



АКАДЕМИЯ НАУК  
И ТЕХНИКИ

ГЕОХИМИЯ  
МИНЕРАЛОГИЯ  
ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ 8

Москва 1970

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ  
СОВЕТА МИНИСТРОВ СССР  
ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

АКАДЕМИЯ НАУК  
СОЮЗА СОВЕТСКИХ  
СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

ВСЕСОЮЗНЫЙ ИНСТИТУТ НАУЧНОЙ И ТЕХНИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ



ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

СЕРИЯ

ГЕОХИМИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ.  
ПЕТРОГРАФИЯ

Том 8

ВЫПУСКИ И ТОМА СЕРИИ, ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАНЕЕ:

1. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1962
2. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1963—1964
3. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1965
4. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1966
5. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1968
6. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1970
7. Геохимия. Минералогия. Петрография. Том 7

СЕРИИ «ИТОГОВ НАУКИ И ТЕХНИКИ» ПО ГЕОЛОГИИ,  
ВЫХОДЯЩИЕ В 1975 г.

1. Стратиграфия. Палеонтология. Том 6
2. Рудные месторождения. Том 6
3. Техника геологоразведочных работ. Том 9
4. Неметаллические полезные ископаемые. Том 4
5. Месторождения горючих полезных ископаемых. Том 6

МОСКВА 1975

1221

*В. Терасимович*

ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

ГЕОХИМИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ.  
ПЕТРОГРАФИЯ

Том 8

Научный редактор докт. геол.-мин. наук *А. С. Марфунин*

МОСКВА 1975

1221

СЕРИЯ

ГЕОХИМИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ.  
ПЕТРОГРАФИЯ

главный редактор профессор *Е. Е. Захаров*

ученый секретарь редакционной коллегии *И. Т. Макеева*

члены редакционной коллегии: докт. геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*,  
канд. техн. наук *В. Т. Борисович*, профессор *Б. И. Воздвиженский*,  
докт. геол.-мин. наук *И. В. Высоцкий*, докт. геол.-мин. наук *В. И. Громов*,  
канд. геол.-мин. наук *Е. С. Кабанова*, докт. геол.-мин. наук *Б. М. Келлер*,  
академик *Ю. А. Косыгин*, канд. геол.-мин. наук *И. Н. Красилова*,  
канд. геол.-мин. наук *Б. В. Кристальный*, канд. геол.-мин. наук *Е. В. Кучерук*,  
канд. геол.-мин. наук *С. Н. Максимов*, докт. геол.-мин. наук *А. С. Марфунин*,  
профессор *А. К. Матвеев*, канд. геол.-мин. наук *Е. А. Никольская*,  
докт. геол.-мин. наук *В. П. Петров*, докт. геол.-мин. наук *И. А. Резанов*,  
канд. геол.-мин. наук *С. П. Шоболов*, докт. геол.-мин. наук *Н. А. Штрейс*

Авторы: докт. геол.-мин. наук *Р. П. Петров*,  
канд. геол.-мин. наук *Л. И. Зубатарева*,  
канд. геол.-мин. наук *Е. С. Кабанова*

© ВИНТИ, 1975

УДК 552.3

Р.П. Петров

НОВЫЕ ДАННЫЕ  
ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ПЕТРОГРАФИИ СССР И МИРА

Основы региональной петрографии

Изучение закономерностей распределения горных пород в пространстве, выявление их взаимоотношений друг с другом, описание форм и условий залегания тел, образованных породами определенного состава – таков круг важнейших задач региональной петрографии. Этот раздел науки о горных породах, теснейшим образом связанный с проблемами полевой геологии и геологического картирования, основан на рациональном сочетании полевых наблюдений со всесторонними лабораторными исследованиями. Решение задач региональной петрографии имеет теоретическое и практическое значение. С ним связано и истолкование глубинного строения недр Земли и определение закономерностей распределения минералов, химических элементов и полезных ископаемых. Именно по этим соображениям данные региональной петрографии широко используются в геотектонике, геофизике, геохимии и металлогении.

