314	204	1133	1512

I-9 - Зоны Южного Тянь-Шаня: I - Веравшан-Туркестанская, площадь (S) = 964 км², 2 - Ягнобская (S = 79), 3 - Центрально-Гиссарская (S = 499), 4 - Северо-Гиссарская (Османталинская) (S = 3532), 5 - Мечетлинская (S = 159), 6 - Гармская (S = 558), 7 - Байсунская (S = 370), 8 - центральный сектор Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) (S = 7431), 9 - по Южному Тянь-Шаню в целом (S = 12760), 10-12 - геоблоки (зоны) Северного Памира: 10 - Северный (Калайхумб-Сауксайская и Курговатская (S = 896), 11 - Южный (Каракумская и Дарваз-Сарыкольская (S = 1672), 12 - по Северному Памиру в целом: (S = 2568), 13-18 - геоблоки Южного Памира: 13 - Центрально-Памирская (S = 1511), 14 - Рушанско-Памирская (S = 1528), 15 - Юго-Восточно-Памирская (S = 1686), 16 - Юго-Западно-Памирская (S = 3842), 17 - Южный Памир (S = 8567), 18 - по Памиру в целом (S = 11135).

Региональные кларки гранитоидов герцинид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

Комп- нент	I	2	3	4	5	6	8	IO	II	I2
Li	47	66	36	33	IO	36	36	IO	40	30
Rb	I54	282	I37	I52	44	I26	I47	74	I07	95
Cs	9	I4	6	5	I	5	6	I	5	4
Tl	0,9	I,5	0,9	0,9	0,5	0,8	0,9	0,6	0,9	0,8
U	5,2	6	2,3	3,6	I,3	2,5	3,6	I,4	2,1	I,9
Th	I6	20	II	I7	6	I4	I6	8	I3	II
B	26	22	8	7	6	I7	II	32	2I	25
F	580	I740	660	490	230	760	560	290	420	375
Be	3,3	7	5	3,3	I	2,4	3,3	2,7	4	3,2
Y	26	38	24	2I	23	24	23	27	23	24
Zr	I70	248	I64	I54	II4	I72	I60	I43	II6	I25
Nb	I9	38	I2	II	5	I5	I3	8	8	8
Sr	3I6	494	354	348	2I4	323	339	270	288	282
V	35	55	29	45	92	35	42	39	55	49
Ni	I2	25	5	5	II	I8	6	5	7	6
Co	7	IO	8	6	I5	6	6	7	6	6
Cr	65	I64	69	5I	49	33	52	I6	27	23
Sn	8	I2	5	5	2	6	6	5	9	8
Pb	38	33	27	27	7	25	27	I2	26	2I
Hg	0,05	0,09	0,07	0,0I	0,02	0,0I	0,03	0,03	0,02	0,03
Zn	7I	99	87	50	68	74	60	52	52	52
Cu	8	26	8	29	23	IO	2I	23	IO	I5
n	I82	207	28I	6II	I24	I25	I530	I60	I43	303

I-I2 - те же, что и в табл. 4I.

Региональные кларки киммерид-альпид Южного Памира

Компо- нент	I3	I4	I5	I6	I7	I8
Li	21	47	72	71	58	52
Rb	133	197	232	217	200	176
Cs	2	5	10	6	6	5
Tl	0,9	1,0	1,4	1,2	1,2	1,1
U	3,8	3,8	2,8	2,4	3,0	2,7
Th	25	21	17	20	20	18
B	4	22	52	8	19	19
F	800	700	900	600	700	700
Be	3	5,5	8	4,5	5	5
Sn	5	10	14	7	9	9

I3-I8 - те же, что и в табл. 4I.

максимумом гранитообразования в C_2-C_3 (табл. 44,45). Роль вулканитов (калиевые натриевые андезитоиды и риолиты) и габброидов невелика. Среди мантийных магматитов известны лишь финальные щелочные базальтоиды (МЗ). Коровый разрез отличается максимальным развитием глиноземистых средних-кислых гнейсов, чарнокитов и родственных им пород; понижено значение кальциевых гнейсов, а объем плагиогнейсов-эндербитов не превышает нескольких процентов. Зона имеет кислый (дацитовый) состав коры, включая уровень глубинной гранулитовой фации.

Общими чертами эволюции магматических процессов этой и других миегосинклинальных структур являются: массовое выплавление коровых калиевых гранитоидов (в том числе их высокоглиноземистых разновидностей, связанных с метапелитовыми субстратами), пульсационно-ритмичный характер проявления плутонических процессов, многократная повторяемость конвергентных гранитоидных серий. Здесь наиболее резко выражены отклонения эволюции магматических процессов от традиционных схем тектоно-магматического развития складчатых областей. Средневековый состав гранитоидов отвечает калиевому граниту или гранодиориту, однако от зоны к зоне наблюдаются определенные вариации среднего состава и типа вертикальных рядов гранитоидов. Так, позднепалеозойские гранитоиды Южного Тянь-Шаня относятся к тому же петрогеохимическому типу, что и мезо-кайнозойские гранитоиды Южного Памира, но последние содержат больше Li, B, Sn, Be, что в целом согласуется с их редкометальной спецификой. Геохимический профиль описываемых структур, как, впрочем, и всей провинции, определяют калиевые гранодиориты-граниты. Гранитоиды по отношению к планетарным кларкам [27] обогащены U, Th, Cs, Sn, Pb, Be, W, Li и обеднены некоторыми окислительными элементами (Ni, V) и P, Y, Nb, Sz. Составы гранитов практически всех зон региона по отношению K и Rb [27] тяготеют к тренду гранитов корового генезиса, причем подавляющая их часть размещается вблизи точки среднего состава водного (плутонического) гранита. Можно полагать, что геохимические признаки гранодиоритов и гранитов региона определяются не столько различиями в химизме, сколько связью тех и других с коровыми магмами, образовавшимися при плавлении субстратов с существенным участием метасадочного вещества. Малая роль базитов в

Химический состав пород в вертикальных рядах фанерозойских магматических формаций Южно-Гиссарской миегосинклинальной зоны

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	56,7	69,6	74,7	54,8	60,2	71,2	60,3	64,1	67,1	59,1	66,4	67,2	71,2	64,7	43,7	47,1
TiO ₂	0,7	0,5	0,2	1,3	1,1	0,3	0,8	0,6	0,5	0,9	0,6	0,4	0,3	0,6	1,5	1,0
Al ₂ O ₃	17,0	15,2	12,7	19,1	17,3	13,5	16,2	15,4	15,5	17,3	15,8	15,1	14,1	16,9	13,6	14,8
Fe ₂ O ₃	2,0	0,3	0,4	1,4	1,5	0,7	2,0	1,1	0,6	1,1	0,6	0,8	0,8	0,8	4,3	2,9
FeO	5,1	2,7	1,9	5,4	4,3	1,7	4,5	4,2	3,4	4,9	3,0	3,0	1,6	3,4	6,0	5,1
MgO	3,3	1,0	0,6	4,1	2,2	0,8	3,0	2,3	1,3	2,9	1,6	1,2	0,5	0,8	10,2	5,6
CaO	6,3	2,8	0,9	5,6	3,5	2,1	5,1	4,2	3,4	5,5	3,6	2,5	1,5	3,1	11,3	9,6
K ₂ O	3,4	3,5	4,9	1,8	2,9	4,1	2,9	3,5	3,9	2,6	3,5	4,1	5,0	4,7	2,1	3,2
Na ₂ O	3,2	3,2	2,2	3,8	3,2	3,3	2,9	2,9	3,1	3,5	3,2	3,4	3,1	3,6	2,0	2,4
P ₂ O ₅	0,35	0,16	0,08	0,35	0,29	0,06	0,19	0,16	0,16	0,30	0,18	0,17	0,12	0,15	0,46	0,43
П.п.п.	1,3	0,8	1,0	1,7	1,3	1,0	1,6	1,2	0,8	0,9	0,8	1,5	0,9	0,7	4,7	7,7
Сумма	99,4	99,8	99,6	99,4	98,8	98,8	99,5	99,7	99,8	99,0	99,3	99,4	99,6	99,6	99,9	99,8
n	20	15	12	4	3	20	20	132	62	36	242	20	134	27	49	71

Примечание. В табл. 44-49 приведен средневзвешенный состав формаций (с учетом площадей или объемов распространения пород). I - монционитовая D, 2 - гранодиорит-гранитовая D, 3 - риолитовая C, 4, 5 - андезитовая C, 6 - гранитовая C₂, 7 - андезитовая C₂, 8 - кварцево-диорит-гранодиоритовая C₂, 9 - гранит-гранодиоритовая C₂, 10 - кварцево-диоритовая C₃, 11 - гранит-гранодиоритовая C₃, 12 - гранитоид-порфировая C₃, 13 - лейкогранит-гранитовая C₃, 14 - гранит-монционитовая P, 15, 16 - щелочно-базальтоидная MZ.

Содержания элементов-примесей в породах вертикального ряда фанерозойских магматических формаций
Южно-Гиссарской млогоосинклиальной зоны

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Li	12	27	32	24	26	24	23	27	34	33	30	25	54	22	32	43
Rb	97	I27	I64	81	I21	I44	118	I46	I37	97	110	I46	284	I24	69	117
U	2,0	2,2	2,4	I,4	I,4	3,9	3	4,8	4,1	I,5	2,3	5,3	4,3	I,6	I,7	2,0
Th	7	8	I4	I2	20	I9	I6	I8	I7	9	I2	I8	29	I4	6	I2
B	7	3	27	3	5	4	20	10	9	3	7	9	4	4	11	8
F	590	200	430	500	500	210	440	570	400	530	370	450	810	430	900	1100
Sr	974	245	34	279	280	222	360	360	459	489	348	373	188	397	500	719
Y	19	9	I3	45	47	11	20	25	21	22	19	18	21	22	22	26
Zr	I68	93	I04	313	580	I03	I60	I52	I51	I89	I48	I93	I40	413	I82	211
Nb	9	10	I2	I2	I3	4	8	10	11	16	I2	15	15	17	31	19
Cr	33	I2	I0	77	-	I40	45	29	25	I94	70	40	54	51	500	280
Ni	9	5	5	20	-	5	I4	8	5	9	8	22	5	5	240	76
V	98	-	3	84	-	I0	90	94	42	59	46	62	15	18	200	169
Co	13	3	3	27	-	3	I6	9	6	11	8	9	3	3	44	28
Pb	18	46	36	19	28	34	25	25	23	17	26	35	40	27	10	20
n	9	1	I2	4	3	8	20	93	47	17	220	32	76	15	30	22

I-I6 те же, что и в табл. 44.

фанерозойском и докембрийском разрезах свидетельствует, что верхняя мантия в многогеосинклинальных зонах длительное время была "холодной", в то время как многократно продуцировала крупные объемы кислых расплавов. Преемственность петрохимического профиля полихронных фанерозойских гранитоидов во многом определяется, по-видимому, "консерватизмом" земной коры, сформированной, и на платформах, в основном в докембрии, и с тех пор не претерпевшей существенных изменений.

Некоторые зоны Памиро-Тянь-Шаня относятся к ряду рифтогенных (рифтоподобных) и в них сочетаются черты не только многогеосинклинального, но и рифтового развития. Общими признаками зон являются заложение на сиалической (фемической-сиалической) коре континентального типа, длительное и унаследованное развитие (обычно с позднего докембрия), широкое проявление мантийного и нижнекорочного щелочного и субщелочного магматизма, покровно-складчатая структура, чередование режимов растяжения и сжатия (с последним связан метаморфизм высоких давлений - от дистен-гнейсовой до глаукофан-зеленосланцевой фаций). В рифтоподобных структурах типичны процессы глубинной геотермической и флюидоактивизации, с которой в коре и верхней мантии связаны магматические и метасоматические процессы.

Одна из шовных (рифтоподобных) зон - Игнобская - представляет фрагмент южного глаукофан-зеленосланцевого пояса. Главные типы нижнекорочных включений в щелочных базальтах (метапелитовые и гнейсы, сиенито-гнейсы, чарнокиты, кварциты и др.) содержат реликтовые парагенезисы гранулитовой фации. Первичная природа метаморфитов затухевана мощным щелочным натриевым метасоматозом, произошедшим на породы всех типов (от метапелитов до metabазитов) и превращением их в условиях падения температур и роста давлений в альбититы и кварцевые альбититы (иногда с омфацитом), экокитоподобные породы. Средний состав гнейсов гранулитового слоя соответствует субщелочному натриевому лейкоандезитовому. В верхней мантии наряду с перидотитами отмечается широкое развитие субщелочных пироксенитов - габброидов ("коромантийная смесь"), формирование которых было обусловлено мантийными флюидными потоками. Эти процессы захватили не только мантийные, но и коровые субстраты и предопределили последующую генерацию субщелочных и щелочных магм. Вариации состава разновозрастных изверженных пород (преимущественно вулканитов) - от субщелочных пикробазальтов, трахибазальтов, базальтов до монцонитов, трахитов, фонолитов, фельдшпатоидных сиенитов - свидетельствуют о том, что зона на некоторых этапах эволюции существовала в условиях рифтового режима. Оrogenные калиевые гранитоиды (C_3) развиты значительно, что указывает как на частичную редуцированность "гранитного" слоя, так и на ограниченность теплообмена между мантией и корой в условиях рифтового режима [66]. Отмечен ряд общих унаследованных черт состава магматических серий в интервале $K^? - C_3$: преобладание мантийных вулканитов, повышенная щелочность магматитов калиевого и натриевого профиля, высокие магнетизм и содержания углерода, низкая глиноземистость и специфический редкоэлементный фон [25] (табл. 46, 47).

Средневзвешенный состав гранитоидов отвечает составу кварцевого сиенита. Кварцевые сиениты и субщелочные граниты по отношению к соответствующим кларкам содержат больше гранитофильных и меньше тугоплавких литофильных (Y, Zr, Nb) и базитофильных халькофильных элементов (Zn, Cu), что подчеркивает сиалическую природу этих образований. На K-Rb диаграмме они тяготеют к тренду платформенных гранитов (вблизи точки среднего маловодного гранита), в то время как

Химический состав пород в ряду фанерозойских магматических формаций Ягнобской рифтогенной зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	44,8	48,2	45,9	38,9	43,7	54,9	59,3	62,3	63,5	72,8	57,8	67,3	71,4	60,5	72,0	55,4	42,4
TiO ₂	2,5	1,4	2,4	1,6	2,3	1,0	0,9	0,9	0,7	0,2	0,3	0,5	0,2	0,5	0,2	0,2	1,8
Al ₂ O ₃	11,2	13,9	12,5	5,4	11,8	14,7	15,2	17,0	15,5	13,3	18,9	15,4	14,2	17,6	14,1	21,3	14,0
Fe ₂ O ₃	3,2	2,7	2,8	3,7	2,8	2,2	1,9	2,1	1,6	0,5	3,0	0,4	0,3	0,9	0,3	2,5	4,1
FeO	9,0	9,2	8,9	9,5	8,8	5,1	4,3	1,5	4,1	2,1	2,4	3,1	2,3	4,0	1,5	2,4	6,6
MgO	12,3	7,2	8,6	25,2	11,3	6,4	4,3	1,0	2,3	0,4	0,7	2,0	0,3	0,7	0,4	0,5	7,2
CaO	8,7	9,6	8,1	3,5	9,8	5,5	4,2	1,9	3,4	0,8	2,6	3,0	1,2	3,8	1,3	1,6	8,1
K ₂ O	1,0	0,3	0,8	0,6	0,8	2,7	3,2	8,1	1,9	5,2	5,1	3,9	5,1	6,5	4,9	5,6	2,3
Na ₂ O	2,1	2,6	3,0	0,8	2,1	3,3	3,5	2,8	4,3	3,7	5,9	3,2	4,1	3,9	3,9	7,2	3,4
P ₂ O ₅	0,49	0,24	0,48	0,32	0,54	0,35	0,30	0,26	0,16	0,03	0,10	0,14	0,05	0,15	0,18	0,08	0,8
П.п.п.	4,1	3,7	6,3	10,5	6,2	3,5	2,7	2,2	3,5	0,8	2,8	0,8	0,8	0,9	1,2	2,7	8,9
Сумма	99,4	99,0	99,8	100,0	100,0	99,7	99,8	100,1	101,0	99,8	99,6	99,7	100,0	99,4	100,0	99,5	99,6
n	15	20	17	1	24	39	19	16	34	6	28	75	18	60	33	30	22

I-II - вулканические; I - субщелочная, пикритобазальтовая, R ?; 2 - базальтовая, R; 3 - базальтовая, V-Pz; 4; 5 - литокрито-диабазовая, V-Pz; 6-8 - трахит-трахибазальтовая, O-S₁; 9 - дацит-андезитовая, C₁; 10 - трахиритовая, P; II - фonoлит-трахитовая, P; 12-17 - плутонические: 12 - гранодиорит-гранитовая, C₂; 13 - субщелочных гранитов, P; 14 - монцонит-сиенитовая, P; 15 - субщелочных гранитов - лейкогранитов, P₁; 16 - щелочных и нефелиновых сиенитов, P; 17 - щелочно-базальтоидная (щелочно-габброидная), MZ.

Содержание элементов-примесей в породах вертикального ряда фанерозойских магматических формаций Ягнобской рифтогенной зоны

Компонент	1	2	3	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Li	17	14	17	-	20	15	9	48	110	43	42	48	195	95	62
Rb	7	8	17	13	92	105	170	80	272	241	141	301	419	168	62
U	-	-	0,4	0,9	1,4	1,6	1,2	0,6	9,4	4,3	2,8	6	7	6	1,7
Th	6	4	5	5	12	15	17	6	36	28	14	17	30	19	9
B	4	3	-	-	10	12	29	22	-	9	20	17	150	18	17
F	400	300	-	560	480	480	530	650	-	1300	605	1370	2300	-	660
Sr	830	595	367	492	295	319	127	178	105	185	288	933	70	158	868
Y	-	-	21	16	24	22	25	20	56	47	21	43	29	29	31
Zr	-	-	210	164	213	209	269	150	260	365	151	343	210	248	332
Nb	-	-	32	37	18	18	24	8	61	92	11	40	39	87	116
Pb	10	9	2	5	16	20	25	10	34	56	25	41	39	84	20
Cs	1	1	1	-	6	6	6	2	14	9	6	9	39	9	4
Sn	3	2	-	-	4	4	6	8	-	25	6	11	18	10	17
n	9	17	7	5	12	8	10	5	9	8	77	65	32	14	5

I-17 - те же, что и в табл. 46.

по Rb-Sr соотношению [271] попадают в поле производных латитовых и щелочнозальтовых магм.

Центральный Памир – шовная структура несколько иного плана. В ней выше роль гранитоидов, среди которых преобладают субщелочные разновидности. Эти гранитоиды (PR-N) образовались в основном при плавлении гнейсо-гранулитового слоя, что для некоторых тел доказано находками ксенолитов, представленных гранулитами. Среди вулканитов (PZ₁-N) также широко развиты субщелочные разновидности. Таким образом, зона характеризуется субщелочным калиево-натриевым профилем гранитоидного магматизма от PR до N, что свидетельствует о вероятном влиянии на магмообразующие субстраты процессов щелочного метасоматоза уже в ранние этапы эволюции зоны. Это подтверждается присутствием в коре и мантии зоны субщелочных гранулитов, гроссидито- и эклогитоподобных пород, эклогитов и пироксенитов со следами плавления и щелочного метасоматоза [86, 87].

Эвгеосинклинальные зоны по типу магматизма и, очевидно, глубинному строению резко отличаются от рассмотренных выше структур. Правда, непосредственная информация о коровых разрезах таких зон крайне ограничена. Фундамент геосинклинальных поднятий ("гранитный" слой) имеет в них амфиболит-сланцево-плаггио-гнейсовый состав и включает тела гнейсо-плаггиогранитов PR? (Северный геоблок Северного Памира). По химизму он отвечает натриевому дацититу, обедненному калием и редкими литофильными элементами. Общий состав верхней коры, учитывая возрастание роли амфиболитов вниз по разрезу, возможно, приближается к андезититу. Химизм гранулитобазитового слоя (магматическая модель) соответствует высокоглиноземистому базальту. Средние содержания редких элементов в земной коре ниже или близки к глобальным кларкам литосферы, отмечено лишь накопление бора и отчасти олова. Земная кора эвгеосинклинальных структур отличается от таковой мезогеосинклинальных и рифтогенных зон прежде всего пониженными концентрациями K и редких литофильных элементов. Вместе с тем от типоморфных эвгеосинклиналей уральского типа рассматриваемые зоны отличаются повышенной "сиаличностью" литосферных разрезов и магматитов, напоминая энсиалические островные дуги.

Типичная эвгеосинклинальная структура – Северный геоблок Северного Памира – выделяется длительным тектоно-магматическим развитием (p-T₃) и широким проявлением натриевых толеитов и андезитов, а в геосинклинальных поднятиях – средних-кислых вулканитов и гранитоидов натриевого и калий-натриевого рядов. Уже на ранних стадиях становления структуры имел место низкощелочной гранитоидный магматизм натриевого типа со специфическим редкоэлементным фоном, который в основном сохранился в фанерозойских магматитах (табл. 48, 49). Судя по Rb-Sr диаграмме, среди изученных гранитоидов отсутствуют продукты океанической толеитовой магмы. Все плутонические образования Северного геоблока попадают в поле производных континентальной толеитовой и островодужных магм, включая и орогенные калиево-натриевые граниты – лейкограниты. Последние обеднены калием, фтором, литофильными редкими элементами и по этим признакам близки к предшествующей габбро-плаггиогранитовой серии. Немаловажно также, что после орогенных калиево-натриевых гранитов формируются плаггиогранит-габбро-плаггиогранитовый комплекс (C_{I-2}) и дифференцированная андезитобазальтовая серия (T₃), петрохимически сравнимые с геосинклинальными магматитами.

Средневзвешенный состав гранитоидов отвечает плаггиограниту-тоналиту с высокими концентрациями калия, фтора, литофильных редких элементов и повышенной

Химический состав пород в вертикальном ряду фанерозойских магматических формаций эвгеосинклинальных зон Северного Памира [159, 254]

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50,8	50,1	63,6	72,4	55,5	61,8	59,0	54,1	72,1	40,6	45,2	49,2	65,1	72,5	73,1	54,5	51,7
TiO ₂	1,5	1,0	0,6	0,3	0,7	0,7	0,8	0,6	0,4	0,17	0,25	0,8	0,6	0,3	0,3	1,2	0,7
Al ₂ O ₃	16,2	16,3	13,3	12,9	15,8	15,2	17,2	17,5	13,6	2,5	22,1	16,1	15,1	13,5	12,7	15,0	18,3
Fe ₂ O ₃	3,4	3,7	2,0	1,2	2,4	2,0	3,2	3,6	1,1	3,5	1,3	2,6	1,2	0,8	0,8	0,5	3,3
FeO	6,0	5,6	3,9	2,1	5,0	4,2	3,4	3,9	2,1	3,9	4,2	7,0	4,1	2,6	2,0	6,5	4,8
MgO	6,5	7,0	5,3	1,1	5,4	3,0	3,1	4,0	1,0	36,3	7,9	8,3	2,1	0,9	0,6	5,4	4,9
CaO	5,8	8,0	3,5	1,6	6,8	4,8	3,6	6,5	2,6	1,3	13,2	8,8	4,5	1,6	1,9	7,8	7,7
K ₂ O	1,1	0,4	2,0	3,0	0,6	0,9	1,8	0,7	2,1	0,1	0,7	1,1	1,6	3,2	3,1	0,9	0,9
Na ₂ O	4,5	3,4	3,6	3,1	3,4	4,1	4,5	3,9	3,9	0,2	1,3	2,4	3,4	3,7	3,9	3,2	4,0
P ₂ O ₅	0,30	0,18	0,11	0,09	0,13	0,11	0,19	0,15	0,09	0,05	0,06	0,18	0,15	0,08	0,13	0,20	0,17
П.п.п.	3,6	4,0	1,8	1,9	3,7	2,7	2,9	4,6	0,6	10,8	3,8	2,9	1,9	1,1	0,8	2,5	3,2
Сумма	99,7	99,7	99,8	99,7	99,4	99,5	99,7	99,6	99,6	99,4	100,0	99,4	99,8	100,3	99,3	99,7	99,7
n	30	43	32	83	70	65	2	14	27	23	27	30	72	74	23	53	33

I-8 - вулканические: I - трахибазальтовая, R (?) , 2 - базальтовая, C₁, 3 - базальтриолитовая, C₁, 4 - риолитовая, C₁; 5 - андезито-базальтовая, C₁, 6 - лацил-андезитовая, C₁, 7 - андезитовая, P₁, 8 - андезито-базальтовая, T₃; 9-17 - плуто-нические: 9 - гнейсоплагиогранитовая, P, R₁, 10 - перидотитовая (серпентинитовая), C₁(?), 11 - габбро-анортозитовая, C₁, 12 - габбровая, C₁, 13 - плагиогранит-тоналитовая, C₁₋₂, 14 - гранитовая, C₁₋₂, 15 - гранит-порфировая, C₁₋₂, 16 - плагио-гранит-габбровая, C₁₋₂, 17 - габбро-диоритовая, T₃.

Т а б л и ц а 49

Содержание элементов-примесей в породах вертикального ряда фанерозойских магматических формаций эвгеосинклинальных зон Северного Пампра

Комп- нент	I	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Li	51	51	17	35	33	43	-	7	15	15	15	11	10	6	20	27
Rb	35	11	39	89	6	18	22	80	16	21	31	44	98	83	23	19
U	0,4	0,4	-	1,7	0,3	0,8	0,4	0,9	0,3	0,4	0,3	1,0	2,2	-	0,4	0,3
Th	1,5	1,0	-	10	1	4	2	7	1	4	1	4	12	10	1	2
B	22	65	-	58	51	75	-	5	80	118	52	62	16	25	30	78
F	200	240	-	218	253	237	100	300	100	100	130	230	350	380	240	190
Sr	331	194	-	150	244	282	300	317	196	306	230	367	165	122	240	329
Y	24	23	-	36	30	30	23	13	10	7	19	27	29	40	29	19
Zr	143	81	-	204	85	125	91	83	23	21	86	154	145	327	105	98
Nb	8	1,5	-	12	3	7	2	12	2	1	5	8	6	11	9	6
Cr	80	200	-	14	77	61	24	12	1460	418	160	20	11	-	109	32
Ni	66	103	-	5	50	17	25	8	1860	105	50	7	3	-	40	9
V	186	181	-	24	192	105	80	42	55	77	194	76	12	-	156	120
Co	27	29	-	6	23	13	13	3	90	37	31	12	3	-	26	13
Pb	4	1	-	12	3	15	15	5	1	2	2	11	15	18	6	3
п	2	11	32	24	15	11	6	27	10	11	15	48	46	17	32	9

I-I7 - те же, что и в табл. 48.

содержаниями отдельных сидерофильных (V, Co) и халькофильных элементов (Zn, Cu). На графике K-Rb точки плагиогранитов (36-59 г/т Rb) размещаются между типами коровых и "базальтоидных" гранитов. Это отличает их от эталонных эвгеосинклинальных габбро-плагиогранитовых серий Урала и подчеркивает сиалический характер описываемой провинции, включая и ее эвгеосинклинальные зоны. Судя по длительной истории развития этих структур, специфика их литосферных разрезов начала закладываться еще в докембрии. Последующая фанерозойская эволюция эвгеосинклиналей Памиро-Тянь-Шаня не привела к созданию зрелой континентальной коры и продуктов ее анатексиса - калиевых гранитов. Преобладающие в эвгеосинклинальных зонах инверсионно-орогенные плагиогранитоиды и калиево-натриевые граниты были результатом плавления плагио-гнейсово-амфиболоидной коры островодужного типа или, что менее вероятно, дифференциатами мантловых базитовых магм.

Геохимическая эволюция и унаследованность: сравнение докембрийских и фанерозойских гранитоидов Памиро-Тянь-Шаня

Поскольку главными петрохимическими факторами, влияющими на содержание и распределение редких элементов, являются кремнекислотность, величина и тип щелочности магматитов, было выбрано несколько докембрийских гранитоидных комплексов (формаций) и сходных с ними по названным и некоторым другим параметрам интрузивных ассоциаций (C_I-K) - их возможных фанерозойских аналогов. Описываемые объекты можно отнести к трем типам. Первый - калиевые высокоглиноземные существенно гранодиорит-гранитные серии, обладающие двуслюдяными, биотитовыми (\pm кордиерит, силлиманит, гранат) парагенезисами цветных минералов (граниты). Второй - натриевые гранитоидные (базит-гранитоидные), в том числе эндербитовые ассоциации (биотит+амфибол \pm пироксены), преимущественно тяготеющие к эвгеосинклинальным структурам. Третий - калиевые серии гранитоидов повышенной основности (преобладают кварцевые диориты - кварцевые монцодиориты и гранодиориты); сюда входят также чарнокитоиды (мангериты) и их фанерозойские аналоги (амфибол+биотит \pm гиперстен \pm клинопироксен \pm гранат).

Среди докембрийских комплексов высокоглиноземистых гранитоидов рассматриваются мигматиты гранулитовой фации (AR_2) и ультраметагенные гранито-гнейсы (AR_2) Юго-Западного Памира, фиксирующие древнейшую эпоху гранитообразования в регионе [245]. К сожалению, геохимическая изученность этих гранитоидов невысока (табл. 50, 51). Лучше исследован каратегинский комплекс гранат-кордиеритовых гнейсо-гранитоидов в Южном Тянь-Шане, однако его докембрийский возраст остается под сомнением. Фанерозойские гранитоиды этого типа в регионе развиты весьма широко, особенно на Южном Памире, но мы использовали для сравнения только три из них: дихадангский C_3 , юноварзобский C_3-R_I в Южном Тянь-Шане и памирско-шугнанский $K?$ на Южном Памире.

Докембрийские комплексы натриевых гранитоидов представлены интрузивными комплексами эндербитов (PR_I) на Юго-Западном Памире и гнейсо-плагиогранитов курганского комплекса ($PR_I?$) на Северном Памире. Не совсем обычны, как будет показано ниже, ультраметагенные плагиограниты (эндербиты) (AR_2) Юго-Западного Памира. Все фанерозойские комплексы принадлежат эвгеосинклинальной структуре Северного Памира. Они включают обихумбоускую (C_{I-2}) и шакарельскую (C_{I-2}) базит-гранитоидные серии (комплексы), причем в первой серии резко преобладают гранодиориты (тоналиты), а во второй - габброиды. Мынтекинский комплекс (T_3) рассматривается здесь условно, так как в основном представлен диоритоидами.

Т а б л и ц а 50
Химический состав докембрийских и фанерозойских гранитоидов Памиро-Тянь-Шаня

КОМПОНЕНТ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	70,5	57,2	72,1	60,6	73,5	72,0	55,2	61,1	65,0	63,0	67,2
TiO ₂	0,5	1,6	0,4	0,8	0,3	0,3	0,6	1,7	1,2	0,6	0,5
Al ₂ O ₃	16,1	13,0	13,6	15,9	12,8	13,8	18,1	14,9	14,4	15,7	15,5
Fe ₂ O ₃	1,2	5,8	1,1	1,8	0,9	1,1	3,3	3,1	2,5	0,6	1,1
FeO	1,7	10,7	2,1	5,0	1,9	2,2	4,2	5,6	4,6	4,4	3,7
MnO	0,05	0,3	0,06	0,12	0,03	0,06	0,12	0,10	0,08	0,10	0,07
MgO	1,0	1,6	1,0	2,9	0,7	1,1	3,2	1,5	1,2	2,5	1,3
CaO	3,7	5,3	2,6	5,5	2,3	2,6	6,8	4,5	3,3	4,7	3,4
K ₂ O	0,8	0,7	2,1	1,8	0,9	0,4	0,9	3,8	4,3	3,3	3,9
Na ₂ O	3,5	3,2	3,9	2,9	4,8	5,1	4,1	2,5	2,5	2,9	3,1
P ₂ O ₅	0,11	0,40	0,09	0,18	0,07	0,10	0,15	0,56	0,33	0,17	0,16
П.п.п.	0,8	0,6	0,6	2,3	1,3	1,0	3,2	0,5	0,4	1,3	0,8
Сумма	99,9	100,4	99,7	99,8	99,5	99,8	99,9	99,9	99,8	99,9	99,9
n	1	1	27	20	21	15	15	35	18	82	62

Т а б л и ц а 50 (окончание)

Компонент	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22	23
SiO ₂	61,6	64,0	61,2	58,8	73,2	60,9	65,6	70,8	66,4	71,7	73,0	72,0
TiO ₂	0,8	0,6	0,6	0,6	0,08	0,8	0,7	0,45	0,5	0,26	0,10	0,2
Al ₂ O ₃	16,5	16,3	15,4	19,5	15,0	17,0	15,6	14,0	16,6	14,1	13,6	15,3
Fe ₂ O ₃	1,1	1,0	3,6	0,9	0,7	1,1	0,8	0,6	0,7	0,8	0,2	0,3
FeO	4,6	4,2	2,5	8,4	0,6	5,3	4,2	2,7	3,0	1,6	1,4	1,6
MnO	0,09	0,07	0,13	0,14	0,09	0,15	0,11	0,10	0,06	0,06	0,07	0,03
MgO	3,0	2,4	2,8	3,3	0,8	2,7	2,2	1,3	1,3	0,5	0,3	0,6
CaO	5,0	4,4	4,2	1,8	1,1	3,8	2,7	1,8	3,7	1,5	0,8	1,1
K ₂ O	2,8	3,2	3,6	3,3	4,7	2,4	3,1	3,7	3,3	5,0	5,3	4,6
Na ₂ O	2,7	2,6	3,2	2,2	3,1	3,3	3,2	3,1	2,9	3,1	3,2	3,4
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,26	-	0,05	0,31	0,23	0,14	0,15	0,12	0,13	0,16
П.п.п.	1,5	0,7	2,3	1,5	0,4	1,3	1,1	1,0	1,3	0,9	0,8	0,8
Сумма	99,9	99,6	99,8	100,4	99,7	99,0	99,6	99,7	99,9	99,6	99,0	100,1
	29	14	26	7	2	6	44	18	39	134	43	158

П р и м е ч а н и е. Обозначения структур (зон): Памира - СП - Северный Памир, ЮВП - Бго-Восточный Памир, ЮЗП - Юго-Западный Памир; Южного Тянь-Шаня - Г - Гармская, ЗГ - Зеравшано-Гиссарская, ЗТ - Зеравшано-Туркестанская, ЮТ - Южно-Гиссарская. Здесь и в табл. 51 по [215, 159, 245]. I-7 - плагиогранитоиды; I - ультраметабазитные эндербиты ЮЗП, AR₂; 2 - интрузивные эндербиты ЮЗП, PR₁; 3 - курговатский комплекс СП, PR₁ (гнейсо-плагиогранит); 4, 5 - обихумоуский СП, CI₂; 4 - кварцевые диориты, 5 - плагиограниты; 6 - шакарельский СП, CI₂ (плагиогранит); 7 - мынтеккинский СП, Тз (диорит); 8-14 - чарнокитоиды и чарнокитоподобные гранитоиды; 8, 9 - розанитский комплекс интрузивных чарнокитоидов ЮЗП, PR₁; 8 - кварцевые диориты-монцодиориты, 9 - гранодиориты; 10, 11 - восточногиссарская серия ЮТ, С₂; 3: 10 - кварцевые диориты, 11 - гранодиориты; 12, 13 - шадонский ЗГ, С₂; 12 - кварцевые диориты, 13 - гранодиориты; 14 - кызылрабатский ЮВП, J₂-K₁ (кварцевые монцониты); 15, 16 - высокоглиноземистые гранитоиды; 15 - мигматиты гранулитовой фации ЮЗП, AR₂; 16 - гранитовые (гиперстен) гранито-гнейсы ЮЗП, AR₂, 17-19 - каратегинский Г, РС (?); 17 - кварцевые диориты, 18 - гранодиориты, 19 - граниты; 20 - дихадангский ЗТ, С₃ (гранодиориты); 21, 22 - кжноварзобский ЮТ, С₃-Г₁; 21 - биотитовые граниты, 22 - двуслюдяные лейкограниты (±кордиерит, гранат); 23 - памирско-шугнанский ЮЗП, К (?).

Т а б л и ц а 51

Содержание элементов-примесей в докембрийских и фанерозойских гранитоидах Памиро-Тянь-Шаня

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	13	11	7	14	5	8	25	23	23	27	34
Rb	27	8	80	52	37	5	13	154	192	135	137
Cs	5	2	2	2	2	2	2	2	2	6	5
U	-	0,3	0,9	1,1	0,9	0,5	0,3	1,3	0,9	4,3	4,1
Th	-	2	7	5	7	4	2	10	10	16	17
B	-	3	5	48	23	13	110	3,5	3	11	9
F	-	600	300	225	400	100	100	1600	1500	580	400
Са	1	1	2	9	4	3	2	3	2,5	7	4
Sr	-	183	317	290	1100	314	297	315	274	370	459
Y	-	65	13	22	28	31	18	71	61	24	2
Zr	-	488	83	118	145	181	80	799	804	157	151
Nb	-	35	12	8	9	14	2	44	36	11	11
Pb	32	3	5	9	17	7	2	33	32	24	23
Cr	-	64	12	43	13	13	32	14	18	29	25
Ni	-	10	8	14	6	7	9	7	7	8	5
V	-	13	42	56	13	18	120	77	90	94	42
Co	-	5	3	13	4	6	13	10	10	9	6
н	1	1	27	12	9	8	3	27	9	55	47

Т а б л и ц а 51 (окончание)

Компонент	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22	23
Li	20	I5	55	-	-	43	44	35	27	54	58	86
Rb	78	93	I90	-	297	I23	I23	I42	I26	284	352	253
Cs	2	5	5	-	-	3	4	8	3	II	I4	8
U	2,0	3,6	2,6	-	3,3	3,1	2,5	3,4	2,3	4,3	4,3	2,8
Th	9	II	-	-	30	I7	I3	I0	9	29	30	2I
B	4	22	54	-	6	8	I3	56	I4	4	4	6
F	600	690	540	-	I00	700	550	300	400	800	600	600
Sn	3	6	I3	-	-	3	3	-	6	II	20	6
Sr	5I8	503	-	-	I35	304	288	209	294	I88	83	-
Y	24	I8	-	I29	I	34	24	II	7	2I	20	-
Zr	I54	I53	-	253	I48	2I6	I85	I6I	I38	I40	I23	-
Nb	7	6	-	30	I8	I9	I6	I6	I9	I5	I5	I5
Pb	I2	34	2I	34	I2	I9	20	29	24	40	44	67
Cr	I6	25I	45	I42	-	35	3I	-	44	54	33	-
Ni	7	24	5	47	-	9	9	-	9	5	5	-
V	I4	I47	82	I40	-	70	64	-	29	I5	7	I2
Co	9	I5	7	I4	-	I0	8	-	7	3	3	3
n	0	20	I4	7	2	4	23	2	32	76	34	86

I-23 - то же, что и в табл. 50.

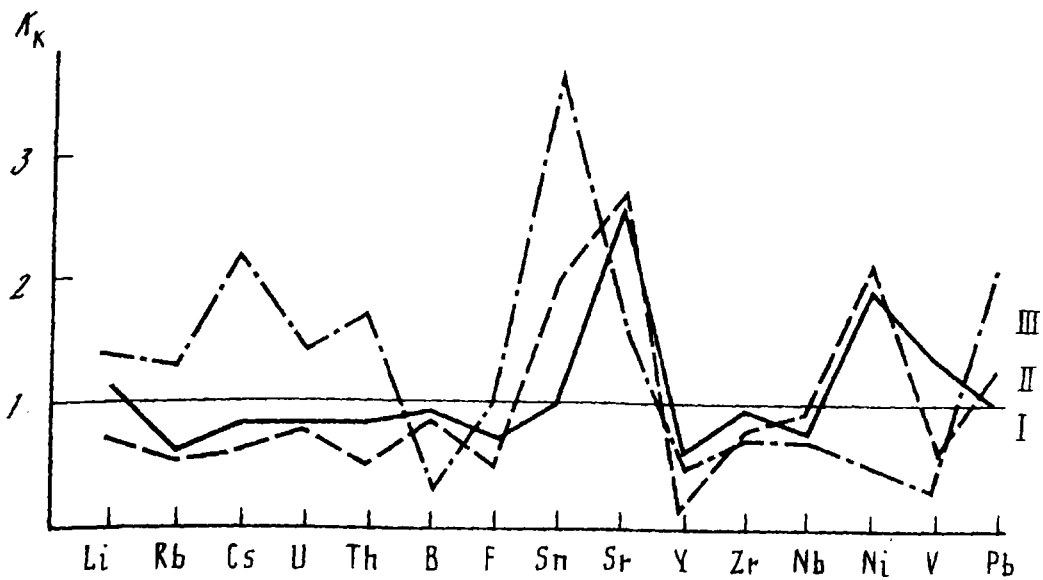
В романитском комплексе интрузивных чарнокитоидов (PR_1) Юго-Западного Памира, иногда относимого к мангеритовой серии [245], преобладают кварцевые диориты (монцодиориты) и гранодиориты. По сравнению с ними некоторые рассматриваемые комплексы фанерозойских калиевых гранитоидов повышенной основности не только близки по химизму к чарнокитоидам PR_1 , но иногда даже и содержат гиперстен (\pm гранат), в частности гранитоиды шадонского комплекса (C_2) и отчасти восточно-гиссарской серии (C_{2-3}) на Южном Тянь-Шане. Кызылрабатский монцонитоидный комплекс на Южном Памире входит в вулканоплутоническую ассоциацию с кварцевыми латитами (I_3-K_I) и является петрохимическим аналогом докембрийских чарнокитоидов Памира.

Приведем краткую характеристику разновозрастных гранитоидных комплексов Памиро-Тянь-Шаня в рамках указанных петрохимических типов (см. табл. 50, 51) и проведем сравнение химизма для этих гранитоидов (рис. 46-48).

I. Мигматиты гранулитовой фации на Юго-Западном Памире, связанные с метapelитовыми гнейсами (AR_2), весьма специфичны в петрогеохимическом отношении: их средний состав отвечает составу калиевому крайне высокоглиноземистому ($Al = 180$)* кварцевому диориту, в котором по отношению к кларкам средних пород [27] повышены содержания Y, Zr, Nb, Pb, Sr и Co (см. табл. 51). Калиевые гранатовые (\pm гиперстен) гранитогнейсы (AR_2) этой зоны имеют лейкогранитовый состав, пересыщены калием ($K/Na = 1,5$) и глиноземом $Al' = 50-60$. Эти данные показывают, что уже в позднем архее в зоне Юго-Западного Памира появились гранитоиды - вероятные продукты плавления метapelитовых субстратов, обогащенные K, Al и содержащие в выше- или околокларковых количествах ряд редких литофильных и халькофильных элементов (Th, Zr, Nb, Pb и др.). Огромные массы гранитов (более 2500 км^2), сформировавшиеся в данной зоне в связи с активизацией кристаллического основания киммерид-альпид, также характеризуются повышенной калиевостью ($K/Na = 1,35$) и глиноземистостью ($Al = 52$), но содержание по отношению к докембрийским гранитоидам больше щелочей и некоторых гранитофильных элементов (Cs, Be, F, Pb) (см. табл. 51, рис. 46).

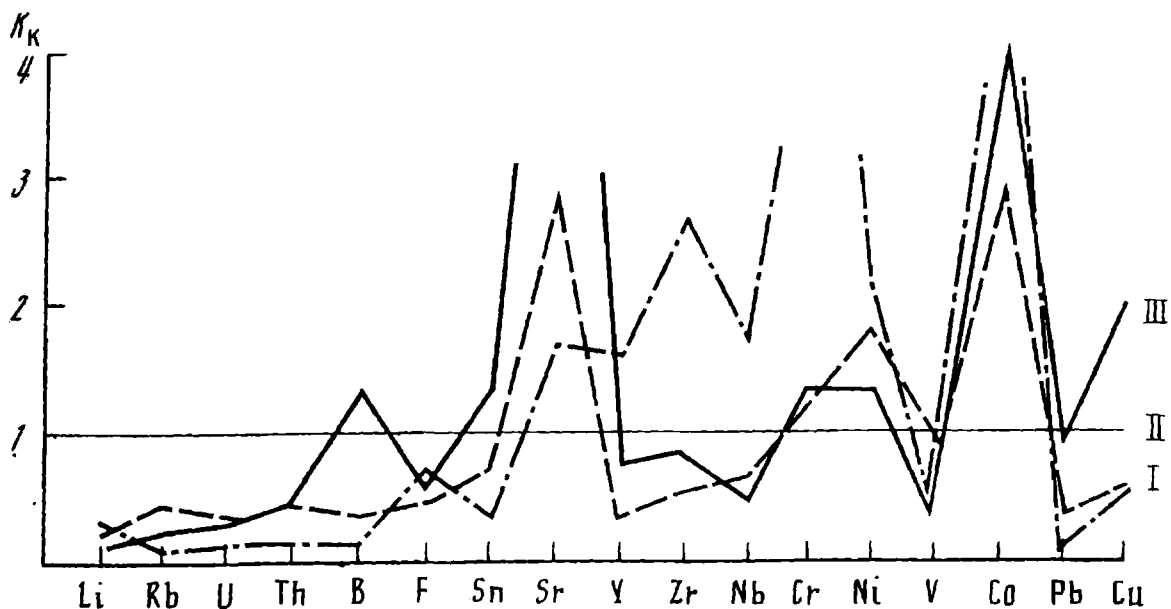
Преобладающие в каратегинском комплексе (предположительно докембрийского возраста) Южного Тянь-Шаня гранат-кордиерит-биотитовые гранодиориты имеют умеренную калиевость ($K/Na = 0,9$), низкую щелочность и высокую глиноземистость ($Al = 40$). Они сформировались при массовом практически изохимическом плавлении существенно метapelитовых субстратов, слагающих многочисленные рудиты и ксенолиты в гранитоидах. Интрузивные биотитовые (\pm гранат) гранодиориты дикадангского комплекса (C_3) Южного Тянь-Шаня также характеризуются умеренной калиевостью ($K/Na = 1,1$) и высокой глиноземистостью ($Al = 30$), петрохимически они близки к параавтохтонным гнейсо-гранитоидам каратегинского комплекса. Некоторые геохимические различия гранитоидов сравниваемых комплексов выражаются в накоплении в более молодых гранитоидах Zr и Sr и их обеднении Y, V, Cu. Если учесть, что тела рассматриваемых гранитоидов приурочены к различным структурно-формационным зонам и контрастны по размерам и механизму формирования, следует признать значительное сходство их петрохимических особенностей (см. рис. 46). Граниты южноварзобского комплекса (C_3-P_I) Южного Тянь-Шаня отличаются от описанных более высокими щелочностью и калиевостью

* $Al = Al_2O_3 - (2CaO + K_2O + Na_2O)$, ат. %.