Между региональной петрографией и другими разделами петрографии существует определенная взаимозависимость. Общее увеличение объема геологических исследований, сопровождаемое расширением задач региональной петрографии, вызывает необходимость модернизации приемов обработки каменного материала. С другой стороны, совершенствование методов лабораторных исследований, развитие экспериментальной петрографии, выявление новых свойств минералов и химических элементов способствуют расширению возможностей региональных исследований. В связи с этим все материалы по региональной петрографии становятся с

каждым годом не только более широкими, но и все более и более содержательными.

Исследования петрографов, связанные с обобщением громадного постоянно пополняемого фактического материала, немыслимы без целенаправленного его ограничения. Решение задач региональной петрографии основывается на выявлении некоторых общих признаков, присущих горным породам, и сопровождается преднамеренным отказом от совместного рассмотрения генетических особенностей пород и локально проявленных наложенных эндогенных и экзогенных минералообразований. Привлечение генетических представлений петрографа к решению региональных проблем таит в себе возможности субъективных трактовок фактических данных. Выход из создающейся таким образом сложной ситуации заключается, с одной стороны, в должном внимании к достижениям геохимии и минералогии, а с другой — в самых широких сопоставлениях состава и свойств горных пород, находящихся на небольших либо на значительных расстояниях друг от друга в сходных или существенно отличных естественных условиях. В соответствии со сказанным, достоверность выводов региональной петрографии находится в полной зависимости от полноты данных по закономерностям распространения пород определенного состава и свойств или, иначе, от уровня региональных петрографических исследований.

Региональные исследования петрографов основываются на выборе комплекса устойчивых показателей, характеризующих горную породу. К их числу относятся состав, текстура, структура горной породы, установленная последовательность ее формирования и преобразования, условия сонахождения ее с другими горными породами на ограниченных территориях или на обширных пространствах Земли. В то же время ни один из этих признаков в отдельности не может служить основой для региональных построений без соответствующего внимания к другим перечисленным признакам комплекса. Наиболее распространенным способом однозначного определения в первом приближении и состава, и структуры, и текстуры горных пород, их условий залегания и образования является использование сложившейся в петрографии номенклатуры. Именно поэтому ее совершенствование является одной из важнейших задач региональной петрографии.

Отсутствие общепризнанной классификации горных пород, принципиальные разногласия исследователей в истолковании сущности процессов петрогенеза и известная неупорядоченность терминологии<sup>(325)</sup> служат при региональных обобщениях основой многих затруднений. Однако переоценивать последние ни в коей мере не следует. Сложившаяся номенклатура горных пород при всей ее несовершенности используется петрографами успешно. Этому способствует наличие петрографических справочников, словарей и разработанных номенклатурных систем для пород, относящихся к отдельным генетическим группам. Развитию региональных петрографических исследований будут, несомненно, способствовать принятые Международным геологическим конгрессом рекомендации<sup>(78)</sup> по классификации и номенклатуре плутонических пород (см. таблицу). В задачу ближайшего будущего входит упорядочение классификации вулканогенных пород, определение места карбонатитов в классификационных схемах и систематика метаморфических пород.

Для работ, касающихся региональных исследований, в связи с дальнейшим развитием номенклатуры горных пород особое значение приобретают два рекомендуемых правила терминообразования.

Первое — изъять из употребления термины, в которых к основному определению в качестве прилагательного добавлено название другой породы: гранит липаритовый, диорит сиенитовый и др. Эта рекомендация, однако, не относится к таким терминам, основа которых является производной от наименования структуры или текстуры. Например: порфир трахитовый, пегматит сиенитовый, витрофир базальтовый, обсидиан дацитовый, игнимбрит липаритовый и т.п. Второе — все термины, производные от двух названий горных пород, следует писать слитно без применения знака дефиса, например, наименование породы, занимающей по своему составу и другим признакам промежуточное положение между монцитом и габбро, следует писать слитно монцогаббро (сравни гранодиорит). В то же время при определении состава интрузивного тела или комплекса пород региона сложнопостроенные прилагательные следует писать с использованием дефиса, например, "монцо-габбровый массив", если он образован монцитом, и габбро, или без дефиса, "монцогаббровый массив", если образующие его породы однородны по составу и соответствуют определению монцогаббро.

Щелочные полевые шпаты есть

Щелочных полевых шпатов нет

Без фойда с кварцем	Кварцолит (силексит)				90-100
	Богатый кварцем гранитоид				0-100
	Гранит		20-60 35-100	Гранодиорит 20-60 10-35	Тоналит 20-60 0-10
	Кварцевый сиенит	Кварцевый монц-ионит	Кварцевый монцодиорит Кварцевое монцогаббро	Кварцевый диорит Кварцевое габбро	5-20 5-20 5-20 5-20
	65-100	35-65	10-35	0-10	0-10
Сиенит	Монцонит	Монцодиорит, монцогаббро	Диорит, габбро, анортозит	0-5 0-5 0-5 0-5	
65-100	35-65	10-35	0-10	0-10	
Без кварца с фойдом	Фойдсодержащий сиенит		Фойдсодержащий монцонит	Фойдсодержащий монцодиорит, фойдсодержащий монцогаббро	Фойдсодержащий диорит, фойдсодержащее габбро
	0-10	0-10	0-10	0-10	0-10
	65-100	35-65	10-35	0-10	0-10
	Фойдсиенит	Фойдмонцосиенит	Фойдмонцодиорит, фойдмонцогаббро (эссексит)	Фойддиорит, фойдгаббро (тералит)	10-60 10-60 10-60 10-60
90-100	50-90	10-50	0-10	0-10	
Фойдит				60-100	
				0-100	

Числа в каждой клетке: сверху - доля кварца или фойда в бесцветной части горных пород; внизу - доля щелочных полевых шпатов в полевошпатовой части горных пород

Щелочные полевые шпаты - ортоклаз, микроклин, пертит, анортотлаз, альслова); М - содержание мафических минералов - слюды, амфиболы, пиропидот, гранаты, меллиты, монти

Анортозит, плагиоклазит

M < 10

Габброиды  
M = 10-90, при M = 90-65  
"мелна"; M = 10-35  
"лейко"

Ультрамафиты  
M > 90; при M < 100 прилагаемое:  
плагиоклаз-содержащий

Числа сверху - доля оливина в мафической части пород; внизу - доля клинопироксена в пироксеновой части горных пород

бит 0-5; фойды - фельдшпатоиды (наименование получено сокращением ксены, оливины, рудные минералы, аксессуарии (циркон, апатит, сфен и др.), челлит, карбонат (первичный) и др.

Названия горных пород, производные от наименования отдельных территорий, не могут способствовать развитию региональных исследований до тех пор, пока не получат общего признания. Вполне понятно, что без дополнительных пояснений сообщения о присутствии на Кавказе кавказита, в Банате – банатита, на берегах реки Буг – бугита, в окрестностях города Киева – киевита, у города Винница – винницита, а в провинции Юкон – юконита не имеют смыслового содержания. В то же время наименование "андезит" связано с горной цепью Анд в Южной Америке, "гацбургит" – с городом Гацбург, "дацит" – с Дакцией, "дунит" – с горой Дун в Новой Зеландии, "липарит" – с островом Липари в Италии, "монзонит" – с горой Монзон в Тироле, "тешенит" и "эссексит" – с названиями местности в Чехословакии и Англии. Каждое название породы имеет свое четко определенное и общепризнанное значение. С учетом именно этого обстоятельства в региональной петрографии проявляется большое внимание не только к общепринятым, но и к малораспространенным терминам. Процесс популяризации и изъятия наименований требует определенного времени. Описания фактических материалов в петрографии принято сопровождать разовыми пояснениями используемых или ранее использовавшихся малораспространенных терминов. Этот прием обеспечивает понимание значения и объективную оценку целесообразности предложенных наименований. В петрографии много примеров распространения таких названий, которые считались большинством исследователей излишним и, наоборот, забвения в свое время довольно популярных и построенных весьма логично терминов.