Р и с. 46. Геохимические особенности разновозрастных высокоглиноземистых гранитоидов Южного Тянь-Шаня

I-III - гранитоидные комплексы: I - каратегинский (P₆?), II - дишадангский (C₃), III - южноварзобский (C₃-P₁); здесь и на рис. 51, 52: K_к - коэффициенты концентрации показаны по отношению к глобальным кларкам гранитов [27]

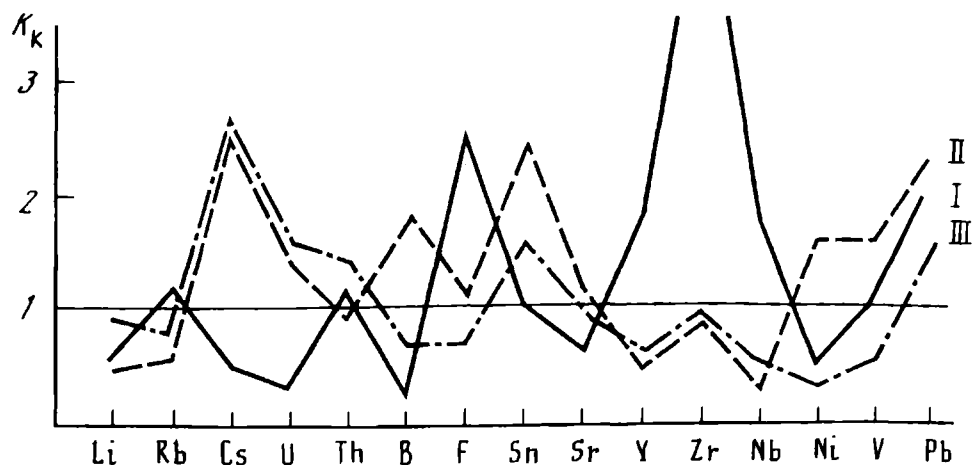


Р и с. 47. Геохимические особенности докембрийских и фанерозойских плагιοгранитоидов Памира

I-III - плагιοгранитоидные комплексы: I - эндербитовый PR, II - курговатский гнейсо-плагιοгранитовый (PR?), III - обихумбоусский плагιοгранитоидный (C_{I-2})

$K_{Na} = 1,6$); их глиноземистость несколько ниже ($Al' = 16-22$), хотя в поздних дифференциатах наряду с мусковитом появляются гранат и кордиерит. По сравнению с гранитами каратегинского комплекса они отчетливо обогащены редкощелочными и радиоактивными элементами, F, Y, Sn и Pb, но содержат меньше B (см. рис. 51; рис. 46). Более устойчивы в разновозрастных гранитоидах этого типа содержания тугоплавких литофильных элементов (Sr, Zr, Nb).

Таким образом, высокоглиноземистые гранитоиды, завершающие эволюционный цикл гранитоидов Южного Памира, характеризуются повышенным содержанием Sn,



Р и с. 48. Геохимические особенности докембрийских чарнокитов и фанерозойских чарнокитоподобных гранодиоритов; I-III - гранитоидные комплексы: I - романитский (PR₃), II - шадонский (C₂), III - сорбухский (C₂₋₃)

Св, Ве, F, Pb, отчасти В. В Южном Тянь-Шане для аналогичных образований выделяются два типа эволюционных трендов. Для первого характерно весьма слабое изменение геохимического профиля полихронных гранитоидов. Вероятно, это обусловлено тем, что распределение петрогенных и редких элементов в S-гранитоидах в случае изохимического плавления существенно метапелитовых субстратов регулируется в значительной мере региональным геохимическим фоном последних и лишь отчасти P-T параметрами зарождения и эволюции расплавов. Во втором случае наблюдается существенное накопление в фанерозойских высокоглиноземистых гранитах ряда редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Th, F, Y), а также Sn и Pb. Надо отметить, что в герцинидах Южного Тянь-Шаня широко проявлены позднепалеозойские, а в киммеридо-альпидах Южного Памира - мезокайнозойские комплексы калиевых высокоглиноземистых гранитов с редкометальной специализацией [215]. Их петрогеохимические признаки, вероятно, обусловлены дополнительным привнесением в метапелитовые субстраты K, F и связанных с ними редких литофильных элементов (предмагматический метасоматоз). Можно полагать, что в ходе тектоно-магматической и геохимической эволюции Памиро-Тянь-Шаня, характеризующегося в целом широким развитием в земной коре метапелитовых гнейсов и кристаллических сланцев, объем метасоматизированных субстратов того рода возрастал, чем и определяется редкометальная геохимическая специфика ряда комплексов фанерозойских гранитоидов S-типа. Если говорить о наиболее устойчивых временных тенденциях изменения геохимического фона высокоглиноземистых гранитоидов, то к ним можно отнести накопление в более молодых гранитоидных сериях Sn, Cs, F, Li, Pb, иногда Rb, Ве. Содержания остальных элементов в полихронных гранитоидах не испытывают существенных колебаний и лишь изменяются во времени незакономерно.

2. Докембрийские натриевые гранитоиды Юго-Западного Памира представлены мелкими телами ультраметагенных биотит-гиперстен-гранатовых плагиогранитов (эндербитов) AR₂ и интрузивных биотит-гиперстен-клинопироксеновых (±гранатовых) кварцевых диоритов PR₁. Ультраметагенные эндербиты относятся к редкому типу натриевых высокоглиноземистых гранитоидов (K/Na = 0,2; Al' = 58), не имеющих формационных и петрохимических аналогов среди фанерозойских образований.

высокая обедненность таких гранитов редкими литофильными элементами сопровождается высокой концентрацией Rb. Интрузивные эндробиты (кварцевые диориты) также необычны по химизму: наряду с низкой щелочностью, калиестью ($K/Na = 0,2$) и низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 55$) они характеризуются весьма высокой железистостью (85%). По отношению к кларкам средних пород они обеднены Rb, Tl, Cs, U, Th, а также халькофильными (Cu, Zn, Pb) и сидерофильными (кроме Cr) элементами. Вместе с тем они содержат высокие концентрации некоторых тугоплавких литофильных и летучих элементов (Nb, Zr, Y, P, F) и в этом отношении выделяются среди всех известных в регионе плагиогранитоидных ассоциаций. Возможно, их геохимическая специфика объясняется плавлением метабазитовых субстратов в условиях глубинной гранулитовой фации и образованием своеобразных высокотемпературных маловодных высокожелезистых андезитовидных расплавов, относительно насыщенных P, F и связанными с ними тугоплавкими литофильными элементами [158].

Гнейсо-плагиограниты курговатского комплекса ($PR_1?$) – древнейшие гранитоиды эвгеосинклинального геоблока герцинид Северного Памира. Первичные минеральные парагенезисы цветных минералов (биотит+амфибол) замещены в них метаморфогенными ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации (биотит + мусковит + эпидот). Гранитоиды низкощелочные, а K/Na отношение в них составляет около 0,5. Содержания почти всех изученных литофильных и халькофильных элементов (за исключением Sr) в 1,5–5 раз ниже кларков, в то время как концентрации сидерофильных элементов около- и вышекларковые. Сравнение плагиогранитоидов раннего возраста (PR_1) в кристаллическом основании миогеосинклинальной (Южный Памир) и эвгеосинклинальной (Северный Памир) структур показало, что в последней плагиограниты, являющиеся более "водными" и низкотемпературными (продукты плавления амфиболитовых субстратов?), обеднены некоторыми литофильными и летучими элементами (Y, Zr, Nb, P, F), а также Ti и Zn. Вместе с тем они содержат несколько больше K, Rb, радиоактивных элементов, Sr.

На Северном Памире представляется редкая возможность сравнения докембрийских (курговатский комплекс PR_1) и фанерозойских плагиогранитоидов (обихумбоуский, C_{I-2} ; шакарельский, C_{I-2} ; мынтекинский, T_3 комплекса) в пределах одного геоблока. Преобладающие обихумбоуские плагиогранитоиды сопоставимы с современными породами PR_1 по химизму и содержанию ряда медких элементов (см. табл. 50, 51, рис. 47). Однако в плагиогранитах C_{I-2} несколько понижены содержания K, Rb и V, повышены концентрации некоторых литофильных (B, Sr, Y, Zr, Nb) и халькофильных (Pb, Cu, Zn) элементов. Шакарельские плагиограниты C_{I-2} обладают еще меньшей калиестью ($K/Na = 0,1$) и соответственно более низким уровнем содержания F, Rb, радиоактивных элементов, а также V; в то же время в них увеличены концентрации B, Sn, Zr, Cu и Zn. В наиболее молодых мынтекинских диоритоидах T_3 увеличены содержания Li, B, Cu и понижены калиесть и содержания F, Rb, радиоактивных элементов, Nb и Pb.

В целом можно говорить о значительной роли явлений унаследованности петрохимических особенностей полихронных плагиогранитоидов, формировавшихся в ранней, длительно развивавшейся эвгеосинклинальной структуре. Между протерозойскими и карбон-триасовыми плагиогранитоидами больше черт сходства, чем различия. По-видимому, основные признаки тех и других были обусловлены относительно невысокими температурами и низкой щелочностью плагиогранитоидных расплавов с низким потенциалом K, их насыщенностью водой, низкой ролью среди ле-

тучих F и ряда сопряженных с ним редких литофильных элементов, вероятной связью с первичными базитовыми расплавами (субстратами). Вместе с тем прослежены и некоторые элементы геохимической эволюции плагиогранитоидов от докембрия к фанерозою: отмечается накопление в поздних образованиях ряда литофильных (B, Sr, Sn, иногда Y, Zr) и халькофильных (Cu, Zn, реже Pb) элементов; в этом же направлении происходит снижение K/Na отношения, содержания U и Th.

3. Интрузивные чарнокитоиды Юго-Западного Памира (романитский комплекс), пространственно связанные с древней шовной (рифтоподобной) зоной, а во времени — с кратонной стадией эволюции архейских структур (2 млрд лет), содержат парагенезисы биотит + гастингсит ± гиперстен ± клинопироксен ± гранат [150]. Они характеризуются умеренной и повышенной щелочностью, высокой калиевоностью ($K/Na = 1,5-1,7$) и железистостью (75-80%). Глиноземистость чарнокитоидов высока, а гранат связан с наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации. Они выделяются среди прочих гранитоидов зоны как докембрийских, так и мезозойских [215, 245], зарождавшихся в гранитно-метаморфическом слое, пониженными концентрациями гранитофильных элементов и повышенными — ряда сидерофильных и литофильных элементов (Nb, Zr, Y, F, P, Ni и др.). С чарнокитоидами других регионов [151] памирские породы сближает повышенный фон элементов группы и дефицит Li, Cs, U и др., однако они содержат больше Ti, Pb, P, Zr, Nb, Th и обеднены B, Sr, что характеризует, вероятно, провинциальную специфику Памира и некоторые особенности состава и механизма формирования памирских чарнокитоидов. По соотношению Sr и Rb чарнокитоиды тяготеют к производным андезитовых латитовых магм. Содержание F, который характерен для флюида маловодных гранитоидов гранулитового уровня зарождения [291], в них в 2-3 раза выше кларка. Насыщенность чарнокитоидов F сочетается с высокой концентрацией тугоплавких элементов (Zr, Ti, Nb, Y, Sc), образующих прочные фторидные комплексы [126].

Для сравнения с чарнокитоидами привлечены фанерозойские комплексы калиевых гранитоидов повышенной основности — шадонский (C_2) и сорбухский (восточная сарская серия, C_{2-3}) в Южном Тянь-Шане, кызылрабатский (J_3-K_1) на Южном Памире. Некоторые из них (шадонский) характеризуются чарнокитовыми парагенезисами [158]. Хотя каждый из рассматриваемых комплексов имеет определенную геохимическую специфику, в целом они относятся к одному типу. Сопоставление фанерозойских гранитоидов и чарнокитоидов PR_1 (на уровне гранодиоритов) показало, что первые относительно обогащены B, Sn, Cs, U, Sr, а также Cr, однако в них понижены калиевоность и железистость (на фоне сходства других признаков) и содержания Y, Zr, Nb, F, P, Ti и Zr (см. рис. 48, табл. 50, 51). Таким образом, геохимические различия чарнокитоидов PR_1 и гранитоидов (PZ-MZ), в том числе чарнокитоидоподобных, достаточно существенны, что отчасти можно увязать с более высоким теплотокотом и иным флюидным режимом магмообразования в докембрии.

В заключение отметим, что общая картина геохимической эволюции гранитоидов региона во времени является сложной и противоречивой. Наиболее отчетливо в Памиро-Тянь-Шане, являющемся оловоносной геохимической и металлогенической провинцией, выражена общая тенденция возрастания в фанерозойских гранитоидах роли Sn. Аналогичная тенденция, хотя и менее определенно, фиксируется для B и Cs, образующих в регионе ряд месторождений (проявлений), а также Sr и Rb. Все указанные элементы (кроме Sr) можно отнести к ряду гранитофильных. Су-

...ственное снижение концентраций тугоплавких литофильных и некоторых летучих элементов (Y, Zr, Nb, P, F), а также Ti в фанерозойских комплексах калиевых и натриевых гранитоидов повышенной основности по отношению к эндербит-чарно-тонким ассоциациям определяется специфическим геохимическим профилем пород из высокотемпературных андезитовых калиевых и натриевых расплавов (метабазитовые субстраты) в условиях особого тектонического (кратонного) и магматического режимов (водно-фтористый флюид). Полных петрогеохимических аналогов рассматриваемые R_1 комплексы, как и высокоглиноземистые эндербиты AR_2 , в фанерозойской истории провинции не имеют. Часть фанерозойских высокоглиноземистых гранитоидов, относимых к категории редкометалльных, содержит больше редких литофильных элементов (Cs, F, Be, Rb, Th, Sn, Pb), чем докембрийские гранитоиды этого типа, фиксируя явное накопление в более поздних гранитоидах K, F и связанных с ними редких элементов. Указанные различия отражают закономерную эволюцию во времени состава магмогенерирующих субстратов, преобразуемых глубинными магматическими процессами.

Для ряда элементов геохимическая эволюция в гранитоидах выражена слабо или отсутствует. В той или иной мере это касается всех рассмотренных докембрийских и фанерозойских гранитоидных серий. Однако наиболее четко данное явление фиксируется в разновозрастных гранитоидах, связанных с развитием единых эвросинклинальных структур. Аналогичным образом обнаруживается геохимическая близость докембрийских и некоторых фанерозойских комплексов высокоглиноземистых гранитоидов. Более того, в конкретных зонах (блоках) иногда наблюдается определенная геохимическая общность мантийных и нижнекоровых базитов и нижне-верхнекоровых гранитоидов. Сходство состава разновозрастных и разноглубинных магматических ассоциаций Памиро-Тянь-Шаньской провинции, связанных с разными уровнями генерации расплавов, отражает некоторые общие геохимические тенденции эволюции магмообразования, прослеживающиеся в течение длительного времени.

Таким образом, общей и, на наш взгляд, весьма существенной чертой эволюции состава гранитоидов, формировавшихся в пределах единых структурно-формационных зон Памиро-Тянь-Шаня, является определенная устойчивость во времени (унаследованность) их петрогеохимических признаков, что характерно и для других регионов [219]. Одной из возможных причин преемственности геохимических особенностей полихронных гранитоидных серий является относительная "консервативность" состава континентальной коры региона, сформированной в основном в докембрии, и в последующем не претерпевшей значительных преобразований.

Глава Ш

К ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСУ ОСОБЫХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ

Некоторые геохимические особенности и генезис докембрийских эндербитоидов и чарнокитоидов

С момента выделения гиперстеновых гранитов К.Кольдерупом в Норвегии и Т.Холландом в Индии и предложения последним называть такого типа породы чарнокитами прошло около ста лет. За это время наши представления о чарнокитах ассоциирующихся с ними породах заметно расширились. Прежде всего прочно укрепились такие названия, как чарнокит и эндербит, отвечающие породам гранитного и плагиогранитного состава с ортопироксеном в качестве главного железомагнезиального минерала. Тесно связанные с ними гиперстеносодержащие породы кислого и среднего состава получили название чарнокитоиды и эндербитоиды. В данной работе мы будем придерживаться этой терминологии, именуя каждую конкретную породу в соответствии с ее положением в системе магматической классификации и уточняя словом "пироксеновый" (или "гиперстеновый") ее принадлежность к рассматриваемой группе пород (например, пироксеновый кварцевый диорит и т.д.).

В ходе геологических исследований было установлено, что эндербитоиды и чарнокитоиды имеют широкое распространение не только среди архейских глубоко-метаморфизованных пород [19, 43, 129, 202, 328, 358 и др.], но встречаются также в протерозойских [3, 14, 322] и фанерозойских [159] комплексах. Основываясь на геологических и петрологических данных, было показано, что эти породы образуются в условиях гранулитовой фации метаморфизма и немаловажную роль при этом играет фугитивность CO_2 [334, 343]. В последние годы появилось значительное количество работ, позволивших показать характерные геохимические особенности этих пород [159, 283, 284, 315, 330, 365] и даже подсчитать средний состав чарнокита [24, 284]. В ходе обобщения материалов были предложены различные варианты схем классификации [285, 296, 362].

В настоящее время исследователями выделяются две главные группы чарнокитоидов и эндербитоидов: палингенно-метасоматические (чаще их называют метасоматические) [43, 202, 283] и магматические (интрузивные) [19, 159, 314, 315]. Палингенно-метасоматические эндербитоиды и чарнокитоиды связаны главным образом с глубокометаморфизованными гранулитовыми комплексами архейского (Анабарский, Украинский, Индостанский и другие щиты) и протерозойского (Лапландский гранулитовый пояс, район Арендаль в Южной Норвегии) возраста. Магматические (интрузивные) эндербитоиды и чарнокитоиды, наоборот, получили более широкое распространение в протерозое и фанерозое. К ним относятся интрузии эндербитоидов, известные, например, в Западном Приладожье, Центральной Финляндии и на Кольском полуострове. Чарнокиты этого типа обычно входят в состав дифференци-

интрузий чарнокит-анортозитовой (массив Хидра в Норвегии, массив в США), чарнокит-рапакивигранитной (?) (массив Барберг, Швеция), и монорит-гранодиоритовой (Гиссаро-Алай) формаций.

Разные формационные типы интрузивных эндербитоидов и чарнокитоидов имеют свои характерные геолого-петрохимические особенности, но, являясь продуктами магматических расплавов, они отличаются от палингенно-метасоматических образований. В связи с этим, не рассматривая особенности всех формационных типов магматических пород, но учитывая важность принципиальных различий палингенно-метасоматических и магматических разностей, ниже будет проведено сравнение эндербитоидов и чарнокитоидов раннедокембрийских комплексов (на примере Анабарского и Украинского щитов) и интрузивных эндербитов (на примере Куркиекского массива в Западном Приладожье).

Особенности геологического строения районов распространения эндербитоидов и чарнокитоидов

Кристаллосланцево-плаггиогнейсовые комплексы. Геологическое строение докембрийских регионов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, достаточно хорошо освещено во многих работах [43, 129, 283, 328, 358 и др.]. Их основу составляют кристаллосланцево-плаггиогнейсовые комплексы пород, в которых доминируют пироксеновые плаггиогнейсы. Плаггиогнейсы состоят в основном из плагиоклаза и кварца, а железо-магнезиальные минералы представлены незначительным количеством пироксенов. Метабазиты в таких комплексах встречаются в виде отдельных линз и прослоев и представлены главным образом амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами.

Характерной чертой строения высокометаморфизованных комплексов пород в разных регионах является сочетание в разрезах чередующихся между собой прослоев кристаллических сланцев и плаггиогнейсов, мощность которых изменяется от первых сантиметров до десятков и иногда сотен метров. Детальное изучение характера соотношений пород на локальных участках показывает, что во многих случаях наблюдается закономерная смена минеральных ассоциаций в разрезах поперечных к метаморфической слоистости. Основываясь на таких наблюдениях, выделяются условные ряды пород, начиная от меланократовых амфибол-двупироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев до лейкократовых плаггиогнейсов зоналит-трондземитового состава и "плаггиоклазсодержащих кварцитов" [II], содержащие SiO_2 в которых более 75%. Основные черты этих рядов прослеживаются в их фрагментах. Например, на Анабарском щите часто наблюдается переход амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев в двупироксеновые (или гиперстеновые), сменяющиеся далее в разрезе гиперстеновыми мезо- или лейкократовыми плаггиогнейсами. Такие сочетания пород описывались также в других регионах, например в чарнокитовой провинции штата Тамил Над (Индия) [355]. Переход от амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев к двупироксеновым сопровождается разложением роговой обманки, происходящей с выделением ильменита. На контактах этих пород часто наблюдается перекристаллизация орто- и клинопироксена, сопровождающаяся увеличением размера их зерен. Характерно, что состав минералов в процессе перекристаллизации не меняется. Это напоминает соотношения минеральных фаз на фронте метасоматического замещения, когда в его передовой зоне происходит сначала растворение мелких зерен минералов, а затем - новая кристаллизация этих минералов в виде более крупных кристаллов, т.е. происходит так называемая "собирательная перекристаллизация"

[122]. Если в ходе этого процесса пироксены сохраняют состав, то плагиоклазы становятся более кислыми.

В отличие от описанного типа контактов между кристаллическими сланцами и границе последних с плагиогнейсами таких зон перекристаллизации не наблюдается, вместо этого происходит "отщепление" цепочек пироксенов от метабазитов за счет разрастания объема силикатных минералов. Проведенное нами изучение составов пироксенов из смежных прослоев кристаллосланцев и плагиогнейсов показали их полную аналогию, несмотря на изменение общей железистости пород [10]. Эти данные свидетельствуют о том, что во многих случаях ортопироксен в плагиогнейсах может рассматриваться в качестве реликтового минерала, захваченного из метабазитов, а это, в свою очередь, указывает на существенную роль метасоматических процессов в ходе формирования плагиогнейсового субстрата. Можно сделать вывод, что исходными породами в таком случае могли быть метабазиты, представленные в настоящее время амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами.

Палингенно-метасоматические эндербитоиды и чарнокитоиды. Анатектическое плавление плагиогнейсов и последующая кристаллизация этих расплавов происходили в T-P условиях метаморфизма гранулитовой фации. В свою очередь эти условия определялись глубиной залегания пород, а поэтому неудивительно, что характер плавления, объем образующихся расплавов и масштабы палингенно-метасоматических процессов в разных регионах далеко неодинаковы. Например, на Анабарском щите, который относится к одному из наиболее глубинных комплексов ($T = 800-850^{\circ}C$, $P = 10-11$ кбар [10]), эндербитоиды слагают отдельные линзовидные тела, средняя мощность которых составляет первые сотни метров, а количество тел, по нашим данным, не превышает 2-3 на 10-20 км разреза, т.е. они, по-видимому, составляют доли процента от общей массы пород. На Украинском щите ($T = 800^{\circ}C$, $P = 5-6$ кбар [302]) эндербитоиды имеют более широкое распространение и составляют не менее десяти процентов общего объема пород [202]. Основная масса эндербитоидов слагает авто- и аллохтонные тела, для которых характерны: однородный состав, наличие скиалитовых включений метабазитов и отсутствие зон закалки пород в эндоконтактах тел. Кроме того, в гранулитовых комплексах умеренных глубин часто встречаются жилы крупнозернистых, пегматитоподобных эндербитоидов, средняя мощность которых, например на Украинском щите, не превышает первые десятки метров. Аналогичные крупнозернистые породы образуют разной формы обособления в авто- и аллохтонных телах эндербитоидов. Между ними имеются постепенные переходы. По этим признакам крупнозернистые эндербитоиды можно рассматривать как остаточные продукты кристаллизации анатектических расплавов.

В кристаллосланцево-плагиогнейсовых комплексах широко распространены калишпатизированные породы и тесно связанные с ними метасоматические чарнокитоиды. Калишпатизация захватывает разные типы пород от кристаллических сланцев до плагиогнейсов и эндербитоидов. Это позволило еще Т.Холланду выделить так называемую чарнокитовую серию. В таких сериях к собственно чарнокитам обычно относят наиболее кислые калишпатизированные плагиогнейсы (или эндербитоиды). Калишпатизация пород чаще всего проявляется вдоль долгоживущих разломов. Например, в центральной части Анабарского щита такие зоны образуются вдоль главного Анабарского разлома. Ширина их достигает несколько километров, а сами они разделяются участками неизмененных пород.

Метасоматические чарнокиты детальным образом были описаны Э.Б.Наливкиной на Украинском щите [202]. Ею была показана принципиальная схема зональности метасоматических тел, где собственно чарнокиты занимают центральную часть, сменяясь ближе к периферии плагиогнейсами или эндербитоидами. Такая зональность прослеживается наиболее отчетливо в том случае, когда калийшатилизация приводит к образованию однородных по составу пород. При этом главным фактором, влияющим на образование чарнокитоидов и зональность, является режим метасоматических флюидов.

Чарнокитоиды, образование которых связано с кристаллизацией анатектических расплавов, представлены двумя типами. Прежде всего это кварцитоподобные мелкозернистые массивные породы, слагающие линзовидные тела. Чаще всего они встречаются в глубинных гранулитовых комплексах, например на Анабарском щите. Ко второму типу относятся крупнозернистые породы, слагающие отдельные тела и плагиогнейсы. Последние наиболее широко распространены в гранулитовых комплексах умеренных глубин. Они наблюдались нами на Украинском щите и были описаны ранее А.С.Субраманиамом [358] на Индостанском щите. В строении жил чарнокитоидов имеется много общего с телами и жилами крупнозернистых, пегматитоподобных эндербитоидов (форма и размеры, характер контактов, структуры и текстуры пород). Можно предполагать в связи с этим, что в процессе остывания анатектических эндербитовых магм наиболее насыщенные флюидами остаточные расплавы, отделяясь от них, могли в ряде случаев попадать в зоны влияния калийсодержащих флюидов. Кристаллизация таких расплавов способствовала образованию чарнокитоидов.

Магматические интрузивные эндербитоиды. Наиболее широко они распространены в Центральной Финляндии [364]. К этому же типу относится изученный нами Куркиекский массив в Западном Приладожье. Интрузии эндербитоидов имеют небольшие размеры, в среднем 50–100 км². Часто вокруг них отмечаются малые тела, площадь которых не превышает 5–10 км². Интрузии эндербитоидов находятся среди пород, метаморфизм которых соответствует условиям, переходным от гранулитовой к амфиболитовой фации. Это, как правило, плагиогнейсы и гнейсы различного состава: биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые и др. Характерно, что в этих породах вблизи с интрузиями часто появляется гиперстен [332, 348]. Возможно, это обусловлено термальным воздействием плутонов на вмещающие породы. Среди плагиогнейсов и гнейсов встречаются отдельные прослои, тела и линзы слюдистых сланцев, амфиболитов и, что более важно, пироксеновых metabазитов и метапироксенитов.

Плутоны сложены эндербитоидами, состав которых изменяется от пироксеновых диоритов до плагиогранитов. Иногда эти породы слагают отдельные субфазы в пределах интрузий. Таков, например, Куркиекский массив. Рассмотрим его геологическое строение.

Центральная и северо-восточная части массива, площадь которых составляет около 30–40 км², сложены среднезернистыми двупироксеновыми диоритами. Они рассматриваются нами как первая субфаза эндербитоидов, поскольку разбиты сетью тонких (до 20–30 см) жил, сложенных более лейкократовыми и крупнозернистыми гиперстенными кварцевыми диоритами. Текстурный рисунок напоминает пироксеновые мигматиты, где роль меланосомы выполняют пироксеновые диориты. В южном направлении эти породы сменяются крупнозернистыми массивными гиперстенными кварцевыми диоритами, которые относятся к породам второй субфазы. По своему минеральному и химическому составу они являются полными аналогами

жилых пород. В отдельных случаях в зоне контакта пород первой и второй субфазы наблюдается переход гиперстеновых кварцевых диоритов из жил в массивные породы второй субфазы. Основываясь на этих данных, можно выделить более глубинную (северную) и апикальную (южную) части интрузии.

Во внутренних зонах плутона встречаются ксенолиты, а в зоне эндоконтакта преимущественно скиалиты пироксеновых метабазитов. В отличие от меланократовых пород плагиогнейсы не сохраняются в интрузии, а чаще всего ассимилируются, поэтому зона контакта тела эндербитоидов ориентирована в соответствии с направлением простирания полосчатости вмещающих пород. Кроме элементов проплавления и ассимиляции в зоне экзоконтакта наблюдаются структуры деформации типа птигматитовой складчатости, отмечаются секущие контакты [238, 283].

Малые тела эндербитоидов отличаются в своем строении от главного плутона по двум параметрам: они сложены однородными по составу породами и имеют постепенные контакты с вмещающими плагиогнейсами. Таким образом это типичные автохтонные и в некоторых случаях аллохтонные тела.

Необходимо отметить, что на отдельных участках породы интрузии интенсивно калишпатизированы, однако при этом чарнокитоиды не образуются, поскольку одновременно с калишпатизацией происходит разложение ортопироксена. Это не противоречит региональной геологической обстановке. Если кристаллизация самих расплавов происходила в условиях, переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации, то влияние более поздних и низкотемпературных калийсодержащих флюидов приводило к образованию парагенезисов, в которых ортопироксен был неустойчив.

Формирование интрузий эндербитоидов относится ко времени карельской складчатости и датируется возрастом 1,8–1,9 млрд лет [332]. По данным А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой [63, 64], время формирования эндербитоидов Канентьевского массива на Кольском полуострове составляет 2,8 млрд лет. Если считать этот возраст наиболее ранним для проявления такого типа магматизма, то можно полагать, что условия, необходимые для образования интрузивных эндербитоидов, сохранялись по крайней мере на протяжении раннего и среднего протерозоя.

Геохимия эндербитоидов и чарнокитоидов

Изучение геохимических особенностей эндербитоидов и чарнокитоидов имеет важное значение для решения проблемы образования и эволюции континентальной коры. Прежде всего оно позволяет судить о составе и свойствах одних из наиболее глубинных зон земной коры, выведенных на дневную поверхность. Поскольку гранулитовые комплексы формируются в области низкой активности водного флюида, то они в значительной мере лишены гранитного материала, в процессе образования которого, как правило, изменяются исходные составы и нарушаются соотношения пород. В этом смысле геохимическое изучение пород, слагающих гранулитовые комплексы, может дать представление о составе первичных продуктов сиалической коры, сформированных на ранних этапах ее развития.

Кристаллосланцево-плагиогнейсовые комплексы и связанные с ними эндербитоиды и чарнокитоиды. Характерной чертой этих комплексов является отчетливая натриевая специализация главных типов пород, тесно связанных друг с другом в разрезах и изменяющихся от метабазитов к лейкократовым плагиогнейсам. Некоторые геолого-петрографические особенности таких "серий" пород рассматривались выше, а характер изменения химического состава описывался нами ранее на при-

Анабарского щита [II]. Средние химические составы пород, образующих ус-
редний ряд, приведены в табл. 52. В направлении от амфибол-двупироксеновых

Т а б л и ц а 52

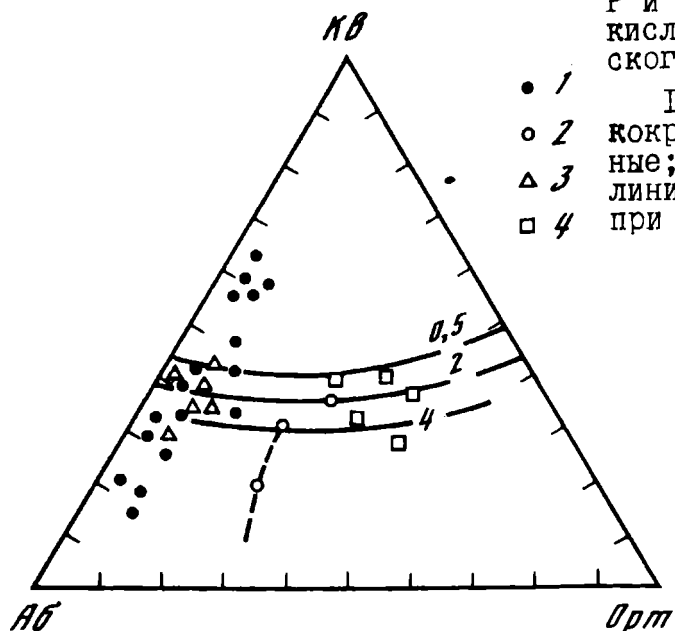
Средний состав пород Анабарского и Украинского щитов

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,96	50,54	51,63	65,59	70,71	63,87	70,16	70,98
TiO ₂	0,98	1,18	1,29	0,46	0,22	0,73	0,30	0,24
Al ₂ O ₃	15,94	15,56	14,77	16,87	14,77	16,67	15,21	14,38
Fe ₂ O ₃ общ	12,49	13,16	13,34	7,58	3,11	6,08	3,34	2,62
MnO	0,19	0,18	0,19	0,07	0,04	0,27	0,06	0,03
MgO	7,11	6,56	6,10	1,65	0,98	1,88	0,94	0,71
CaO	11,09	9,51	8,63	4,76	3,99	4,46	3,92	1,57
Na ₂ O	2,7	2,73	3,32	3,47	3,35	4,50	4,22	3,05
K ₂ O	0,71	0,56	0,82	0,96	0,65	1,13	0,65	5,40
P ₂ O ₅	0,12	0,27	0,34	0,13	0,06	0,25	0,06	0,07
Li	9	9	9	10	11	18	15	12
Rb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10	2	20	14	146
Ba	138	306	346	530	818	590	670	2100
Sr	206	294	306	260	314	330	460	224
Cr	207	166	45	74	28	52	20	31
Ni	117	107	33	51	24	10	9	12
Co	51	43	15	18	14	15	6	6
V	210	215	90	103	60	150	47	53
n	8	6	5	5	4	4	4	5

1-5 - Анабарский щит. Кристаллические сланцы: 1 - амфибол-двупироксеновые, 2 - двупироксеновые, 3 - гиперстеновые. Плаггиогнейсы: 4 - мезократовые гиперстеновые, 5 - лейкократовые гиперстеновые; 6-8 - Украинский щит: 6 - эн-дербитоиды, район г. Тырнов, 7 - эндербитоиды, район г. Гайворон, 8 - черно-квты.

кристаллических сланцев к гиперстеновым лейкократовым плаггиогнейсам увеличиваются содержания кремния, натрия и уменьшаются - железа, магния и кальция. Содержание калия в этом ряду практически не меняется. Характер изменений химических составов пород в общих чертах соответствует членам магматических серий. Однако составы плаггиогнейсов, тоналит-плаггиогранитного состава, вынесенные на диаграмму Аб-Орт-Кв (рис. 49), образуют тренд, ориентированный вдоль стороны Аб-Кв и пересекающий котектические линии с разными давлениями H₂O. Точки наиболее лейкократовых пород, минуя область котектик, смещаются к кварцевому углу, а не идут вдоль этих линий. Аналогичная картина была получена Х.Роллингсоном и Б.Уиндли [352] для метаморфических пород района Скаури в Северо-Западной Шотландии, что подчеркивает общую закономерность изменения состава пород в рассматриваемых гранулитовых комплексах. Несомненно, этот факт противоречит магматической природе пироксеновых плаггиогнейсов.

Распределение элементов-примесей в породах кристаллосланцево-плаггиогнейсо-вых комплексов также имеет ряд особенностей. Содержание сидерофильных элементов Cr, Ni, Co, а также V понижается в последовательных членах этого ряда от метабазитов до плаггиогнейсов (см. табл. 52). Поскольку они входят в состав



Р и с. 49. Диаграмма Аб-Орт-Кв для средних кислых пород из гранулитовых комплексов Анабарского (1, 2) и Украинского (3, 4) щитов

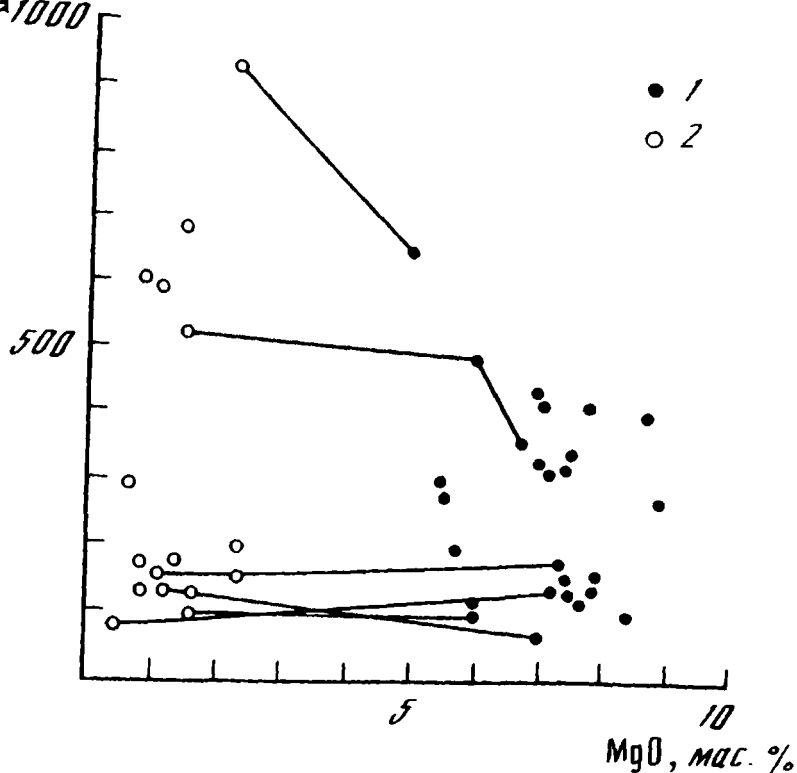
- 1 1, 2 - плагиогнейсы: 1 - мезократовые гиперстенные, 2 - калишпатизированные;
- △ 3 эндербитоиды; 4 - чарнокитоиды;
- 4 линии - проекции кварц-полевошпатового котла при $P_{H_2O} = 0,5, 2, 4$ кбар

железо-магнезиальных минералов: роговой обманки, клино- и ортопироксена, неувидительное скачкообразное изменение их содержаний при переходе от одного типа кристаллических сланцев к другому, однако в плагиогнейсах эта тенденция затухает, поскольку минералом-концентратором сидерофильных элементов там является преимущественно ортопироксен.

Содержание второй группы элементов, в которую входят Li, Rb, Sr, изменяется очень незначительно, причем Li и Rb составляют в породах лишь единицы граммов на тонну, что гораздо меньше, чем в неметаморфизованных магматических аналогах, поэтому имеется предположение о их выносе, а сами гранулиты часто называют "истощенными" [327, 353]. Примером поведения элементов этой группы может служить распределение стронция в кристаллических сланцах и плагиогнейсах Анабарского щита (рис. 50). Коррелятивные линии, соединяющие точки составов этих пород из смежных прослоев, субпараллельны, т.е. график показывает, что с увеличением содержания стронция в метабазитах происходит увеличение содержания в ассоциирующихся плагиогнейсах. Плагиогнейсы в какой-то мере наследуют содержания элементов из метабазитов, что свидетельствует о тесной связи ассоциирующихся пород на каждом конкретном участке. Тесная корреляция содержаний элементов примесей в плагиогнейсах и кристаллических сланцах указывает на реальную возможность образования плагиогнейсового субстрата по исходным метабазитам. Поэтому появление "истощенных" плагиогнейсов в гранулитовых комплексах может объясняться не выносом литофильных элементов флюидами, а изначально низкими содержаниями их в метабазитах.

Содержание РЗЭ в породах из смежных прослоев последовательно понижается в направлении кристаллический сланец - мезократовый плагиогнейс - лейкократовый плагиогнейс (табл. 53, рис. 51, а, б). В каждом конкретном случае концентрации РЗЭ в кристаллических сланцах независимо от их типа [231] выше, чем в связанных с ними плагиогнейсах, хотя по своему характеру последние относятся к более кислым породам. Поведение РЗЭ в данном случае аналогично поведению сидерофильных элементов, т.е. их содержание снижается по мере увеличения кремнистости пород. Однако при этом сохраняется "метабазитовый" характер фракционирования (за исключением европия), о чем можно судить по наклону графика распределения элементов на диаграмме (см. рис. 51, а, б). Последовательное

50. Диаграмма MgO-Sr для ме-
кристаллических пород Анабарского щита
1, 2 - точки составов: 1 - кри-
сталлических сланцев, 2 - мезократо-
вых и лейкократовых плагиогнейсов;
линии соединяют точки составов из
соседних прослоев



Т а б л и ц а 53

Содержание редкоземельных элементов в породах Анабарского щита

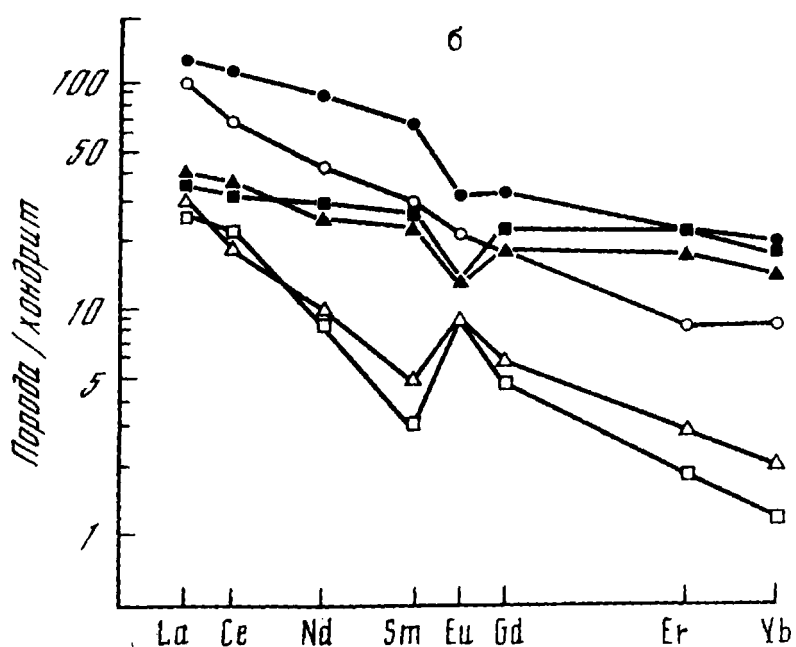
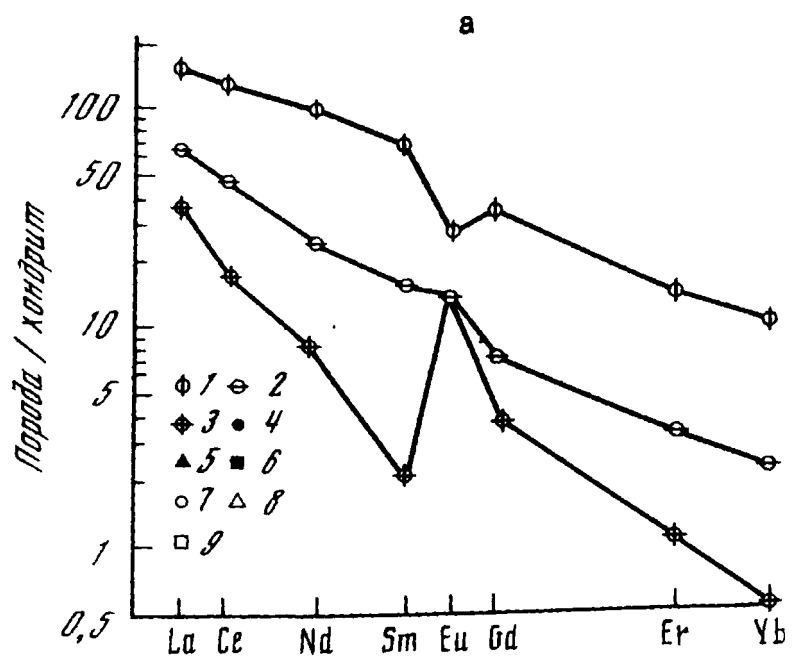
Эле- мент	1 (19-4)*	2 (19-3)	3 (19-2)	1 (28-2)	3 (28-3)	1 (24-4)	3 (24-5)	1 (22-5)	3 (22-6)
La	52	22	12	12	10	13	12	45	36
Ce	115	40	16	26	18	31	17	108	68
Pr	66	15	5	19	5	17	6	60	27
Nd	13	3	0,5	6	0,7	5	0,9	13	6
Sm	2	1	1	1	0,7	1	0,7	3	2
Eu	9	2	<2	7	<2	5	<2	9	4
Gd	3	0,7	0,3	5	0,4	4	0,7	5	2
Tb	2	0,4	0,1	4	0,2	3	0,5	4	2

* Здесь и в табл. 54-57 в скобках даны номера образцов.