Текстуры и структуры, являющиеся наряду с составом горных пород важнейшими широко используемыми при региональных исследованиях признаками, характеризующими индивидуальные особенности геологических тел, изучаются, к большому сожалению, меньше, чем того они заслуживают. Сложившееся весьма распространенное убеждение, что горная порода – это единый агрегат минералов, справедливо лишь в частных достаточно редких случаях. Обычно порода состоит из нескольких агрегатов. Можно говорить не только о пороодообразующих химических элементах и минералах, но и о пороодообразующих агрегатах. Это утверждение справедливо не только для таких пород, как кимберлит, мигматит, серпентинит и игнимбрит, но и для таких, как

гранит, диорит и базальт. Общеизвестные дополнения к названиям интрузивных и эффузивных пород – полосатый, шаровой, пламенный, друзовый, миароловый, пудинговый, шпировый, такситовый – характеризуют лишь наиболее очевидные примеры неоднородного выполнения пространства породой. Во всех других случаях неоднородность выявляется по неравномерному распределению в породе разновозрастных минералов при микроскопическом ее изучении или по закономерностям расположения ксенолитов в породе при документации обнажений. Распределение ксенолитов разного состава по всему объему Дашкесанской интрузии, четкость ее контактов и независимость состава боковых пород принимаются за свидетельство существования естественной конвекции магмы<sup>(383)</sup>, обеспечивавшей ее перемещение и интенсивное перемешивание. Вполне понятно, что в отличие от приведенного примера могут быть указаны многочисленные свидетельства нахождения прямой связи ксенолитов с вмещающими породами и резко отличных генетических выводов. Однако во всех случаях очевидно, что гетероморфизм горных пород обуславливается все еще мало изученными процессами кристаллизации многокомпонентных силикатных расплавов. Они протекают, несомненно, с сохранением принципа энергетической целесообразности. В то же время реализация этого принципа и развитие энергетически наиболее выгодного минералообразования зависит<sup>(383)</sup> в значительной мере от вязкости расплава и скорости его охлаждения. Изменения физико-химических условий кристаллизации, связанные с перемещением расплавов, утратой части компонентов, поступлением новых веществ или другими факторами, осложняют процесс кристаллизации и приводят к формированию разновозрастных минеральных агрегатов. Именно поэтому за последнее время в региональной петрографии все большее и большее значение приобретает сопоставление не только общего валового состава горных пород, но и состава минеральных ассоциаций, сформированных на разных стадиях кристаллизации магматического расплава.

Выявленная на основе изучения текстуры горных пород стадийность их образования служит основой для объяснения неравномерности распределения элементов-примесей и аксессуарных минералов в горных породах и причин выдержанного сонахождения пород определенного состава в единых геологических условиях. Судя по приуроченности ак-

цессорных минералов к определенным типам породообразующих агрегатов, они не могут быть признаны образованиями ранних этапов кристаллизации. Хотя они и кристаллизуются в течение всего времени формирования изверженной горной породы, большая их часть образуется<sup>(225)</sup> в позднемагматическую стадию. В близких по условиям образования, но различных по составу горных породах не исключена возможность нахождения одинаковых минеральных ассоциаций. Все различия в составе пород в подобных случаях могут объясняться количественными соотношениями между однотипными минеральными агрегатами. Чаще в таких породах одинаковыми оказываются минеральные агрегаты одной из установленных стадий кристаллизации. Возможные комбинации многочисленны. Образуется естественное сообщество горных пород, среди которых выделяются представители, обогащенные то одной, то другой ассоциацией минералов.

Естественные сообщества горных пород и полезных ископаемых, обладающих некоторыми характерными петрографическими и минералогическими признаками, находящиеся в единых или сходных структурных зонах земной коры и являющихся более или менее близкими по времени и условиям образования, являются важнейшими рационально сгруппированными объектами региональных петрографических исследований<sup>(200)</sup>. Однако общие формационные описания не могут подменять описания горных пород в конкретных проявлениях формаций – комплекса горных пород определенной территории или геологического сооружения. Именно по этому пути идет магистральное развитие региональной петрографии.

Изучение закономерностей изменения состава и свойств горных пород в региональной петрографии строго связывается с определенными территориями и частями земной коры. Выделение и ограничение последних основано на чисто геологических признаках.

#### Принципы петрографического районирования

Выделение территорий распространения горных пород определенного состава и условий образования – такова задача петрографического районирования. В целом она представляется довольно простой. Отпечать камень от камня

человек научился раньше, чем изготавливать орудия охоты и труда. Для современного исследователя отождествление однотипных обнажений по весьма ограниченному числу признаков и сопоставление нескольких разрезов по множеству свойств горных пород не вызывает больших затруднений. По сути дела все сведения об относительном возрасте геологических тел и их положении в пространстве обоснованы многократными сличениями состава и свойств горных пород в естественных и искусственных обнажениях. Однако эти сведения обычно весьма фрагментарны и давать взаимоувязанной картины без привлечения соответствующих геологических построений не могут.

Петрографические и минералогические приемы исследований стали неотъемлемыми разделами любых геологических, структурно-геофизических и геохимических работ. Воздавая должное петрографии, нельзя не отметить ее определенную беспомощность в тех случаях, когда речь идет о значительных территориях, об участках, недоступных для непосредственного наблюдения, или о больших глубинах. Во всех этих случаях петрографу приходится обращаться к чисто геометрическим или, точнее, к структурно-геологическим построениям. Постоянная зависимость геологических работ от петрографических исследований, таким образом, не является односторонней. При петрографическом районировании представления о распространенности той или иной группы горных пород связываются с выявлением формы образованных ими тел и условий залегания последних. Петрографы в своих региональных исследованиях либо сами становятся и геологами и интерпретаторами геофизических данных, либо ставят свои работы в зависимость от специалистов геологов.

Объединяя петрографическое районирование с задачами региональной геотектоники, нельзя не обратить внимание на то, что и расчленение пространства земных недр осуществляется также при комплексном использовании геологических, геофизических, геохимических и петрографических данных. Так, связывая проявление всех геологических процессов с тектоносферой, охватывающей литосферу – всю массу горных пород земной коры и части мантии, находящейся выше астеносферы, астеносферу и подастеносферную часть верхней мантии – слой Голицина, геофизики находят подтверждения своим взглядам в представлениях петрографов и минералогов о перерождении знакомых нам поро-



образующих минералов в новые тяжелые формы и о существовании своеобразной гипотетической породы, слагающей первичную мантию – пиролита, соответствующего смеси пироксенита и оливинита<sup>(88)</sup>. Судя по условиям прохождения сейсмических волн и резко пониженной вязкости (10<sup>20</sup> пуаз), вещество астеносферы находится в аморфном частично (до 10%) расплавленном состоянии<sup>(365)</sup>. Незначительное повышение температуры или снижение давления достаточно для того, чтобы в астеносфере началось плавление. Сейсмические колебания у кровли астеносферы, проникая в ее среду, многократно отражаются и распространяются вдоль этого слоя, превращающегося, таким образом, в волновод. Астеносфера, или волновод Гутенберга, имеет верхнюю границу под океанами на глубине 50–60 км, под континентами 100–120 км, нижнюю соответственно в 400–250 км от поверхности. Справедливость отнесения волновода к главному уровню образования магматических очагов подтверждается условиями проявления основного магматизма. Большие масштабы (многие кубические километры) излияния базальтовой лавы и установленная приуроченность основных пород того или иного состава к районам определенного строения рассматриваются<sup>(276)</sup> как свидетельство существования единого глобального механизма появления основной магмы.