1, 2 - кристаллические сланцы: 1 - двупироксеновые, 2 - гиперстеновые; 3 - гиперстеновые плагиогнейсы. Здесь и далее в табл. 54, 57 анализы выполнены в лаборатории методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Аналитик Т.С.Милукова.

Изменение количества плагиоклаза в плагиогнейсах отражается на графиках в виде положительных европиевых аномалий и снижением содержания остальных РЗЭ. Последнее обусловлено также увеличением кварца в породах.

Особенностью автохтонных эндербитов, тесно связанных с породами кристалло-сланцево-плагиогнейсовых комплексов, является конвергентность состава с исходными расплавами, в данном случае с пироксеновыми плагиогнейсами. Это подтверждают данные, приведенные Ф.Алленом с соавторами [303] по эндербитоидам Анабарского щита, составы которых близки к составам вмещающих пород. Таким образом, полученные нами составы эндербитоидов Украинского щита (см. табл. 52),



Р и с. 51. Распределение РЗЭ в породах кристаллосланцево-плаггиогнейсового комплекса Анабарского щита

а - в трех последовательно сменяющих друг друга породах: 1 - двупироксеновые кристаллические сланцы (обр. 19-4); 2 - гиперстеновые кристаллические сланцы (обр. 19-3); 3 - гиперстеновые плаггиогнейсы (обр. 19-2); б - в парных сочетаниях пород: 4-6 - пироксеновые кристаллические сланцы (обр. 22-5, 24-4, 28-2 соответственно); 7-9 - гиперстеновые плаггиогнейсы (обр. 22-6, 24-5, 28-1 соответственно)

соответствующие в одном случае тоналитам (г. Тыров), а в другом - плаггиогнейсам (г. Гайверон), вероятно, в некоторой степени отражают доминирующий тип плаггиогнейсового субстрата в этих районах.

Петрохимические составы эндербитоидов, как и следовало ожидать, попадают на тренд плаггиогнейсов, но сгруппированы в области котектических линий (см. рис. 49). Степень фракционирования и содержания РЗЭ в эндербитоидах в целом соответствуют тоналитам и в нашем конкретном случае не отличаются от соответствующих пироксеновых плаггиогнейсов (табл. 54, рис. 52). Необходимо отметить, что эндербитоиды тоналитовых составов имеют сглаженные графики распределения без европиевой аномалии. Для плаггиогнейсовых составов характерно относительное

...ное содержание всех РЗЭ, за исключением европия, чем и определяется ... положительного пика на графике. Такой характер поведения РЗЭ объясня- ... преобладанием кварца и плагиоклаза в эндербитоидах более кислого соста-

Т а б л и ц а 54

Содержание РЗЭ в эндербитоидах (I-3) Украинского щита

Элемент	I (53-6)	2 (65-2)	3 (67-1)	Элемент	I (53-6)	2 (65-2)	3 (67-1)
	23	30	16	Eu	I	I	I
	42	44	24	Gd	0,3	2	2
	17	12	10	Er	0,6	0,5	0,7
	3	2	2	Yb	0,4	0,5	0,5

I - тоналитового состава, район г. Тырнов; 2, 3 - плагиогранитного состава, из карьера г. Гайворон; из карьера п. Завалье.

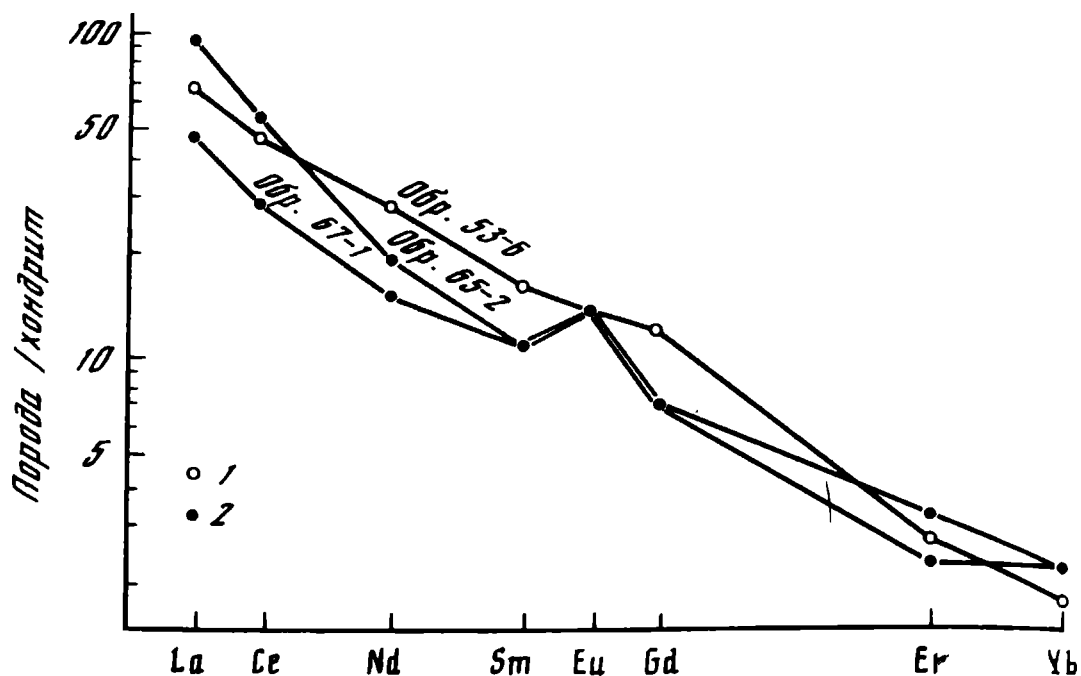
В процессе калишпатизации происходит изменение химического состава пород, причем если в метабазитах содержание K_2O увеличивается незначительно, то в плагиогнейсах оно достигает 2,5-3,5%. В табл. 55 приведены составы калишпати-

Т а б л и ц а 55

Составы калишпатизированных плагиогнейсов и чарнокитоидов Анабарского (I-2) и Украинского (3-5) щитов

Компонент	I	2	3	4	5
SiO_2	63,40	71,18	70,73	72,18	69,27
Al_2O_3	0,49	0,17	0,33	0,34	0,19
CaO	17,21	14,05	14,72	13,56	15,22
Fe_2O_3	5,26	2,76	2,84	1,80	2,51
MgO	0,09	0,05	0,03	0,02	0,03
ZnO	1,08	0,86	1,16	0,21	0,78
Na_2O	4,29	3,20	2,10	0,99	1,77
K_2O	4,52	3,13	3,31	2,0	3,0
CaF_2	3,08	3,96	3,68	7,94	6,22
SO_3	0,21	0,05	0,09	0,04	0,05
д.п.	0,48	0,52	0,47	0,49	0,50
Сумма	100,11	99,93	99,46	99,57	99,54
	8	8	20	8	9
	41	77	120	260	130
	1200	1600	1600	2000	2700
	560	160	210	180	370
	9	35	25	15	14
	8	20	11	5	10
	6	4	4	3	5
	46	30	34	22	24

I, 2 - калишпатизированные гиперстенные плагиогнейсы, верховье р. Капрал; метасоматический чарнокит, г. Тырнов; 4, 5 - чарнокиты из жил, с. Стрель- ... Чусанский карьер.



Р и с. 52. Распределение РЗЭ в эндербитоидах Украинского щита тоналитового (1) и плагиогранитного (2) состава

зированных мезократовых и лейкократовых плагиогнейсов, из которых видно, что заметно увеличивается только содержание K_2O и поэтому на диаграмме Аб-Орт-Кв точки составов калишпатизированных плагиогнейсов смещены в сторону ортокласового угла, причем примерно на одинаковые расстояния как в мезократовых, так и в лейкократовых разностях (см. рис. 49). По положению этих крайних точек можно предположить, что составы такого типа чарнокитоидов (калишпатизированных плагиогнейсов) на треугольной диаграмме будут ложиться субпараллельно полям плагиогнейсов и соответственно стороне Аб-Кв, вблизи низкотемпературного треугольника. Поэтому они могут плавиться при более низкой температуре, чем плагиогнейсы, а сами расплавы являться источниками анатектических чарнокитоидов. В большинстве случаев, однако, образование чарнокитов не связано с анатектическим плавлением пород, а обусловлено исключительно метасоматозом [202]. Состав такого метасоматического чарнокитоида приведен в табл. 55.

Крупнозернистые чарнокиты из жил Украинского и Индостанского [350] щитов соответствуют гранитам и по сравнению с калишпатизированными плагиогнейсами метасоматическими чарнокитами имеют повышенное содержание K_2O (до 5-6%) и пониженное — CaO и Na_2O (см. табл. 55). На нормативной диаграмме (см. рис. 49) точки их составов проектируются в область котектик, но по отношению к другим породам смещены к Кв-Орт стороне треугольника, т.е. петрохимические данные противоречат возможности образования крупнозернистых чарнокитов из насыщенных калием расплавов.

В процессе калиевого метасоматоза происходит изменение содержаний некоторых элементов-примесей. Например, барий и рубидий накапливаются уже в калишпатизированных плагиогнейсах. Эта тенденция нарастает в метасоматических чарнокитоидах и наиболее полно проявляется в крупнозернистых чарнокитах из жил (см. табл. 55). Содержание бария в них достигает 2000-2700 г/т, а рубидия — 240-260 г/т. Вместе с барием и рубидием накапливается также литий. Таким образом, если судить по поведению элементов-примесей, то процесс калиш-

различия пород и образование чарнокитов — это прежде всего привнос в породы и метакристаллические расплавы элементов со щелочными свойствами: K, Rb, Li, Ba.

Интрузивные эндербитоиды и вмещающие их породы (на примере Куркиекского массива). Комплексы метаморфических пород, вмещающие интрузивные эндербитоиды, в каждом конкретном случае обладают определенными особенностями химического состава. Например, это могут быть биотитовые плагиогнейсы, близкие по составу к плагиогранитам [63], и биотит-гранатовые, биотит-гранат-пироксеновые, амфибол-пироксеновые плагиогнейсы, соответствующие тоналитам [348]. Рассматривая на примере Куркиекского района комплекс вмещающих интрузии пород, можно убедиться в том, что он имеет ряд специфических особенностей. Например, эланократовые породы представлены метапироксенитами и метабазами (табл. 56), последние, однако, чаще всего окварцованы и имеют более высокое содержание кремнезема. В связи с этим по отношению к метабазитам гранулитовых комплексов в них понижено содержание Cr, Ni, Co. По распределению РЗЭ метабазиты близки к базальтоидам (рис. 53, а, б), но для метабазитов характерно значительное фракционирование легких элементов и низкие содержания европия, в связи с чем графики распределения имеют незначительный наклон и отрицательную европиевую аномалию.

Плагиогнейсы преимущественно имеют тоналитовые составы, но в них, как и в метабазитах, относительно повышено содержание кремния и железа (см. табл. 56). При сравнении с плагиогнейсами близкого петрохимического состава из раннедокембрийских комплексов отмечается резко повышенное содержание рубидия, циркония, пониженное — бария. Графики распределения РЗЭ имеют крутой наклон (см. рис. 53, а, табл. 56), легкие РЗЭ фракционированы относительно тяжелых элементов. Важно отметить, что в отличие от пород кристаллосланцево-плагиогнейсово-го комплекса Анабарского щита содержание РЗЭ в плагиогнейсах выше, чем в ассоциирующихся с ними метабазитах.

Петрохимические данные по эндербитоидам, слагающим отдельные интрузии, опубликованные в ряде работ [238, 283, 284, 338, 348], показывают, что спектр составов этих пород достаточно широк и изменяется от диоритов до плагиогранитов, а содержание SiO_2 колеблется от 55 до 70%. Для всей серии эндербитоидов характерны высокое Na/K отношение, при низком содержании K_2O (как правило, не выше 2%) и высокая глиноземистость (содержание $Al_2O_3 = 16\%$). Другие петро- и геохимические особенности носят более частный характер и достаточно информативны при рассмотрении конкретных интрузий. В качестве примера вновь обратимся к Куркиекскому массиву.

Химические составы эндербитоидов, слагающих главное тело, приведены в табл. 57. По этим данным породы первой субфазы соответствуют диоритам. По химическому составу они приближаются к метабазитам из вмещающих пород и ксенокрит-скиалитам интрузии, но имеют относительно повышенное содержание щелочей и пониженное кальция, магния, железа. Еще большее различие между породами выявляется по элементам-примесям. Содержание элементов сидерофильной группы, а также Li и Rb в них ближе к породам тоналитового состава, т.е. в данном конкретном случае к биотит-гранатовым плагиогнейсам, чем к метабазитам. В этих породах также необычно высокое содержание стронция (примерно 600 г/т). Отмечается накопление легких РЗЭ (см. рис. 53, б), а содержание тяжелых лантаноидов по отношению к метабазитам практически не изменяется. Таким образом, в эндербитоидах первой субфазы содержание Co, Cr, Ni, а также тяжелых РЗЭ соответствует близким к таковым в метабазитах, в то же время содержание элементов

Т а б л и ц а

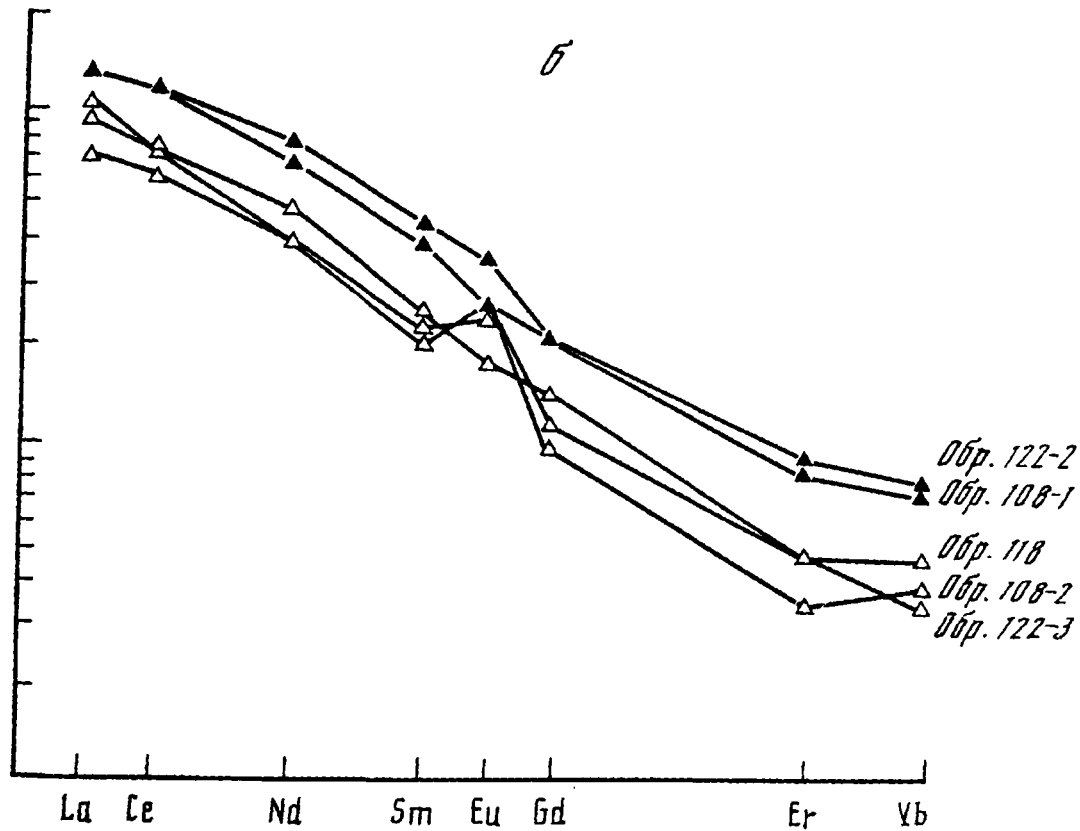
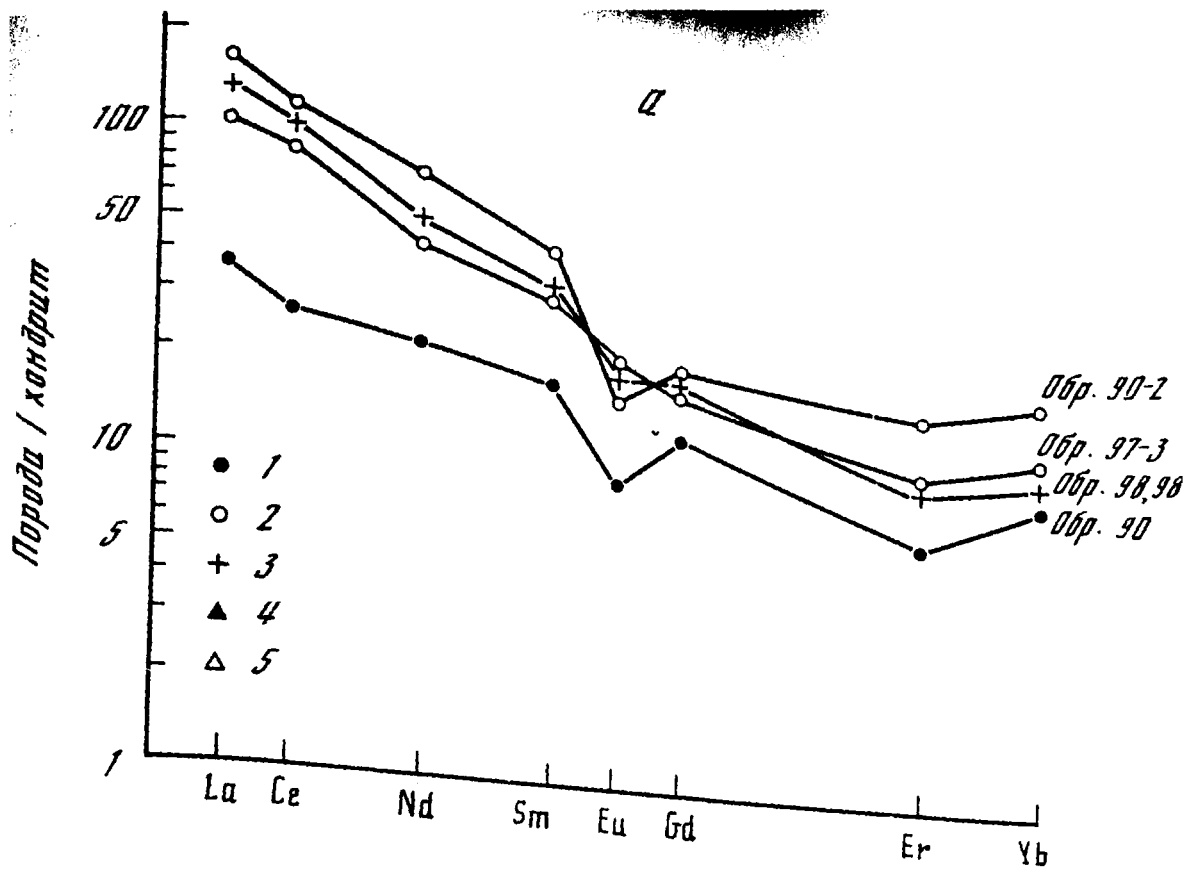
Химический состав пород метаморфического комплекса в районе г. Куркиной

Компо- нент	93-I	90	94-I	89	90-2	97-3	96	97-6	98	99
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	48,72	54,34	53,09	67,86	68,46	70,40	68,50	67,10	62,80	66,46
TiO ₂	0,95	0,93	1,22	0,65	0,65	0,49	0,71	0,65	0,94	0,74
Al ₂ O ₃	5,81	16,86	14,12	14,17	15,17	14,63	12,90	13,86	15,96	13,75
Fe ₂ O ₃	-	2,52	0,82	1,19	1,16	1,21	1,48	1,19	2,22	1,32
FeO	8,21	5,26	9,52	4,88	3,89	2,95	4,51	5,00	4,63	3,75
MnO	0,19	0,19	0,18	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,12	0,13
MgO	17,81	8,13	8,84	2,32	2,19	1,42	2,84	2,19	3,35	2,73
CaO	13,92	8,97	9,33	2,87	2,51	3,77	3,23	2,69	4,13	3,26
Na ₂ O	-	0,61	0,40	2,54	2,84	3,33	3,54	3,13	3,17	3,24
K ₂ O	2,54	1,18	0,15	2,09	2,00	1,09	1,32	2,11	1,66	3,12
P ₂ O ₅	0,16	0,02	0,34	0,04	0,11	0,11	0,03	0,10	0,15	0,11
П.п.п.	1,1	0,94	0,50	1,34	0,53	0,73	0,94	1,06	0,96	0,79
Сумма	99,41	99,95	98,51	100,07	99,62	100,24	100,11	99,18	100,09	99,57
Li	-	6,8	-	16	9,8	12	12	13	16	16
Rb	-	49	-	84	61	20	15	66	49	90
Ba	-	60	-	440	450	470	660	920	400	950
Sr	-	250	-	120	180	500	330	270	300	250
Cr	-	130	-	90	80	110	160	70	110	90
Ni	-	30	-	35	37	25	40	21	30	33
Co	-	30	-	16	13	11	15	12	19	15
V	-	280	-	170	110	150	180	160	180	140
La	-	12,3	-	-	57	36	44	-	44	39
Ce	-	24,1	-	-	105	73	83	-	91	84
Nd	-	14,5	-	-	48	27	33	-	41	39
Sm	-	3,6	-	-	9,6	7,2	7,0	-	7,0	6,1
Eu	-	0,7	-	-	1,3	1,8	1,6	-	1,6	1,6
Gd	-	4,0	-	-	5,9	5,2	4,2	-	5,4	6,0
Er	-	1,6	-	-	4,2	3,0	4,8	-	2,8	2,8
Yb	-	2,2	-	-	5,1	3,4	0,9	-	3,0	2,8

I - метапироксенит; 2, 3 - окварцованные метабазиты; 4-6 - биотит-гранатовые гниогнейсы; 7-10 - эндербитоиды из автохтонных тел.

со щелочными свойствами Ba, Li, Rb и легких РЗЭ приближается к содержанию в тоналитах (плаггиогнейсах).

Породы второй субфазы эндербитоидов, слагающие апикальную часть Куркинского массива и жилы в пределах первой субфазы, представлены гиперстеновыми кварцевыми диоритами. Магматическая дифференциация эндербитоидов подчеркивается характером распределения РЗЭ, графики которых на диаграмме субпараллельны друг другу. Породы второй субфазы имеют более низкие содержания РЗЭ, за исключением европия, поэтому их график имеет положительную аномалию (Eu/Eu* = 1,2). В отличие от редкоземельных элементов, содержание бария и стронция в этих породах практически не меняется (см. табл. 57), но уменьшается содержание Cr, Ni, Co и V.



Р и с. 53. Распределение РЗЭ в породах Куркиевского района (Западное Приладожье)

а - в породах мигматитового комплекса и малых телах эндербитоидов; б - Куркиевский массив эндербитоидов; 1 - окварцованный метабазит; 2 - биотит-гранатовый плагиогнейс; 3 - эндербитоиды; 4 - двуиоксеновые диориты (I субфаза); 5 - гиперстеновые кварцевые диориты (II субфаза)

Составы эндербитоидов из малых тел, залегающие среди плагиогнейсов, близки составу вмещающих пород (см. табл. 56). Это сходство прослеживается практически по всем элементам - петрогенным, примесям, РЗЭ, что, как отмечалось ранее, является характерным признаком автохтонных тел, образованных из анатектических расплавов.

Химический состав эндербитоидов Куркиевского массива

Компонент	I (I08-1)	2 (II0)	3 (II6-1)	4 (I22-2)	5 (I02-2)	6 (III)	7 (II8)	8 (I22-3)	9 (I23-2)
SiO ₂	54,00	52,44	55,98	54,24	65,08	62,08	62,44	60,22	64,28
TiO ₂	1,38	1,44	1,20	1,86	0,88	0,82	0,76	0,86	0,78
Al ₂ O ₃	17,18	20,02	15,54	19,03	15,93	17,76	15,41	18,14	15,52
Fe ₂ O ₃	2,12	1,77	1,66	1,14	0,77	1,14	2,00	1,37	0,84
FeO	7,09	5,93	6,72	7,06	4,59	4,59	4,49	4,04	4,08
MnO	0,13	0,13	0,15	0,17	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08
MgO	3,87	4,13	5,55	2,97	1,68	2,06	2,71	2,72	2,97
CaO	6,82	8,48	7,00	7,18	4,86	4,66	4,67	5,22	4,48
Na ₂ O	3,55	3,68	2,38	3,81	3,53	3,68	3,62	3,75	3,30
K ₂ O	1,71	0,77	1,77	0,98	0,98	1,77	2,06	1,66	2,42
P ₂ O ₅	0,42	0,32	0,58	0,54	0,26	0,45	0,26	0,22	0,28
П.п.п.	1,27	0,52	1,28	0,74	1,05	1,01	1,26	1,57	1,03
Сумма	99,54	99,63	99,81	99,72	99,70	100,1	99,76	99,86	100,02
Li	18	18	14	14	23	17	35	18	14
Rb	73	13	81	15	30	57	77	53	74
Ba	900	350	780	520	380	730	550	420	750
Sr	550	480	680	650	500	420	350	600	400
Cr	84	50	120	31	32	34	62	64	65
Ni	33	32	38	13	16	15	22	20	21
Co	22	26	19	15	10	12	13	12	12
V	170	180	190	130	70	110	100	100	100
La	44	-	-	44	35	-	32	24	-
Ce	106	-	-	102	66	-	68	55	-
Nd	46	-	-	52	26	-	32	26	-
Sm	8,8	-	-	10	4,8	-	5,4	4,4	-
Eu	2,2	-	-	3,0	2,1	-	1,5	2,2	-
Gd	6,2	-	-	6,0	2,8	-	4,4	3,3	-
Er	2,0	-	-	2,3	0,8	-	1,2	1,2	-
Yb	1,8	-	-	2,0	0,9	-	1,1	0,8	-

I-4 - дупироксеновые диориты (I субфаза); 5-9 - гиперстеновые кварцевые диориты (II субфаза): 5 - из жилы, 6-9 - из апикальной части массива.

Об эволюции эндербитового и чарнокитового магматизма

Накопленный к настоящему времени материал свидетельствует о том, что образование эндербитоидов и чарнокитоидов, тесно связанных с эволюцией глубоководных метаморфических комплексов, является частным случаем единой цепочки последовательных преобразований, происходивших в земной коре в процессе формирования гранито-гнейсового слоя. Но остается неясным происхождение самих гнейсовых комплексов, а решение этой проблемы в рамках модели изохимически метаморфизованных вулканических андезит-дацитовых серий или плутонических пород тоналит-тронджемитового состава имеет ряд трудных моментов. Например, возникает проблема "истощенных" гранулитов, решение которой требует усложнения

самого механизма генезиса пород, что не всегда подтверждается фактическим материалом.

Плагиогнейсы глубинных комплексов, рассмотренных на примере Анабарского массива, имеют ряд особенностей, позволяющих подойти к этому вопросу несколько иначе. Распределение элементов-примесей в плагиогнейсах, как было показано, контролируется прежде всего их содержанием в ассоциирующихся с ними метабазитах, что позволяет предполагать тесную генетическую связь меланократовых и лейкократовых пород комплекса на каждом конкретном участке. То же самое показывают и редкоземельные элементы, графики распределения которых образуют сеть параллельных линий, понижающихся от метабазитов к лейкократовым плагиогнейсам. Это может либо отражать фракционирование вещества в ходе эволюции расплава, либо свидетельствовать о последовательном преобразовании исходных пород и "унаследовании" их составов конечными продуктами. При фракционировании, содержание редких земель в базитах, минеральные фазы которых в расплавах кристаллизуются в первую очередь, не должно превышать содержание редких земель в породах андезитового и дацитового состава. Поэтому наблюдаемая картина распределения РЗЭ, как нам представляется, отражает прежде всего процесс накопления плагиоклаза и кварца в метабазитах и их последовательное преобразование в плагиогнейсы под влиянием метасоматических флюидов и привноса вещества, в частности кремния, алюминия и натрия. Сохраняющийся в этих условиях "метабазитовый" наклон графиков РЗЭ отражает именно метасоматический характер процессов преобразования пород, а не процесс их плавления, в ходе которого обычно накапливаются некогерентные элементы. Исходя из этого представления, механизм преобразования метабазитов выглядит как процесс их разуплотнения и увеличения объема пород за счет кристаллизации в них дополнительного количества кварца и плагиоклаза. Об этом свидетельствуют и минералогические данные, показывающие, что ортопироксен в плагиогнейсах во многих случаях является реликтовым минералом, захваченным из метабазитов в процессе кристаллизации кварц-плагиоклазовой основной массы тоналит-трондьемитовых пород.

Сформированные в процессе метасоматоза и метаморфической дифференциации плагиогнейсы на отдельных участках начинали плавиться, и расплавы в дальнейшем формировали тела автохтонных и аллохтонных эндербитоидов. Тесная пространственная связь между плагиогнейсами и телами эндербитоидов, а также сходство их химического состава вплоть до содержания РЗЭ свидетельствует о том, что в ходе образования анатектических расплавов химические элементы не испытывали фракционирования. Это было возможным лишь в условиях относительной стабильности термодинамического режима от момента зарождения расплавов до их раскристаллизации. По этой причине возникавшие расплавы не дифференцировались, а в случае их перемещения (аллохтонные тела) не образовывали зон закалки в эндоконтактах.

Преобладание в отдельных районах тоналитовых эндербитоидов, по-видимому, объясняется преимущественным плавлением тех пород (при общих равных условиях), составы которых наиболее близки к низкотемпературным анатектическим расплавам. Учитывая это, порой не удается выяснить истинную причину образования в одном регионе эндербитоидов разного химического состава, особенно если размеры тел превышают объемы вмещающих их однородных плагиогнейсов. Например, в Украинском щите тоналитовые и плагиогранитные эндербитоиды могли образоваться как при плавлении преобладающего типа плагиогнейсов, развитых в этих районах, так и в результате обогащения на отдельных участках анатектических расплавов кремнеземом в процессе привноса его флюидами. Нерешенность этой

проблемы, однако, не может влиять на признание того факта, что эндербитоиды в древнейших гранулитовых комплексах генетически тесно связаны с плагиокласовым субстратом, и их формирование в качестве автохтонных и аллохтонных отражает заключительный этап процесса преобразования первичной базитовой породы в "дочарнокитовую" фазу. Сами эндербитоиды могут рассматриваться как конечный продукт преобразования исходных метатолитов, прошедших стадии метасоматической переработки и последующего анатексиса в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Первичная сиалическая кора с обилием кварц-полевошпатовых пород служит хорошим плацдармом для развития процессов калишпатизации под влиянием позднего калиевого метасоматоза. На уровне гранулитовой фации этот процесс в своем масштабе и степени переработки пород существенно отличался от предшествующего кремниевое-натриевого. Об этом можно судить по характеру калишпатизации метабазитов, которая практически не изменяла даже структур пород (калиевый полевой шпат развивается в интерстициях зерен плагиоклаза). Вместе с тем калиевый метасоматоз существенно влиял на эндербитоиды и плагиогнейсы, преобразуя их в чарнокитоиды. На некоторых участках эти метасоматизированные породы в условиях повышенного флюидного давления могли плавиться, давая анатектические расплавы, а затем соответственно авто- и аллохтонные тела чарнокитоидов. Второй путь образования чарнокитоидов в плагиогнейс-эндербитовых толщах связан с "потоками" калийсодержащих флюидов вдоль ослабленных тектонических зон и трещин, под влиянием которых формировались метасоматические лонки с зонами чарнокитов в центре [202].

Тесная связь чарнокитоидов с вмещающими породами позволяет считать, что температуры расплавов не превышали температуру метаморфизма, но, насыщенные флюидами, они более длительное время сохраняли свои магматические свойства и могли перемещаться в пределах метаморфических толщ.

Во всех рассмотренных случаях (метасоматизированные плагиогнейсы, метасоматические и анатектические чарнокитоиды) калиевый метасоматоз являлся одним из главных факторов, повлиявшим на образование чарнокитов в архейских кристаллосланцево-плагиогнейсовых комплексах. Об этом свидетельствует и само положение чарнокитоидов в разрезе земной коры. Нижняя граница чарнокита может быть определена началом кристаллизации калиевого полевого шпата в породах среднего и кислого состава, а верхняя — устойчивостью в этих породах ортооксена. Теоретически это примерно вся область гранулитовой фации. Однако образование чарнокитов связано преимущественно с гранулитами умеренных глубин в зоне перехода к амфиболитам. В этом смысле показательным примером является зона Арендаль в Южной Новергии, где основная масса чарнокитоидов связана с зоной С, разделяющей глубинный кристаллосланцево-плагиогнейсовый (эндербитовый) комплекс зоны Д и амфибол-гнейсовый зон А и В [322]. Объяснить это можно прежде всего влиянием калийсодержащих флюидов на плагиогнейсовый субстрат. При этом необходимо учитывать, что сродство алюмосиликатов (полевых шпатов) к калию возрастает с уменьшением давления [178]. Вероятно поэтому значительная часть калия остается во флюиде вплоть до того момента, пока он не достигнет низкотемпературных зон гранулитовой и амфиболитовой фации. В этих зонах, когда в минеральных парагенезисах еще сохраняется устойчивый ортооксен и одновременно кристаллизуется калиевый полевой шпат, возможны образование и широкое распространение чарнокитоидов.

Таким образом, рассмотренные данные по чарнокитоидам позволяют предположить, что образование калийсодержащих магм в раннедокембрийских гранулитовых комплексах было возможным только в результате проявления палингенно-метасоматических процессов и привноса калия флюидами из глубинных источников.

Если в архее эндербитоиды и чарнокитоиды формировались в результате палингенно-метасоматической переработки плагиогнейсового субстрата, то в протерозое дополнительно появляется качественно новый механизм их образования, связанный с кристаллизацией и дифференциацией глубинных магматических расплавов. Рассмотренный в качестве примера Куркиекский массив в Западном Приладожье действительно показывает, что исходные магмы не являлись непосредственными продуктами плавления вмещающих плагиогнейсов. Однако вопрос о глубинности магматических очагов, их связь с породами земной коры и мантии остаются неясными. Высокое содержание некогерентных элементов Li, Rb, Sr, Ba и легких РЗЭ в породах первой субфазы этого массива, представленных пироксеновыми диоритами (наиболее основными породами в ряду магматических эндербитоидов), позволяет предполагать, что их образование связано с частичным плавлением пород базит-ультрабазитового состава. Исходя из экспериментальных данных, образование магм андезитового (диоритового) состава возможно в условиях плавления породы верхней мантии [173, 333]. В то же время, по данным А.Уайли с соавторами [170], источниками магм тоналитового и даже андезитового состава могли быть базиты, т.е. коровые породы, поскольку минералы на ликвидусе при давлении 15 кбар представлены плагиоклазом и пироксеном (а не оливином). Рассматривая эту проблему, необходимо учитывать, что в архее и протерозое геотермический градиент был примерно в 2 раза выше современного и не исключена возможность еще более высоких его значений на отдельных участках, связанных, например, с подъемом глубинных перидотитовых магм. Применительно к Куркиекскому массиву необходимо учитывать еще одну важную особенность. Как было уже показано, metabазиты из ксенолит-скиалитов интрузии и линз во вмещающих породах имеют повышенное содержание кремнезема (до 54% SiO₂). При этом наблюдается окварцевание пород. Этот процесс мог предшествовать плавлению пород и был обусловлен влиянием глубинных флюидов. Из экспериментальных данных известно, что растворы, равновесные с мантийными минералами, наиболее обогащены SiO₂ [148]. Поэтому, вероятно, в процессе "разгрузки" кремнезема из восходящих флюидов происходило окварцевание базит-ультрабазитов. Проработанные таким образом породы могли плавиться при гораздо более низких температурах, чем неизмененные мафиты, и служить источником расплавов эндербитоидов.

Подъем магмы в более высокие и соответственно более холодные зоны земной коры способствовал началу ее раскристаллизации, сопровождавшейся дифференциацией расплавов. В то же время внедрение магмы в плагиогнейсовый субстрат не только способствовало ассимиляции отдельных блоков пород, но и, видимо, вызвало их плавление на отдельных участках. В результате этого формировались магматические тела эндербитоидов, окружающие главный массив.

Наметившаяся в протерозое тенденция образования интрузивных эндербитоидов, магмы которых имели глубинный источник, прослеживается и в более позднее время. В качестве примера можно привести чарнокитоиды массива Хидра (Норвегия) [158], Норси (США), ассоциирующиеся с интрузиями лейконорит-анортозитов [315, 316], и более поздние палеозойские чарнокиты из интрузий монцодиоритов-гранодиоритов, известные в Гиссаро-Алае [159]. Образование этих пород связано с кристаллизацией и дифференциацией магм на уровне гранулитовой фации мета-

морфизма. Однако в отличие от рассмотренных эндербитоидов эти магмы содержат в достаточном количестве калий, о чем можно судить по составу эндоконтактных зон плутонов, сложенных монцодиоритами или близкими к ним породами. Образование расплавов калием могло быть обусловлено разными причинами, в том числе плавлением базит-ультрабазитов с калийсодержащей фазой, например флогопитом.

Рассмотренный материал позволяет предполагать, что на ранних этапах развития Земли (после образования первичной базитовой коры) флюидный поток из мантии был наиболее мощным, что вызывало начало формирования плагиогнейсового (сиалического) субстрата. Однако первичная сиалическая кора в процессе ее разрастания и увеличения мощности начинала играть роль препятствия поступающему уменьшавшемуся потоку флюидов, который в этих условиях для подъема в верхние горизонты чаще всего использовал разломы и зоны разуплотнения пород. Это отчетливо видно на примере проявления более позднего калиевого метасоматического гранулитовых комплексах. В отсутствие достаточно проницаемых зон флюиды не могли накапливаться на отдельных участках, создавая благоприятные условия для проявления пород. Поэтому широко распространенные в раннем докембрии палингеновые метасоматические процессы, с которыми связано образование эндербитоидов и чарнокитоидов, сменялись в более позднее время отдельными проявлениями активного магматизма, что является отражением эволюции Земли и непосредственно связано с особенностями образования и развития континентальной коры.

Минералого-геохимические особенности рапакиви

В процессе эволюции гранитного магматизма — от древнейших тоналитов, до гранитов зеленокаменных поясов нижнего архея, до фанерозойских гранитоидов наблюдается определенное изменение содержания как петрогенных, так и рудных элементов. Характерно, что эти изменения происходят скачкообразно, что отражает наличие своеобразных "геохимических взрывов", которые завершают периоды медленного эволюционного накопления различных элементов, накопления, несомненно имевшего место в процессах эволюции как мантии, так и последующего взаимодействия мантия — кора.

Применительно к проблеме таких высококалиевых гранитов, как рапакиви докембрия, например, установлены три эпохи калиевого гранитообразования, правда, весьма неравноценных по масштабам проявления. Их возраст датируется (в млрд лет): 2,7–2,4; 1,8–1,5; 1,0–0,9 [288]. Наряду с изменением геохимических характеристик гранитоидов, отражающих своеобразие состава родоначальных магм и окружающих пород, происходило и изменение их структур, тесно связанное со своеобразием геодинамических обстановок, тех древнейших эпох, породивших позднее не повторявшиеся в истории становления земной коры такие структуры, как "спинифекс" в ультраосновных лавах или встречающаяся крайне редко "овоидоформовая" — в гранитоидах. Примером гранитоидов с подобной структурой является рапакиви.

Сведения о составе, структуре и порядке кристаллизации рапакиви приведены в многочисленных работах [60, 93, 240, 257, 288 и др.]. Наименее изученным при этом остается механизм образования овоидов.

Поскольку структура породы достаточно полно отражает условия ее формирования, была предпринята попытка выяснить некоторые особенности состава и строения овоидов калиевого полевого шпата в гранитах рапакиви Салминского и Вьясского массивов Карелии. Полученные результаты позволяют судить о своеобразии генезиса и рудоносности рапакиви.

Новые данные об овидах рапакиви

Овоиды составляют характерную принадлежность гранитов рапакиви. Поэтому правильное решение вопроса об их генезисе во многом зависит формирования представления и о происхождении этих своеобразных по структуре гранитов.

Структурная упорядоченность овоидов. Использование степени упорядоченности калиевого полевого шпата овоидов для выяснения условий их образования основано на представлении, что низкая степень упорядоченности калиевого полевого шпата указывает на его высокотемпературное магматическое происхождение и обратную кристаллизацию из маловодной магмы, а высокая — на метасоматическое образование или кристаллизацию из магмы, обогащенной водой. С этой целью было проведено исследование структурного состояния разновременных и морфологически различных генераций калиевого полевого шпата: идиоморфных порфировых, овоидных порфировых и ксеноморфных из основной массы.

Идентификация структурного состояния выделенных калиевых полевых шпатов проводилась А.А.Бычковым по модифицированным вариантам метода "трех пиков", по Райту [369]. Анализ полученных данных позволил установить существование определенных различий по степени упорядоченности калиевых полевых шпатов в морфологически различных их выделениях в пределах как одного массива, так и в сравниваемых массивах.

Калиевый полевой шпат овоидов Выборгского массива относится к промежуточному ортоклазу, причем их структурное состояние остается практически неизменным при переходе от центральной части овоида к его периферии. В отличие от овоидов калиевые полевые шпаты идиоморфных вкрапленников и основной массы являются смесью промежуточного ортоклаза и высокого микроклина, что фиксирует стадию инверсии моноклинной решетки в триклинную.

Калиевые полевые шпаты из жильных пород Выборгского массива обладают наибольшей степенью упорядоченности и могут быть охарактеризованы как близкие максимальному микроклину. Таким образом, наиболее высокое структурное состояние наблюдается у овоидов, которые по этому признаку являются наиболее ранними по времени выделения, чем остальные морфологические разновидности калиевых полевых шпатов Выборгского массива.

Поскольку полевые шпаты с подобной степенью упорядоченности могли образоваться только на субсолидусном этапе становления гранитоидов [278], наблюдаемые структурные различия, скорее всего, обусловлены неодинаковым содержанием калия и разной интенсивностью их воздействия на овоиды и более поздние кристаллы калиевого полевого шпата. В мелких выделениях полевого шпата основной массы этот процесс упорядочения прошел наиболее полно.

В рапакиви Салминского массива идиоморфные калиевые полевые шпаты порфировых вкрапленников и основной массы по степени упорядоченности могут быть отнесены к промежуточному ортоклазу. В отличие от аналогичных выделений калиевого полевого шпата Выборгского массива степень их упорядоченности ниже (на $Q_2T_1 \approx 0,05-0,06$). Поэтому содержание альбитового компонента в твердом растворе матрицы калиевых полевых шпатов Салминского массива также больше на 2-6 мол.%, чем калиевых полевых шпатов Выборгского массива.

Это позволяет говорить о существовании определенных отличий в степени упорядоченности калиевых полевых шпатов сравниваемых массивов, отражающих несколько различные условия становления этих массивов, а именно различия в давлении и содержании флюидов на субсолидусном этапе становления этих гранитов.

В целом калиевые полевые шпаты Выборгского массива оказываются более упорядоченными по сравнению с калиевыми полевыми шпатами Салминского массива. Это может быть связано как с большими размерами и большей глубиной залегания, так и с более высоким содержанием летучих в магме гранитов Выборгского массива.

Низкая степень упорядоченности овоидов калиевого полевого шпата свидетельствует, таким образом, в пользу магматического их происхождения. Если бы овоиды были образованиями метасоматическими, они должны были бы характеризоваться большей степенью упорядоченности. Такими, наверное, являются калиевые полевые шпаты рапакиви подобных гранитов южного обрамления Сибирской платформы, которые по структурному состоянию отвечают максимальному микроклину [54].