Структурными элементами первого порядка, определяющими состав, историю развития, внутреннее строение земной коры и всей тектоносферы, являются материки и океаны<sup>(364)</sup>. Это важнейшее положение геотектоники и региональной петрографии не может быть признано бесспорным<sup>(14)</sup>. Однако, основанное на сопоставлении многих геофизических, петрографических и геологических данных, оно подтверждается закономерностью распределения двух наиболее распространенных типов горных пород – гранитов и базальтов. Гранитоиды приурочены к древним, главным образом докембрийским, образованиям и развиты в пределах материков, а базальты – к разновозрастным образованиям и развиты по всей поверхности Земли. Искать объяснение этой зависимости еще преждевременно. Однако реальность отождествления температур и давления, существующих внутри материковой коры, с необходимыми для получения гранитной магмы вполне очевидна. Собственно гранитный расплав, судя по выявленной зависимости состава магмы от условий выплавления, формируется при

600–650°C и давлениях 4–5 тыс. бар на глубинах порядка 12–20 км; граниодиоритовый – при более высоких давлениях и соответственно повышенных температурах<sup>(276)</sup>. В пределах материков к геоструктурным элементам второго порядка относятся континентальные платформы, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогенные пояса. Некоторые окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба, а также область Средиземноморья рассматриваются как современные собственно геосинклинальные пояса. В океанских впадинах выделяются океанические платформы и внутриокеанические орогенные пояса. Все названные и подчиненные им структуры являются сложными сооружениями длительного развития. Каждое из них индивидуально и по составу преобладающих в сооружении горных пород, по последовательности формирования и по комплексам наложенных процессов минералообразования. Именно поэтому выделение глобальных структур является важнейшим элементом не только геологического, но и петрографического районирования.

Оконтуривание территорий при петрографическом районировании основано на изучении горных пород в местах их залегания и прослеживании контактов. Эта работа может быть выполнена с разной детальностью, но она достаточно объективна и воспроизводима. Именно этим петрографическое районирование отличается от металлогенического. Последнее основано на систематизации материала по разобщенным точкам наблюдения и их привязке к контурам территорий, выделенных при геотектоническом и петрографическом районировании. Именно поэтому региональные петрографические работы являются обязательным элементом поисковых работ и геологического картирования любых масштабов. Прикладное значение петрографического районирования определяется постоянно существующей зависимостью локализации полезных ископаемых от состава, свойств и условий залегания горных пород различного происхождения. Петрографическое и металлогеническое районирование отличны друг от друга по конечным результатам работ. Металлогенические обобщения сводятся к выделению разновеликих соподчиненных площадей – металлогенических поясов, провинций, зон, рудных районов, узлов и полей. Петрографическое районирование приводит к выделению геологических тел разных размеров, находящихся в определенных возрастных и генетических взаимоотноше-

ниях друг с другом. По форме, условиям образования и залегания выделяемые при петрографическом районировании тела получают свои собственные или общие наименования – пласты, потоки, дайки и др.

Одной из важнейших задач петрографического районирования является сопоставление разобщенных тел. В результате их сравнительного изучения может быть предложено петрографически обоснованное представление о возможности объединения нескольких тел в единый массив на глубине или о генетической близости группы разобщенных тел. Вполне понятно, что подобный анализ принципиально отличен от сравнения отдельных образцов. Он основывается на изучении сопоставляемых тел, всех горных пород, последовательности их образования и пространственного положения. Особое значение приобретает выявление и прослеживание зональных изменений состава и структуры горных пород от центральной части массива к контакту, по простиранию и на глубину.