Результаты предыдущих исследований также свидетельствуют о низкой степени упорядоченности овоидов калиевых полевых шпатов рапакиви. А.С.Марфуни [182] отнес калиевые полевые шпаты украинских рапакиви к промежуточному ортоклазу. Изучение финляндских рапакиви показало, что их калиевые полевые шпаты характеризуются в общем низкой степенью триклинности, что может рассматриваться как показатель высокой температуры их кристаллизации. Н.Г.Судовиков [257] указывал на нахождение в рапакиви двух калиевых полевых шпатов: ортоклаза в овоидах и микроклина в основной массе, что свидетельствует о смене условий кристаллизации. А.Ворма [363] установил несколько пониженную степень упорядоченности калиевых полевых шпатов овоидов, чем упорядоченность калиевых полевых шпатов основной массы. Сходные результаты получил и Р.З.Левковский [140] который отмечает, что калиевый полевой шпат основной массы более упорядочен по сравнению с мегакристаллами этого минерала. Первый представлен промежуточным, реже низким микроклином, второй – высоким и промежуточным ортоклазом.

В.Е.Шарков и др. [282] предприняли исследование особенностей структуры калиевых шпатов и установили, что калиевый полевой шпат основной массы в принципе тождествен калиевому полевному шпату овоидов, но в последнем наблюдаются незначительные вариации в составе (до 8% альбитовой составляющей) упорядоченности и триклинности.

Позже изучавшие степень упорядоченности калиевого полевого шпата овоидов основной массы рапакиви исследователи [289] установили, что структурное состояние ядер овоидов соответствует высокому и промежуточному ортоклазу. Калиевый полевой шпат основной массы представлен микроклином.

Геохимия овоидов. Выяснение генезиса овоидов возможно с использованием в этих целях особенностей содержания в них ряда редких и рудных элементов. Основано на тех установленных фактах, что более высокие содержания Ca, Sr, характерны для ранних и высокотемпературных, а Li, Rb, Cs и некоторых других элементов – для поздних и низкотемпературных выделений калиевого полевого шпата.

Судить о магматическом или немагматическом генезисе овоидов рапакиви можно также, сравнивая составы калиевого полевого шпата овоидов, идиоморфных порфировых выделений и ксеноморфных – основной массы.

Применение новой методики сепарации минералов позволило нам впервые получить чистый калиевый полевой шпат из основной массы гранита, из овоидов и идиоморфных порфировых выделений. Выделенные калиевые полевые шпаты (а также встречающиеся в них минералы-включения) были количественно проанализированы на Li, Rb, Cs, Sr, Ba атомно-адсорбционным и на Cr, Ni, Co, V, Zn, Rb, Cs спектральным методом. Результаты анализов сведены в табл. 63–66.

известно, процессы дифференциации приводят к изменению содержания ред-
 элементов в калиевых полевых шпатах порфировых вкрапленников и основной
 массы. Первые обычно обогащены Sr и Ba, вторые — Rb и Cs. В Восточном Забай-
 калье, например, в калиевом полево-шпатовом шпате поздних генераций отмечается I,5–4,0
 уменьшение содержания Ba [13]. Если сравнить калиевый полевой шпат
 с калиевым полевым шпатом пегматитов, то содержание Ba во вторых
 увеличивается в среднем в 12 раз, а содержание Rb увеличивается в 11 раз [164].
 Это может служить мерой отличия порфировых и порфиробластических выделений
 калиевого шпата. Например, уменьшение содержания бария в периферических частях
 кристаллов калиевого полевого шпата в докембрийских гранитах Нью-Мехико
 рассматривается как признак их магматического происхождения [336].
 Сравнивая калиевые полевые шпаты гранитов рапакиви, можно убедиться
 (табл. 58), что наиболее высокие содержания Li, Rb, Cs и низкие — Ba, Sr, Ca

Т а б л и ц а 58

Содержание некоторых редких и рудных элементов в калиевом полево-шпатовом шпате
 из гранитов рапакиви Карелии

Калиевый по- левой шпат	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	CaO
Выборгский массив						
Овоиды	5,8	440,0	4,0	2850,0	216,0	0,16
Порфировые	4,3	490,0	4,4	2314,0	179,0	0,24
Основная масса	7,8	2200,0	11,0	40,0	21,3	0,048
Салминский массив						
Порфировые	18,0	330,0	1,9	3650,0	150,0	0,22
Основная масса	18,0	370,0	2,2	1870,0	113,0	0,18

Характерны для калиевых полевых шпатов основной массы, которые по этому при-
 знаку являются наиболее поздним по времени выделения. Различия в составе
 идиоформных и овоидных порфировых выделений калиевого полевого шпата свиде-
 тельствуют в пользу более раннего формирования последних, что следует из бо-
 лее высокого содержания в них Ba, Sr, Ca и более низкого — Rb и Cs.

Низкие содержания Rb подтверждают предположение о том, что овоиды не мо-
 гут быть образованиями метасоматическими. В микроклине метасоматического ге-
 неза, по данным [100], содержание рубидия значительно возрастает — до
 300 г/т. Сходные данные, свидетельствующие о более раннем выделении овоидов,
 приводимые Н.В.Шинкаревым и др. [289], показывают, что овоиды калиевого поле-
 вого шпата содержат в ядре I,5, а периферических частях — 0,3 BaO. Порфировые
 вкрапленники содержат 0,3–0,4%, а калиевый полевой шпат основной массы — лишь
 0,15% BaO.

Геохимия микровключений из овоидов. Определенные сведения можно также по-
 лучить, сравнивая составы различных минералов: биотита, плагиоклаза, кварца и
 мона, встречающихся в виде микровключений в калиевом полево-шпатовом ово-
 иде, идиоформных выделений и основной массы.

Естественно предположить, что кристаллы калиевого полевого шпата, ранние
 по времени выделения, будут содержать включения минералов, также ранних по
 времени своего образования.

Как овоиды калиевого полевого шпата, так и его идиоморфные порфировые кристаллы содержат включения биотита, плагиоклаза, кварца и циркона. Поскольку состав этих минералов может различаться в зависимости от времени образования минерала-хозяина, то они были выделены и проанализированы на ряд элементов.

В биотите из различных дифференциатов гранитной магмы содержание редких рудных элементов неодинаково. Так, содержание Cr, Ni, Co, V, Ba и Cu наиболее значительно в биотите гранитов ранних фаз. Содержание меди, например, уменьшается с 230 до 14 г/т при переходе от биотита из гранитов I фазы к биотитам из гранитов III фазы [186]. В противоположность этим элементам содержание Li, Zn, Rb, Cs увеличивается в 2-3 раза в биотите из пегматитов [164]. Особо увеличивается содержание рубидия в биотите из метасоматически измененных гранитов - до 7260 г/т [100].

Рассматривая в свете этих данных геохимические особенности биотита из различных морфологических выделений калиевого полевого шпата гранитов рапакиви можно заметить следующие отличия (табл. 59). Биотит из основной массы гранитов Выборгского массива в соответствии с наиболее поздним временем своего выделения содержит больше Cs, меньше Ba, Cu, V, чем биотит из порфировых выделений или идиоморфных выделений калиевого полевого шпата. Содержания остальных элементов сходны, и только высокие содержания Ca и низкие - Zn выделяются в общий геохимический облик позднего биотита основной массы.

Т а б л и ц а

Содержание некоторых редких и рудных элементов в биотите из калиевых полевых шпатов гранитов рапакиви различных массивов

Элемент	Выборгский			Салминский	
	овоиды	порфировые	основная масса	порфировые	основная масса
Li	480	460	460	730	560
Rb	1000	1000	1000	860	750
Cs	53	52	66	24	25
Ba	1060	740	500	350	2314
Sr	20	21	20	16	179
CaO	1600	2300	2300	3300	1400
Cr	11	8	10	26	10
Ni	40	40	40	80	40
Co	42	33	42	50	20
V	89	100	84	100	5
Zn	820	800	770	990	1100
Pb	30	30	30	60	30
Cu	25	9	9	80	9

Более ранний характер биотита, заключенного в идиоморфных порфировых выделениях калиевого полевого шпата, подтверждается и более высоким по сравнению с биотитом основной массы содержанием в нем V, Ba, меньшим - Cs. Содержания остальных элементов сходно. В то же время более высокие содержания Zn и Cu - Co не характеризуют этот биотит как ранний.

Интерес представляют геохимические особенности биотита, выделенного из овоидов калиевого полевого шпата. С одной стороны, по сравнению с биотитом идиоморфных порфировых выделений калиевого полевого шпата в нем отмечаются высокие содержания Ba, Sr, Cu и более низкие - Cs, что характеризует биотит наиболее ранней генерации. С другой стороны, более низкие содержания V и более высокие - Li противоречат этому. По низкому содержанию V и высокому - Zn биотит овоидов близок биотиту идиоморфных порфировых выделений, а по низкому содержанию V и высокому - Co - биотиту из калиевых шпатов основной массы гранитов рапакиви.

Подобные, казалось бы, противоречивые геохимические характеристики биотита возможно, отражают присутствие в овидах как ранних, так и поздних генераций этого минерала, и биотитовый концентрат перед анализом следовало бы разделить на фракции, различные по магнитной восприимчивости (железистости). В Салминском массиве биотит из идиоморфных порфировых вкрапленников калиевого полевого шпата достаточно четко отличается от биотита из основной массы гранитов более высоким содержанием Sr, Ni, Co, V, Cu - элементов ранних стадий кристаллизации.

Состав плагиоклаза включений весьма своеобразен (табл. 60). Плагиоклаз

Т а б л и ц а 60

Содержание некоторых элементов в плагиоклазе из калиевых полевых шпатов гранитов рапакиви Выборгского массива

Калиевый полевой шпат	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
Овоиды	28	49	1,7	543	263
Порфировые идиоморфные	27	87	2,0	596	225
Основная масса	30	48	1,7	374	273

Овоиды по содержанию Sr, Cs, Rb, Li схожи с плагиоклазом из основной массы гранитов рапакиви. В то же время более высокие содержания бария в плагиоклазе овоидов и идиоморфных порфировых вкрапленников указывают на более раннее время их выделения по сравнению со временем выделения плагиоклаза основной массы гранита рапакиви.

В кварце из последовательных дифференциатов гранитной магмы (исключая кварцевые жилы) содержание большинства рудных и редких элементов существенно меняется. Отмечается только некоторое увеличение количества Li, Rb, Cs и особенно Zn [164].

В свете этих данных кварц из основной массы гранита рапакиви, содержащий высокие количества Li и Rb, выглядит как наиболее поздний, а кварц овоидов - как наиболее ранний, так как содержания Li, Rb и Zn в нем самые низкие (табл. 61).

Кварц из порфировых выделений калиевого полевого шпата Выборгского массива содержит по сравнению с кварцем основной массы гранитов рапакиви больше Ca, Cu и Sr и больше Li и Rb, чем кварц, выделенный из овоидов. Последнее может служить известным указанием на более раннее время формирования овоидов по сравнению с идиоморфными порфировыми кристаллами калиевого полевого шпата. В Салминском массиве кварц из порфировых выделений калиевого полевого шпата содержит больше Be, Sr, V, а кварц из основной массы гранита - Zn и Li,

Т а б л и ц а

Содержание некоторых редких и рудных элементов в кварце из калиевых полевых шпатов гранитов рапакиви различных массивов

Элемент	Выборгский			Салминский	
	овоиды	порфиоровые	основная масса	порфиоровые	основная масса
Li	7,7	8,5	11,0	12,0	16,0
Rb	4,3	5,8	6,2	5,8	3,2
Cs	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Ba	58,0	62,0	70,0	32,0	23,0
Sr	8,5	8,5	8,5	4,4	0,9
CaO	2800	4700	3500	1400	1200
Cr	4,1	7,0	4,1	2,7	11,0
Ni	10	10	10	10	10
Co	7	7	7	7	7
V	5	5	5	43	5
Zn	9	26	18	13	18
Pb	10	10	10	10	10
Cu	6	52	13	3	3

что указывает на различную геохимическую обстановку среды минералообразования и на более раннее время выделения кварца идиоморфных порфиоровых вкрапленников.

Таким образом, геохимические особенности биотита, плагиоклаза и кварца, выделенных из овоидов, свидетельствуют в пользу раннего времени их выделения а следовательно, и раннего времени выделения включающих эти минералы овоидов калиевого полевого шпата.

Содержание гафния в цирконе зависит от времени выделения этого минерала. Поздние генерации циркона обогащены гафнием, и поэтому величина отношения ZrO_2/HfO_2 в них уменьшается. Так, в цирконе из фанерозойских гранитов Советского Союза величина отношения ZrO_2/HfO_2 колеблется в довольно узких пределах, оставаясь равной 35-40 [166]. Наиболее значительные отклонения от этих достаточно выдержанных величин следующие.

1. В цирконе из метасоматически измененных гранитов, где они ниже приведенных цифр. Так, в цирконе из микроклинизированных и альбитизированных гранитов Полярного Урала величина отношения ZrO_2/HfO_2 уменьшается до 21-13 [166], а в цирконе из метасоматически измененных гранитов Украины - до 15 и даже до 14-10 [22].

2. В цирконе из поздних дифференциатов, где величина отношения ZrO_2/HfO_2 также меньше, чем в материнских гранитах, и опускается до 21-23. Заслуживает внимания постоянно наблюдающееся в гранитах увеличение содержания гафния в цирконах поздних генераций, в силу чего величина ZrO_2/HfO_2 опускается в них до 33-28, приближаясь в этом отношении к циркону из пегматитов.

3. В цирконе из гранитов повышенной основности, где величина отношения ZrO_2/HfO_2 равна 59-61 [166], в диоритах Зерендинского массива - 48-60 [65] в адамеллитах Виличинского массива - 52,0, а в диоритах включений из гранитов Магаданского массива - 53,4 [138].

Цирконы, выделенные из овоидных и идиоморфных порфировых выделений калиевого полевого шпата и из основной массы гранита рапакиви, были проанализированы на содержание в них ZrO_2 и HfO_2 . Полученные результаты приведены в табл. 62.

Т а б л и ц а 62

Содержание Zr и Hf в гранитах рапакиви различных массивов

Порода, минерал	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2
Выборгский			
Овоиды калиевого полевого шпата	63,94	2,50	25,6
То же	64,88	2,41	26,2
Идиоморфные порфировые кристаллы калиевого полевого шпата	65,33	1,27	51,4
Салминский			
Идиоморфные порфировые кристаллы калиевого полевого шпата в гранитах I фазы	65,56	1,06	61,85
Основная масса гранитов I фазы	56,99	2,50	22,8
Аплит, жила в граните II фазы	64,76	2,55	25,4
Граниты мелкозернистые II фазы	65,26	2,34	27,9

Определение ZrO_2 и HfO_2 в цирконах производилось А.А.Вишневым в ИГФМ АН УССР методом рентгеноспектрального микроанализа на приборе JXA-5. Чувствительность определения ZrO_2 и HfO_2 составляла ~0,01 мас.%, ошибка определения ~1-1,5 отн.%.
 Из данных табл. 62 следует, что цирконы из основной массы гранитов I фазы Салминского массива содержат больше HfO_2 и характеризуются меньшей величиной отношения ZrO_2/HfO_2 по сравнению с цирконом из основной массы гранитов I фазы Выборгского массива, которые содержат меньше HfO_2 и величина отношения в которых ZrO_2/HfO_2 в силу этого почти в 2 раза выше, чем в цирконе Салминского массива. Это может указывать на определенное участие основной магмы в формировании гранитоидов Выборгского массива.

Цирконы из более поздних дифференциатов Салминского массива - аплитов и гранитов II фазы характеризуются большим содержанием HfO_2 и меньшей величиной отношения ZrO_2/HfO_2 , равной 25,4-27,9, что приближает их по этому признаку к цирконам из основной массы гранитов I фазы.

По величине отношения ZrO_2/HfO_2 цирконы из идиоморфных порфировых кристаллов калиевого полевого шпата Выборгского и Салминского массивов характеризуются по сравнению с цирконами из основной массы этих гранитов меньшим содержанием гафния и, как следствие, большей величиной отношения ZrO_2/HfO_2 51,4 и 61,8 в Выборгском и 61,85 и 22,8 - в Салминском массивах соответственно. По более низкому содержанию HfO_2 эти идиоморфные порфировые выделения являются образованиями более ранними, чем минералы основной массы, т.е. являются образованиями интрателлургическими, а не порфиробластами.

Особенно интересными являются особенности содержания гафния в цирконах, выделенных из порфировых овоидных выделений калиевого полевого шпата рапакиви Выборгского массива. Эти содержания наиболее высокие по сравнению как с цирконом из идиоморфных порфировых кристаллов, так и с цирконом основной массы Выборгского массива. Результатом этого является и самая низкая величина отношения

ZrO_2/HfO_2 в овоидах, равная 25,6–26,2, что характерно для циркона поздних генераций.

Если в овоидах калиевого полевого шпата присутствует циркон поздней генерации, то и сами овоиды по этому признаку должны быть образованиями более поздними, чем идиоморфные порфировые выделения калиевого полевого шпата или среднезернистая основная масса гранита рапакиви, т.е. они должны быть образованиями метасоматического или пегматитового генезиса. Возможно, что высокие содержания HfO_2 в цирконе из овоидов калиевого полевого шпата свидетельствуют в пользу их образования в результате ликвации, происходившей в богатой фтором и калием магме. Последняя приводила к образованию богатых калием каплеобразных обособлений типа сингенетичных пегматитов.

Состав овоидов. Состав как самих овоидов, так и встречающихся в них микровключений различных минералов изучен еще слабо. В то же время овоиды, являющиеся характерной особенностью рапакиви, являются образованиями, различными не только по своему генезису, но и по составу. Овоиды, состоящие целиком из калиевого полевого шпата, встречаются в рапакиви сравнительно редко. Они практически не содержат микровключений и зональное строение в них отсутствует. Более распространены овоиды, содержащие многочисленные включения разнообразных минералов, в расположении которых, особенно цветных, наблюдается четко выраженная концентрическая зональность. Анализ подобных овоидов показывает (табл. 63), что по сравнению с включающей их основной массой эти овоиды несколько обогащены SiO_2 и K_2O , а также TiO_2 и MgO за счет микровключений магнетита и роговой обманки.

Т а б л и ц а 63

Химический состав рапакиви и овоидов калиевого полевого шпата
Выборгского массива

Компонент	Основная масса гранита рапакиви	Овоид
SiO_2	65,8	69,5
TiO_2	0,13	0,40
Al_2O_3	19,0	14,2
Fe_2O_3	Не обн.	2,30
FeO	3,70	1,80
MnO	0,05	0,02
MgO	0,2	0,3
CaO	1,4	1,1
Na_2O	2,9	2,7
K_2O	6,0	7,0
P_2O_5	0,04	0,04
F	0,15	0,07
Сумма	99,35	99,43

Дробление овоидов и разделение на калиевый полевой шпат (матрицу) и выделенные из них минералы показали (табл. 64), что овоиды состоят на 60–70% из собственно калиевого полевого шпата (матрицы) и на 40–30% из микровключений различных минералов как породообразующих, так и акцессорных.

Включения минералов в овоидах калиевого полевого шпата

Минерал	Содержание
Калиевый полевой шпат (матрица)	65,35
Плагиоклаз	19,85
Роговая обманка	2,20
Кварц	8,10
Биотит	4,11
Акцессорные минералы	0,28
Сумма	100,00

Различия в химическом и минеральном составе не столь значительны, чтобы считать овоиды настоящими ликвантами — каплями обособившейся, обогащенной К, Si и F гранитной магмы. В то же время образование овоидов, близких по составу вмещающим их гранитам, могло быть результатом возникновения неоднородностей, в частности, в распределении фтора, воды и калия в гранитной магме, кристаллизующейся в нестационарных условиях, сопровождающихся изменением давления и режима P_{H_2O} .

Изучение содержания некоторых элементов в овоидах калиевого полевого шпата и основной массы гранитов рапакиви показало (табл. 65), что овоиды по сравнению с основной массой содержат больше Ba, Sr и Ca и меньше Li, Rb, Cs, Rb, что характеризует овоиды как выделения более ранние, т.е. имеющие магматический, а не метасоматический генезис.

Т а б л и ц а 65

Содержание редких элементов в овоидах калиевого полевого шпата и основной массы гранитов рапакиви

Элемент	Овоиды калиевого полевого шпата	Основная масса гранитов рапакиви	Коэффициенты накопления, K_H
Li	5,8	7,8	1,3
Rb	440,0	2200,0	5,0
Cs	4,0	11,0	2,7
Ba	2850,0	40,0	0,01
Sr	216,0	21,3	0,1
CaO	1600,0	480,0	0,3
Rb	60,0	70,0	1,2
F	725,0	1500,0	2,0

Акцессорные минералы овоидов. Видовой состав и содержание акцессорных минералов овоидов во многом схожи с таковыми основной массы гранитов рапакиви, что еще раз подтверждает, что овоиды, вероятно, представляют обособившиеся участки гранитной магмы (табл. 66). Повышенное содержание в овоидах титана находит отражение в более высоком содержании в них ильменита, а накопление фтора в основной массе гранита рапакиви привело к образованию в ней большего количества флюорита и таких типично поздних или постмагматических минералов, как галенит и арсенопирит.

Видовой состав и содержание аксессуарных минералов в порфировых выделениях калиевого полевого шпата и основной массе гранитов рапакиви Выборгского массива (в г/т)

Минерал	Овоид	Идиоморфные порфировые кристаллы	Основная масса
Циркон	729	580	748
Ортит	-	7	-
Бастнезит	-	106	-
Шеелит	7	0,1	14
Сфен	зн.	зн.	-
Ильменит	1890	855	1170
Лейкоксен	-	14	-
Анатаз	7	4	68
Магнетит	-	14	3
Гематит	-	7	-
Пирит	7	6	3
Халькопирит	-	7	-
Молибденит	7	-	-
Галенит	-	5	14
Сфалерит	7	7	-
Арсенопирит	7	0,1	14
Флюорит	1340	1315	1986
Апатит	139	226	177
Гранат	8	0,1	-
Эпидот	7	7	-

П р и м е ч а н и е. "Зн." - минерал встречается в единичных зернах; " - минерал не обнаружен.

Определенные отличия наблюдаются в форме и составе аксессуарных минералов из овоидов. Так, форма кристаллов циркона в различных выделениях калиевого полевого шпата неодинакова. В идиоморфных порфировых вкраплениях преобладают призматические кристаллы гиацинтового типа, образованные гранями (100) и (111). Их примечательная особенность - наличие кристаллов необычной бурой или черной окраски. Подобные цирконы являются, скорее всего, реликтовыми, так как в осадочно-метаморфических толщах докембрия КМА и УЩ встречается только реликтовый циркон, необычная окраска которого обусловлена наличием многочисленных пигментирующих тонкодисперсных черных микровключений. В подчиненном количестве в порфировых вкраплениях встречаются призматические, образованные гранями (110) и (111) розово-красные, прозрачные до полупрозрачных кристаллы.

В основной массе гранитов рапакиви соотношение между типами кристаллов циркона изменяется. В ней преобладают призматические кристаллы цирконового типа (110) и (111), бесцветные, розовые, красные прозрачные до полупрозрачных. В основной массе гранитов рапакиви Выборгского массива отмечено появление бипирамидальных, буро-коричневых непрозрачных кристаллов циркона. Последние являются наиболее поздней генерацией циркона, так как наиболее часто

встречаются в аплитах и Выборгского, и Салминского массива, а также в метасоматически измененном мелкозернистом граните III фазы Салминского массива.

В овоидах калиевого полевого шпата, так же как и в основной массе гранита рапакиви, преобладают прозрачные кристаллы цирконового типа (IIО) и (III) красно-бурой или серо-бурой окраски. Бипирамидальные кристаллы в них не обнаружены.

Таким образом, циркон из овоидов рапакиви Выборгского массива по своей петрологии весьма схож с цирконом из основной массы гранитов этого массива.

Предполагаемый генезис рапакиви

Своеобразный состав и особенно структура рапакиви породили различные гипотезы в отношении их генезиса. Согласно наиболее распространенной из гипотез, гранитная масса рапакиви связана с базальтовой магмой. Характер этой связи может быть различным. С одной стороны, формирование рапакиви могло быть связано с подъемом по расколам больших масс основной магмы, выплавлявших из вмещающих пород гранитную эвтектику. С другой – граниты рапакиви могли образоваться и как результат кристаллизационной дифференциации основной магмы.

А.А.Кузнецов [128] объединил гранитоиды, генетически связанные с базальтоидными комплексами платформенных областей, в том числе и граниты рапакиви, в габбро-гранофировый тип. По своим петрохимическим особенностям рапакиви близки другим гранитоидным образованиям, входящим в состав платформенного габбро-гранофирового типа. К числу этих особенностей относятся повышенные отношения железа к магнию, нормальное или незначительное пересыщение глиноземом и некоторые другие.

А.А.Маракушев [177] предполагал связь платформенных интрузий рапакиви с глубоинной дифференциацией щелочно-базальтовых магм при воздействии сильно восстановленных трансмагматических флюидов.

В образовании гранитов рапакиви, кроме дифференциации базальтовой магмы, весьма существенную роль могли играть процессы ассимиляции [135]. Т.В.Билибин [36, 37], например, считала, что граниты рапакиви кристаллизовались из габброидной гранитной магмы, генетически связанной с основной магмой. Эта связь отражена в высоком содержании Sr, Ni, Co в магнетите из рапакиви в широком разбросе значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703–0,725), в относительно низком значении отношения K/Rb (300–100) и весьма высокой железистости пород и минералов. Все это позволяет предполагать возникновение первичных для гранитов рапакиви расплавов, главным образом в нижних частях коры (35–25 км), за счет субэвтектических выделок из субстрата с варьирующими соотношениями изотопов стронция под влиянием базальтовых расплавов и потоков мантийных флюидов [200].

П.Г.Недашковский и др. [203], отмечая выдержанность состава рапакивиподобных гранитоидов и гранитов рапакиви, сформировавшихся на всех континентах примерно в один и тот же отрезок времени (2–1,5 млрд лет), приуроченность их к разломам, локализованным по окраинам платформы и наложенных прогибов, а также низкие значения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703–0,705$, считают вполне вероятным предположение о генетической связи расплавов рапакиви с базальтоидными магмами.

Ряд исследователей (А.Савлаhti, Д.Седерхольм, Г.Экерман, П.Эскола) отрицают связь рапакиви с основной магмой. При этом они ссылаются на то, что позднейшие дифференциаты основных магм богаты натрием, а не калием.

Иногда образование гранитов рапакиви (Северный Висконсин, США) связывают [304] с парциальным плавлением гранодиоритов-тоналитов на нижних и средних глубинах (25-36 км).

Для гранитов рапакиви, наконец, предложена гипотеза метасоматического происхождения за счет преобразования исходного субстрата основного состава [140].

Н.Г.Судовиков [257] считал рапакиви метаморфогенными образованиями, сформировавшимися в результате реоморфизма порфиробластических гнейсов и гранитов. Подобный механизм предлагается и для рапакивиподобных гранитов Белоруссии [286].

Указывается также, что прямых петрохимических указаний на возможность происхождения магмы рапакиви путем дифференциации базальтовой магмы не установлено, а ее гибридного происхождения противоречит выдержанный на больших площадях минеральный и химический состав гранитов рапакиви.

По мнению Л.П.Свириденко [241, 242], граниты рапакиви - продукт кристаллизации особого типа "сухой" (безводной) гранитной магмы с начальной температурой кристаллизации около 1000° С (образование фаялита, пироксена). Магма рапакиви, по ее мнению, могла быть и внекорового происхождения.

Рассматривая возможные варианты генезиса гранитов рапакиви, учитывая при этом или иные особенности их минерального или химического состава, необходимо отметить, что эти своеобразные граниты встречаются в ассоциации с породами различного состава.

Широко известна габбро-анортозит-рапакивигранитная ассоциация, существует ассоциация чарнокит-рапакивигранитная, а также ассоциация сиенит-рапакивигранитная. В последнем случае граниты рапакиви значительно отличаются от гранитов формации анортозитов-рапакиви: по содержанию редких элементов и аксессуарных минералов и разным трендам в изменении химического состава при переходе пород ранних фаз к поздним. У рапакиви сиенит-рапакивигранитной ассоциации фиксируются пониженные содержания таких характерных для рапакиви формаций анортозитов-рапакиви элементов, как Li и Be, и повышенные - V, Cr, Ni [216]. По-видимому, генезис рапакиви может быть различен, о чем свидетельствует неодинаковый состав аксессуарных минералов в рапакиви различных ассоциаций [216].

Что предшествовало рапакиви? Внедрению высококальциевых гранитов рапакиви, образование которых достигло максимума в интервале 1,7-1,5 млрд лет, предшествовало формирование литосферы, отдельные блоки которой все более и более обогащались кремнеземом и калием.

Древнейшие участки земной коры возраста 3,8-3,6 млрд лет представлены в основном существенно натриевыми породами. Это так называемые "серые гнейсы" тонколит-трондземитового состава. Они известны на Кольском полуострове и на Канадском щите, на полуострове Лабрадор и в Западной Гренландии, в Южной Африке и Западной Австралии.

Генезис "серых гнейсов" трактуется различно: от осадочного до изверженного. Однако низкие значения величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,699-0,701$ указывают, скорее всего, на их изверженное происхождение, за счет селективного плавления жидкости тоналитового состава из мантии. Эти "серые гнейсы" обладают общностью специфических, присущих им, геохимических особенностей: они содержат много Sr и Ba, но обеднены Rb, Y, Zr, U, тяжелыми TR, благодаря чему они и имеют необычно высокие значения величин отношения Th/U и низкие Rb/Sr и Ca/Sr

Позже имели место процессы чарнокитизации, наиболее широко проявившиеся в интервале 3,2–2,9 млрд лет. Они сопровождались привнесом значительного количества щелочей – сначала Na, затем K, кремнезема и выносом Mg и Ca. Низкие значения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в чарнокитах, равные 0,703, указывают на еще существующую связь с мантийными породами или флюидами. Об этом же говорят и содержания Fe, Mg, Ca, которые в чарнокитах в 2 раза выше, чем в рапакиви.

Образование чарнокитов привело к существенному увеличению мощности земной коры и обогащению ее калием и кремнием. Это создало, в свою очередь, предпосылки для формирования калиевых гранитов.

В докембрии можно выделить три этапа образования калиевых гранитов (в млрд лет): 3,1–2,4; 1,7–1,5; 1,1–0,9. Только среднему из них присуще образование гранитов рапакиви.

К древнейшей эпохе образования богатых калием кислых пород возраста 3,1–2,8 млрд лет относятся присутствующие среди "серых гнейсов" Лабрадора и Западной Гренландии так называемые "очковые гнейсы", которые содержат микроклин. Они могли образоваться за счет плавления более древних "серых гнейсов". Некоторые исследователи рассматривают их как "проторапакиви", так как они содержат больше по сравнению с "серыми гнейсами" количества K, U, Rb, Si и других литофильных элементов. В карельском мегаблоке к этой эпохе относится образование калиевых гранитов возраста 2,7–2,4 млрд лет [288].

Следующая эпоха формирования калиевых гранитов, охватывающая интервал 1,7–1,5 млрд лет, характеризуется уже образованием многочисленных массивов гранитов рапакиви. Ни до ни после этого периода подобного массового образования гранитов с такой оригинальной структурой не наблюдается. В эту эпоху, возможно, существовали специфические условия гранитообразования, которые благоприятствовали выделению калиевого полевого шпата в форме овоидов. Это может быть связано с глубиной зарождения гранитной магмы, ее механизмом внедрения, петрохимическими особенностями и ходом самого процесса кристаллизации. Возникнув однажды, эти специфические условия не повторялись ни до, ни после формирования рапакиви, и граниты с овоидофировой структурой не образовывались.

Примером могут служить многие массивы порфиридных калиевых гранитов Западного Приладожья возрастом 1,8–1,75 млрд лет [288] или анорогенные субщелочные граниты Синь-Цзяна (Китай) среднепермского возраста. Подобно рапакиви они характеризуются повышенным содержанием K, Fe, сопровождаются оловянной минерализацией, но в отличие от рапакиви лишены овоидов и характеризуются повышенным содержанием тяжелых TR. В наиболее позднюю, рифейскую эпоху на Балтийском щите образовались калиевые граниты возраста 1,1–0,9 млрд лет [288], и также лишены овоидов.

Источник калия. Условия, сделавшие возможным образование таких высококалиевых пород, какими являются рапакиви, во многом остаются не ясными. Первичные выплавки из основных пород, представленные древнейшими тоналитами и эндербитами, имеют существенно натриевый состав. Поэтому, естественно, встает вопрос, когда и за счет чего имело место поступление значительных количеств калия, сделавшее возможным формирование высококалиевых гранитов? Не исключено, что образование существенно натриевых выплавок приводило к относительно-му обогащению мантийного вещества калием. Последний мог принимать участие в образовании маломощных тел калиевых гранитов, которые наблюдаются среди пород зеленокаменных поясов, некоторых разностей эндербитов, богатых калием (до 5%

K_2O), содержащих микроклин "очковых гнейсов" и, наконец, в формировании чарнокитов, постоянной составной частью которых является калиевый полевой шпат.

На рубеже 2,5 млрд лет происходит "калиевый взрыв", и в составе формирующейся земной коры все большую и большую роль начинают играть богатые калием граниты. Возможно, это связано с тем, что к этому времени земная кора стабилизировалась настолько, что стала раскалываться протяженными глубинными разломами [229], которые и служили путями проникновения богатых калием "гранитизирующих" растворов. То, что мантия могла продуцировать калий, видно из данных табл. 67. Мантия служила источником не только бедных калием коматиитов, но и лампроитов, в которых содержание K_2O достигает 4,04%, щелочных базальтов, содержащих в 4 раза больше калия, чем обычные базальты и т.д.

Т а б л и ц а 67

Среднее содержание K_2O в породах разного состава

Породы	n	K_2O	Литературный источник
Кислые			
тоналиты	17	1,45	[41]
тоналиты-плагииграниты зеленокаменных поясов	4	1,62	[148]
эндербиты	35	1,26	[41, 230]
чарнокиты	1477	3,06	[184]
рапакиви	19	5,12	[258, 315, 232, 287]
граниты известково-щелочные фанерозойские	1247	3,33	[24]
граниты платформы		3,65	[24]
граниты геосинклинальные		3,32	[24]
Основные			
коматииты	60	0,15	[175]
лампроиты	120	4,04	[135]
базальты оливинные континентальные	276	0,44	[135, 136]
базальты толеитовые океанические	110	0,30	[135]
базальты платформ	447	0,64	[24]
базальты толеитовые океанические	185	0,38	[24]
базальты щелочные океанические	118	1,18	[135]
кимберлиты	40	0,77	[162]

Среди кислых пород намечается неуклонный рост калия от тоналитов и эндербитов к чарнокитам и рапакиви. Содержание калия в последних выше, чем в известково-щелочных гранитах фанерозоя. Поскольку формирование калиевых гранитов вообще, в том числе и рапакиви, неоднократно, но с разной интенсивностью проявлялось в процессе становления земной коры, можно полагать, что и поступление калия, равно как и поступление фтора и других литофильных элементов, имело периодический характер, отражающий сложные процессы дифференциации и перераспределения вещества, которые имели место в начальной стадии "гомогенизации" верхней мантии и стали наиболее интенсивными на рубеже архей - протерозой.

Естественно, что граниты, богатые калием, не могли возникнуть при аналогичном составе пород, бедных калием. Поэтому часть исследователей [241, 242] считают,

богатые калием магмы могли образоваться за счет плавления богатых калием
гранулитов. Однако, вероятнее всего, источник калия был глубинный и калий
попал в состав тех трансмагматических растворов, которые содержат воду и
необходимые для гранитообразования элементы и, по мнению Д.С. Коржин-
ского [118], имеют подкоровое происхождение. Об этом говорит и то, что ба-
зальты и граниты платформ, приуроченных к глубинным разломам, содержат боль-
ше калия, чем аналогичные породы геосинклиналей (см. табл. 67).

Ликвация. Механизм ликвации может быть различен. Она может возникнуть как
результате ликвационного разделения исходной магмы, так и вследствие непол-
ного смещения магм, имеющих разные состав и источники. И в том и в другом
случае результатом ликвации является образование каплевидных обособлений раз-
личного размера — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

Механизм ликвации подкупает своей простотой для объяснения генезиса ово-
идов. В какой мере происхождение овоидов калиевого полевого шпата может быть
результатом смещения магм, в частности мантийных и коровых, механизма, о ре-
альности которого, по мнению многих исследователей, имеющих своих сторонни-
ков, с уверенностью можно утверждать только при условии привлечения данных
изотопного анализа.

Как известно, в кислых магмах ликвация осуществляется через меланократово-
лейкократовое или кварц-полевошпатовое расслоение. При кварц-полевошпатовом
расслоении наблюдается отщепление от кремнекислого расплава — расплава повы-
шенной щелочности. При этом образуются сфероидальные породы и шаровые лавы
[222-224].

В расслоении кислых магм важная роль отводится летучим компонентам, осо-
бенно воде и фтору. По мере кристаллизации гранита в центральных частях каме-
ня, где система может рассматриваться как закрытая, параллельно с кристалли-
зацией твердой фазы будет происходить отделение газовой-водяной фазы. Сохране-
ние воды в системе создает возможность образования водных капель и пузырей,
удерживающих в себе растворенные компоненты гранитной магмы. Так могут образо-
вываться сингенетические пегматиты, а в отдельных случаях и существенно поле-
вошпатовые капли.

Явлениями ликвации обычно объясняется образование орбикулярных и шаровых
пород. Много интересного дает детальное описание орбикулярных монзонитов Ка-
барского хребта. Они содержат превосходно индивидуализированные овоиды, длин-
ные оси которых ориентируются параллельно, образуя линии течения. В.Т. Свири-
ненко [240] отмечает, что орбикулярная текстура монзонитов возникла в резуль-
тате ликвации контаминированного диоритового расплава. В этом процессе боль-
шую роль играли как летучие, так и движение магмы. Ликвацию подтверждают раз-
личный состав и овоидов, и основной массы, и высокое содержание в породе ле-
тучих (>1%), причем около половины летучих составляет фтор.

О ликвационной природе свидетельствует и шаровая текстура диоритов нижнего
кратерозоя Восточного Тянь-Шаня. Для них характерны резкие контакты шаров с
цементирующей их основной массой, зональное строение с переходом от мелано-
кратовых периферических зон к лейкократовым центральным частям. Вероятность
ликвации увеличивается с увеличением содержания в магме летучих. Об этом сви-
детельствует образование шпировых (сингенетических) пегматитов, липаритов шаро-
вой текстуры Северного Приохотья [82] и Приморья, у которых шары отличаются
цементирующей массы большим количеством кремнезема и особенно фтора; ва-
куолиты, образовавшиеся в результате жидкостной несмесимости обогащенных лег-

коплавкими и летучими компонентами расплавов [179] и т.д. По-видимому, причиной образования шаров при кристаллизации гранитной магмы является обилие летучих, в первую очередь воды, которая при температуре выше критической растворяла в себе и другие вещества, в том числе и калий, которым шаровые образования обогащены по сравнению с цементирующим их гранитом. При кристаллизации кангасниемского шарового гранита, например, остаточная аплитпегматитовая магма вместо того, чтобы заполнять трещины, образовывала конкреционные текстуры в виде шаров.

Использовать механизм ликвации для объяснения генезиса овоидов рапакиви можно только при условии, если будут доказаны обогащенность магмы рапакиви летучими и различие в составе овоидов и основной массе гранита.

Ряд исследователей указывают как характерные черты магмы рапакиви ее "сухость" и высокую температуру кристаллизации. Это подтверждает [354] и кристаллизация одного из первых минералов - фаялита, которая возможна в условиях высоких температур и при условии низких содержаний воды в магме. Тем не менее имеются и противоположные наблюдения, свидетельствующие о богатстве магмы рапакиви летучими. А.Ворма [370] отмечает наличие в рапакиви Выборгского массива микрочешуек, что вместе с присутствием большого количества флюидов свидетельствует о богатстве магмы рапакиви летучими. Наличие микрочешуек тот установлен и в обнаруженных недавно в Финляндии орбикулярных рапакиви [319].

То, что при кристаллизации магмы рапакиви могли существовать условия, способствующие ее обогащению летучими, свидетельствуют и следующие наблюдения. По данным [90], кристаллизация рапакиви сопровождалась накоплением воды, давление которой могло увеличиться с 500 до 4000 бар. Температура гомогенизации газовой-жидких микровключений в кварце из гранитов рапакиви Выборгского массива равна $640-560^{\circ}\text{C}$. Это ниже температуры солидуса гранитных систем и также отражает накопление воды, понижающей температуру кристаллизации гранитной магмы. Кроме того, рапакиви Выборгского массива содержат значительное (0,4-0,6 мас.%) количество фтора.

Поскольку температурная область несмесимости в значительной степени зависит от содержания летучих и щелочей, то увеличение их содержания расширяет область существования несмесимости до относительно низких температур.

Для того чтобы ликвация была возможной, необходимо определить, чем отличаются составы разделяющихся жидкостей. Проведенный фазовый анализ овоидов показал, что они не являются "чистым" калиевым полевым шпатом, а содержат включения кварца, плагиоклаза, биотита, акцессорных минералов. Количество этих включений колеблется от 5-10 до 30-40% от общей массы овоидов (см. табл. 64).

Результаты химического анализа (см. табл. 63) позволяют установить, что овоиды по сравнению с основной массой несколько обогащены кремнием, калием, титаном и железом, а основная масса - алюминием, натрием и кальцием. Ранее также отмечалось, что при отделении флюидной фазы она обогащена калиево-полевиковой составляющей, а расплав - плагиоклазово-кварцевой [288].

Таким образом, ряд данных свидетельствует в пользу реальности механизма ликвации при образовании шаровых текстур гранитов вообще и полевошпатовых овоидов в частности. При этом первоначальная "сухость" магмы рапакиви, вызванная исходно низким содержанием в ней воды, впоследствии неоднократно нарушалась локальными инъекциями глубинных водосодержащих флюидов. Это в со-

вызывало чередование овоидных и безовоидных рапакиви в многофазных
массивах, свидетельствующее о неодинаковом содержании летучих в различных
гранитной магмы; неоднородное распределение овоидов в гранитном мас-
сиве - чередование участков, где их сравнительно мало, с участками, где их
количество достигает 50-60% объема породы; значительное метасоматическое из-
менение овоидных рапакиви по сравнению с безовоидными. Эти измененные грани-
ты образуют протяженные зоны, или пласты, возможно отражающие участки
инфильтрации" глубинных флюидов.

В результате неоднократного внедрения (инфильтрации) в кристаллизующуюся
гранитную магму глубинных, возможно мантийных, водосодержащих флюидов отдель-
ные участки гранитной магмы оказались настолько обогащенными водой, что стало
возможным действие механизма ликвации, приведшей к обособлению отдельных сфе-
роидальных участков, кристаллизовавшихся одновременно с вмещающим гранитом.
Именно этот механизм наиболее удачно объясняет присутствие в рапакиви овоидов
более редких орбикул. Именно механизм обособления сфероидальных участков,
насыщенных водой и растворенных в ней компонентов гранитной магмы, объясняет
сходство состава овоидов и вмещающего их гранита. Пульсационное поступление
флюидов в магматическую камеру обусловило неоднократно меняющиеся условия P
и P_{O_2} , что приводило к замещению одних минералов другими, столь харак-
терному для рапакиви, и способствовало формированию зональности овоидов. Кро-
ме того, овоидные рапакиви более низкотемпературны, чем безовоидные, что так-
же свидетельствует о том, что овоиды кристаллизовались из участков гранитной
магмы, обогащенных водой.

Геохимические особенности массивов рапакиви¹ Украинского и восточной части Балтийского щитов

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является одним из важнейших регионов
мира, где расположены крупные классические массивы рапакиви. После наиболее
полной сводки о рапакиви ВЕП [12] появилось много новых данных, посвященных
различным вопросам происхождения отдельных массивов ВЕП. Вместе с тем некото-
рые общие геохимические аспекты формирования массивов рапакиви ВЕП остаются
нерешенными².

На основании данных, полученных в результате изучения Салминского, Уля-
новского, Выборгского, Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов ра-
пакиви, автор попытался выявить некоторые черты общности и различий состава и
геохимической эволюции массивов рапакиви Балтийского и Украинского щитов.

Рапакиви являются анорогенными субплатформенными образованиями, формирова-
ние которых контролируется рифтовыми структурами [167, 320]. В расположении
массивов рапакиви и рифейских авлакогенов на территории ВЕП выявляется зако-
номерность, свидетельствующая о существовании в предрифейское время глубин-
ных рифтовых структур, которые контролировали проявление анорогенного средне-
палеозойского магматизма и развитие рифейских авлакогенов [140, 145, 220].
Площадки массивов рапакиви расположены вдоль рифейских авлакогенов на некото-
ром удалении от них (Коростенский, Корсунь-Новомиргородский массивы) вдоль

¹ "Массив рапакиви" - интрузив, сложенный основными и кислыми породами анор-
тозит-рапакиви гранитной формации [12].

² Геологической основой приводимых нами далее выводов, помимо трудов, пере-
численных в тексте, послужили работы [248, 250, 252, 239, 286].

Днепрово-Донецкого авлакогена, на краю авлакогена, либо во внутренних частях рифтовых грабенов (Выборгский массив, а также рапакиви Финляндии и Швеции) и внутри авлакогенов Финского и Ботнического заливов, (Салминский и Улялецкий массивы близ Пашского авлакогена) [259].

Массивы рапакиви Балтийского щита Салминокский, Улялегский, Выборгский менее эродированы по сравнению с Коростенским и Корсунь-Новомиргородским массивами Украинского щита, так как в первых встречаются ксенолиты пород кровли [59, 241], а также развиваются апикальные альбитсодержащие граниты с высокими содержаниями редких элементов. В Коростенском и Корсунь-Новомиргородском массивах обнаружены эрозионные "окна" гнейсов основания [146], а в связи с лезниковскими альбитсодержащими гранитами Коростенского массива рудопроявления редких металлов не известны. Как будет показано нами далее, разная глубина эрозионного среза массивов рапакиви Балтийского и Украинского щитов обуславливает некоторое различие в геохимических особенностях тех и других.

Несмотря на различия в абсолютном возрасте, глубине эрозионного среза, масштабах ареала распространения и особенностях ассоциации массивов рапакиви с другими среднепротерозойскими анорогенными образованиями, массивы рапакиви Балтийского и Украинского щитов близки друг другу по строению, структурам, составу.

Петрографическая характеристика пород

Все разновидности пород в изученных массивах рапакиви ВЕП входят в состав двух комплексов: а) габбро-анортозитов и б) гранитоидов. Факты пересечения анортозитов и габбро-норитов апофизами гранитоидов в массивах рапакиви наблюдались автором и описаны в литературе [112, 146]. Sm-Nd определениями установлен более молодой возраст гранитоидных пород по сравнению с возрастом основных пород [258]:

В породах первого и второго комплекса вещественный состав подвержен значительным колебаниям, поэтому любые подразделения и классификационные определения пород лишь в главных чертах отражают их состав.

В отношении количества фазовых и фациальных разновидностей пород массивов рапакиви среди исследователей нет единого мнения. Так, гранитоиды Салминского массива рапакиви подразделялись на 5 [241] и 3 [102] фазовые разновидности; в Коростенском плутоне было выделено 6 разновидностей гранитоидов [146].

Предлагаемое подразделение пород, сделанное нами, основано на петрографических, петрохимических и геохимических признаках, выявленных в результате изучения пяти массивов рапакиви ВЕП; такое подразделение имеет генетический смысл и отражает определенные стадии эволюции магматического расплава.

Комплекс габбро-анортозитов: I - анортозиты, габбро-анортозиты, II - габбро-нориты, нориты.

Комплекс гранитоидов: III - кварцевые монзониты, IV - Би-Ро граниты крупнозернистые овоидные, безовоидные, порфировидные, V - биотитовые граниты среднезернистые, равномернозернистые, порфировидные, VI - граниты неравномернозернистые, мелкозернистые.

Вещественный состав массивов рапакиви ВЕП освещен в литературе достаточно подробно [12, 146, 241, 59, 263, 360]; приведем только краткое описание гранитоидов этих массивов.

Кварцевые монцониты являются чрезвычайно важной и недостаточно изученной разновидностью гранитоидных пород, слагающих массивы рапакиви. Они рассматриваются в качестве гибридных пород, образовавшихся при ассимиляции анортозитов гранитной магмой [57]. В то же время по составу кварцевые монцониты не являются промежуточными между составами основных и гранитных пород, так как любые разновидности монцонитов (как лейкократовые, так и меланократовые) отличаются от анортозитов и габбро-норитов гораздо более высоким содержанием КШШ и Кв. Принадлежность этой разновидности к комплексу гранитоидных пород основана на том, что по составу кварцевые монцониты контрастно отличаются от габбро-анортозитов, тогда как между кварцевыми монцонитами и Би-Ро гранитами имеются промежуточные разности. Вариации минерального состава значительны. Содержание цветных минералов колеблется в пределах 10-35%, КШШ 25-60, Пл 15-20%, Кв 10-30%. По существенному преобладанию КШШ над Пл, постоянному присутствию кварца (бескварцевые монцониты не обнаружены) эти породы существенно отличаются от типичного монцонита [96]. В кварцевых монцонитах отчетливо проявлены реакционные взаимоотношения между Пл и КШШ, выразившиеся в развитии каймы Аб-микроклинитами вокруг зерна Пл. Пл представлен идиоморфными удлиненными кристаллами № 25-35. Очень характерны реакционные взаимоотношения в ряду минералов Ол-Пл-Ро-Би. В шлифах чаще наблюдаются отдельные звенья этого ряда. Оливин сохранился лишь в виде реликтов внутри замещающей его роговой обманки. КШШ представлен пертитсодержащим ортоклазом и микроклином. Внутри ксеноморфных зерен КШШ встречаются включения Пл, Кв, Ро, Би. Подсчет минерального состава монцонитов массивов рапакиви в серии прозрачных шлифов позволил выявить интересную особенность: резкое возрастание содержания КШШ во многих изученных шлифах не сопровождается параллельным уменьшением содержания цветных минералов и увеличением содержания кварца. В меньшей степени эта особенность проявляется в Би-Ро и биотитовых гранитах рапакиви.

Би-Ро граниты отличаются от монцонитов более лейкократовым составом, присутствием овоидов КШШ с олигоклазовой оболочкой или без нее. Для Би-Ро гранитов характерно разнообразие структурных особенностей, проявленное в присутствии различных по форме, размерам и составу овоидов КШШ, наличие целой гаммы промежуточных структурных разновидностей от овоидных к порфировидным, слабопорфировидным и почти равномернoзернистым, крупнозернистым породам. Для Салонского и особенно Выборгского массива свойственны овоидные (литерлиты, выкристаллы) и порфировидные граниты с крупными - до 3-5 см в поперечнике овоидами, причем в Выборгском массиве известны Би-Ро граниты, в которых количество овоидов составляет 70-75% объема породы. В небольшом по размерам Улягском массиве Би-Ро граниты сложены безовоидной слабопорфировидной крупнозернистой разновидностью. В Коростенском и Корсунь-Новомиргородском массивах Би-Ро граниты представлены мелкоовидными, порфировидными и слабопорфировидными безовоидными разновидностями. В Корсунь-Новомиргородском массиве выявлены безовоидные крупнозернистые Би-Ро граниты, близкие по составу сиенитам.

По ряду особенностей Би-Ро граниты близки к описанным кварцевым монцонитам: 1) КШШ существенно преобладает над Пл; 2) КШШ (ортоклаз, микроклин) содержит тонкие прожилкообразные пертиты (около 15% объема кристаллов), включения микрографического, обычно концентрически-зонального кварца, а также клиновидного кварца, реликтов плагиоклаза № 22-27, отороченных альбитовой каймой; 3) присутствуют реликты оливина и пироксена, замещаемые роговой обманкой и биотитом в основной массе.

Биотитовые граниты представлены среднезернистыми, равномернозернистыми слабопорфировидными породами. КЩШ преобладает над Пл, цветные минералы (главным образом Би) составляют 7–10%. Встречаются реликты оливина, а также Ро в виде продуктов замещения Пл. Так же как и в Би–Ро гранитах, включения кристаллов Пл внутри КЩШ (ортоклаз) окаймлены альбитовыми оболочками. Неправильной формы пятнистые пертиты занимают значительно больше объема зерна КЩШ (20–25%), чем в Би–Ро гранитах. КЩШ содержит включения Пл, Би, Кв. Содержание Пл № 15–25 выше, чем в Би–Ро гранитах. Кварц представлен главным образом идиоморфными, хорошо ограниченными дипирамидальными кристаллами черной окраски (морион), расположение которых обуславливает очень специфичную для этих гранитов петельчатую структуру. КЩШ и Би занимают интерстиции между идиоморфными зернами Кв. Альбитсодержащие граниты (альбитовые граниты) представлены мелкозернистой, неравномернозернистой, слабо порфировидной породой. В состав этих гранитов входят КЩШ (ортоклаз, микроклин), кислый Пл (альбит), Кв, протолитионит, флюорит, топаз; КЩШ образует ксеноморфные зерна. Встречается также решетчатый незамутненный микроклин. Аб в виде цепочек и скоплений мелких идиоморфных пластинчатых кристаллов замещает КЩШ.

Микроскопическое изучение взаимоотношений минералов позволяет сделать следующие выводы.

1. Все разновидности пород массивов рапакиви по составу подразделяются на комплекс основных пород, представленный анортозитами, габбро–норитами и минеральной ассоциацией основной Пл–Ол–Пи и комплекс гранитоидных пород, представленный кварцевыми монцонитами и гранитами и ассоциацией кислый Пл–КЩШ–Ро–Би–Кв.

2. Генетическое единство (когенетичность) анортозит–габброидных и гранитоидных пород подтверждается рядом специфических петрографических особенностей: присутствием Ол, Пи, основного Пл в виде реликтов в Би–Ро и биотитовых гранитах, реакционными взаимоотношениями этих минералов с Ро, Би и КЩШ; высокой железистостью всех цветных минералов [12].

Значительные вариации минерального состава и структур, а также реакционные взаимоотношения между минералами свидетельствуют о неравновесных условиях кристаллизации. В анортозит–габброидах Пл является более ранним (кумулясным) минералом, чем интеркумулясные Ол и Пи. В породах гранитоидного комплекса Пл образует несколько генераций; Пл ранней генерации кристаллизовался раньше КЩШ. Ро и Би образуют, по крайней мере, две генерации, причем поздняя генерация Ро и Би замещает Ол, Пи и КЩШ. Кв кристаллизуется совместно с КЩШ, позже КЩШ, а идиоморфный черный Кв в биотитовых гранитах является более поздней генерацией, чем КЩШ.

3. В ряду гранитоидных пород кварцевые монцониты – Би–Ро и биотитовые граниты – альбитовые граниты от кварцевых монцонитов до биотитовых гранитов прослеживаются общие петрографические специфические черты: порфировидность КЩШ, присутствие микрографического и клиновидного Кв, мирмекитов, реакционных кайм Аб вокруг зерен Пи, включенных в КЩШ. Альбитовые граниты контрастно отличаются от других разновидностей гранитов мелкозернистой структурой, повышенной литиевостью слюды (протолитионит), появлением в заметных количествах флюорита и топаза.

Особенности минерального состава пород массивов рапакиви, выявленные микроскопическими наблюдениями, хорошо согласуются с петрогеохимическими данными.

В табл. 68 средние содержания петрогенных и малых элементов основных разновидностей пород Салминского, Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Выжского и Улягского массивов расположены в порядке возрастания главного петрогенного компонента SiO_2 . Практически по всем элементам отмечается резкое контрастное различие в средних содержаниях пород габбро-анортозитового (I, II) и гранитоидного (III-IV) комплексов, тогда как внутри каждого комплекса изменения средних содержаний элементов носят закономерный характер.

По содержанию большинства элементов кварцевые монцониты близки к Би-Ро гранитам и резко отличаются от анортозитов и габбро-норитов. Интервал содержания SiO_2 57-62% разделяет комплексы габбро-анортозитов и гранитоидов. Породы такого состава, которые можно было бы отнести к промежуточным между этими двумя комплексами, в изученных массивах встречаются очень редко. Петрохимический тренд на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_0$ (рис. 54), рассчитанный из средних составов пород массивов рапакиви ВЕП (табл. 68), в общих чертах согласуется с трендом гранитоидов рапакиви, построенный путем обобщения большого количества данных [51]. Большая часть точек средних составов пород массивов рапакиви ВЕП попадает в верхнюю часть известково-щелочного поля - выше генерального известково-щелочного тренда CA, либо на границу между известково-щелочным и субщелочным полями (см. рис. 54). Габбро-анортозиты и гранитоиды образуют два обособленных друг от друга поля. Несколько обособленное положение занимают точки составов кварцевых монцонитов, располагаясь в субщелочном поле. Из табл. 68 и диаграммы рис. 55 следует, что в ряду гранитоидных пород кварцевые монцониты - Би-Ро граниты - биотитовые граниты - альбитовые граниты содержания K_2O в целом уменьшаются. При этом высокие содержания K_2O (до 10%) в кварцевых монцонитах и в меньшей степени в Би-Ро гранитах могут быть связаны как с более основными (меланократовыми), так и с более кислыми (лейкократовыми) разновидностями. Геохимический тип гранитов рапакиви характеризуется высокими концентрациями F, Ba, Pb, Pb, Be, Sn, Zr, Mo и низкими - Li и V [26]. Это положение основано на обобщениях средних содержаний элементов, главным образом овоидных гранитов, однако гранитоидный комплекс массивов рапакиви ВЕП, как было нами показано, обычно включает несколько геохимически отличающихся друг от друга разновидностей. Значительные вариации содержаний малых элементов между разновидностями пород гранитоидного комплекса Салминского массива показаны на диаграмме рис. 56. В кварцевых монцонитах и овоидных гранитах средние содержания Ba, Mo, Ni, Sc, Cr выше, а V, Li, Rb ниже, чем в стандартном известково-щелочном граните [27]. Особенно альбитовые граниты отличаются от стандартного гранита резко пониженными содержаниями Ba, Sr, V и повышенными Be, Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Mo, Cr. Широкий диапазон изменений содержаний малых элементов в ряду кварцевый монцонит - Би-Ро гранит - биотитовый гранит - альбитовый гранит характерен для всех изученных массивов рапакиви ВЕП. Этот вывод иллюстрирует диаграмма рис. 56; где хорошо видны скачкообразное изменение средних содержаний Ba, Sr, Li, Rb, F от габбро-норитов и анортозитов к кварцевым монцонитам, а также закономерное уменьшение содержаний Ba, Sr и возрастание содержаний Li, Rb, F от кварцевых монцонитов к альбитовым гранитам, причем в альбитовых гранитах эти изменения приобретают контрастный характер.

По содержанию редкоземельных и ряда редких элементов габбро-анортозитовый комплекс резко отличается от комплекса гранитоидных пород низкой величиной

Компонент	I		II			III			9(18)
	габбро-нориты		анортозиты			кварцевые монзониты			
	I(4)*	2(5)	3(9)	4(4)	5(6)	6(5)	7(6)	8(10)	
SiO ₂	50,05	50,83	55,67	50,19	52,51	61,23	65,02	64,47	72,39
TiO ₂	1,43	1,30	0,86	1,09	1,15	0,69	0,65	0,67	0,32
Al ₂ O ₃	16,80	16,11	20,87	22,33	21,25	16,47	14,52	14,66	13,34
Fe	12,59	11,64	5,00	7,50	6,37	7,21	6,96	7,09	3,24
MgO	5,46	6,39	1,83	2,60	1,33	0,66	0,74	0,94	0,46
CaO	8,46	9,88	7,67	9,70	7,58	3,16	2,32	2,59	1,14
Na ₂ O	3,06	3,00	3,73	3,70	4,18	3,07	2,94	2,57	2,73
K ₂ O	0,54	0,28	1,72	0,71	1,39	5,64	5,47	5,17	5,26
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,16	0,09	0,22	0,17	0,12	0,16	0,06
F	Не обн.	200	300	200	200	500	700	600	1300
Ba	То же	206	607	370	640	13417	1600	2940	1363
Sr	"	393	330	515	530	177	216	161	115
Zr	"	23	164	57	200	1220	479	767	580
Pb	"	4	9	6	20	41	39	46	43
Sc	"	22	14	9	15	20	11	19	8
Cr	Не опр.	72	21	14	17	25	8	13	10
V	То же	280	98	187	160	41	47	33	10
Co	"	41	13	22	17	3	6	4	2
Ni	"	13	5	13	13	5	5	7	8
Zn	"	93	73	80	110	137	86	146	61
Cu	"	23	18	18	27	23	15	38	13
Mo	"	1	2	1	2	3	2	5	5
Sn	"	3	3	3	3	3	5	3	3
Be	"	1	2	1	1	2	4	2	4
Li	"	5	12	10	10	25	36	32	35
Rb	Не опр.	9	24	14	16	99	174	10	176
Nb	То же	10		10		23	21	40	29
Ta	"	0,32		0,47		2,3	1,3*	2,9	2,3
K ₂ O+Na ₂ O	3,60	3,23	5,45	4,73	4,41	8,71	8,41	7,74	7,99
K/Rb	70	65	73	74	83	84	90	0,90	89
K/Na	0,23	0,10	0,52	0,21	0,37	2,07	2,10	2,25	2,16
Ba/Rb		255	595	421	725	570	261	397	243
Ba/Rb		23	25	26	40	136	9	27	7,7
Rb/Sr		0,02	0,07	0,03	0,03	0,36	0,80	0,67	1,53

* I-19 - массивы, 1, 3, 6, 8, 9, 14, 18 - Салминский; 2, 4, 12, 16, 19 - Кольский; Улялегский. $f = \frac{\sum Fe \cdot 100}{\sum Fe + Mg}$; $\sum Fe = Fe_2O_3 + FeO$; Не опр. - не определялось

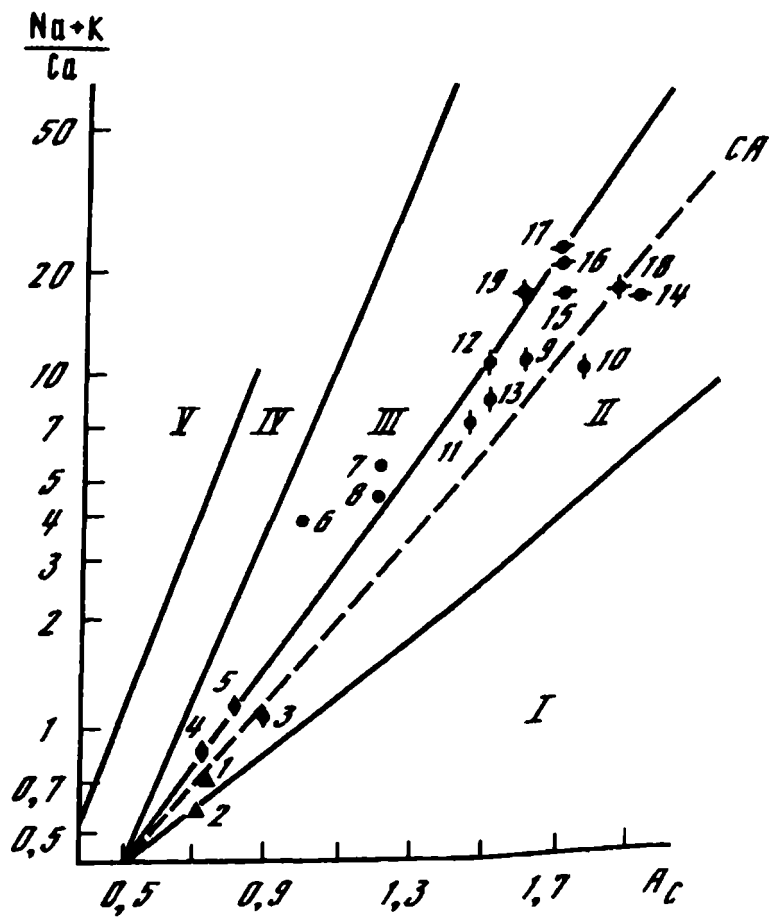
Анализы выполнены: I - ПГО "Севзапгеология", аналитик Н.Ф.Шмилова, 2-4, 19, аналитики В.И.Рокеев, Роканова Н.В., Барсукова Т.Н.; 3, 8, 9, 14, 10, 15, 19 - Моторная Т.В.; I-19 - элементы-примеси определены в Бронницкой геолого-геохимической лаборатории, аналитики Л.Н.Малинина, Н.В.Тращинская, Н.Б.Рыбинская, Н.И.Бордукова.

РАЗЛИЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ (I-VI) МАССИВОВ РАПАКВИ ВЕП

№-По граниты	IV			V				VI	
	граниты			биотитовые граниты				альбитовые граниты	
	(5)	II(7)	I2(7)	I3(7)	I4(I3)	I5(5)	I6(7)	I7(3)	I8(I0)
2,80	69,62	71,25	71,19	75,03	74,76	74,37	74,11	75,08	75,37
0,32	0,47	0,32	0,32	0,19	0,11	0,20	0,15	0,07	0,07
2,74	13,40	13,46	14,33	13,09	12,11	12,79	12,83	13,31	12,37
3,37	4,71	4,04	4,16	2,38	2,69	2,62	2,62	1,42	2,33
0,32	0,62	0,24	0,34	0,25	0,20	0,18	0,16	0,24	0,16
1,13	1,71	1,21	1,47	0,70	0,73	0,60	0,54	0,70	0,81
2,67	2,74	2,97	2,70	2,84	3,06	2,87	2,51	3,25	3,88
4,46	5,40	5,60	5,43	4,37	5,19	5,43	5,70	3,96	5,13
0,06	0,11	0,04	0,07	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02
30	I300	II00	I000	2800	3600	I600	900	4600	2900
37	I548	720	809	I26	235	226	305	50	45
4	I36	I40	I26	20	32	43	85	10	I7
53	412	368	372	386	298	231	230	I49	295
38	63	37	59	52	91	40	45	70	67
10	8	7	6	2	4	6	6	1	6
8	I7	8	7	9	11	5	9	7	5
9	I9	I6	I9	5	3	5	I3	2	2
3	4	3	3	1	2	2	2	1	2
4	7	8	5	7	5	3	10	2	2
33	67	70	72	64	I06	67	45	35	115
11	27	8	I2	I6	I2	7	I2	10	3
3	3	3	2	5	4	3	2	5	2
5	6	5	6	5	8	9	6	6	4
4	4	5	5	4	7	6	4	10	8
37	33	44	49	55	53	49	78	I86	87
31	242	225	221	286	255	323	376	459	440
	23	I6	21	80	21	I2	21	83	57
	2,6	23	2,2	5,2	1,9	1,9	2,5	I7	5,3
7,10	8,14	8,57	8,13	7,21	8,25	8,30	8,21	7,21	9,01
31	88	94	92	92	93	93	94	2	9,3
1,88	2,13	2,12	2,27	1,73	1,91	2,13	2,55	1,37	1,49
33	I86	207	204	I27	I69	I40	I26	67	97
7,0	6,4	2,8	3,6	0,44	209	0,70	0,81	0,10	
1,14	I,78	2,77	1,95	I4,3	7,97	7,51	4,42	48,9	I7,6

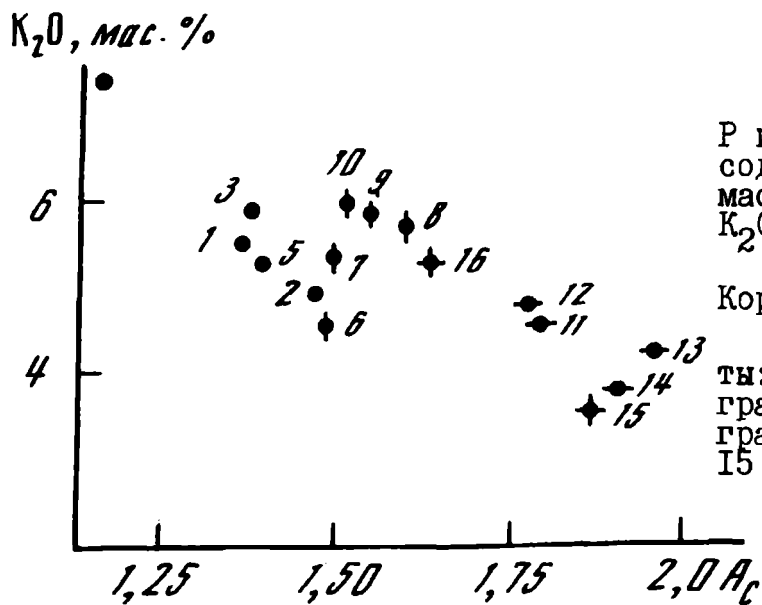
3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 - Корсунь-Новомиргородский; II - Выборгский; 10, 15 -

10, 12, 13, 16, 17, 19 - Центральная партия физ.-хим. исследований ВИМСа, Центральная лаборатория "Укрчерметгеология", аналитики Галкина Н.В., экспедиции, аналитики З.М.Петухова, Л.И.Бусахина, Л.В.Чижикова,



Р и с. 54. Петрохимический тренд средних содержаний компонентов в породах массивов рапакиви Восточно-Европейская платформа (ВЕП) на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_c$ по [47]

Номера точек на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 68

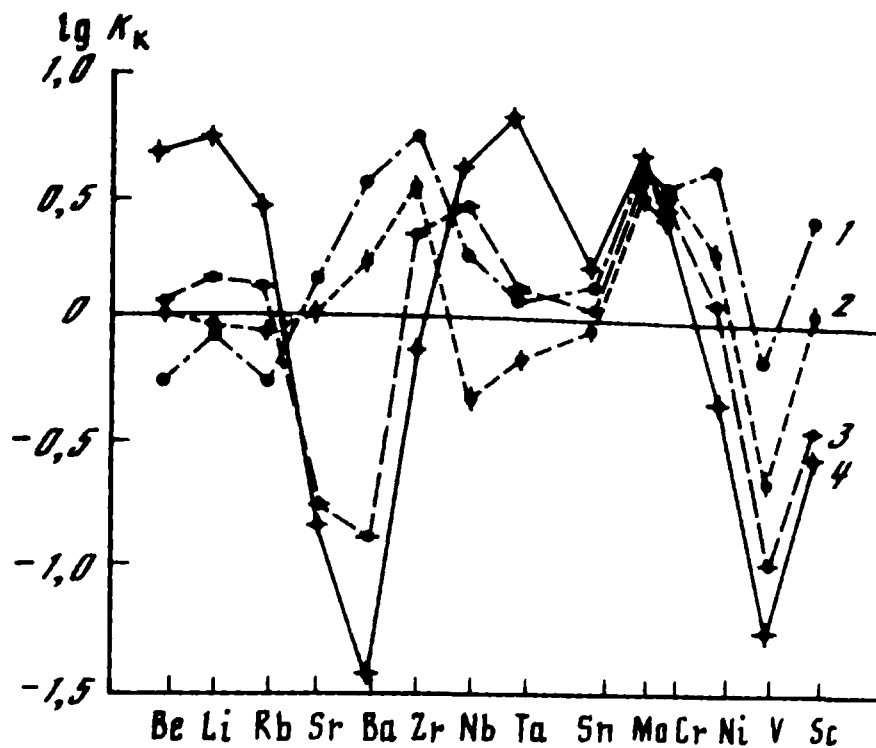


Р и с. 55. Характер изменений частны содержаний K_2O в различных гранитоидных массивов рапакиви ВЕП на диаграмме K_2O-A_c

К-Н - Корсунь-Новомиргородский, К Коростенский, С - Салминский

I-16 - типы пород: кварцевые монциты: I-5 (К-Н); биотит-роговообманковые граниты: 6, 7 (С), 8-10 (К); биотитовые граниты: II-14 (С); альбитовые граниты: 15 (С), 16 (К)

суммы РЗЭ, низкими содержаниями La, Ce, Sm, Tb, Yb, Lu, Th, Hf, Cs, Y, Ta (табл. 69). На графике РЗЭ (рис. 57), нормированных на содержания РЗЭ в хондритах, анортозиты и габбро-нориты (2, I) в отличие от гранитоидов рапакиви образуют кривую с отчетливым положительным пиком (рис. 57). Меланократовый кварцевый монцитонит (3) представлен наклонной, почти прямой линией без пика Eu, тогда как начиная от кварцевого монцитонита (4-10) до альбитовых гранитов отрицательная европиевая аномалия возрастает и достигает максимального значения в альбитовых гранитах. От предыдущих членов ряда гранитоидных пород альбитовые граниты отличаются также повышенным содержанием тяжелых РЗЭ, низкими отношениями Ce/Yb, Eu/Sm, Th/U более высокими содержаниями Y, U, Ta (табл. 69, рис. 57). Эти особенности состава РЗЭ альбитовых гранитов обусловлены спецификой их минерального состава: повышенными содержаниями альбита,



Р и с. 56. Логарифмы коэффициентов концентраций элементов-примесей в гранитоидах Салминского массива по отношению к среднему граниту [27]

1 - кварцевые монзониты; 2 - биотит-роговообманковые граниты; 3 - биотитовые граниты; 4 - альбитовые граниты

которым связывается максимальная отрицательная аномалия Eu, присутствием орта, циркона, рутила, апатита, флюорита, колумбита, берилла, касситерита, амбоденита [21]. Этот минеральный состав, отличный от составов других разновидностей гранитоидов, и возрастание роли ряда акцессорных минералов в альбитовых гранитах существенно изменяет распределение РЗЭ между минеральными фазами в пользу повышенной роли тяжелых РЗЭ [14, 259].

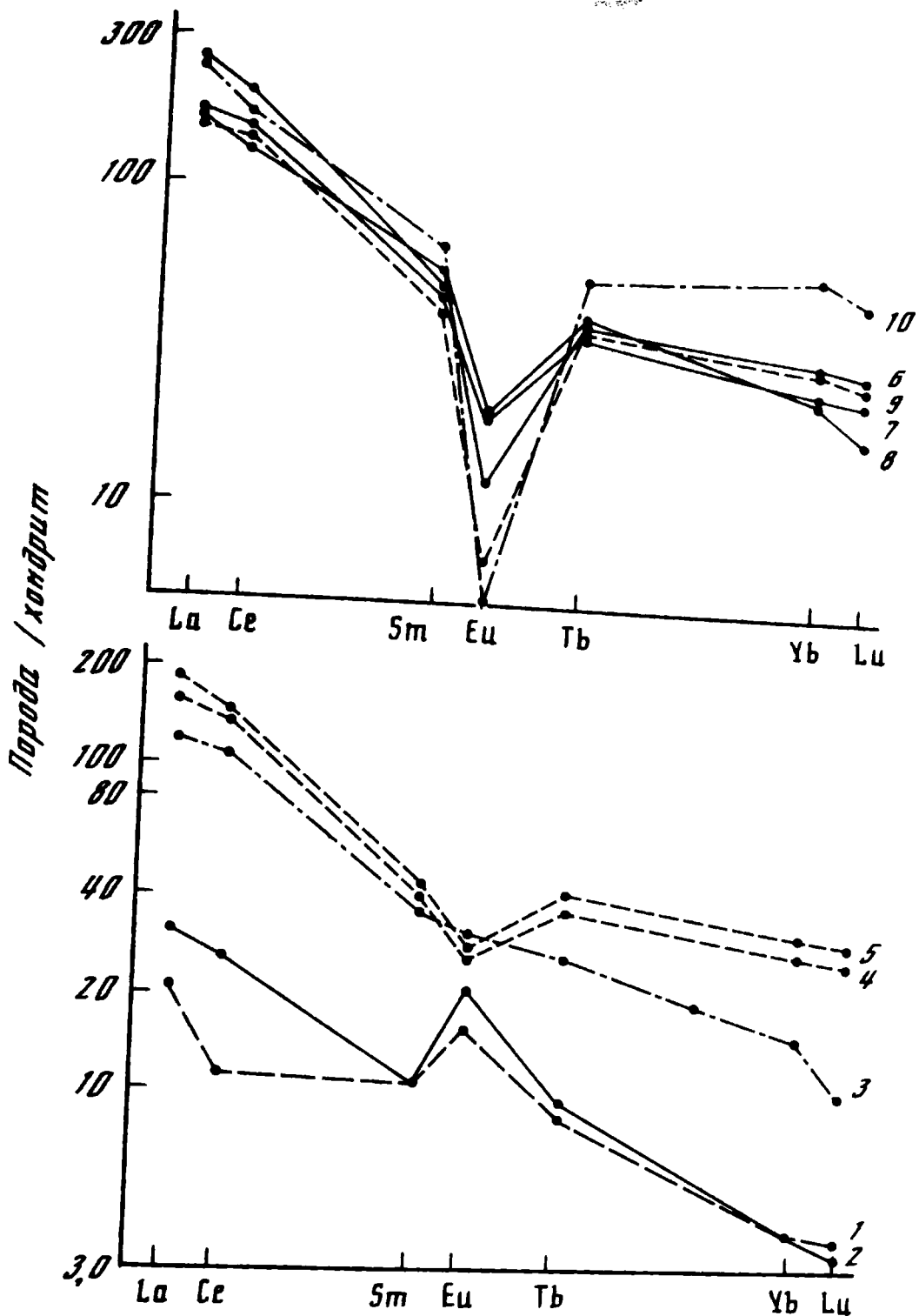
Как следует из табл. 68, при общем геохимическом сходстве массивов рапакиви Восточно-Европейской платформы в комплексах гранитоидов рапакиви Балтийского и Украинского щитов выявляются существенные различия в средних содержаниях и характере изменения некоторых элементов. Для Салминского и других массивов Балтийского щита в ряду кварцевый монзонит - Би-Ро гранит - альбитовый гранит по сравнению с Коростенским и Корсунь-Новомиргородским массивами отмечаются значительно более контрастные высокоградиентные изменения содержаний Sr, Zr (см. табл. 68), K_2O (см. рис. 55), отношений K/Na , Ba/Rb , K/Rb , Ca/Sr (см. табл. 68), $(Na+K)/Ca$ более широкий диапазон изменения величины A_c (см. рис. 54). Так, в гранитоидах различных фаз Салминского массива содержание Ba варьирует от 13517 до 50 г/т, Zr - от 767 до 149 г/т, тогда как в Корсунь-Новомиргородском оно значительно меньше: Ba - от 1600 до 300, Zr - от 479 до 230 (табл. 68). По сравнению с альбитовыми гранитами Коростенского массива (лезниковские граниты) в альбитовых гранитах Салминского массива существенно выше содержания R, Mo, Sn, Be, Li, Rb, Nb, Ta, ниже содержания Sr, и соотношения K/Rb (см. табл. 68). Это хорошо согласуется с тем, что в альбитовых гранитах Салминского массива широко проявлены процессы метасоматоза, связанная с ними редкометалльная минерализация (см. раздел, написанный В.Б.Бусом и Т.Ф.Щербаковой в гл. III), не известная в лезниковских гранитах.

Содержание РЗЭ и ряда других элементов-примесей в породах массивов рапакиви БРЭ

Компо- нент	Габбро- норит	Анорто- зит	Кварцевый мон- ционит мелано- кратовый		Кварце- вый мон- ционит	Би-Ро гранит			Биоти- товый гранит	Альби- товый гранит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	6,3	9,4	37	48	55	78	55	52	51	71
Ce	9,5	2,2	95	120	120	170	130	110	120	140
Sm	2,3	2,3	7,8	9,3	9,0	11	10	12	8,6	15
Eu	1,2	1,6	2,4	2,1	2,3	0,88	1,3	1,6	0,48	0,48
Tb	0,45	0,49	1,4	1,9	2,2	2,0	1,9	2,1	1,9	2,3
Yb	0,74	0,72	2,9	5,2	6,1	5,8	4,8	4,4	5,3	11
Lu	0,12	0,11	0,34	0,94	1,1	0,98	0,78	0,59	0,89	1,3
U	4,9	5,3	5,9	6,6	8,4	4,3	3,0	11	12	21
Th	1,1	1,6	8,0	14	12	16	10	12	25	16
Hf	0,77	1,5	8,2	14	13	16	10	13	9,4	9,1
Cs	0,4	0,2	2,1	4,1	5,3	2,7	3,0	4,2	11	2,3
Y	15	12	40	50	50	38	32	41	50	91
Cr	90	5	18	13	11	9,3	12	9,1	17	12
Sc	46	12	24	21	9,6	8,0	8,6	11	5,2	3,7
Ta	0,32	0,47	0,55	1,0	1,0	1,2	1,7	1,0	1,3	2,3
Co	42	39	22	8,1	1,4	2,3	8,8	3,4	1,6	4,3
Eu/Sm	0,52	0,69	0,31	0,22	0,25	0,08	0,13	0,13	0,05	0,33
La/Sm	2,7	4,1	4,7	5,2	6,1	7,1	5,5	4,3	5,9	4,7
Th/U	0,22	0,3	1,35	2,12	1,42	3,72	3,33	1,09	2,08	3,7
Ce/Yb	2,6	6,2	6,6	4,7	3,9	5,9	5,5	5,0	4,6	2,5
Σ TR	20,7	36,6	146,8	187,4	195,7	365,6	203,8	182,7	188	241

П р и м е ч а н и е. Массивы рапакиви 1, 2, 6, 8 - Коростенский; 3, 4, 5, 9 - Брусунь-Новомиргородский; 7, 10 - Салминский. Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции нейтронно-активационным методом. Аналитики С.М.Ляпунов, В.И.Чудинов, С.Ф.Мелкина; 11 - рентгенорадиометрическим методом, аналитики Б.В.Земляев, Л.В.Гусев.

Следует обратить внимание на некоторые геохимические особенности, связанные с проблемой происхождения овоидных гранитов (см. раздел, написанный В.В.Ляховичем в гл. III). Как следует из табл. 68, овоидные граниты входят в состав группы IV Би-Ро гранитов, которые в отличие от других разновидностей характеризуются следующими геохимическими параметрами: содержания SiO_2 в долях 69-72%, F - 0,9-0,13%, K/Na - 1,9-2,3. Для образования овоидов (КПШ (содержание варьирует от 50 до 75% объема овоидных гранитов) необходимо большее количество калия. Однако монциониты и некоторые разновидности биотитовых гранитов также имеют высокие содержания K_2O и отношения K/Na, превышающие 2. Основываясь на экспериментах по определению вязкости различных магматических пород [212, 301], можно предположить, что вязкость монционитов ниже, чем вязкость овоидных гранитов, так как при почти одинаковой с гранитами сумме анион-полимеризатора - Si в монционитах значительно меньше (см. табл. 68). В биотитовых и особенно в альбитовых гранитах повышение содержания F и других летучих уменьшает вязкость, несмотря на более высокое содержание SiO_2 . Таким образом, формирование овоидов КПШ в гранитах рапакиви происходит



Р и с. 57. Диаграмма частных содержаний редкоземельных элементов массивов рапакиви ВЕП, нормированных на хондрит [323]

Номера точек на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 69

при почти двукратном преобладании калия над натрием, определенном диапазоне содержания F и других летучих, обуславливающих достаточно высокую вязкость, необходимую для образования кремнеалюмоокислородных полианионов овоидов КШ. Приведенные петрогеохимические данные позволяют сделать следующее заключение. Как основные, так и кислые породы массивов рапакиви характеризуются петрохимическим типом, в котором сочетаются черты известково-щелочной и субщелочной серий. Кроме того, сходство некоторых минералогических и геохимических особенностей габбро-анортозитового и гранитоидного комплексов (присутствие аллюмового оливина в гранитах, повышенная железистость, фтористость) дает основание считать эти комплексы парагенетическими, причем в каждом из них отчетливо выражены комагматичные взаимоотношения.

Закономерные изменения содержаний элементов в комплексе гранитоидов свидетельствуют о формировании пород этого комплекса путем последовательной дифференциации, а в образовании альбитовых гранитов значительная роль принадлежит позднемагматическим и метасоматическим процессам. Несколько автономное положение кварцевых монцонитов на диаграмме $(Na+K)/Ca-A_0$ по отношению к общему петрохимическому тренду, высокие содержания K_2O и Ba как в лейкократовых, так и в меланократовых разновидностях кварцевых монцонитов — все это связано с привнесением этих элементов в магматическую систему вместе с флюидами мантийного происхождения [118]. Более широкий диапазон изменений ряда элементов в гранитоидах Салминского и других массивов рапакиви Балтийского щита по сравнению с Коростенским и Корсунь-Новомиргородским массивами обусловлены более интенсивным накоплением летучих компонентов в процессе дифференциации в верхних прикровельных частях массивов, их менее глубоким эрозионным срезом.

К геохимии редкометалльных альбитизированных гранитоидов (апогранитов)

Детальное изучение явлений высокотемпературного метасоматоза в гранитах было начато в СССР в конце 60-х годов как целеустремленная комплексная научная программа, основанная на результатах геохимических и петрологических исследований тесной взаимосвязи процессов альбитизации в гранитных пегматитах и концентрацией в них таких редких элементов, как Be, Ta, Nb, Sn и др. Вскоре после начала исследований широкий спектр редкометалльных минералов, типичных для пегматитов, был обнаружен в различных типах альбитизированных гранитов, существенно отличающихся от обычных гранитов развитием метасоматических структур и текстур, а также спецификой химического состава [30, 31].

Термин "апогранит" был предложен для сильно альбитизированных гранитов, содержащих 35–70% альбита. Редкометалльные "апограниты" характеризуются также аномально высокими содержаниями одного или нескольких редких (Be, Ta, Nb, Li, TR) элементов, связанных с присутствием соответствующих редкометалльных минералов [29]. В геологическом словаре Американского геологического института термин "апогранит" характеризуется следующим образом [325. С. 30]: "Альбитизированный и грейзенизированный гранит, располагающийся в периферической и апикальной частях некоторых интрузивов, обычно минерализован редкими элементами — ниобием, танталом, литием, рубидием, бериллием, оловом, вольфрамом, молибденом и др."

После проявления упомянутых выше публикаций [29–31] редкометалльные апограниты были описаны во Франции, Египте, Бразилии [306, 310, 323, 337, 340]. В 1977 г. аналогичные апогранитам породы были описаны В.И.Коваленко, как результат "детальной дифференциации обычной гранитной магмы с постепенным накоплением в остаточных расплавах фтора и редких элементов" [107. С. 178]. Эту точку зрения некоторые исследователи пытались противопоставить подходу, предлагаемому в настоящей работе, однако концепция "апогранитов" никогда не отрицала возможности формирования в апикальных частях гранитных массивов в результате кристаллизационной и эманационной дифференциации, расплавов, насыщенных фтором, парами воды и рядом редких элементов. Именно раскристаллизация этих насыщенных летучими расплавов приводила к широкому развитию явлений автосоматоза, сопровождавших процесс кристаллизации и завершавших его. Позднемагматические явления становления редкометалльных, обогащенных фтором гранитов и особенно топазсодержащих кварцевых кератофиоров (онгонитов) детально рассмотрены в работах В.И.Коваленко с соавторами [106–110]. Эти аспекты не затрагиваются

настоящей работе, посвященной ранним послемагматическим стадиям развития гранитоидов и их превращению в апограниты.

Редкометалльные альбитизированные кислые породы, принадлежащие к группе апогранитов, известны в пределах как докембрийских щитов, так и фанерозойских поясов. Их образование было свойственно всем стадиям развития земной коры от раннего протерозоя (Уганда) до позднего мезозоя (Восточное Забайкалье, Мадагаскар и др.).

Геологическое положение альбитизированных гранитных интрузий (апогранитов) во всех изученных случаях контролируется глубинными тектоническими зонами [26, 29, III, 265, 294].

Апограниты, как правило, формировались в апикальных частях гранитных интрузивов предположительно на глубинах 1,5–3,0 км, слагая отдельные купола, дайки, а также тела различной формы, обособленные вдоль контактов в пределах верхней части интрузивного тела. Форма массивов и тел апогранитов более детально охарактеризована в работе П.В.Ковалева [III]. Глубина развития альбитизации в таких массивах варьирует от 80 м до 1 км [23, 265].

Материнские граниты описываемых в предлагаемой монографии альбитизированных гранитоидов представлены биотитовыми или двуслюдяными разновидностями щелочного или субщелочного состава, обычно несущими порфировидные вкрапленники микроклин-пертита, которые при изучении под микроскопом проявляют признаки метакристаллов. Химический состав этих гранитов отличается от состава обычного гранита значительно более высокими содержаниями К и значительно пониженными содержаниями Mg, Fe, Ca, Ti и в некоторых случаях – Na [23, III].

В интенсивно альбитизированных апогранитах реликты первичного субстрата редкого. Однако даже в таком сложно альбитизированном массиве, как Этыка (Восточное Забайкалье), на его поверхности внутри крупных кристаллов амазонита отмечаются реликты вкрапленников типичного розового микроклин-пертита, окруженные тонкой каймой зеленого беспертитового микроклина-амазонита [29, рис. 37].

Классификация рассматриваемых пород ранее производилась с позиции как метаматической их природы [23, 26, 29, III, 309], так и магматического происхождения этих образований [107]. Предлагаем одну из возможных рациональных классификаций редкометалльных альбитизированных гранитоидов (апогранитов)

(табл. 70), основанную на парагенетических особенностях пород и их общей щелочности. При этом нами учтены данные опорного бурения геохимически наиболее интересных массивов редкометалльных апогранитов в Восточном Забайкалье.