Зональность в изменении состава и строения геологических тел по вертикали, являющаяся предметом особого внимания региональной петрографии, изучена очень слабо. Непосредственные наблюдения по естественным и искусственным обнажениям могут представлять интерес для изучения вертикальной зональности лишь при небольших размерах или пологом залегании геологических тел. В остальных случаях используются лишь косвенные методы, основанные на сопоставлении горизонтальных срезов аналогичных, но неодинаково эродированных массивов<sup>(48)</sup> и на изучении состава поступавшего с расплавом обломочного материала. В этих целях используются также выявленные тенденции в изменении состава пород и свойств минералов<sup>(77)</sup> на доступных глубинах и результаты экспериментальных работ. Таким образом, в региональной петрографии познание строения того или иного геологического тела предполагает не только расчленение изучаемого объекта на отдельные части и зоны, но и поиск однотипных тел в аналогичных условиях залегания для их взаимного сопоставления. Именно поэтому решение региональных задач часто обосновывается опытом изучения тел, находящихся на большом расстоянии от объектов проводимых петрографических исследований. Сопоставление результатов региональных петрографических работ оказывается наиболее рациональным в тех случаях, когда производится

с привлечением фактических материалов по территориям, находящимся в однотипных глобальных структурах.

В строении Восточно-Европейской, Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Индийской, Африканской, Австралийской, Канадской, Южно-Американской и Антарктической платформ различаются два структурных этажа – фундамент и чехол. Сформированный примерно 1,5 млрд. лет назад и сложенный гранитами, чарнокитами, мигматитами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами, таконитами и другими кристаллическими силикатными и карбонатными породами фундамент платформ выходит на дневную поверхность в кристаллических щитах. По сути дела это так называемый "гранитный" слой земной коры, отличающийся исключительным разнообразием текстур и состава пород, проявлением многочисленных свидетельств многократных пластичных и хрупких деформаций, широким развитием крупных тел с выдержанным разнообразием пород и отсутствием хотя бы небольших территорий без четко проявленной многостадийности процессов петрогенеза.

По территории Советского Союза проходят два крупнейших, развивавшихся в течение всей истории Земли подвижных пояса – Тихоокеанский и Средиземноморский. Первый в своей западной половине протягивается по периферии Австралии и Азии, в восточной – по западной окраине материков Северной и Южной Америки и Антарктиды. Второй пояс прослеживается в областях Средиземного, Черного и Каспийского морей и, расчленяясь восточнее на несколько ветвей, охватывающих юго-восток Азии и Индонезию, сочленяется с Тихоокеанским. В районе Аральского моря и Тянь-Шаня к Средиземноморскому поясу подходит Урало-Охотский подвижный пояс, образующий дугу, выгнутую к югу, и также выходящий на западе к Тихоокеанскому поясу. На севере нашей страны и за ее пределами выделяется кольцевой Арктический пояс, совпадающий с Урало-Охотским в районе Новой и Северной Земли. К числу крупных относятся Аравийско-Мозамбикский пояс и Атлантические пояса, прослеживаемые наиболее четко на востоке Гренландии и в Аппалачах, на Скандинавском полуострове, Британских островах и значительно хуже вдоль восточного побережья Южной Америки и в Западной Африке. Каждый из поясов – разновозрастное сооружение, неоднородное по строению и составу магматических образований. Для эпигеосинклинальных складчатых зон характер-

1221

но большее или меньшее распространение среди осадочных толщ пирокластических пород и лавовых подводных излияний основного состава. В названных зонах развиты гранитоидные интрузии, форма и условия залегания которых определяются пространственным положением складок и со- складчатых разрывных нарушений. Эпиplatformенные орогенные области, составляющие большую часть названных поясов, — это сложнопостроенные сооружения с интрузивными телами гранитоидов, габброидов и щелочных пород, приуроченных к зонам и узлам разломных нарушений. К этим территориям приурочены излияния лав, относящихся к липаритам и дацитам, и внедрение генетически связанных с ними гипабиссальных интрузий.