В работе [168] по особенностям химического состава редкометалльные альбитизированные апограниты рассматриваются в числе кислых плутонических пород субщелочного ряда. Они отнесены к семейству субщелочных лейкогранитов и более подробно к подгруппе микроклин-альбитовых лейкогранитов. Однако их характерной особенностью, типичной для пород магматического генезиса, не затронутых последующей метаматической переработкой, являются значительные вариации содержания кремния по зонам, зависящие от широкого изменения соотношений минералов в системе кварц-альбит-калиевый полевой шпат – слюда-топаз или (для представителей щелочного ряда) кварц-альбит-калиевый полевой шпат-рибекит (эгирин). Так, в характерном зональном куполе литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов Этыка (Восточное Забайкалье) содержание SiO_2 по зонам, имеющим мощность порядка 100 до 300 м, колеблется от 70 до 76%; при этом минимальное содержание кремния наблюдается в самой внешней апикальной зоне массива. Второй харак-

Типы редкометалльных альбитовых апогранитов различных рядов

Группы и типы апогранитов	Коэффициент аге- пайтности, К _а	Типоморфные второстепенные минералы	Характерные акцессорные минералы
Нормальный ряд			
I. Мусковит-микроклин-кварц-альбитовый	0,64	Мусковит	Берилл, берtrandит, вольфрамит Танталит-колумбит, стронверит
а) с минералами бериллия	-		
б) с минералами тантала и ниобия	-		
Субщелочной ряд			
II. Литионит-амазонит-кварц-альбитовый			
а) лепидолит-амазонит-кварц-альбитовый с ралами тантала и ниобия	0,80-0,84	Лепидолит, криофиллит, топаз	Колумбит-танталит, марганц-танталит, пироклор-микрорит, микрорит, касси- терит
б) циннвальдит-амазонит-кварц-альбитовый с минералами ниобия (может сменить на глу- бине тип "а")	0,93	Циннвальдит, криофиллит, топаз	Колумбит, касситерит, пироклор
в) биотит (протолитионит)-амазонит-кварц- альбитовый с минералами ниобия (может сменить на глубине тип "б")	0,92-0,98	Литиевый биотит, протолитионит, циннвальдит, то- паз	То же

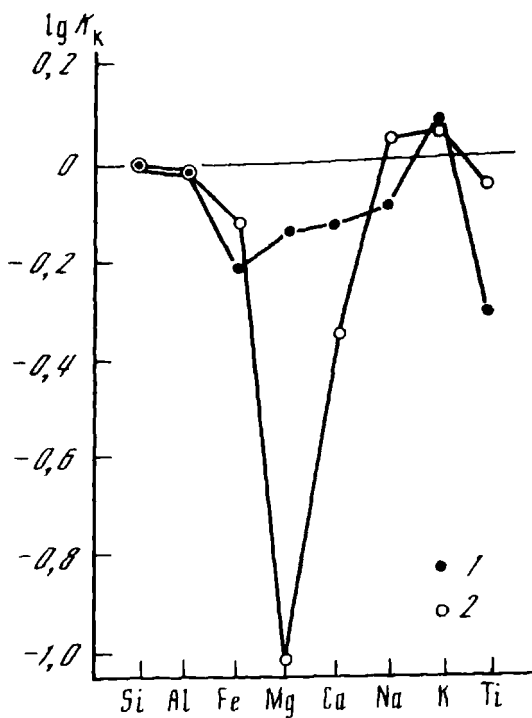
Ш. Литионит-микроклин (ортоклаз)-кварц-альбитовый

а) лепидолит-микроклин-кварц-альбитовый с минералами тантала и ниобия	-	Лепидолит, топаз	Колумбит-танталит, микроклин, касситерит
б) лепидолит-микроклин-кварц-альбитовый с амблигонитом, минералами тантала и ниобия	0,63	Лепидолит, криофиллит, амблигонит, топаз	Сподумен, колумбит-танталит, пирожлор-микрорит, касситерит
в) циннвальдит-микроклин-кварц-альбитовый с минералами ниобия	1,0	Циннвальдит, топаз, флюорит	Колумбит-танталит, касситерит, циркон, циртолит, бетафит, торит
г) протолитионит-микроклин(ортоклаз) кварц-альбитовый	0,85-0,87	Протолитионит (биотит), циннвальдит, топаз	Колумбит, касситерит

Щелочной ряд

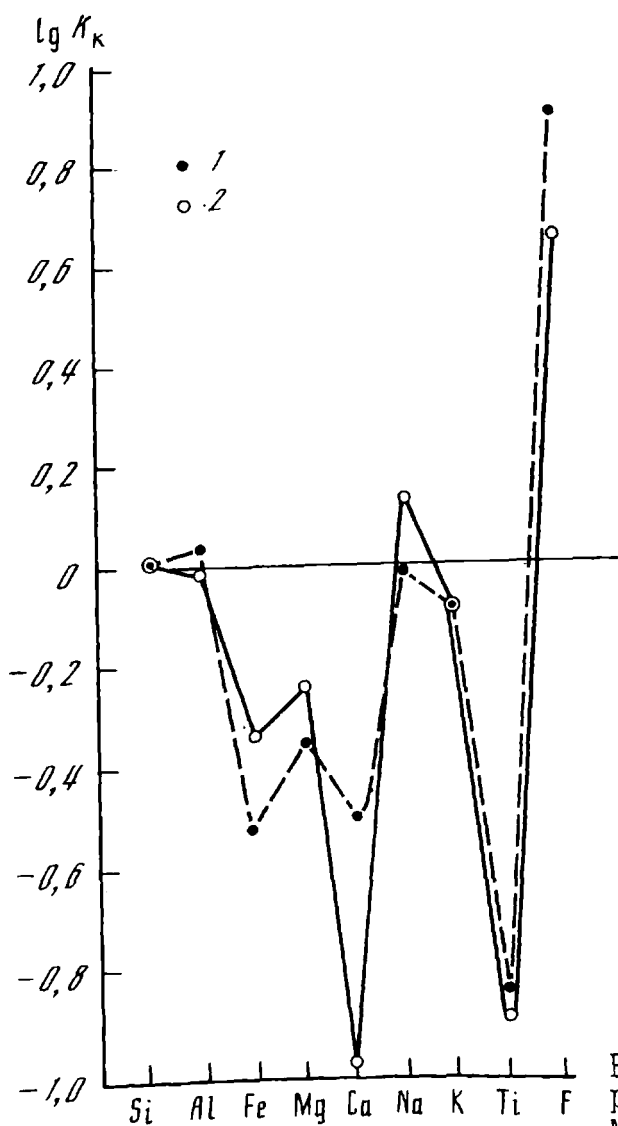
IV. Биотит-калишпат-кварц-альбитовый с минералами циркония и ниобия	0,93*	Биотит, рибекит	Циркон, циртолит, колумбит, пирохлор, торит, ксенотим
У. Рибекит-калишпат-кварц-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	1,02*	Рибекит, биотит, эгирин, протолитионит	Циркон (малакон), пирохлор (гатчеттолит), колумбит-торит, гагаринит

* Средний коэффициент аглаитности.



Р и с. 58. Логарифмы коэффициентов концентрации петрогенных элементов двуслюдяных гранитов [III] по отношению к среднему граниту

1 - массив "Южный", Восточное Забайкалье; 2 - участок "Северный", там же



Р и с. 59. Логарифмы коэффициентов концентраций петрогенных элементов для мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов по отношению к среднему граниту

1 - не обогащенных альбитом, Восточное Забайкалье; 2 - обогащенных альбитом, там же

особенностью химического состава, свойственной практически всем типам альбитовых апогранитов, является дефицит кальция и магния (см. табл. 76-80, рис. 58, 59).

Следует отметить, что накопление в субщелочных апогранитах натрия (а так- суммы натрия и калия) и алюминия сопровождается обычно соответственным по- содержанием содержания SiO_2 . На диаграмме Л.С.Бородина [46] тренд химических со- тавов типичных апогранитов с широким развитием альбитизации направлен при- мерно перпендикулярно трендам магматических серий. Это подчеркивает прин- циально отличный от магматического характер петрохимических связей в семей- стве апогранитов и характерную для них тенденцию к отрицательной корреляцион- ной зависимости между содержанием SiO_2 в породе (числитель параметра A_c на упомянутой диаграмме Л.С.Бородина) и степенью ее альбитизации, отраженной в параметре $(Na+K)/Ca$ (рис. 60). О появлении существенных отрицательных корреляционных связей между кремнием и натрием при развитии процесса альбитизации гранитов упоминалось ранее [23]. В типичных гранитах магматического генезиса подобных связей выявлено не было (они или несущественны или положительны).

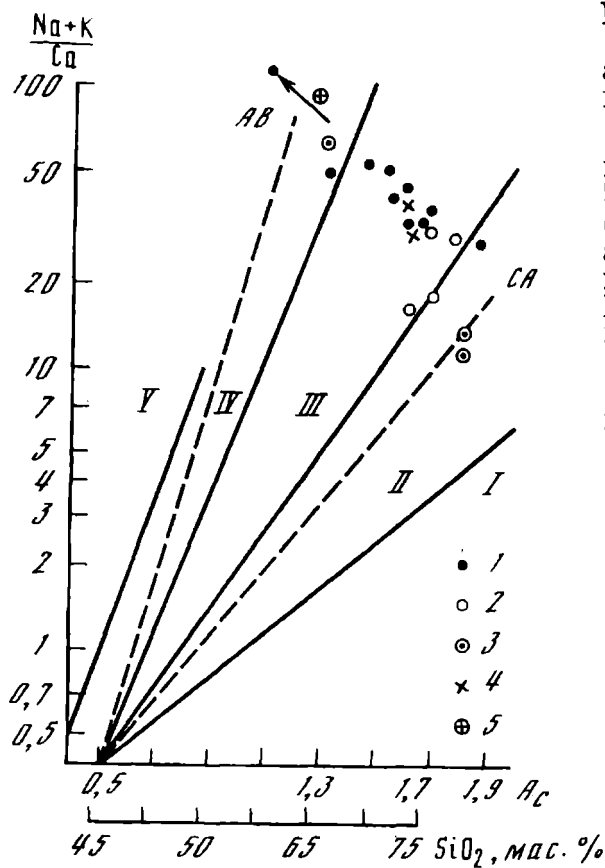
Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с акцессорными бериллом и вольфрамитом (или касситеритом)

Альбитизированные граниты этой группы распространены достаточно широко и известны в нашей стране (горный Алтай, Восточное Забайкалье, Дальний Восток), Египте (Восточная пустыня), КНР (провинция Хунань и др.). Массивы альбитизи- рованных гранитоидов располагаются в зонах активизации древних платформ (Еги- пет и КНР) и более молодых консолидированных срединных массивов (Восточное Забайкалье), а также в пределах активизированных структур другого рода.

Главной особенностью апогранитов рассматриваемого типа является широкое развитие наряду с альбитизацией явлений высокотемпературного послемагматичес- кого выделачивания (окварцевания), выражающихся в замещении так называемой лейконовой генерацией кварца, полевых шпатов, в том числе альбита.

Для мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов характерен специфичес- кой набор акцессорных минералов. В частности, только в этом типе апогранитов распространены акцессорный берилл, хризоберилл и вольфрамит. Обычны также касситерит, касситерит, колумбит-танталит, стронверит. Подробная характеристика распространения редкометалльных акцессорных минералов в апогранитах (в том числе и берилла) приведена в работе А.А.Беуса и др. [29].

Небольшой неяснозональный Спокойнинский купол грейзенизированных мусковит- микроклин-кварц-альбитовых апогранитов в Восточном Забайкалье размером около 10 км², являющийся сателлитом Хангилай-Шилинского массива киммерийских (юр- пермских), преимущественно лейкократовых порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов может служить примером апогранитов рассматриваемого типа, отличаю- щихся заметным развитием грейзенизации (рис. 61) [235]. На основе изучения поверхности массива, а также по данным бурения зональность куполовидной зале- ги апогранитов Спокойнинского купола может быть представлена следующим обра- зом: сильно грейзенизированные альбитовые апограниты, приуроченные к апикаль- ной части купола, с глубиной 80-100 м сменяются альбитизированными и грейзе- низированными гранитами (апогранитами), в которых по мере углубления уменьша- ются следы грейзенизации и увеличивается количество реликтов раннего микро- клина-пертита.



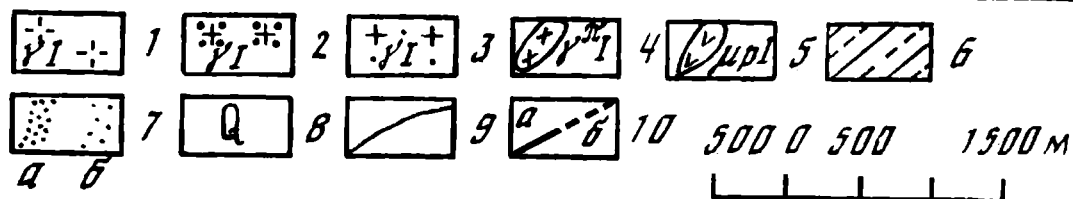
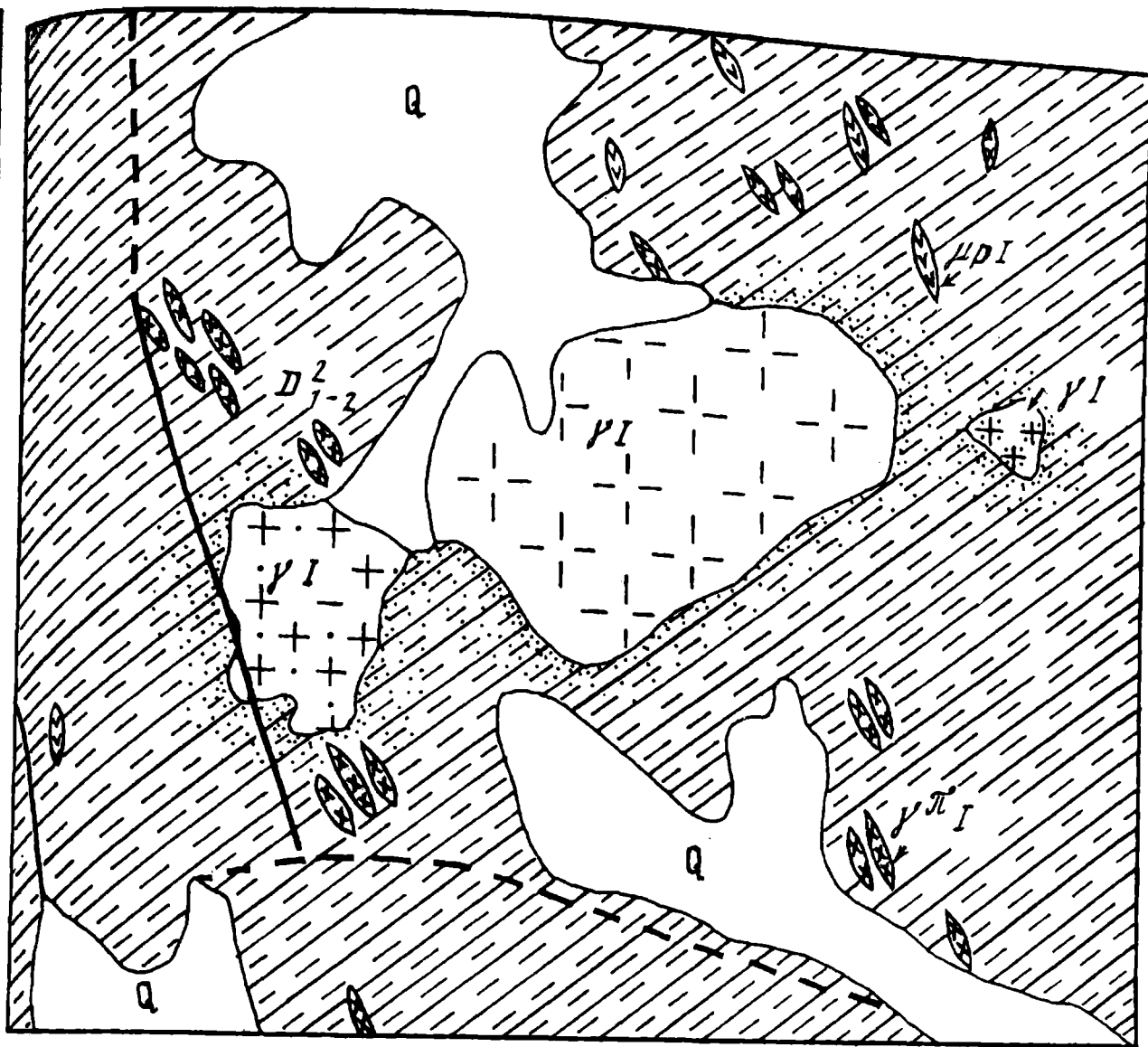
Р и с. 60. Трендовая диаграмма $(Na+K)/Ca-A_c$ по [47] для редкометалльных альбитовых апогранитов различных массивов

I — литионит-амазонит-кварц-альбитовые (Этыкинский, Орловский — Восточное Забайкалье, Майкуль, Казахстан); 2 — биотит (протолитионит)-микроклин-кварц-альбитовые (Салминский, Карелия; Тургинский, Восточное Забайкалье; Майкуль, Казахстан; Каменные Могилы, Украина); 3 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые (Спокойнинский, Восточное Забайкалье; Муэлха, Египет); 4 — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые (Верхнее Эспе, Казахстан); 5 — альбитит (Этыкинский, Восточное Забайкалье)

Средний химический состав апогранитов Спокойнинского купола на глубине 8-150 м по сравнению с таковым среднего гранита литосферы [24] отличается существенным дефицитом железа, кальция, магния и, особенно, титана (табл. 71, см. рис. 59). В апогранитах относительно понижено также содержание калия, а количество натрия практически не превышает уровень, характерный для среднего гранита литосферы. По отношению к среднему граниту несколько избыточно количество глинозема, что отражает накопление мусковита в породе, связанное с процессом грейзенизации. Резко повышено содержание фтора, являющегося типоморфным элементом апогранитов.

Примером мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, резко обогащенных альбитом, могут служить альбитизированные граниты массива Муэлха, Восточная пустыня, Египет [56, 310].

Массив Муэлха представляет собой почти изометричное штокообразное тело площадью около 6 км², контролируемое зоной активизации северо-восточной части Красноморского шита. Массив прорывает метаморфизованные вулканические и осадочные породы докембрия. Его возраст, скорее всего, соответствует этапу Пань-африканской активизации (450-550 млн лет), хотя для подобных гранитоидов общался и более древний возраст [56]. Максимальная альбитизация в пределах массива отмечается в его эндоконтактной зоне, а также в пределах тектонических зон, пересекающих массив в различных направлениях. Местами интенсивно альбитизированные граниты сопровождаются слюдяно-кварцевыми грейзенами. Наиболее характерным аксессуарным минералом альбитизированных и грейзенизированных гранитов является касситерит, распространен также колумбит, в виде неравномерной вкрапленности наблюдается берилл. Средние содержания различных элементов в минерализованных альбитизированных зонах соответственно составляют (%): олова не превышают 0,1, ниобия 0,05, бериллия 0,01, молибдена 0,02.



Р и с. 61. Схематическая геологическая карта Хангилай-Шилинского массива

1 - порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты; 2 - мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; 3 - лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты Орловского купола; 4 - гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 5 - дайки лампрофиров и порфиритов; 6 - сланцы и песчаники; 7 - зона контактового метаморфизма: а - окварцевания, б - ороговикования; 8 - четвертичные отложения; 9 - геологические границы; 10 - тектонические нарушения: а - установленные, б - предполагаемые

На трендовой диаграмме (см. рис. 60) фигуративная точка среднего химического состава породы, характеризующая рассматриваемый массив Муэлха, располагается в непосредственной близости к полю альбититов, подчеркивая высокий уровень щелочности породы.

Литионит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами ниобия и тантала

В качестве характерного примера апогранитов этого типа рассмотрим зональный массив литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов Этыка в Восточном Байкале, несущий в апикальной части относительно высокие концентрации тантала. Он детально изучен с поверхности [29, III, 280] и по опорной скважине

Химический состав мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	74,33	73,92	74,64	72,72
Al ₂ O ₃	15,13	15,74	13,60	16,35
Fe ₂ O ₃	0,56	0,54	0,25	0,09
FeO	0,23	0,56	0,90	0,13
MnO	0,11	0,02	0,04	0,05
MgO	0,34	0,22	0,32	0,01
CaO	0,92	0,18	0,16	0,26
Na ₂ O	3,41	4,01	5,00	7,05
K ₂ O	3,32	3,56	3,49	2,99
TiO	Сл.	Не обн.	Сл.	0,01
F	0,88	0,05	0,38	0,19
H ₂ O	0,68	1,38	-	0,23
П.п.п.	-	-	0,94	-
-O=F ₂	0,37	0,02	0,16	0,16
Сумма	99,54	100,16	99,40	99,92
K _a	0,61	0,66	0,88	0,90

Примечание. Здесь и в табл. 72-77: K_a - коэффициент аспатитности; отсутствие ссылки на авторство означает, что анализы выполнены в химической лаборатории бывшего Всесоюзного геолого-геохимического треста Министерства геологии СССР.

1 - Спокойнинский купол, Восточное Забайкалье, мезозой (юра), n = 1; 2 - Косинский массив, то же, n = 1; 3 - Западный массив, Восточное Забайкалье, мезозой (юра), по [III]; 4 - Массив Муэлха, Восточная пустыня, Египет. 450-556 млн лет, n = 3; материалы В.А.Бугрова.

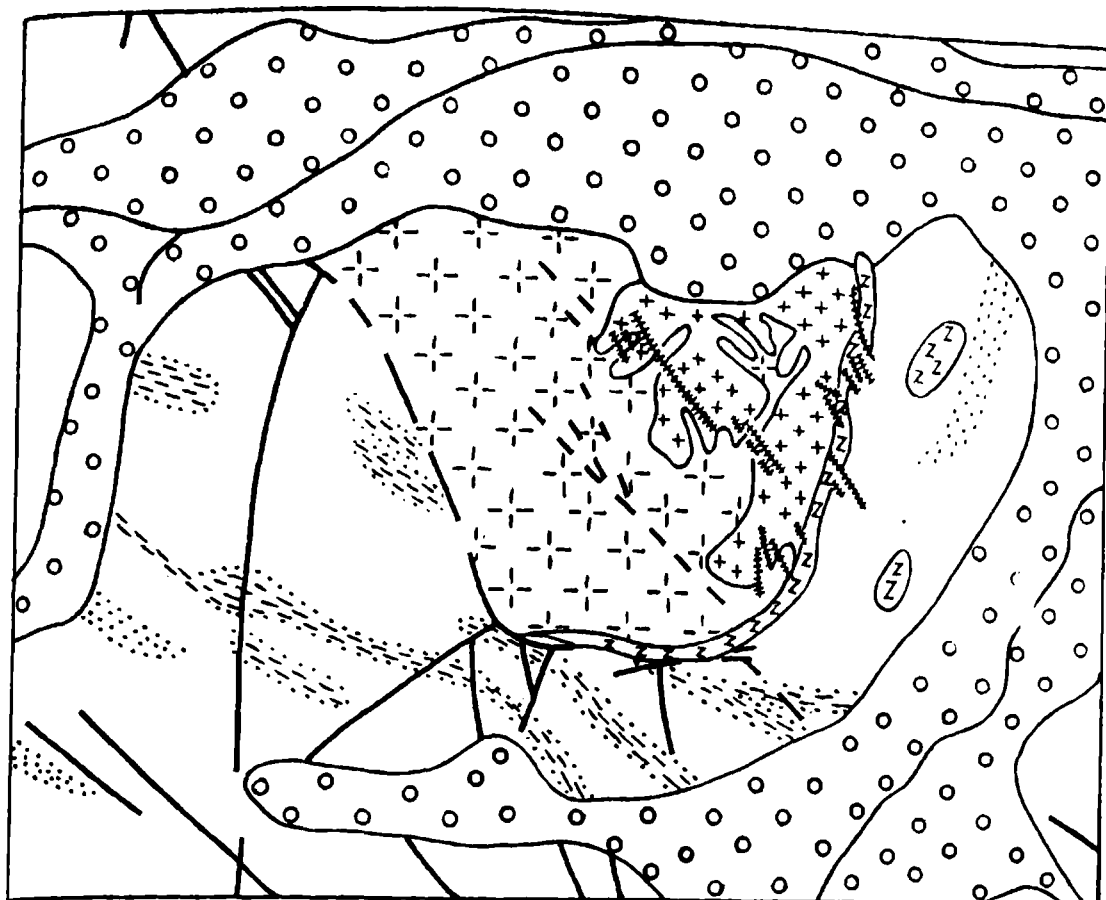
до глубины 550 м [249]. Этот массив имеет площадь около 1,5 км², залегает в песчано-сланцевой толще юрского возраста на пересечении субширотной и субмеридиональной тектонических зон. Судя по геофизическим данным, на глубине 500 м обнаженном на поверхности апикальным выступом метасоматически-измененных гранитов залегает крупное интрузивное тело гранитоидного состава [265]. На поверхности массива четко картируются две зоны, существенно различающиеся по особенностям структуры и химического состава (рис. 62).

Зона мелкозернистых лепидолит-амазонит-альбитовых апогранитов с топазом прослеживается вдоль части восточного эндоконтакта массива и при этом сложен остатком эродированной апикальной части массива.

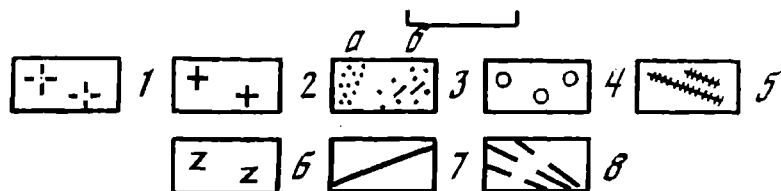
Среди известных гранитоидов парагенетический комплекс рассматриваемой зоны является единственным, в котором типоморфная слюда представлена лепидолитом. Наиболее типичным аксессуарным минералом зоны является пироклор-микролит, не встречающийся (за исключением гранитных пегматитов) вне связи с лепидолитом-держателями альбитовыми апогранитами.

Апикальная (внешняя) зона массива на 500-метровом опорном разрезе по склону отличается следующими особенностями (табл. 72-74).

1. По сравнению со всеми нижележащими зонами массива имеет существенно повышенные содержания натрия (за счет высокого содержания альбита - Na₂O - 6,47%), алюминия (за счет присутствия топаза - Al₂O₃ - 17,3%). Очень низкое содержание FeO (0,25%) объясняется результатом метасоматической переработки



0 200 м



Р и с. 62. Эткинский массив танталоносных литионит-амазонит-альбитовых апогранитов с экзоконтактовой зоной литионит-топаз-кварцевых грейзенов по [26]

1 - криофиллит-амазонит-альбитовые апограниты с убогим содержанием тантала; 2 - лепидолит-амазонит-альбитовые апограниты танталоносные; 3 - прослой песчаников (а) и алевролитов (б) среди аргиллитов; 4 - четвертичные отложения; 5 - амазонит- и топаз-кварцевые жилы; 6 - литионит-топаз-кварцевые грейзены; 7 - тектонические нарушения; 8 - зоны трещиноватости

род, т.е. интенсивным выносом железа. В результате в условиях высокой активности алюминия кристаллизовалась безжелезистая литиевая слюда - лепидолит в количестве 2%.

2. Рассматриваемая зона является единственной в массиве ассоциацией минералов, в пределах которой осуществлялось абсолютное и относительное (по отношению к ниобию) существенное накопление тантала, имеющее практическое значение. При этом главным носителем и концентратором тантала в зоне является пиллол-микролит. В зоне в максимальной степени накапливается также рубидий. Центральная часть описываемого массива на поверхности сложена порфиroidными (за счет округлых выделений "горохового" кварца) массивными неравномерными зернистыми криофиллит-амазонит-кварц-альбитовыми апогранитами, местами характерную такситовую текстуру, обусловленную наличием струевидных

Т а б л и ц а 72

Химический состав различных парагенетических типов литионитсодержащих альбитовых апогранитов

Компо- нент	П а		П б	П в		Ш б	Ш в		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	70,50	71,03	72,09	75,40	75,30	68,43	73,48	73,37	73,37
Al ₂ O ₃	17,00	17,33	15,80	13,40	12,90	17,62	15,25	14,26	13,66
Fe ₂ O ₃	0,32	0,11	0,05	0,20	0,30	0,38	0,35	0,03	0,39
FeO	0,82	0,25	0,66	1,10	1,10	0,57	0,36	1,57	0,31
MnO	0,13	0,02	0,04	0,03	0,05	0,22	0,01	0,01	0,11
MgO	0,18	0,11	0,06	0,31	0,20	0,32	0,02	0,01	0,17
CaO	0,67	0,34	0,12	0,17	0,59	0,38	0,07	0,10	0,39
Na ₂ O	5,47	6,47	6,47	4,80	4,80	5,40	7,04	4,56	3,05
K ₂ O	3,80	3,57	3,83	4,10	3,90	3,01	3,20	4,59	4,39
TiO ₂	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,11	сл.	0,01	0,07
P ₂ O ₅	н/об.	0,08	0,03	0,02	0,05	1,79	сл.	н/об.	н/об.
F	0,80	0,41	0,48	0,22	0,22	1,50	-	0,33	0,45
H ₂ O ⁺	-	-	0,35	0,49	-	-	0,07	0,15	1,71
-O=F ₂	0,34	0,17	0,20	0,09	0,09	0,63	-	0,14	0,19
Сумма	99,36	99,56	99,80	100,19	99,35	99,10*	99,85	99,85**	99,23
K _a	0,77	0,84	0,94	0,92	0,94	0,69	0,99	0,88	0,71

Примечание. В сумму не включены: *) 0,66 Li₂O; **) 0,15 Li₂O и 0,46 S.

П а - лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые: 1 - Восточное Забайкалье, Орловский купол. Мезозой (юра), n = 12 [97], 2 - Восточное Забайкалье, массив Этыка, внешняя зона. Мезозой (юра), n = 12; П б - циннвальдит-амазонит-кварц-альбитовые: 3 - Восточное Забайкалье, массив Ачикан. Мезозой (юра), n = 12; П в - протолитионит-амазонит-кварц-альбитовые: 4 - Восточное Забайкалье, Тургинский массив. Мезозой (юра), n = 15, 5 - Казахстан, массив Майкуль. Верхний палеозой, n = 15; Ш б - лепидолит-микроклин-кварц-альбитовые с амблигонитом: 6 - Северо-Восток страны. Мезозой (юра), n = 10 [111]; Ш в - циннвальдит-микроклин-кварц-альбитовые: 7 - Уганда, массив Лунго. Протерозой (2,4 млрд лет) [331], 8 - Египет, вади Нугрус, Восточная пустыня. Верхний протерозой (по материалам В.А.Бугрова), 9 - ЧСФР, Чешский массив, Циновец. Варисский цикл [292].

обособлений, сложенных кварц-амазонитовым и кварц-альбитовым комплексами и практически мономинеральным мелкопластинчатым альбитом.

В апогранитах центральной части массива существенно меняется и набор редких кометальных акцессорных минералов. Для этой зоны массива характерны колумбит (до 300 г/т) и лишь единичные зерна пироксенов-микролита. Присутствуют также циркон (циртолит) (100-150 г/т), торит (40-50 г/т) и касситерит (менее 100 г/т).

В разрезе по скважине (см. табл. 74) поверхностная зона порфиридных криофиллит-амазонит-альбитовых апогранитов на глубине порядка 200-250 м сменяется аналогичными породами, содержащими в качестве слюды циннвальдит, в некоторых местах обнаруживаются реликты протолитионита. По сравнению с породами центральной части поверхности массива на глубине 350 м продолжается увеличение содержания SiO₂ при заметном уменьшении количества Al₂O₃ в составе ассоциации, минеральный состав которой в принципе остается без изменения. Хими-

Элементы-примеси в литионитсодержащих альбитовых апогранитах

	1	2	3	4	7	8	9
	I558	425	990	830	I253	250	I88
	I600	I500	I460	I500	I900	8I2	686
	39	30	I30	2I	38	25	26
	I49	87	47	46	34	9,7	9,2
	79	I53	84	I43	76	44	46
	8	5,5	2,4	6,7	I2	I0	6,5
	32	8I	460	I57	96	40	2I
	I5	76	50	34	-	I40	I98
	I4	I8	-	I8	20	3I	35
	2,7	3,0	-	4,0	25	2,0	2,0
	I,0	I,9	-	0,3	3,0	I,0	I,5
	40I	I98	-	55	32	70	70
	40	32	-	36	73	I00	2I
	25	26	-	56	-	I8	I8
Na	0,78	0,62	0,63	0,67	I,6I	0,96	0,9I
Ь/Та	0,53	I,8	I,8	3,1	2,2	4,5	5,0

I-4 и 7-9 те же, что и в табл. 72.

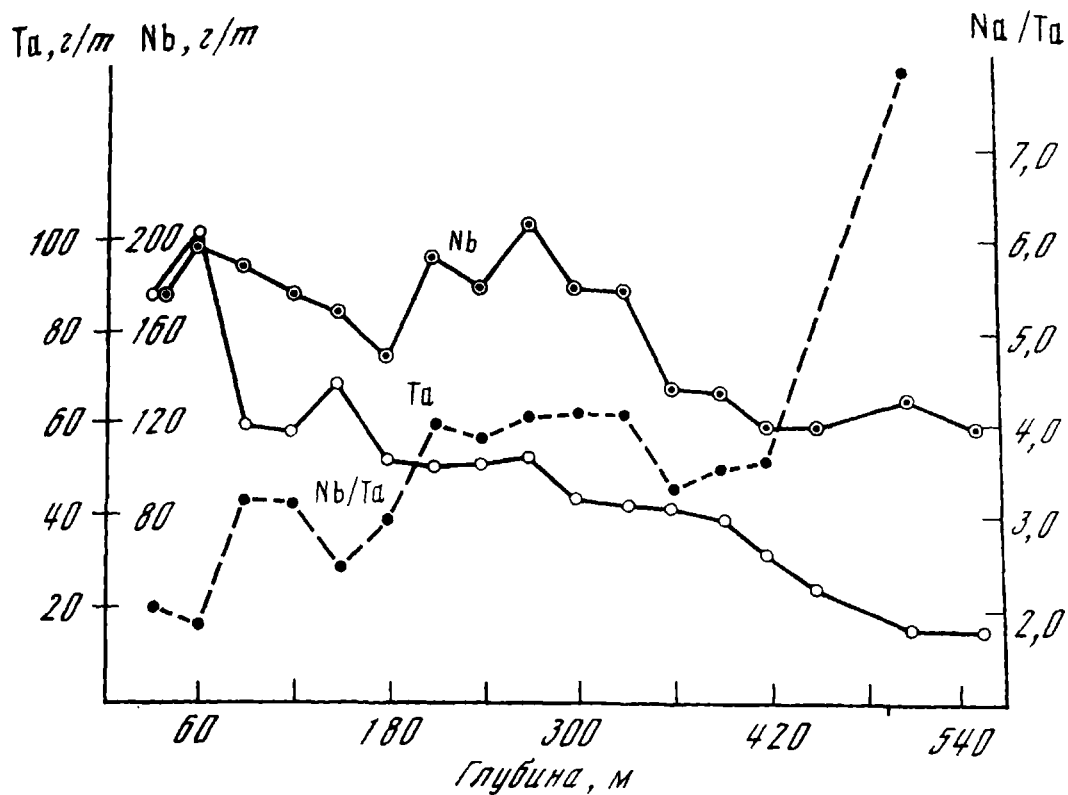
Состав апогранитов на глубине 400, 450 и 550 м существенно не изменяется; в качестве типоморфной слюды появляется протолитионит. На глубине порядка 500 м в разрезе по скважине установлена четко выраженная мощная зона кварцевания (высокотемпературного выщелачивания). При этом увеличение содержания кремнезема по разрезу на этой глубине по сравнению с содержанием кремнезема на поверхности массива (см. табл. 74) прослеживается по всему более чем полукilометровому разрезу и сопровождается отмеченным выше падением содержания глинозема, которое в интервале 350-550 м по сравнению с содержанием глинозема во внешней зоне уменьшается с 17,3% до 6,5-13,5%. Эти особенности распределения кремния и алюминия позволяют судить о выносе алюминия в апикальную зону массива при развитии процессов кислотного выщелачивания в пределах глубинной зоны купола, а также в трещинных зонах, обнаруживаемых местами в его поверхностном срезе. Таким образом, внешняя зона массива Этыка может рассматриваться как зона обогащения компонентами, перемещенными в верхнюю часть купола в процессе развития метасоматических процессов на глубинных уровнях. Этому не противоречит также резкое накопление в пределах зоны натрия, фтора и ряда редких элементов, в первую очередь тантала (см. табл. 73). Хотя двух примеров вряд ли достаточно для утверждения какой-либо закономерности, однако второе известное в пределах Восточной Сибири месторождение в лепидолит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитах (Орловский купол, см. табл. 78) также отличается максимальными концентрациями этого элемента и минимальными отношениями Nb/Ta во внешней лепидолитсодержащей зоне массива, обогащенной Al, F, Li и Rb и по ряду признаков являющейся зоной накопления переносимых компонентов [29, 97].

Химический состав пород в вертикальном разрезе через массив Этыка по опорной скважине (Восточное Забайкалье)

Компонент	Поверхность		Глубина, м					
	Внешняя (рудная) зона n = 12	Центральная часть массива n = 5	350	400	450	500		550
						6	7	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	71,03	73,20	74,50	75,92	75,18	76,65	86,42	75,16
Al ₂ O ₃	17,33	15,23	13,50	13,00	13,43	12,76	6,50	13,40
Fe ₂ O ₃	0,11	0,16	0,06	0,01	0,01	0,01	0,15	0,04
FeO	0,25	0,86	0,93	1,9	1,03	1,60	1,26	1,15
MnO	0,02	0,01	0,04	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04
MgO	0,11	0,27	0,24	0,12	0,16	0,43	0,20	0,10
CaO	0,34	0,27	0,50	0,30	0,34	0,41	0,30	0,32
Na ₂ O	6,47	4,72	5,10	4,46	5,10	5,00	0,20	5,18
K ₂ O	3,57	5,09	4,41	4,35	4,09	2,36	4,0	3,70
TiO ₂	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,08	-	0,08	0,08	0,08	-	0,06	0,10
F	0,41	0,28	0,40	0,55	0,50	-	0,36	0,39
H ₂ O ⁺	-	-	0,22	0,29	0,24	0,45	0,35	0,25
-O=F ₂	0,17	0,12	0,17	0,23	0,21	-	0,15	0,15
Сумма	99,56	99,98	99,84	100,04	100,04	99,74	99,78	99,72
K/Na	0,62	1,21	0,97	1,10	0,90	0,53	22,5	0,80
K _a	0,84	0,87	0,98	0,93	0,96	0,85	0,72	0,94

1 - лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; 2 - криофиллит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; 3-5 - циннвальдит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; 6 - кварц-полепшатовые породы, зоны окварцевания (выщелачивания); 8 - протолигнит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты. Данные по массиву Этыка любезно предоставлены А.А.Ситниным.

Для массива Этыка характерно, что вслед за незначительным повышением концентрации ниобия (при переходе от внешней зоны массива к ниже лежащей зоне порфиридных апогранитов) с глубиной наблюдается падение содержаний ниобия, имеющее достаточно устойчивый характер (от 173 г/т в порфиридных апогранитах центральной части массива на поверхности до 119 г/т в групповой пробе опорной скважине, характеризующей интервал глубин 324-557 м). Более резко падают содержания тантала (с 70 до 15 г/т) (рис. 63). Таким образом, в пределах интервала, пересеченного скважиной (550 м), в процессе совместной миграции ниобия и тантала в верхние горизонты купола проявилась частичная дифференциация этих элементов, отраженная в систематическом уменьшении ниобий-танталового отношения по направлению от глубоких горизонтов к его апикальной части от 7,9 (глубина около 500 м) через 2,5 (глубина 100-200 м) до 1,8 (глубина до 100 м). Это уменьшение прослеживается вплоть до внешней зоны массива, отличающейся максимальным накоплением тантала.



Р и с. 63. Распределение тантала и ниобия в Этыкинском массиве литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов по опорной скважине глубиной 557 м (Восточное Забайкалье)

По данным изучения поверхности и в разрезе по опорной скважине прослеживается достаточно четкая зональность в распределении литиевых слюд (сверху вниз): 1) лепидолит (апикальная зона), 2) криофиллит, 3) циннвальдит, 4) пролитионит (глубокие горизонты).

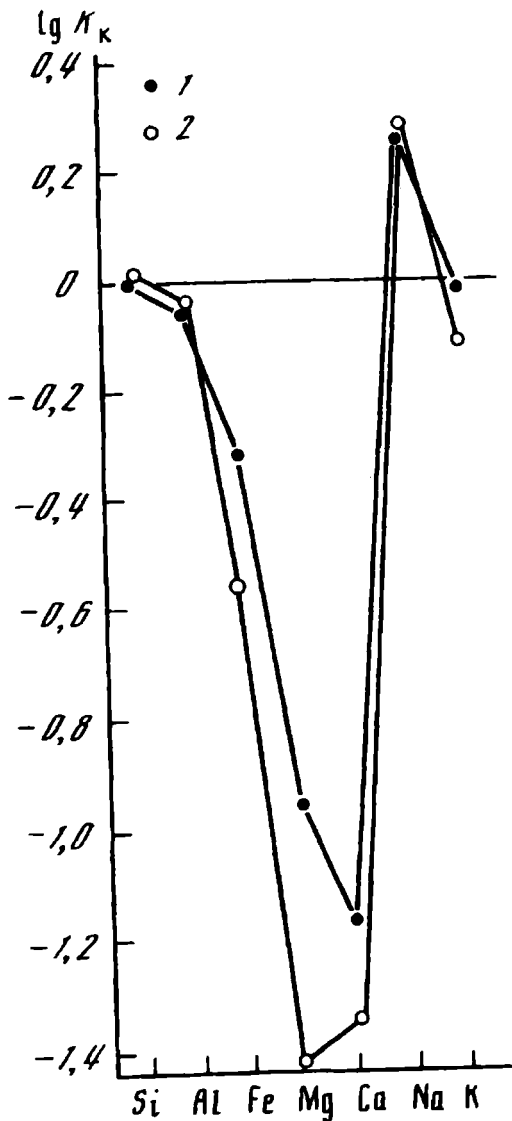
К сожалению, все без исключения известные примеры лепидолитсодержащих апогранитов относятся к фанерозою, поэтому судить о возможных изменениях их состава во времени трудно. Неизвестен, правда, возраст лепидолит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов месторождения Юй Чун провинции Цзянси, КНР, которое было открыто более десяти лет тому назад, разведано и эксплуатируется тантал. Лепидолитсодержащие апограниты месторождения Юй Чун содержат тонкие, мелкие (менее 0,1 мм) кристаллы колумбо-танталита, микролита и касситерита. Средние содержания Ta составляют 140 г/т, Nb — 62 г/т, касситерита — 20 г/т. Предполагаемый возраст массива — время яньшаньской активизации (мезозой) [323].

Фанерозойские лепидолитсодержащие апограниты, как было уже сказано, являются апикальной зоной массивов, в значительной своей массе сложенных циннвальдит-калишпат-кварц-альбитовыми апогранитами. Большой частью эрозионные массивы массивов литионитовых апогранитов уже не содержат "лепидолитовой шапки", будучи представлены породами циннвальдит-калишпат-кварц-альбитового состава. Среди массивов этого типа наряду с мезозойскими, изученными в Восточном Забайкалье, известен массив Лунио, Уганда [331], возраст которого, определен калий-аргоновым методом по циннвальдиту, оценивается в 2300 млн лет. Под микроскопом минеральный состав и структура пород массива Лунио аналогичны таковым описанным для апогранитов киммерийского возраста [29]. В качестве акцессорных минералов апограниты массива Лунио содержат обычные для этого типа

колумбит-танталит, касситерит, циркон, циртолит, магнетит, флюорит, торит, бетафит, галенит и сфалерит [309].

Сходство ассоциации породообразующих минералов у альбитовых апогранитов массива Лунио (Уганда) и Восточного Забайкалья, формирование которых разделено интервалом времени, превышающим 2 млрд лет, проявляется и в особенностях химического состава этих пород. Ранее [25] состав протерозойского апогранита массива Лунио был сравнен с почти аналогичным составом богатой альбитом разновидности юрского апогранита массива Хангилай-Шилы (Орловский купол).

Сравнение составов киммерийских апогранитов на примере массива Ачикан (Восточное Забайкалье) и протерозойских апогранитов (массив Лунио, Уганда) показало их близкое сходство (рис. 64). По своему характеру массив



Р и с. 64. Логарифмы коэффициентов концентрации петрогенных элементов в разновозрастных массивах апогранитов по отношению к среднему граниту

1 - циннвальдит-амазонит-кварц-альбитовые (Ачиканский, Восточное Забайкалье), мезозой;
2 - циннвальдит-микроклин-кварц-альбитовые (Лунио, Уганда), протерозой

Ачикан и слагающие его породы близки таковым описанным для массива Этыка (см. табл. 72).

Рассматривая циннвальдитсодержащие альбитовые апограниты, нельзя не упомянуть классические массивы альбитизированных гранитов Рудных гор (ЧССР и Германия), детально изученные М.Штемпроком и др. [292, 357]. Отличительной особенностью альбитизированных гранитных массивов этого региона является широкое развитие грейзенизации, с которой связана оловянная минерализация, имеющая практическое значение. В цитируемых работах отмечается типичное и для других регионов изменение состава литиево-железистых слюд в массивах апогранитов по вертикали от циннвальдита через протолигионит до литиевого биотита. При этом, как установлено на примере Циновецкого (ЧССР) гранитного массива по скважине глубиной 1596 м, альбитизированные литиевые граниты переходят

...амазонитовые граниты постепенно без каких-либо резких границ
 2].
 Амазонит-альбитовые апограниты, типоморфной олюдой в которых является
 протолигнит, могут быть охарактеризованы на примере Тургинского массива
 (Восточное Забайкалье). Особенно интересен тот факт, что с протолигнит-ама-
 зонит-кварц-альбитовыми апогранитами в пределах этого массива ассоциируют
 относительно альбитизированные биотитовые граниты, представляющие нижние горизон-
 ты разреза амазонитсодержащих альбитизированных гранитоидов. Химический со-
 став амазонитсодержащих апогранитов Тургинского массива близок по составу
 к амазонитсодержащим апогранитам, вскрытым опорной скважиной на глубоких горизонтах
 (до 350 м) в массиве Этыка (см. табл. 72, 74), что свидетельствует об относи-
 тельно глубинном характере эрозионного среза, вскрывающего Тургинский массив.
 Практически идентичные химический и минеральный составы имеют породы другого
 типичного представителя протолигнит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов,
 вскрытых в контактовой зоне массива позднегерцинских гранитоидов Майкуль (Ка-
 захстан) (табл. 75, 76). Геологическое положение и петрографические особен-
 ности пород массива Майкуль были уже детально описаны в литературе [55, III,
 214, 217, 218].

Т а б л и ц а 75

Средние химические составы разновозрастных биотит (протолигнит)-
 калишпат-кварц-альбитовых апогранитов с минералами ниобия

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	74,20	74,50	75,87	75,20	1,76	1,89	1,15 <1,96
Al ₂ O ₃	13,00	13,20	12,91	12,90	1,20	1,89	0,21 <1,96
Fe ₂ O ₃	1,30	0,63	0,67	0,37	1,08	2,11	4,6 >1,96
TaO	0,74	1,08	1,24	1,26	1,83	1,89	1,39 <1,96
MnO	0,05	0,02	0,02	0,03	2,40	(2,46)	2,80 >1,96
MgO	0,24	0,14	0,23	0,22	2,25	(2,46)	1,95 <1,96
CaO	0,69	0,77	0,42	0,32	1,27	1,89	2,05 <2,33
Na ₂ O	4,00	3,84	3,97	4,00	1,89	1,89	0,17 <1,96
K ₂ O	4,40	4,72	4,14	4,50	3,61	(2,46)	2,53 >2,33
TiO ₂	0,13	0,06	0,08	0,09	2,89	(2,46)	1,16 <1,96
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,03	0,03	3,16	(2,46)	средние равны
H ₂ O ⁺	0,22	0,54	0,43	0,17	1,65	1,89	>>2,33
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,72			
CO ₂	0,09	0,23	0,18	0,07			
Сумма	98,99	99,36	99,83	99,74			
n	12	22	44	18			

П р и м е ч а н и е. 1. Массив Майкуль, Казахстан. Позднегерцинский;
 2. Массив Каменные могилы, Украина. Протерозой; 3. Салминский массив, Карелия.
 4. Тургинский массив, Восточное Забайкалье. Мезозой (юра); 5-7.
 - данные выборки 3 и 4 с 5% и 1% (в скобках) отклонениями - критерия Фишера
 - найдено, 6 - табличное значение); 7. t-критерий подобия выборки 3 и 4.
 Химические анализы по Салминскому массиву выполнены в Бронницкой лаборато-
 рии ИИГРЭ. Пробки по прочим объектам анализировались в химической лаборатории
 Института Геолого-геохимического треста Мингеологии СССР.

Средние содержания элементов-примесей в разновозрастных биотит (протолитионит)-калишпат-кварц-альбитовых апогранитах с минералами ниобия

Компо- нент	1	2	3	4	Компо- нент	1	2	3	4
Li	34	115	204	171	Cu	52	15	10	61
Rb	349	651	609	445	Cr	-	-	26	-
Cs	12	< 5	5	12	V	-	5	2	-
Ta	6,0	7,4	14	7,7	N	-	-	4	-
Nb	48	63	55	81	Co	-	-	1	-
Be	6,5	6,1	10	6,0	Ba	-	-	50	-
Sn	10	26	14	22	Sr	-	-	15	-
W	30	3,2	7	3,0	K/Na	1,23	1,38	1,17	1,28
Mo	2,0	1,7	5,0	1,6	K/Rb	105	60,3	56,4	83,9
Zr	202	137	138	208	Nb/Ta	8,0	8,5	3,9	10,5
Th	26	44	-	71	Zr/Sn	20,2	5,3	9,9	9,5
Pb	75	69	70	69	Zr/Ta	33,7	18,5	9,9	34,7
Zn	13	35	35	84	K _a	0,87	0,87	0,85	0,83

I-4 - то же, что и в табл. 75.

О сходстве в распределении элементов-примесей в амазонитсодержащих апогранитах Тургинского (Восточное Забайкалье) массива и массива Майкуль (Казахстан) свидетельствует рис. 65, представляющий логарифмы коэффициентов концентраций ($\lg K_K$) этих элементов по отношению к среднему граниту.

Массивы и тела альбитизированных гранитов, содержащих в качестве типического минерала железисто-литиевую слюду, формируются и вне какой-либо связи с процессами амазонитизации микроклина, также образуя в качестве конечных продуктов изменения апограниты протолитионит-калишпат-кварц-альбитового состава. Они наблюдаются, как правило, в связи с более крупными массивами нормальных или калиевых гранитов в виде метасоматических зон мелкозернистого аплитовидного сложения, куполовидных и гребнеподобных выступов крупных интрузивных тел, фациальных обособлений в пределах сложно построенных гранитных интрузий и др. При этом каких-либо существенных различий в особенностях минерального и химического состава безамазонитовых альбитизированных гранитоидов, содержащих протолитионит или литиевый биотит, не отмечается, вне зависимости от того, существует ли у них какая-нибудь связь с амазонит-альбитовыми разновидностями апогранитов (см. табл. 75).

Характерными примерами фанерозойских протолитионитсодержащих альбитизированных гранитов (апогранитов) могут служить уже упоминавшиеся породы этого типа, развитые в пределах Тургинского (Восточное Забайкалье) массива и массива Майкуль (Казахстан) (см. табл. 75). Сходные с ними по минеральному и химическому составу биотит (протолитионит)-калишпат-кварц-альбитовые породы, отличающиеся широким развитием альбитизации и соответствующим набором редких минеральных аксессуарных минералов (флюорит, топаз, танталит-колумбит, касситерит, малакон, торит), известны и в протерозое. Примерами могут служить массивы Могилы, Украина, в породах которого широко развита альбитизация.

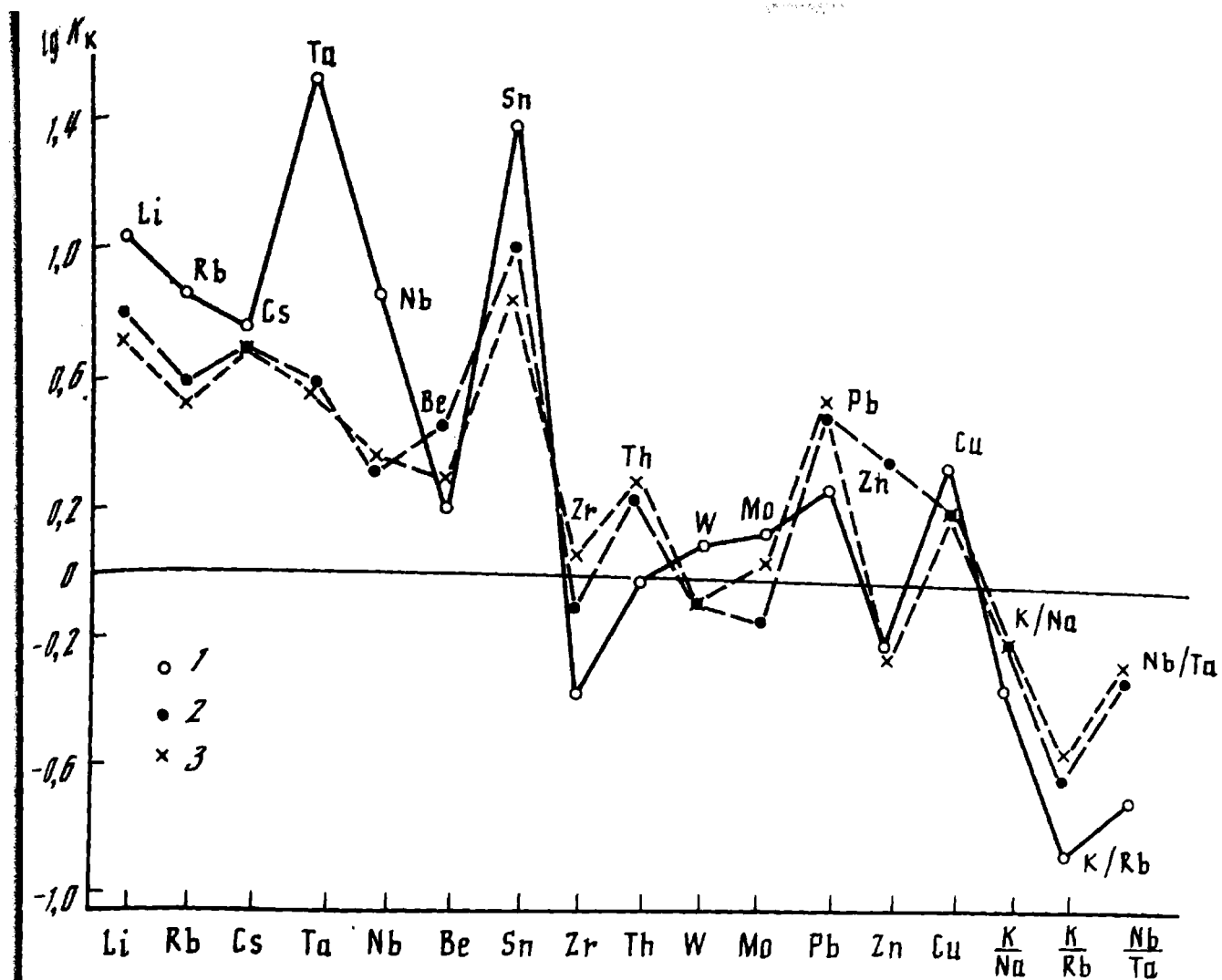


Рис. 65. Логарифмы коэффициентов концентрации элементов-примесей в редкометалльных амазонитсодержащих альбитовых апогранитах различных массивов по отношению к среднему граниту

1 – лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые – передовая зона метасоматической колонки, обогащенная перемещенными компонентами (Этыкинский, Восточное Забайкалье); 2 – протолитионит-амазонит-кварц-альбитовые (Тургинский, Восточное Забайкалье); 3 – то же (Майкуль, Казахстан)

для [20, 79] (см. табл. 75), а также Салминский массив гранитов рапакиви (Северное Приладожье, Карелия), заключительная фаза которого испытала на себе существенное влияние альбитизации. Упомянутый массив представляет собой крупное (около 4500 км²) дифференцированное тело, сложенное тремя главными фациальными разновидностями гранитоидов: I – кварцевые монциты, II – овоидные кварцообманково-биотитовые граниты рапакиви, III – среднезернистые биотитовые граниты с идиоморфным черным кварцем; IV – разновидность гранитоидов, представленная мелкозернистыми аплитовидными альбитизированными гранитами, развитая в пределах протяженной (длиной несколько десятков километров и шириной до 10 км) зоны, локализованной в северо-западном, всياчем экзоконтакте Салминского массива. Альбитизированные мелкозернистые граниты образуют преимущественно куполовидные залежи, усложненные дайкообразными апофизами и штокообразными выступами во вмещающие гнейсо-граниты.

Характерной особенностью мелкозернистых гранитов экзоконтактовой зоны Салминского массива является неравномерность их альбитизации, которая в основном определяется соотношениями раннего мелкозернистого калиевого полевого шпата, микропластинчатого альбита и относительно крупнозернистого (по сравнению с

полевыми шпатами) кварца. Вариации этих соотношений достаточно широки, от мелкозернистого аплитовидного кварц-калишпатового гранита (почти без альбитита) до кварцевого альбитита с небольшим количеством реликтов раннего калиевого полевого шпата. В результате содержания Na_2O и K_2O колеблются от 4,87% Na_2O и 2,67% K_2O в альбитизированных разностях до 2,13% Na_2O и 6,11% K_2O в участках почти не подвергшихся альбитизации.

Отмечается вертикальная зональность в распределении литиево-железистых слюд, наглядно проявляющаяся в изменении их плеохроизма. Так, бледно-коричневый, слегка зеленоватый протолитионит верхних горизонтов опорной скв. 395 с почти незаметным плеохроизмом на глубине более 150 м сменяется коричневым литиевым биотитом с четким плеохроизмом в светло-коричневых тонах.

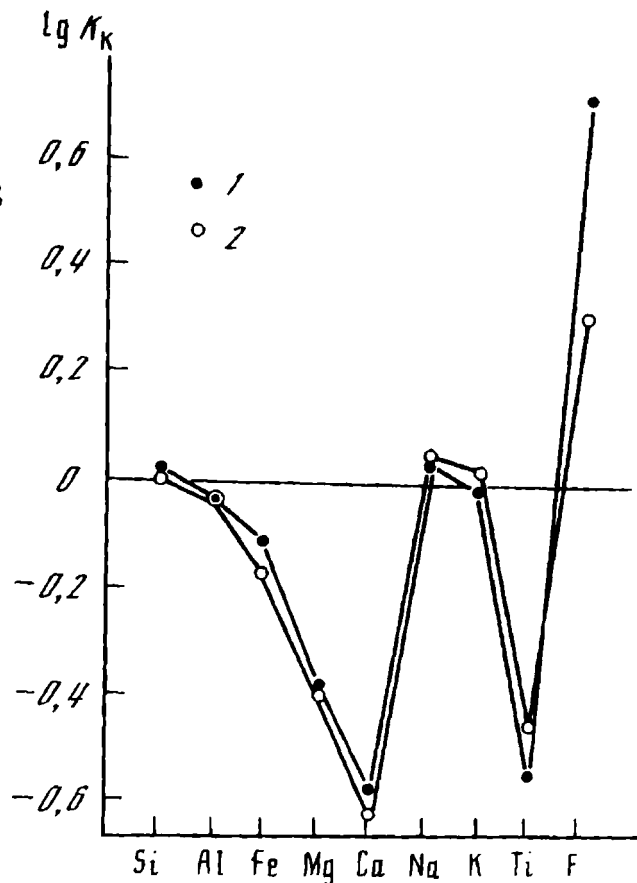
Для мелкозернистых протолитионит (биотит)-калишпат-кварц-альбитовых апогранитов экзоконтакта Салминского массива характерен стандартный для этих пород набор акцессорных минералов: колумбит-танталит, касситерит, монацит и в очень небольшом количестве циркон. С присутствием в них мелких (доли миллиметра) кристаллов колумбита и тантало-колумбита связаны повышенные концентрации тантала и ниобия, с колебаниями отношений Nb/Ta (судя по анализам валовых проб) от 10:1 до 3:1. При этом по скважинам прослеживается тенденция к уменьшению содержания тантала и увеличению Nb/Ta отношения с глубиной. Распределение тантала по скважинам позволяет судить о том, что в неравномерно альбитизированной породе максимальная его концентрация обычно имеет место в участках наиболее интенсивной альбитизации, а в зоне передового фронта активного альбитового замещения, где происходит резкое изменение состава и режима кислотности-щелочности замещающих растворов. В то же время тесная связь тантало-ниобиевой минерализации с процессом альбитизации подчеркивается резким понижением содержания тантала и ниобия в участках мелкозернистых кварц-калишпатовых гранитов с весьма слабым развитием позднего наложенного мелкопластинчатого альбита.

Средний химический состав протерозойских альбитизированных гранитов (апогранитов) Салминского массива оказался близок среднему составу альбитовых апогранитов вообще и практически тождествен среднему химическому составу стронтиевых киммерийских (юрских) апогранитов Тургинского массива в Забайкалье (см. табл. 75 и рис. 66). И в данном случае налицо отсутствие каких-либо тенденций к изменению химического состава типовых разностей альбитизированных гранитоидов в зависимости от возраста их формирования (протерозой-мезозой).

Биотит- и рибекит-калишпат-кварц-альбитовые апограниты с минералами циркония, ниобия и редких земель

Биотит- и рибекит-калишпат-кварц-альбитовые апограниты повышенной щелочности, несущие ниобий-циркониевую минерализацию (часто с участием редкоземельных минералов), подробно описывались ранее [29, 185, 187, 208, 243, 244, 329]. Однако все приводимые примеры касались объектов фанерозойского возраста. В 1987 г. были опубликованы данные по биотит-калишпат-кварц-альбитовым апогранитам Питинга (Северо-Восточная Бразилия), образованным в результате автometасоматического замещения биотитовых гранитов и гранитов рапакиви массива Мадейра [337]. Возраст гранитов Мадейра (включая апограниты), определенный по Rb/Sr изохроне, оказался равным $1,691 \pm 0,34$ млрд лет при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7062$. Подобный возраст, как известно, характерен для гранитов типа рапакиви, развитых и в других регионах земного шара.

с. 66. Логарифмы коэффициентов кон-
центрации петрогенных элементов по от-
ношению к среднему граниту в разновоз-
растных массивах биотит(протолитионит)-
шпат-кварц-альбитовых апогранитов
1 - Салминский, Карелия - протерозой;
2 - Тургинокий, Восточное Забайкалье -
протерозой



Апограниты образуют овальное метасоматическое тело в центре массива Мадей-
е. Они характеризуются средне-, крупнозернистой структурой и сложены в ос-
новном альбитом (20-60%), калиевым полевым шпатом и фенокристаллами кварца. Био-
тит отличается резким плеохроизмом: темно-зеленый по Z-Y и желтовато-зеленый
по X. Изредка наблюдается амфибол, определенный как рибекит. Акцессорные:
асситерит, колумбит, пироклор, ксенотим, торит и самарскит.

К сожалению, данные о среднем химическом составе апогранитов Питинги (по
пробам) неполные и в сумме компоненты не достигают 99% (в %: SiO_2 - 68,04;
 Al_2O_3 - 13,34; Fe_2O_3 - 2,73; FeO - 1,42; MnO - 0,15; CaO - 1,47; Na_2O -
1,70; K_2O - 3,85; TiO_2 - 0,02; P_2O_5 - 0,11; F - 2,29; $K_a = 1,12$). В этой свя-
зи затруднительно судить о причинах относительно низкого содержания в них
 SiO_2 , что и отличает эти породы от однотипных апогранитов фанерозойского
возраста.

В работе М.Б.Макамба и др. [337] приводятся данные о содержании некото-
рых редких, а также редкоземельных элементов (в г/т: Rb - 4830; Sr - 36;
- 1500; Zr - 1906). Р.Гейнс [323] дополнительно сообщает сведения о
среднем содержании олова (3000 г/т), иттрия (200 г/т), главным образом за-
счет ксенотима, а также об отношении Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (11:1) и среднем содер-
жании тантала (200 г/т), что вполне соответствует другим интенсивно минерали-
зованным месторождениям этого типа.

Характерным является распределение редкоземельных элементов [337]. По
сравнению с гранитами субстрата (рапакиви и среднезернистые биотитовые) в
апогранитах наблюдаются некоторый дефицит легких РЗЭ и накопление тяжелых
РЗЭ. В результате отношение La_N/Yb_N в апогранитах (0,91) значительно мень-
ше, чем в гранитах рапакиви (6,13-7,64) и биотитовых гранитах (5,14-7,86).
Относительное повышение активности тяжелых РЗЭ по сравнению с активностью
легких РЗЭ позволяет судить, что, несмотря на щелочной характер апогранитов,

миграция и концентрация в них РЗЭ происходили в обстановке относительно повышенной валовой активности кислот в растворах.

Данные о химическом составе фанерозойских биотит- и рибекит-калишпат-кварц-альбитовых апогранитов с минералами циркония, ниобия и редких земель приведены в табл. 77. Их достаточно детальное описание дано в цитированных

Т а б л и ц а 77

Средний химический состав биотит- и рибекит-калишпат-кварц-альбитовых апогранитов

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	74,14	74,37	73,64	H ₂ O ⁺	0,10	0,50	0,30
TiO ₂	0,05	0,09	0,12	П.п.п.	0,30	-	-
Al ₂ O ₃	14,03	13,05	12,05	-O=F ₂	0,084	0,19	0,25
Fe ₂ O ₃	1,27	1,77	1,62	Сумма	99,77	100,35	99,97
FeO	0,32	0,71	1,45	Li	170	170	-
MnO	0,11	0,04	0,04	Rb	1250	820	-
MgO	0,15	0,32	0,26	Be	6	18	-
CaO	0,30	0,65	0,57	ZrO ₂	1000	7600	-
Na ₂ O	5,26	4,49	5,17	Nb ₂ O ₅	400	1460	-
K ₂ O	3,59	4,10	4,39	Ta ₂ O ₅	50	100	-
SO ₃	0,02	-	-	K/Na	0,11	1,02	0,95
P ₂ O ₅	0,01	-	0,02	K _a	0,89	0,91	1,0
F	0,20	0,45	0,59	n	12	13	10

1 - биотит-калишпат-альбитовые, массив Лосевка, Казахстан; 2 - то же, Верхнее Эспе, Казахстан; 3 - рибекит-калишпат-кварц-альбитовые - Северная Германия. 1, 2 анализы выполнены в Химлаборатории ИМГРЭ; 3 - по [330].

выше публикациях (см. начало раздела). Для биотит-калишпат-кварц-альбитовых апогранитов характерна убогая ниобиевая минерализация (колумбит) и низкие содержания циркония (см. табл. 75). В биотит- и рибекитсодержащих апогранитах щелочного ряда концентрация этих элементов резко возрастает (в ряде случаев на порядок), появляются концентрации иттриевых редких земель, содержания тантала достигают значений, свойственных лепидолитсодержащим апогранитам (при Nb/Ta отношении, равном 1:7 - 1:12). При этом дифференциации тантала и ниобия в процессах формирования массивов щелочных апогранитов не наблюдается.

Обращаясь к вопросу о различии металлогенических особенностей апогранитов субщелочного и щелочного рядов, правильнее всего искать причину этого в химизме родоначальных гранитных магм, типоморфными элементами которых в зависимости от щелочности были: 1) бериллий, вольфрам, молибден (нормальный ряд), 2) тантал, ниобий, олово, литий, рубидий (субщелочной ряд), 3) цирконий, ниобий, тантал, редкоземельные элементы (щелочной ряд).

Генетическая характеристика редкометалльных альбитовых апогранитов

При решении вопроса о генезисе обогащенных альбитом гранитоидов должны быть учтены геологические, петрологические, петрографические и геохимические факторы [80]. Приуроченность альбитсодержащих редкометалльных гранитоидов к апикальным участкам крупных интрузивных тел, куполам и различного рода апогранитам, контролируемым ослабленными тектоническими зонами, позволяет полагать

структуры, будучи областями пониженного давления в магматической интрузивной системе вызвали подток флюидных растворов из глубинных зон магматического очага. В результате (в процессе дифференциации гранитной интрузии) в апикальных участках - ловушках формировались расплавы, обогащенные летучими компонентами (F, OH), в том числе мобильными соединениями - трансформерами ряда редких элементов (Li, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Zr, TR). Петрология этих расплавов была детально изучена В.И.Коваленко [107], справедливо подчеркнувшего роль длительной дифференциации расплавов для формирования редкоземельных литий-фтористых гранитоидов.

Но история формирования подобных обогащенных летучими порций гранитного расплава не может быть понята до конца без детального рассмотрения послемагматических явлений. При кристаллизации обогащенного летучими расплава происходит отделение флюидных растворов, которые взаимодействуют с закристаллизованной твердой фазой на месте, затем перемещаются в более верхние горизонты интрузива, реагируя по мере продвижения с окружающей породой. Следует иметь в виду, что отделение флюидных растворов в процессе раскристаллизации расплава во взаимодействии с твердой фазой происходит на множестве уровней кристаллизующегося объема гранитов. В результате в магматической камере в процессе консолидации расплава формируется сложный поток высокотемпературных флюидных растворов, перемещающихся в направлении апикальной части интрузива. Этот процесс производит послемагматическую переработку первично интрузивных гранитоидов, которую (учитывая, что все метасоматические преобразования в рассмотренных случаях связаны с развитием единого интрузивного тела) можно квалифицировать как автометасоматоз.

Обращаясь к взаимодействию высокотемпературных послемагматических флюидов с закристаллизовавшимися гранитами, отметим, что на ранней стадии их отделения, когда имеются основания предполагать преимущественно надкритическое состояние растворов, эти флюиды отличаются высокой активностью сильных оснований. Подобное явление в природных надкритических растворах, находящихся в области высоких давлений, обусловлено тем, что подавлена активность кислотных оснований, связанных в прочные комплексы с элементами-комплексообразователями (Si, B и др.) и амфотерами (Al и др.), присутствующими в избытке в этих растворах [23, 28, 29].

При подавлении валовой активности кислот в сжимаемом надкритическом растворе в соответствии с правилами Д.С.Коржинского [120] следует ожидать существенного повышения активности сильных оснований и в первую очередь наиболее сильного из петрогенных оснований - калия. Это, как известно, проявляется в гранитах в развитии ранней микроклинизации - процесса, широко распространенного в природе, в частности в гранитах, являющихся материнскими для редкоземельных альбитовых апогранитов. Ранняя микроклинизация гранитов в первую очередь проявляется в метасоматическом образовании порфировидных кристаллов микроклин-пертита, развивающегося главным образом по олигоклаз-альбиту гранитоидов. Она захватывает большие объемы гранитных массивов, находящихся в стадии становления, что способствует генерации флюидных растворов, относительно обогащенных натрием [28, 29].

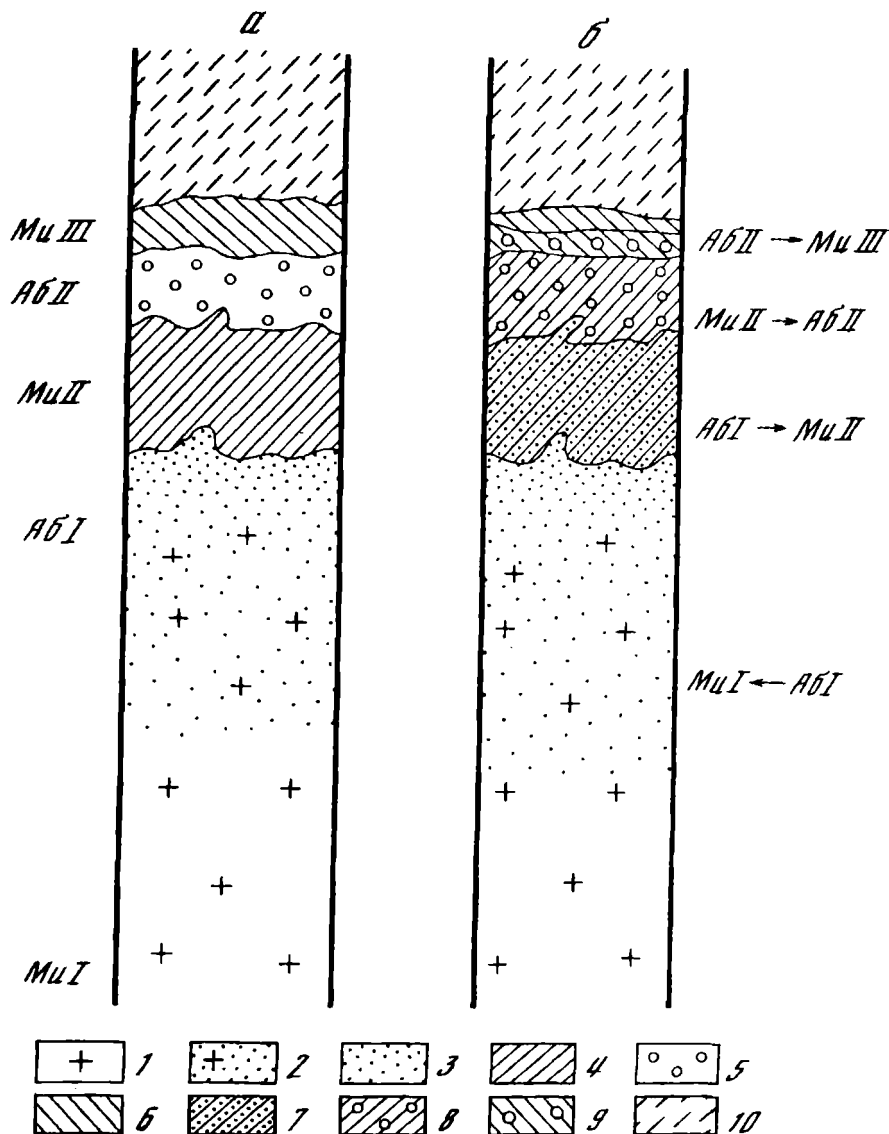
В общем случае эти растворы могут быть рассеяны в теле кристаллизующегося гранитного интрузива и являться причиной слабо выраженных признаков зачаточной альбитизации, хорошо известных каждому петрографу. Но если становление

гранитного массива происходит в условиях, благоприятных для проявления эмационного фактора (наличие в апикальной части массива куполов, апофиз, концентрируемых ослабленными зонами), то в пределах интрузивного тела может быть сформирован поток флюидов с высокой активностью натрия, перемещающихся в направлении области пониженного давления, т.е. его апикальной части, и вызывающих метасоматическую переработку гранитов.

В метасоматическом процессе, идущем при постоянном объеме, четырехминеральная ассоциация гранитов ($Mi + Ab + Kfs + Sl$) будет устойчива, если из составляющих ее четырех виртуальных компонентов (Si, Al, Na, K) три будут находиться в инертном состоянии. Если судить по широкому развитию ранней калишпатизации на высокотемпературных этапах послемагматического гранитообразования, можно предположить вполне подвижное поведение калия. При развитии метасоматоза и переходе второго щелочного металла (натрия) во вполне подвижное состояние (алюминий и кремний инертны) четырехминеральная ассоциация становится неравновесной и, согласно правилу фаз, будет стремиться к переходу в трехминеральный парагенезис. При этом состав трехминерального парагенезиса ($Ab + Kfs + Sl$ или $Mi + Kfs + Sl$) будет определяться массами инертных компонентов и сравнительной активностью во флюидном растворе виртуальных вполне подвижных компонентов — калия и натрия. В результате соотношение активностей калия и натрия в замещающем флюиде становится важным фактором равновесия системы, которая лишь изредка представлена конечным трехминеральным парагенезисом. В большинстве случаев приходится наблюдать переходную неравновесную ассоциацию $Ab + Mi + Kfs + Sl$, которой в зависимости от соотношений активностей калия и натрия в растворе преобладает микроклин или альбит.

Рассмотрим некоторые факторы, влияющие на соотношение концентраций и соответственно активностей сильных оснований, присутствующих в замещающем растворе. Так, в процессе микроклинизации гранита в головной части сформированного потока замещающих флюидов (на фронте метасоматоза) должно происходить накопление натрия, выносимого из гранитов. Соответствующий рост активности последнего по отношению к калию в конечном итоге определяет начало замещения в этой зоне калиевого полевого шпата альбитом. В результате в благоприятных структурных условиях подтока натрийсодержащих растворов развивается альбитизация, которая может захватить большие объемы в апикальной части гранитного массива. Таким образом, развитие ранней микроклинизации гранита в определенных условиях может сопровождаться формированием передовой зоны альбитизации на фронте обогащения метасоматической колонки перемещенным компонентом — натрием [95]. В результате этого процесса в пределах фронтальной зоны будет иметь место замещение раннего микроклин-пертита ($Mi I$) альбитом ($Ab I$).

При дальнейшем развитии процесса в головной части альбитовой зоны образуется передовой фронт второго порядка, обогащенный выносимым при альбитизации калием. При достижении калием определенной активности в растворе по отношению к натрию в пределах передового фронта второго порядка начиналась калишпатизация, т.е. замещение альбита ($Ab I$) поздним микроклином ($Mi II$). Таким образом формировалась еще одна зона, обогащенная перемещенным компонентом и отличающаяся накоплением калиевого полевого шпата. Но фронт обогащения перемещенным компонентом второго порядка, осуществляя калиевый метасоматоз, в свою очередь, должен был инициировать образование следующего передового фронта (третьего порядка), в пределах которого растворы в процессе развития метасоматоза



Р и с. 67. Схематическая метасоматическая колонка альбитовых апогранитов со статическим положением фронтов, обогащенных перемещенными компонентами (а) и с их последовательным телескопированием (б)

1 - биотитовый гранит с порфировидными вкрапленниками микроклин-пертита (Ми I); 2 - то же с проявлением альбитизации; 3-6 - зоны: 3 - альбитовая (Аб I) передового фронта первого порядка, 4 - обогащенная микроклином (Ми II) на передовом фронте второго порядка, 5 - обогащенная альбитом (Аб II) на передовом фронте третьего порядка, 6 - обогащенная поздним микроклином (Ми III) на передовом фронте четвертого порядка; 7 - наложение альбитизации (Аб I) на микроклиновую зону (4); 8 - наложение микроклинизации (Ми II) на альбитовую зону (5); 9 - наложение поздней альбитизации (Аб II) на микроклиновую зону (6); 10 - вмещающие породы

Метасоматической колонки обогащаются натрием. В результате на фронте микроклинизации в самой передовой части метасоматической колонки развивается поздняя альбитизация. Если бы на этом процесс заканчивался, то в метасоматической колонке выделялись бы три ассоциации полевых шпатов, участвующих в формировании альбитности колонки: а) Ми I и замещающий его в зоне передового фронта Аб I ($I \leftarrow Аб I + Кв + Сл$); б) Ми II (передовой фронт второго порядка) по Аб I ($I \leftarrow Ми II + Кв + Сл$); в) Аб II (передовой фронт третьего порядка) по Ми II ($II \leftarrow Аб II + Кв + Сл$) и т.д. Но в действительности растворы, передвигаясь вверх сквозь сформированные зоны, усложняют строение метасоматической колонки (рис. 67). Разраста-

ние по восстанию зоны с Аб I приводит к наложению ее на первую калишпатовую зону передового фронта. В итоге образуется разновременная ассоциация Ми II + Аб I, отличающаяся противоречивыми возрастными соотношениями двух полевых шпатов. Действительно, сначала в результате накопления перемещенного в процессе альбитизации калия, в фронтовой зоне метасоматической колонки произошло замещение ранее выделявшегося альбита I микроклином II. Однако затем на эту зону, сложенную (в ее полевошпатовой части) Ми II и реликтами Аб I, наложилась продвигающаяся вверх тыловая зона, сформированная растворами с высокой активностью натрия. При этом происходит уже обратный процесс — Аб I замещает Ми II. В шлифах видно, как зерна микроклина замещаются альбитом и одновременно содержат частично резорбированные реликты того же альбита, что нередко ставит исследователей в тупик.

При наложении зоны с Аб I на зону, обогащенную Ми II, одновременно происходит перемещение последней по восстанию с наложением позднего Ми II на Аб II в пределах передовой зоны. Опять возникают противоречивые возрастные отношения между Ми II и Аб II в сформированной породе. Поздний альбит (Аб II), замещающий Ми II на передовом фронте третьего порядка, одновременно наблюдается в виде реликтов в кристаллах Ми II в случаях телескопирования зон.

Вряд ли имеет смысл детализировать дальнейшее динамическое развитие метасоматической колонки, тем более, что это развитие тесно связано с конкретными условиями эволюции того или иного массива. Для пород, образованных при значительном участии метасоматических процессов, сложные взаимоотношения между слагающими породу минералами являются типичными. Противоречивые отношения известны между альбитом и кварцем, калиевым полевым шпатом и кварцем. В одной той же метасоматической зоне обычно присутствует несколько генераций калиевого полевого шпата, плагиоклаза (альбита), кварца, возрастные отношения между которыми часто также противоречивы.

Как было уже показано, объяснения этих явлений могут быть найдены при анализе динамики формирования метасоматической колонки с учетом того, что обязательной особенностью метасоматоза при наличии восходящего потока замещающих растворов является образование серии последовательных зон-фронтов, обогащенных перемещенными компонентами. На примере альбита и микроклина в апогранитах было рассмотрено, как при разрастании колонки вверх (по восстанию) происходит поочередное наложение зон друг на друга, при котором осуществляется пространственное совмещение разновременных минералов, сформированных в разных зонах и в разных условиях. Из приведенной схематической характеристики "нового" принципа развития метасоматоза в апогранитах должно быть ясно, что этим принципом могут быть объяснены многие особенности строения и метасоматической зональности массивов апогранитов, в частности типичные для них противоречивые возрастные отношения калиевый полевой шпат-альбит, альбит-кварц, микроклин-кварц.

Рассматривая процессы формирования метасоматической колонки альбитовых апогранитов, необходимо определить место явлений кислотного выщелачивания (окварцевания), четко проявленных в большинстве изученных массивов. Вопрос о закономерном увеличении валовой активности кислот при переходе надкритических растворов в гидротермальные подробно обсуждался ранее [28, 29, 119-122, 263, 277, 356]. По нашему мнению, основную роль в резком повышении кислотности растворов играл распад определенной части присутствовавших в них ацидокомплексов, связанный с появлением (в связи с падением температуры) жидкой фазы

повлекший скачкообразное увеличение активности диссоциированных кислот-анионов F^{-} , Cl^{-} , CO_3^{2-} . В пределах альбитизированных гранитных массивов вспышка кислотности обычно по времени завершает раннюю альбитизацию (1), хотя это выдерживается не во всех случаях. Эта вспышка проявляется в образовании трещинных зон, обогащенных кварцем, а также в повсеместном разрастании зерен кварца за счет окружающих их полевых шпатов. Но в пределах массивов, обогащенных щелочными полевыми шпатами, резкое повышение кислотности достаточно быстро гасится в результате накопления в растворах сильных оснований, выносимых из породы в процессе выщелачивания. В зонах наиболее полного развития процесса кислотного выщелачивания все компоненты системы приобретают вполне подвижное состояние, и в тыловой зоне метасоматической колонки формируется мономинеральная кварцевая порода. В этих случаях выносятся также алюминий, который в верхней части колонки, как правило, переотлагается топаз или слюды.

Развитие явлений кислотного выщелачивания осложняет "волновое" развитие метасоматоза, определяя формирование дополнительных передовых фронтов", на которых происходит накопление перемещенных компонентов, среди которых наряду с сильными основаниями в ряде случаев важную роль играет алюминий.

Как следует из фактического материала, развитие кислотного выщелачивания с широким участием фтора в массивах альбитовых апогранитов, содержащих колумбит, ведет к переотложению тантала и ниобия и их частичной дифференциации, которая сопровождается накоплением тантала. Этот процесс проявлен на фоне обогащения апикальной зоны передового фронта алюминием (топаз), выносимым с более глубоких горизонтов при развитии на этих горизонтах процессов кислотного выщелачивания, идущих при активном участии фтора. Факторами, определяющими частичную дифференциацию тантала и ниобия в процессах кислотного выщелачивания и последующего переотложения, являются различная подвижность и устойчивость фторкомплексов этих элементов. Фторкомплексы представляют собой наиболее вероятные формы миграции этих элементов в данной геохимической обстановке [32].

Фторкомплексы тантала по сравнению с ниобиевыми аналогами являются более подвижными и устойчивыми в условиях высокотемпературных растворов [236], что ведет к обогащению тантала в апикальных зонах массивов апогранитов, в которых на более глубоких горизонтах проявились процессы кислотного выщелачивания с участием фтора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предложенной монографии авторы сделали попытку рассмотреть некоторые закономерности геохимической эволюции гранитоидного магматизма на примере некоторых регионов страны (Украинский и Балтийский щиты, Урал, Памир, Тянь-Шань, складчатые области юга Сибири).

В целях выявления существующих связей геохимической эволюции гранитоидов с тектоническим развитием земной коры детально обсуждена проблема геодинамических обстановок формирования гранитоидов в литосфере. Не подтверждается роль тектоники плит в раннеархейском гранитообразовании, которому присущ четко выраженный ареальный характер. Последний сменяется в позднем архее — раннем протерозое развитием протяженных зон сжатия. В свою очередь, в позднем протерозое — фанерозое контролирующая роль в гранитообразовании переходит, главным образом, к зонам линейного характера, развивающимся на границах литосферных плит. Однако петрогеохимические особенности гранитообразования на этом общем геотектоническом фоне развивались более сложно и в настоящее время можно с уверенностью судить, что уже в архее, наряду с формированием некоторых специфических для докембрия типов гранитных пород (эндербитоиды — чарнокитоиды и др.) происходило образование широкой гаммы гранитоидов, которые по составу и текстурно-структурным особенностям определяют принципиальное подобие докембрийских и фанерозойских гранитов. Говоря об архейских гранитоидах часто подразумевают при этом преобладание существенно плагиоклазовых разновидностей (тоналиты, плагиограниты и др.), относя формирование пород, богатых калиевым полевым шпатом, на более поздние этапы протерозоя. При этом остается неучтенной заметная роль существенно калиевых, в ряде случаев пегматитоносных, архейских гранитов, распространенных в пределах ряда докембрийских провинций. Их более молодые аналоги присутствуют в фанерозойских структурах вплоть до мезозоя. Характерными примерами могут служить поля калиевых пегматитоносных гранитов провинции Супериор (Канада), возраст которых датируется 2.650–2.550 млн лет, и, близкие по характеру слагающих их пород, некоторые массивы пегматитоносных мезозойских гранитов Восточного Забайкалья. В этой связи преимущественно натрий-кальциевый характер гранитообразования в архее все еще требует количественного подтверждения.

О существенном влиянии тектоники плит на формирование позднедокембрийских фанерозойских гранитоидов свидетельствуют многие исследователи, однако, судя по имеющимся материалам, геодинамическая классификация гранитоидов, исходя из петрогеохимических критериев, требует дальнейшей углубленной разработки и совершенствования.

В этой связи, учитывая требования, которые предъявляются к типизации гранитоидов, опирающейся на объективные петрохимические данные, в представленной монографии предложена оригинальная петрохимическая классификация гранитоидов.

исходящая из сравнения типовых петрохимических трендов в координатах кислотности-щелочности гранитоидных систем.

Использование предлагаемой методики трендового анализа может быть рекомендовано при оценке петрохимических и генетических связей в рамках магматических серий, являющихся объектами исследования. Развитие этой классификации, с учетом геодинамических характеристик формирования различных типов гранитоидных расплавов, является важной задачей дальнейших исследований.

Геохимические особенности формирования докембрийских гранитоидов, становление которых происходило в условиях гранулитовой фации метаморфизма, рассмотрены на примере Украинского кристаллического щита, а также, в более общем плане, при характеристике "особых" типов гранитоидов, включающих, в числе других типов, эндербитоиды и чарнокитоиды. Как в том, так и в другом случае, подчеркивается связь образования пород рассматриваемой серии с процессом формирования первичной сиалической коры кристаллосланцево-плагиогнейсового состава в условиях интенсивной флюидной переработки первичной существенно более основной коры. При этом эволюционный ряд эндербит-чарнокит развивался в направлении увеличения активности кремния и калия в водно-карбонатном гранитизирующем флюиде, первоначально имевшим кремний-натриевый характер. Процесс начинался с метасоматической подготовки первичного субстрата коры и завершался появлением палингенно-анатектических выплавов чарнокитового состава. В общем процесс эволюционировал в направлении увеличения щелочности формирующихся гранитоидов, определяемом сменой кальций-натриевой ассоциации эндербитоидов комплексом чарнокитоидных пород, отличающихся существенной ролью калия.

Значение докембрийской гранитизации в образовании современной континентальной земной коры показано на примере беломорского комплекса Балтийского щита. При этом рассмотрена проблема формирования зон плагиомигматитов, которые естественно развивались на передовом фронте прогрессирующей гранитизации основных пород, способствуя, таким образом, росту сиалической коры. Возможность подобного происхождения плагиомигматитов должна учитываться во всех случаях проявления гранитизации metabазитов. Результатом раннепротерозойской гранитизации существенно metabазитовой архейской коры в пределах современного беломорского комплекса явилось образование более кислой коры, средний состав которой близок среднему составу гранодиорита и, соответственно, среднему составу земной коры. Характерно, что петрохимическая эволюция в серии эндербит-чарнокит также заканчивается составом, близким гранодиориту, что свидетельствует о единой направленности процессов гранитизации первичных пород земной коры, соответствующей гомодромному геохимическому тренду. Таким образом, рассматриваемый тренд однозначно характеризует процесс эволюции общего химического состава континентальной земной коры во времени. Он проявляется также в пределах отдельных регионов и конкретных серий гранитоидов как в докембрии, так и в фанерозое.

В качестве примера, на основе систематического анализа, показано наличие четкого тренда петрохимической эволюции гранитоидов в протерозойское и палеозойское время в пределах южного обрамления Сибирской платформы. Установлена подчиненность концентрационных трендов калия общим эволюционным петрохимическим трендам гранитоидов. На этой основе сделан вывод, что привнос калия глубинными гранитизирующими флюидами в наибольшей степени мог быть проявлен в процессе гранитизации докембрийской коры. Дальнейшая концентрация калия, связанная с процессами анатексиса и палингенеза докембрийских гранитоидов в па-

мезозойское время, судя по трендам, является результатом нормальной кристаллизационной дифференциации гранитных расплавов и не требует дополнительного привноса калия из внешних источников.

Однако в пределах сложно построенных складчатых систем наблюдаются случаи, когда эволюция отдельных магматических серий противоречит геохимическому тренду. Одним из объяснений отмеченной особенности является изменчивость состава более молодых членов серии от химического состава докембрийских пород, которые слагают глубинные ярусы коры. Возможны и иные толкования явления, исходящие, в частности, из особенностей проявления вертикальной зональности, связанной с развитием калиевого метасоматоза.

В каждом конкретном случае примеры отклонения магматических серий от геохимического тренда заслуживают специального изучения с целью выявления специфики развития данного участка земной коры.

В этом отношении привлекают внимание "особые" типы гранитоидов, отражающиеся в своем составе и структурно-текстурных особенностях некоторые специфические характеристики определенных этапов развития земной коры. В случае гранитоидов гранулитовой фации метаморфизма это Р-Т условия формирования пород кварц-гранит-чарнокитового ряда, сочетающиеся со специфическим флюидным режимом становления гранитоидов в условиях преобладающей роли CO_2 . Для гранитов рапакиви, обладающих своеобразной овоидной текстурой и формировавшихся в протерозое в достаточно узком временном интервале, эти условия еще требуют дополнительной расшифровки, поскольку образование уникальных овоидных текстур породы должно быть связано с неординарными условиями ее образования. Поскольку химический состав гранитов рапакиви принципиально не отличается от состава некоторых посторогенных калиевых гранитов, в том числе фанерозойских, расшифровка условий образования необычной текстуры гранита приобретает первостепенное значение. В процессе проведения целеустремленных геохимических исследований в настоящей работе объективно решен важный вопрос о раннем образовании овоидов калиевого полевого шпата по сравнению с основной массой гранита.

По ряду петрологических признаков расплава, дававшие при раскристаллизации гранит типа рапакиви, обычно относят к категории "сухих" расплавов. Не вступая в специальную дискуссию по затронутому вопросу, отметим, что широкое развитие метасоматических процессов, связанных с зонами экзоконтакта ряда массивов рапакиви, противоречит этому распространенному мнению, тем более что с метасоматически-измененными породами связаны концентрации ряда литофильных редких элементов. Возможно, что решением этого вопроса является вывод, обоснование которого дается в представленной монографии. Согласно этому выводу, накопление водных флюидов с фтором в гранитном расплаве происходило в результате их инфильтрации в "сухую" магму из глубинного, возможно мантийного, источника.

Накопление летучих в поздних дифференциатах гранитных серий проанализировано на примере редкометальных альбитизированных и грейнизированных гранитов. При этом подчеркнута роль метасоматических явлений, возникающих в результате раскристаллизации расплавов редкометальных гранитоидов, обогащенных летучими компонентами. Показана близость петрохимических особенностей разновозрастных альбитовых апогранитов, определяющая возможность выявления массивов, несущих практически интересную редкометальную минерализацию как в пределах фанерозойских, так и докембрийских областей. С генетической точки зрения это явление свидетельствует о сохранении единого плана геохимической эволюции гранитоидных серий, формирование которых завершается развитием процессов высокотемпературного поздне- и послемагматического метасоматоза, в ходе развития земной коры от докембрия до мезозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б р а м о в и ч Г. Я. Ассоциация эндогенных формаций и эндогенные процессы в докембрии Восточного Саяна // Корреляции эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 43-51.
2. А в ч е н к о О. В. Проблемы интерпретации оценок давления и температуры, основанных на минералогических геотермометрах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 19-28.
3. А й з е р б е р г Р. Е., Г а р е ц к и й Р. Г., С и н и ч к а А. М. Сармато-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и рациональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41-50.
4. А л т у х о в Е. Н. Новые данные о геологической структуре Баргузинно-Витимского междуречья // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1187-1190.
5. А л т у х о в Е. Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.
6. А л т у х о в Е. Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 247 с.
7. А л т у х о в Е. Н., Г е р ш а н и к С. К. О глубинном строении и происхождении Джидинского прогиба ранних каледонид // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 6. С. 3-11.
8. А л т у х о в Е. Н., З и н г е р Т. Ф., Д у к В. Л. и др. Древнейшие образования ранних каледонид Тувы // Там же. 1988. Т. 299, № 6. С. 1447-1451.
9. А л т у х о в Е. Н., Ф и м и н а Н. П., П а в л о в а В. Н., Б о р о д и н Л. С. Щелочные граниты юга Средней Сибири и тектонические условия их становления // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 60-65.
10. А н д р е е в В. П. Парагенезисы породобразующих минералов и глубинного метаморфизма // Архив Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 83-92.
11. А н д р е е в В. П. Сравнение химизма пород гранулитовых комплексов на примере Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса // Сов. геология. 1990. № 3. С. 76-83.
12. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
13. А н т и п о в В. С., К у з ь м и н М. И., П о п о л и т о в Э. И., З н а м е н с к и й Е. Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфиридных гранитоидах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1969. № 6. С. 698-707.
14. Б а л а ш о в Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
15. Б а р а т о в Р. Б., Л у т к о в В. С., М и н а е в В. Е. и др. Вулканизм и состав литосферы Катармай-Ягнобского глаукофан-зеленосланцевого пояса (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 958-964.
16. Б а с к и н а В. А. Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. Л.: Наука, 1982. 258 с.
17. Б а т и е в а И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 225 с.
18. Б а т и е в а И. Д., Б е л ь к о в И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5-14.

19. Безбородько Н. И. К петрогенезису темноцветных пород Покчи и соседних районов // Тр. Минерал. ин-та. М.: Изд-во АН СССР, 1931. С. 14-31.
20. Белевцев Я. Н., Егоров К. П., Олейник О. А. и др. Содержание малых элементов в главных типах пород Украинского щита // Геол. журн. 1976. Вып. 4, № 36. С. 56-76.
21. Беляев А. М., Дьвов Б. К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестн. ЛГУ. 1981. № 6. С. 15-24.
22. Бесполько Н. А., Левковская Н. К., Орлова Л. А. Цирконий-гафниевое отношение как индикатор метасоматических процессов // Геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1974. Вып. 3. С. 62-67.
23. Беус А. А. Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 303-377.
24. Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1971. 334 с.
25. Беус А. А. О выдержанности генетических типов месторождений, связанных с гранитами, в геологической истории литосферы // Геология руд. месторождений. 1986. № 6. С. 3-11.
26. Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И. и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М.: Наука, 1968. 264 с.
27. Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поиска и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
28. Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 13-30.
29. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Суботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
30. Беус А. А., Ситнин А. А. Бериллсодержащие граниты // Некоторые типы гидротермально-пневматолитических месторождений бериллия. М.: Геолтехиздат, 1959. С. 14-36.
31. Беус А. А., Ситнин А. А. Микролитсодержащие граниты - новый перспективный тип месторождений тантала // Разведка и охрана недр. 1960. № 10. С. 1-4.
32. Беус А. А., Ситнин А. А. К геохимии Nb и Ta в гидротермально-пневматолитическом процессе // Геохимия. 1961. № 3. С. 209-214.
33. Беус А. А., Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 429-435.
34. Беус А. А., Щербакова Т. Ф. Геохимические особенности амфиболитов беломорского комплекса // Геохимия. 1986. № 1. С. 16-24.
35. Беус А. А., Щербакова Т. Ф., Сухоруков Ю. И., Гулько Н. И. Геохимические особенности апоамфиболитовых мигматитов в гранитов Беломорской серии // Там же. 1987. № 5. С. 668-679.
36. Билибина Т. В. О петрологии приладожских рапакиви // Бол. ВСЕГЕИ. 1960. № 2. С. 124-137.
37. Билибина Т. В., Григорьева Л. В., Титов В. К. Проблема рудоносности формации габбро-анортозит-гранитов рапакиви // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. С. 259-282.
38. Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. "Серые гнейсы" архея и магматизм // Докембрий. М.: Наука, 1986. С. 17-23.
39. Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Наука, 1987. 152 с.
40. Богданова С. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. С. 16-25.
41. Богданова С. В. Кислые и средние магматические породы гранулитогнейсовых областей // Магматические горные породы: Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. С. 261-280.

42. Боконтаев К. Дж. Потенциально рудоносные и нерудоносные Киргизии и практические рекомендации по принципам их выделения // Докл. АН КиргССР. 1983. № 1. С. 7-11.
43. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
44. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Наука, 1981. 194 с.
45. Бородин Л. С. К оценке среднего состава земной коры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С. 191-194.
46. Бородин Л. С. Глобальный известково-щелочный тренд эволюции магматических и метаморфических формаций // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 89-91.
47. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 166 с.
48. Бородин Л. С. Петрохимические тренды и типизация габбро-гранитоидных серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 32-41.
49. Бородин Л. С., Лутков Р. И. Особенности распределения и индикаторная роль калия и рубидия в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия. 1982. № 9. С. 1219-1229.
50. Бородин Л. С., Попов В. С., Гладких В. С. и др. Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. 238 с.
51. Бородин Л. С., Тесленко Г. М. Петрохимические тренды генетические особенности интрузивных комплексов рапакивиоподобных гранитоидов и сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 45-66.
52. Бородина Н. С., Ферштатер Т. Б., Самаркин И. Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 411-414.
53. Борукоев Ч. Б. Тектогенез в докембрии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 37-52.
54. Брынцев В. В., Петрова З. И., Левицкий В. И. Рапакивиоподобные граниты нижнего обрамления Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 11-22.
55. Бугаец А. Н. К характеристике амазонитовых гранитов Казахстана // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1967. Ч. 96, вып. 6. С. 641-651.
56. Бугров В. А. Новые данные о рудоносности Восточной пустыни // Тр. ВЗПИ. 1976. Вып. 101. С. 133-195.
57. Бухарев В. П. О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. 1973. Т. 33, вып. 2. С. 104-109.
58. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1978. 151 с.
59. Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 141 с.
60. Великославинский Д. А. Химический состав пород рапакивигранитного комплекса и его особенности // Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. С. 201-229.
61. Великославинский Д. А., Тимесков В. А., Великославинский С. Д. Сопоставление оvoidных формаций анортозит-рапакиви // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 9-30.
62. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в различных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
63. Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Эндербиты анортитового массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 91-110.
64. Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды СССР. М.: Наука, 1981. С. 49-57.
65. Габов Ю. А., Серых В. И., Михайлова Е. К. Гафний в цирконах из гранитоидов Зерендинского массива // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 65-68.

66. Генштафт К. С., Салтыковский А. Я. Особенности явления базальтоидного вулканизма во внутриконтинентальных структурах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 688-691.

67. Геология и металлогения докембрия Украинского щита: Комплект карт штаба 1:1 000 000: Объяснительная записка. Киев: Мингео УССР, 1984. Кн. 150 с.

68. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 234 с.

69. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наука, 1989. 144 с.

70. Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны // Геотектоника. 1969. С. 39-51.

71. Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 213 с.

72. Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмина Т. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103-117.

73. Глуховский М. З., Моралев В. М., Щербачева И. П. Архейское гранитообразование и структурная эволюция континентальной коры (на примере Сибирской платформы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 7. С. 3-14.

74. Голованова Л. С. Изменения вещественного состава гнейсов мистых гнейсов при ультраметаморфизме (на примере чупинской свиты) // Геология глубокометаморфизованных комплексов. Петрозаводск, Карельский филиал АН УССР. 1981. С. 39-51.

75. Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов В. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.

76. Горлов Н. В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 109 с.

77. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.

78. Гранитоидные формации Украинского щита // Петрография докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1970. С. 32-45.

79. Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 118 с.

80. Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов // Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964. С. 5-24.

81. Гродницкий Д. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле: (Структурное развитие, полиметаморфизм, гранитообразование и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. 177 с.

82. Гундобин Г. М., Парадина Л. Ф. Геохимические особенности дифференциации сфероидальных лапаритов из Северного Приохотья // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 196-220.

83. Даченко Е. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.

84. Дистанова А. Н. Петрохимические особенности раннепалеозойских комплексов гранитоидов Восточной Тувы и Юго-Западного Забайкалья: петрология и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 102-118.

85. Дмитриев Ю. И. Ассоциации кислых и средних магматических пород океанических хребтов // Магматические горные породы. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. С. 8-18.

86. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 171 с.

87. Дмитриев Э. А., Дутков В. С. О составе верхней мантии Восточного Памира и Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 2. С. 437-442.

88. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В.Рундквиста, Ф.П.Митрофанова. Л.: Наука, 1988. 440 с.

89. Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель Международной геологической экскурсии проекта МПГК № 28 "Древнейшие породы Земли". Л.: Наука, 1989. 260 с.

90. Д у б р о в с к и й М. И. Проблема структуры рапакиви // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 4. С. 668-671.
91. Д у к В. Д. Складки зон ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1967. 82 с.
92. Д э л и Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.: ОНТИ, 1936. 41 с.
93. Е р м о л о в П. В., И з о х А. Э., Т и х о м и р о в а Н. И. К проблеме рапакиви подобных гранитоидов складчатых областей // Изв. АН СССР. геол. 1983. № 2. С. 3-13.
94. Б о и п ч у к К. Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев: Наук. думка, 1988. 261 с.
95. Ж а р и к о в В. А. Геология и метасоматические явления скарново-по-металлических месторождений Западного Карамазара // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. вып. 14. 371 с.
96. З а в а р и ц к и й А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
97. З а л а ш к о в а Н. В., С и т н и н А. А. Особенности распределе-ния редких элементов в танталоносных апогранитах и биотитовых гранитах // Геология рудн. месторождений. 1967. № 6. С. 52-64.
98. З а н в и л е в и ч А. Н., Л и т в и н о в с к и й Б. А., К а р - а н о в Н. С. и др. Роль базитовых магм в формировании щелочных гранитоидов Забайкалья // Петрология, минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 120-157.
99. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 231 с.
100. З и н ч е н к о О. В. Акцессорные литий, рубидий и цезий в породо-образующих минералах некоторых типов пород Суцано-Пержанской тектонической зоны // Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья. Киев: КГУ, 1967. № 3. С. 67-81.
101. З о н е н ш а й н Л. П., К у з ь м и н М. И., М о р а л е в В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
102. И в а н н и к о в В. В., Б о г а ч е в В. А., К о б ы л я н - с к и й К. С., Л а п ш и н С. Г. Геохимическая эволюция гранитов рапаки-ви Салминского массива // Геохимические идеи В.И.Вернадского в наши дни. Л.: КГУ, 1987. С. 163-185.
103. К а з и ц ы н К. В., Р у д н и к В. А. Руководство к расчету ба-ланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 262 с.
104. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Злобен-ко, Г.В.Жуков и др. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
105. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
106. К о в а л е н к о В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гра-нитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
107. К о в а л е н к о В. И., К о в а л е н к о Н. И. Онгониты (то-пазосодержащие кварцевые кератофиры) - субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
108. К о в а л е н к о В. И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов // I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1972. Т. III, кн. 2. С. 288-302.
109. К о в а л е н к о В. И., К у з ь м и н М. И., А н т и п и н В. С., Е т р о в Л. Д. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 2. С. 430-433.
110. К о в а л е н к о В. И., К у з ь м и н М. И., Л е т н и к о в С. Д. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов // Там же. 1970. Т. 190, № 2. С. 446-449.
111. К о в а л ь П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
112. К о в а л ь П. В. Геохимические типы мезозойских гранитоидов Мон-голо-Охотской зоны // Геохимические типы гранитоидов. Иркутск, 1987. С. 34-62.
113. К о л м а н Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

114. Комаров В. В. Гранитокупольные структуры и гранитосводовый тектогенез // Гранитогнейсовые купола. Иркутск, 1983. С. 14-16.
115. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
116. Конди К., Аллен П. Происхождение чарнокитов Южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224-249.
117. Кордани У. Г., Щербакова Т. Ф., Кавашитэ Т. Рубидий-стронциевый возраст амфиболитов и образованных по ним мигматитов ломорского комплекса Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 2. С. 176-178.
118. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56-70.
119. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335-456.
120. Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах // Геохимия. 1956. № 7. С. 3-10.
121. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 12. С. 57-68.
122. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
123. Кориловский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Недра, 1967. 296 с.
124. Корнев Т. Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. М.: Недра, 1986. 127 с.
125. Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 95 с.
126. Косалс Я. А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 231 с.
127. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
128. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 397 с.
129. Кузнецов Ю. А. Петрология Южно-Енисейского края: Избранные труды. Новосибирск: Наука, 1988. 220 с.
130. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских массивных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
131. Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Балтийской складки // Геотектоника. 1968. № 5. С. 25-37.
132. Кулиш Е. А. Геологические факторы и особенности ультраметаморфизма // Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Геологический институт. Владивосток, 1977. С. 52-74.
133. Кулиш Е. А., Полин Ю. К. Орбикулярные граниты Бурсинского массива // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169, № 4. С. 933-936.
134. Курепин В. А. Термодинамика твердых растворов и устойчивость биотита в системе $FeMg-KAlSi_3O_8-O-H$ // Геохимия. 1967. № 9. С. 1137-1146.
135. Кутюлин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей // Геология и геофизика. 1964. № 2. С. 74-81.
136. Кутюлин В. А. Некоторые проблемы петрохимии и петрологии базальтов // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 683-685.
137. Ламберт Дж., Холланд Дж. Геохимия гнейсов Амисток. Предварительные наблюдения // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 201-202.
138. Левашов Г. Б., Романенко И. М., Стрижкова А. А. Цирконий-гафниевое отношение и особенности распределения некоторых элементов в цирконах магматических пород Балыгычано-Сугойской зоны // Минералы-индикаторы петрогенезиса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 106-119.
139. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Воробьева О. А. К вопросу о шаровых структурах в изверженных породах // Докл. АН СССР. 1929. № 15. С. 351-356.

140. Левковский Р. Э. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 230 с.
141. Десная И. М. Геохронология чернокитоидов Побужья. Киев: Наук. думка, 1988. 136 с.
142. Детников Ф. А. Флюидный режим формирования гранулитовых и чарнокитоподобных комплексов // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5-12.
143. Детников Ф. А. Типизация тектонических обстановок в докембрийском металлогении // Тектоника и минеральные ресурсы докембрия Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Ин-т земн. корн, 1988. С. 3-5.
144. Детников Ф. А., Дмитриевский В. С. Амазонитовые граниты Юго-Западного Прибалхашья // Вестн. Каз. фил. АН СССР. 1964. № 1. С. 10-12.
145. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IУ, УI, УШ / Под ред. А. В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1988. 170 с.
146. Дичак И. Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 245 с.
147. Дობач-Жученко С. Б. Тоналит- и плагиогранитные серии Карелии // Петрология, XXУП сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С. 141-148.
148. Дობач-Жученко С. Б., Колючев Е. А. Кислые и средние магматические породы гранит-зеленокаменных областей // Магматические породы: Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. С. 281-293.
149. Дობач-Жученко С. Б., Чекулаев В. А., Байова В. Г. Эпохи и типы гранитообразования. Л.: Наука, 1974. 207 с.
150. Дутков В. С. Геохимические особенности чарнокитов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 6. С. 1450-1453.
151. Дутков В. С. Петрогеохимические особенности чарнокитоидов Памира // Докл. АН ТаджССР. 1979. Т. 22, № 12. С. 756-760.
152. Дутков В. С. Гранитоидный магматизм как индикатор состава земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1982. № 11. С. 103-113.
153. Дутков В. С. Петрохимические особенности базитовых и гранитоидных комплексов Таджикистана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1208-1212.
154. Дутков В. С. Кжнотяньшаньская геохимическая провинция (Таджикистан) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 6. С. 1461-1466.
155. Дутков В. С. Ксенолиты в щелочных базитах как источник информации о составе литосферы Катармай-Ягнобского глаукофан-зеленосланцевого пояса (Южный Тянь-Шань) // Магматизм и геолкарта-50 Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1988. С. 78-86.
156. Дутков В. С., Могаровский В. В. Геохимическая модель гранито-гнейсового слоя земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 2. С. 471-474.
157. Дутков В. С., Могаровский В. В. Состав гранулитобазитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира // Там же. 1983. Т. 272, № 2. С. 445-450.
158. Дутков В. С., Стеблова В. М., Наружнев В. В. Северный Памир как петрографическая и геохимическая провинция // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1985. С. 259-287.
159. Дутков В. С., Шарапов Н. В., Владимиров А. Г. Петрология и геохимия чарнокитов и чарнокитоподобных гранитоидов Памира и Кассаро-Алая // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С. 41-88.
160. Дутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
161. Дутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 215 с.
162. Дутц Б. Г., Францессон Е. В. Геохимическая характеристика кимберлитов и их сравнение с ультраосновными породами // Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1978. С. 170-179.
163. Лучицкий В. И. Материалы по петрографии юга России. Ч. I. Рапакиви Киевской губернии и породы его сопровождающие // Изв. Варшав. политехн. ин-та. 1912. Вып. I. С. 96-132.

164. Дяхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 199 с.
165. Дяхович В. В. "Мантийные" гранитоиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 3-17.
166. Дяхович В. В., Шевалевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов // Геохимия. 1962. № 5. С. 440-452.
167. Дяшкевич З. М. Связь магматизма с развитием Припятского Днепровско-Донецкого палеорифта // Геол. журн. 1987. Т. 47, № 6. С. 24-29.
168. Магматические горные породы. Т. 1/2. М.: Наука, 1983. 767 с.
169. Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987. 374 с.
170. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
171. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия. М.: Недра, 1980. 285 с.
172. Магматические формации СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1979. 279 с.
173. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
174. Мак-Грегор В. Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб. Западная Гренландия // Тронд-емиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131-156.
175. Малюк Б. И., Сиворонов А. А. О природе коматиитов // Геология и геофизика. 1982. № 4. С. 32-39.
176. Мамаев В. Ф., Гарань М. И., Пронин А. А., Белявин О. В. Основные черты геологического строения восточного склона Урала в связи с металлогенией докембрия и нижнего палеозоя // Рудная база Урала. М.: Наука, 1973. С. 132-140.
177. Маракушев А. А. Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, УНЦ. 1971. С. 94-106.
178. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: МГУ, 1973. 322 с.
179. Маракушев А. А., Безлин Н. И. Вариолиты и их петрогенетическое значение // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 5. С. 62-77.
180. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин // Л.: ЛГУ, 1976. 144 с.
181. Марин Ю. Б. Эволюционный анализ гранитоидных формаций // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1985. С. 11-29.
182. Марин Ю. Б., Скублов Г. Т., Ванштейн Б. Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Ч. 107. № 6. С. 650-668.
183. Марфунин А. С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 78. 275 с.
184. Маклаев Л. В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, 1987. 152 с.
185. Масгутов Р. В. К вопросу об альбитизации гранитов // Изв. КазССР. 1960. Вып. I (38). С. 48-54.
186. Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Поведение меди и ванадия в процессе становления Гиссарского гранитоидного плутона (Центральный Таджикистан) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1969. № I (31). С. 42-52.
187. Минеев Д. А. Геохимия алогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М.: Наука, 1968. 183 с.
188. Мировский А. В., Матвеева С. С., Леоненко Е. И. Гранитизация горных пород. М.: МГУ, 1985. 212 с.
189. Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. 119 с.
190. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 194 с.
191. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии. Л.: Наука, 1981. 153 с.

192. Могаровский В. В. Геохимия редких элементов интрузивных пород Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. 295 с.
193. Могаровский В. В., Буданова К. Т., Буданов В. И. Редкие элементы земной коры Юго-Западного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1983. Т. 26, № 4. С. 244-249.
194. Могаровский В. В., Лутков В. С. Геохимия редких элементов гранулитно-базитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 5. С. 1232-1235.
195. Могаровский В. В., Лутков В. С. Геохимическая модель земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня // Там же. 1986. Т. 289, № 5. С. 1225-1229.
196. Могаровский В. В., Лутков В. С. О соотношении геохимических и металлогенических особенностей литосферы Памира и Южного Тянь-Шаня // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. Новосибирск: Наука, 1986. С. 117-119.
197. Моралев В. М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 165 с.
198. Моралев В. М., Глуховский М. З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 2. С. 427-431.
199. Моралев В. М., Глуховский М. З. О тектонике фундамента Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 20-26.
200. Москалева В. Н., Мошкин В. Н., Парошин Е. Е., Станкевич Е. К. Парагенезисы магматических формаций - индикаторы глубинных процессов // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 204-215.
201. Мошкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
202. Наливкина Э. Б. Чарнокиты Юго-Западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М.: Недра, 1964. 123 с.
203. Недашковский П. С., Ленников А. М. К петрологии алданских рапакиви // Тихоокеанск. геол. журн. 1984. № 6. С. 83-89.
204. Ненашева Н. И., Зайцев А. И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
205. Нечаева И. А. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976. 147 с.
206. Ножкин А. Д. Геохимические особенности раннедокембрийских троговых комплексов Енисейского края // Геология и радиогеохимия Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 118-139.
207. Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бобров В. А. Геохимические и формационные типы докембрийских гранитоидов Енисейского края и их потенциальная рудоносность // Проблемы рудоносности гранитоидов. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С. 45-62.
208. Омеляненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в послемагматических образованиях щелочных интрузий верховья р. Ходжа-Ачкан // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 522-545.
209. Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
210. Павловский Е. В. Кратонизация земной коры материков: (Опыт историческо-геологического исследования) // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1975. Т. 50, вып. 4. С. 5-31.
211. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
212. Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 158 с.
213. Петрова З. И., Левицкий В. И. Геохимические особенности ультраметаморфических гранитоидов и вопросы их геохимической типизации. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С. 3-17.
214. Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970. 286 с.

215. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алан. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
216. Плаксенко Н. А., Дяхович В. В. Акцессорные минералы рапакивиобразных гранитов Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 98-108.
217. Пламеневская Н. Л. Геохимическое исследование малых элементов в породах Майкульской гранитной интрузии // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 5. С. 47-55.
218. Пламеневская Н. Л. Майкульский гранитный массив // Там же. 1962. Вып. 54. С. 122-157.
219. Плющев Е. В., Смыслов А. А. и др. Геохимическая зональность Казахской складчатой страны // Сов. геология. 1982. № 3. С. 75-82.
220. Пожиленко В. И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 56-63.
221. Пономарев А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 283 с.
222. Попов В. С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия. 1981. № II. С. 1665-1672.
223. Попов В. С. Ликвация в магмах-иллюзия и реальность: (Обзор иностранной литературы) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. CXI. Вып. 5. С. 614-619.
224. Попов В. С. О происхождении гранитов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14-27.
225. Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагиогранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклиналиной зоны // Геохимия. 1973. № II. С. 1636-1642.
226. Пучков В. Н., Раппопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Ананьева Е. М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 29-37.
227. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
228. Ранний докембрий Южной Якутии / В.Л.Дук, В.И.Кицул, А.Ф.Петров и др. М.: Наука, 1986. 280 с.
229. Рязанов И. А. Эволюция земной коры. М.: Наука, 1985. 141 с.
230. Розен О. М. Анабариты и древнейшие плагиогнейсы: Некоторые вопросы формирования ранней земной коры // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 155-175.
231. Розен О. М. Литосфера на ранних стадиях геологического развития Земли // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 77-89.
232. Руб М. Г., Руб А. К., Воскресенская Т. Н. Акцессорные минералы рудоносных докембрийских гранитов Северного Приладожья // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 96-105.
233. Рублев А. Г., Чухонин А. П., Неймарк Л. А., Зайцев В. С. О возрасте гранитов Кодарского массива по данным изотопных методов // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1981. Т. 278. С. 54-60.
234. Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
235. Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, кил, прожилков грейзеновых месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. Ч. 94, вып. I. С. 10-27.
236. Рысо И. Г. Химия фтора и его неорганических соединений // М.: Госхимиздат, 1956. 365 с.
237. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 209 с.
238. Саранчина Т. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: ЛГУ, 1972. 126 с.

239. С в е ш н и к о в К. И. Раннедокембрийские плутонические формации Украинского и Алданского щитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 14-26.
240. С в и р и д е н к о В. Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита // Там же. 1975. № 9. С. 25-39.
241. С в и р и д е н к о Л. П. Петрология Салминского массива рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 115 с. (Тр. Карел. фил. АН СССР; Вып. 3).
242. С в и р и д е н к о Л. П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов // Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970. С. 115-140.
243. С е в е р о в Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 115 с.
244. С е в е р о в Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 1. С. 85-94.
245. С е д о в а М. С., Г у с е в а В. Ф., О р л о в с к а я К. В. Особенности составов полевых шпатов гранитоидов Юго-Западного Памира // Там же. 1978. № 9. С. 7-33.
246. С е з ь к о А. И. Корреляция метаморфических, магматических и тектонических процессов в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 60-73.
247. С е з ь к о А. И. Основные типы формирования континентальной коры Трисаянъя / Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Новосибирск: Наука, 1988. С. 7-41.
248. С е м е н е н к о Н. П. Сопоставление докембрия фундамента Украинского и Балтийского щитов // Геотектоника. 1972. № 5. С. 93-98.
249. С и т н и н А. А., С у н к и н з я н В. В. О вертикальной геохимической зональности массивов танталоносных апогранитов // Эндогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М.: Недра, 1972. С. 41-51.
250. С к о б е л е в В. М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований северо-западного района Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1987. 129 с.
251. С м и р н о в В. Н., В е д е р н и к о в В. В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 232 с.
252. С о л л о г у б В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 1984 с.
253. С о л о в ь е в С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.
254. С т е б л о в а В. М. Геосинклинальные вулканогенные формации Северного Памира // Сов: геология. 1980. № 6. С. 89-98.
255. С т е п а н о в В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
256. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита / Этинггоф Н.М., Соловицкий В.Н., Есипчук К.Е. и др. // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1983. С. 96-100.
257. С у д о в и к о в Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.; Л.: Наука, 1967. 117 с.
258. С у х а н о в М. К. Сравнительный анализ формации автономных аноктозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 3-17.
259. С у х а н о в М. К., Л я п у н о в С. М. Редкоземельные элементы в древнейших аноктозитах СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 6. С. 1221-1225.
260. Т а т т л О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 647-653.
261. Т а у с о н Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
262. Т а у с о н Л. В. Принципы геохимической типизации магматических горных пород // Проблемы геохимической типизации магматических пород. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1987. С. 3-11.

263. Таусон Л. В., Петров З. И., Собаченко В. Н. др. Геохимический тип гранитов рапакиви // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 721-727.
264. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
265. Темников Ю. И. Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. М.: Недра, 1972. 153 с.
266. Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.
267. Тугаринов А. И., Бибииков Е. В., Мельников А. Г. Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского щита // Геохимия. 1967. № 3. С. 198-215.
268. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта // Геология и геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 122-126.
269. Туркина О. М., Ножкин Н. Д., Бобров В. А. Типы распределения редкоземельных и радиоактивных элементов и рудоносность гранитоидов (Енисейский край) // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 64-71.
270. Федоровский В. С. Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса - единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области // 27-й МК. Геология докембрия. Секция С.05. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 125-132.
271. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
272. Ферштатер Г. Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала - позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 55-63.
273. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
274. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Троянова М. В. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала // Геохимия. 1969. № 1. С. 72-83.
275. Физико-химические условия метаморфизма глиноземистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1984. 256 с.
276. Фонарев В. И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия: (Экспериментальные, термодинамические и петрологические данные). М.: Наука, 1987. 296 с.
277. Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплавах гранитного состава при давлении 7000 атм // Геохимия. 1973. № 10. С. 957-959.
278. Хитаров Н. И., Сендеров Э. Э., Бычков А. М. др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 118 с.
279. Хомичев В. Л., Антонов П. С., Кононов А. Н. др. Петрохимия гранитоидов Алтае-Саянской области // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 35-42.
280. Черник Л. Н., Бабкин А. С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье и некоторые особенности их генезиса // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1963. Ч. 92, вып. 2. С. 159-172.
281. Чухонин А. П. Первые геохронологические исследования супракристалльных пород олондинского комплекса // Геохимия региона Байкало-Амурской магистрали. Л., 1983. С. 92-96. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 323).
282. Шарков Е. В., Кулиев С. С. Некоторые характеристики полевых шпатов гранитов рапакиви // Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста: Калмыцкий ун-т, 1980. С. 71-81.
283. Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 180 с.
284. Шемякин В. М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. Л.: Наука, 1988. 230 с.

- Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы южной части Балтийского щита // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: 1971. С. 225-231.
286. Шеремет Е. М. Гранитоиды областей мезозойской и протерозойско-тектонно-магматической активации // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 10. С. 26-29.
287. Шеремет Е. М. Эволюция гранитоидного магматизма и его геохимические особенности в областях мезозойской и протерозойской тектонно-магматической активации: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1988. 46 с.
288. Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В., Лапшин С. Г., Леонова В. А. Геохимические критерии происхождения докембрийских гранитоидов в свете идей В.И.Вернадского // Геохимические идеи В.И.Вернадского в юбилейные дни. М.: Наука, 1987. С. 118-186.
289. Шинкарев Н. Ф., Рундквист Н. Д. К вопросу об образовании гранитов рапакиви // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1986. Т. 115, № 6. С. 643-649.
290. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 87. С. 57-73.
291. Штейнберг Д. С., Бушляков И. Н., Вилисов В. А. Фтор-хлор-водное отношение как индикатор условий образования эндогенных минералов в горных породах // Гранитообразование и летучие. Свердловск: УрО АН СССР, 1975. С. 76-94.
292. Штемпрок М. Происхождение литиевых альбитовых гранитов Чешского массива // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 27-40.
293. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова: Геология и пегматитоносность. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 304 с.
294. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активации. М.: Недра, 1968. 106 с.
295. Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 271 с.
296. Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород Центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.
297. Щербакова Т. Ф. Апоамфиболитовые мигматиты беломорского комплекса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 3. С. 73-80.
298. Щербакова Т. Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 148 с.
299. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Г.Б.Ферштатер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
300. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / В.Т.Свириденко, А.П.Светов и др. Л.: Наука, 1985. 256 с.
301. Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 254 с.
302. Яковлев Б. Г., Степченко С. Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. Киев: Наук. думка, 1985. 224 с.
303. Allen Ph., Condie K.C., Narayana B.Y. The geochemistry of prograde and retrograde charnockite-gneiss reactions in southern India // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 49. P. 323-336.
304. Anderson J., Cullers R. Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith a Late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, USA // Precamb. Res. 1978. Vol. 7, N 4. P. 287-324.
305. Arth J.C., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemitic suite of South West Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. Vol. 19. P. 289-316.
306. Aubert G., Autran A., Burnol L. L'albite quartzitique à l'épidolite de Beauvoir variété d'apogranite // C.r. Acad. sci. 1965. G-9. Vol. 260. P. 6158-6166.
307. Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45° // Science. 1969. Vol. 165, N 3898. P. 1112-1113.

308. Barley M.E., Sylvester G.C., Croves D.I. Archaean calcalkaline volcanism in the Pilbara block, Western Australia // Precam. Res. 1984. Vol. 3/4. P. 285-319.
309. Beus A.A. Metallogeny of Precambrian rare-metal granitoids // Brasil. geocienc. 1982. Vol. 12 (1-3). P. 410-413.
310. Bugrov V.A., Gadaev A.A., Soliman M.M. Albites as carriers of rare metals - a new type of mineralization in Egypt // Ann. Geol. Surv. Egypt. 1973. Vol. 3. P. 15-22.
311. Chappell B.W., White A. (jr.). Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. Vol. 8. P. 173-174.
312. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranites // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 1099-1108.
313. Compton P. Rare earth evidence for the origin of the NUK gneisses, southern West Greenland // Contribs Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 3. P. 283-293.
314. Constable J.L., Hubbard F.H. U, Th and K distribution in a differentiated charnockite-granite intrusion and associated rocks from SW Sweden // Miner. Mag. 1981. Vol. 44. P. 409-415.
315. Demaiffe D., Hertogen J. Rare earth element geochemistry and strontium isotopic composition of a massif-type anorthositic-charnockitic body: The Hydra Massif (Rogaland, SW Norway) // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45. P. 1545-1561.
316. Dewar D. The anorthosite-charnockite suite of rocks of Roark rock valley in the Eastern Adirondacks (Marcy massif) // Amer. Miner. 1970. Vol. 55. P. 2063-2075.
317. Dickinson R.W. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics // Rev. Geophys. and Space Physics. 1970. Vol. 8, N 4. P. 813-860.
318. Didier J., Duthon J., Lameyre J. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclave // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 14, N 1/2. P. 125-132.
319. Edelman N. Boulder of orbicular rapakivi in Taivassalo, southwestern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1983. N 55, pt 2. P. 179-184.
320. Emslie R.F. Anorthosite massives, rapakivi granites and late Proterozoic rifting of North America // Precamb. Res. 1978. N 7. P. 61-98.
321. Engel C.G., Fisher R.L. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean Geol // Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86, N 11. P. 1553-1578.
322. Field D., Drury S.A., Cooper D.C. Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, south Norway // Lithos. 1980. Vol. 13. P. 281-289.
323. Gaines R. Geology of tantalum and niobium deposits // International symposium on tantalum and niobium. Florida, 1988. P. 1-11.
324. Gill J.B. Geochemistry of Viti-Levu, Fiji and its evolution as an island arc // Contribs Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 3. P. 179-203.
325. Glossary of geology. Wash. (D.C.), 1980. P. 725.
326. Haskin L.A. et al. Meteoritic solar and terrestrial rare earth distribution // Physics and chemistry of the Earth. Oxford; N.Y., 1966. Vol. 7. P. 167-321.
327. Heier K.S., Adams J.A.S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, P. 53-61.
328. Hietanen A. Archaean geology of the Turku district in southwestern Finland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. Vol. 58. P. 1019-1064.
329. Jacobson R.R., MacLeod W.W., Black R. Ring-complexes in the Younger granite, province of Northern Nigeria // Mem. Geol. Soc. London. 1958. N 1. P. 2-62.
330. Janardhan A.S., Newton R.C., Hansen E.C. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India // Contribs Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 79. P. 130-149.

331. Knorrington O. Some geochemical aspects of columbite bearing soda granite from South East Uganda // *Nature*. 1960. Vol. 188. P. 204-
332. Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wase -
ius P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1984. Vol. 328. P. 40.
333. Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure // *J. Petrol.* 1970. Vol. 13. P. 35-47.
334. Lamb W.M., Valley J.W. Metamorphism of reduced granulites at low-CO₂ vapour-free environments // *Nature*. 1984. Vol. 312. P. 56-58.
335. Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, N 4. P. 589-598.
336. Long P., Luth W. Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: Implications of a partitioning for barium // *Amer. Miner.* 1986. N 3/4. P. 367-375.
337. Macambira M.J.B., Teixeira J.T., Daoud W.K.,
Costi H.T. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil // *Rev. brasil. Geocienc.* 1987. Vol. 17, N 4. P. 562-570.
338. Martilla E. Evolution of the Precambrian volcanic complex in the Kuruvesi Area, Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1976. Vol. 283. P. 109.
339. Melnikov A.L., Lepin V.S., Solodoyankina V.N.
et al. On most ancient geologic events on the Anabar Shield // *Proc. IV Working Meet. Isotopes in Nature*. Leipzig, 1986. P. 463-471.
340. Mohamed F.H., Mathies G. Pan-African apogranites of the Eastern desert, Egypt: Geotectonic setting, geochemistry and raremetal potential // *Symp. Precamb. Granitoids, IGCP Project 217*. Helsinki, 1989. P. 91.
341. Morrison M.A., Thompson R.N., Gibson I.L.,
Warriner G.F. Lateral chemical heterogeneity in the Palaeocene upper mantle beneath the Scottish Hebrides // *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*. 1979. 1980. Vol. 430. P. 229-244.
342. Nakamura Y., Kushiro J. Composition of gas phase in Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O at 15 kbar // *Carnegie Inst. Wash. Y.B.* 1974. Vol. 73. P. 255-258.
343. Newton P.C., Smith J.V., Windley B.F. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth // *Nature*. 1980. Vol. 288. P. 45-50.
344. Niggli P. Die quantitative mineralogische klassifikation der Gneise // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1931. Bd. XI, N 2. P. 296-364.
345. Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1954. Vol. 65. P. 1007.
346. Nutman A.P., Bridgwater D. Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Juukasia area, Southern West Greenland, development of the oldest-known sial // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1986. Vol. 94. P. 137-148.
347. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. The chemical evolution of the Earth's mantle // *Sci. Amer.* 1980. Vol. 242, N 5. P. 90-101.
348. Paavola J. On the Archaean high-grade metamorphic rocks in the Harpaisjärvi area, Central Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1984. Vol. 327. P. 33.
349. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 4. P. 956-983.
350. Pitcher W.S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas // *J. Geol. Soc.* 1979. Vol. 136. P. 627-662.
351. Radain A.A.M., Fyfe W.S., Kerrich R. Origin of peralaline granites of Saudi Arabia // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 78, N 3. P. 358-366.
352. Rollinson H.R., Windley B.F. An Archaean granulite-tonalite-Trondhjemite-Granite Suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and origin // *Ibid.* 1980. Vol. 72. P. 265-281.

353. Rudnick R.I., McLennan S.M., Taylor S.R. Large-ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terranes // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1985. Vol. 49. P. 1645-1655.
354. Savolahiti A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals // *Bull. Commis. geol. Finl.* 1962. N 204. P. 112-136.
355. Sen S.K., Ray S. Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: A study from the type charnockite area // *Neues Jb. Mineral.* 1974. Vol. 115. P. 294-314.
356. Smith F.G. Review of physico-chemical data on the state of supercritical fluids // *Econ. Geol.* 1953. Vol. 48, N 1. P. 14-38.
357. Stemprok M., Sulcek Z. Geochemical profile through an ore-bearing lithium intrusion // *Ibid.* 1969. Vol. 64. P. 392-404.
358. Subramanian A.P. Charnockites of the type Area near Madras - a reinterpretation // *Amer. J. Sci.* 1959. Vol. 257. P. 321-353.
359. Subramanian A.P. Charnockites and granulites of Southern India // *Medd. Dan. geol. foren.* 1967. Bd. 17, N 4. P. 473-493.
360. Sukhorukov Ju.T. The rapakivi of the East European Platform in the USSR // *Symp. Precamb. Granitoids, IGCP. Helsinki, 1989.* P. 126.
361. Tischendorf G., Pälchen W. Zur Klassifikation von Granitoiden // *Ztschr. geol. Wiss.* 1985. Bd. 13, N 5. S. 615-627.
362. Tobin A.C. The nomenclature of the charnockitic rocks suite // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1971. N 5. P. 193-204.
363. Vormaa A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi granite massif in southeastern Finland // *Bull. Commis. geol. Finl.* 1971. N 246. P. 30-48.
364. Wahl W. The hypersthene granites and unakites of central Finland // *Ibid.* 1964. N 212. P. 83-100.
365. Weaver B.L. Rare-earth element geochemistry of Madras granulites // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 71. P. 271-279.
366. Weaver B.L., Tarney J. Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 55, N 1. P. 171-180.
367. Whalen I.B., Currie K., Chappell B.W. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1987. Vol. 95, N 4. P. 177-191.
368. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene in simple and complex systems // *Ibid.* 1973. Vol. 42, N 2. P. 109-124.
369. Wright T.L. X-ray and optical study of alkali feldspars. II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values for three reflections // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 1. P. 88-104.
370. Wyllie P.J., Huang W.L., Stern C.R., Maaloe S. Granitic magmas: Possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences // *Canad. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13, N 8. P. 1007-1019.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	II
Геодинамические обстановки формирования гранитоидов в литосфере (В.М.Моралев, М.З.Глуховский, М.И.Кузьмин)	II
Петрохимические типы и классификация гранитоидов (Л.С.Бородин)	36
<u>Глава I. Геохимическая эволюция гранитоидов в пределах щитов и платформ</u>	54
Гранитоиды гранулитогнейсовых областей Украинского щита (К.Е.Есипчук, В.М.Скобелев)	54
Геохимические особенности гранитизации и средний состав пород Беломорского комплекса (А.А.Беус, Т.Ф.Щербакова, Л.Н.Куклей)	69
<u>Глава II. Петрохимическая эволюция гранитоидов складчатых областей</u>	95
Основные закономерности геохимической эволюции гранитоидов Урала в палеозое (Г.Б.Ферштатер)	95
Петрохимические тренды и эволюция гранитоидов (РС-РZ) складчатых областей юга Сибири (Л.С.Бородин, Е.Н.Алтухов)	109
Геохимическая эволюция гранитоидов Тянь-Шаня и Памира (В.С.Лутков, В.В.Могаровский)	144
<u>Глава III. К геохимии и генезису особых типов гранитоидов</u>	172
Некоторые геохимические особенности и генезис докембрийских эндербитоидов и чарнокитоидов (В.П.Андреев)	172
Минералого-геохимические особенности рапакиви (В.В.Ляхович)	190
Геохимические особенности массивов рапакиви Украинского и восточной части Балтийского щитов (Ю.Т.Сухоруков)	207
К геохимии редкометалльных альбитизированных гранитоидов (апогранитов) (А.А.Беус, Т.Ф.Щербакова)	218
Заключение	244
Литература	247

Научное издание

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

В ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ

Утверждено к печати
Институтом литосферы РАН

Редактор Т.Б. Гришина
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор И.В. Монастырская
Технический редактор Т.В. Фараонова

ИБ № 49507

Подписано к печати 13.04.92
Формат 70x100/16. Бумага этикеточная. Печать офсетная
Усл.печ.л. 21,5. Усл.кр.-отт. 21,8. Уч.-изд.л. 22,3
Тираж 310 экз. Тип.зак. 1959

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12