Тектонические движения проявляются не только в орогенных поясах, но и в примыкающих к ним древних платформах. Разломы, пересекающие основания и осадки чехлов, служат каналами для поступления больших объемов основной магмы, изливающейся в виде обширных базальтовых покровов и внедряющейся в пологозалегающие толщи в форме пластообразных габбро-долеритовых интрузий. Для платформенного магматизма характерно также образование интрузивных тел щелочных ультраосновных пород, связанных с ними кимберлитовых трубок, даек, а также кольцевых интрузий, сложенных щелочными гранитами, сиенитами и фойдитами.

Приведенные общие закономерности распределения геологических тел и горных пород являются признанными и широко используемыми в геологической литературе. В то же время усилиями специалистов всех стран мира они постоянно уточняются и детализируются по отдельным регионам.

#### Докембрийские щиты — грандиозные выходы на дневную поверхность недр литосферы

Изучение докембрийских пород и условий их залегания может быть наиболее полноценным в тех случаях, когда эти древнейшие объекты региональных исследований значительны по размерам занимаемой территории, доступны для наблюдения и находятся за пределами зон интенсивного палеозойского и более молодого магматизма. Вполне понятно, что многие обнажения в орогенических поясах мо-

гут дать лишь фрагментарное представление о составе докембрийских пород и о их возрастных взаимоотношениях друг с другом. Ответы на региональные вопросы следует искать при изучении щитов или неглубоко залегающего фундамента платформ. Однако далеко не каждая из платформ по своей обнаженности, разнообразию выявляемых горных пород и по сохранности последних равноценна. Площадь (в млн. км<sup>2</sup>) Восточно-Европейской платформы 5,9, Сибирской 4,4, Северо-Американской 18,2, Китайско-Корейской 4,3, Индостанской 2,9, Южно-Американской 13,8, Африканской 35,3, Австралийской 4,7 и Антарктической 9,6 (188).

Восточно-Европейская платформа граничит на северо-западе по Скандинавским горам с областью нижнепалеозойской, а на востоке по Западному Приуралью с областью верхнепалеозойской складчатости. Северо-восточная, южная и юго-западная границы платформы, перекрытые мощным осадочным чехлом, проводятся (253) вдоль Тиманского кряжа и по Среднеевропейской равнине через Балтийское море и северную часть полуострова Ютландия. Здесь дорифейский фундамент граничит с областями байкальской (рифей-нижний кембрий) складчатости. Кристаллические породы на этой территории выступают только в Балтийском и Украинском щитах, отделенных от остальной части платформы Балтийской синеклизой и Днепровско-Донецким авлакогеном, и находятся на относительно небольших глубинах в Воронежской и Белорусской антиклизмах. Древнейшие архейские мигматиты, гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы в фундаменте Восточно-Европейской платформы носят названия беломорские (25), докарельские (23), обоянские (281) и др. Предлагаются и обобщенные определения — архейские (217, 136), раннедокембрийские (352, 73) породы или формации первого яруса (313). За ниже- и среднепротерозойскими гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и карбонатными породами, отличающимися большим разнообразием текстур и состава, утвердились определения карельские, свекофенские, дальсландские, курские, криворожские и другие, в том числе и более общие — протерозойские, альгонкские (87). Осадочные породы самого позднего протерозоя (вендомия) являются составной частью чехла (166).

Сибирская платформа ограничена с юга и юго-запада Восточно-Саянской, Байкальской и Становой позднепротерозойскими породами.

терозойскими и нижнепалеозойскими подвижными областями, с севера – Таймырской складчатой областью и Пясинохатангской впадиной, с запада – Енисейской складчатой областью и с востока – Приверхоанским прогибом и поясом мезозойской складчатости Дальнего Востока СССР. Докембрийские породы, выступающие на поверхность в Анабарском и Алданском щитах, в остальной части платформы перекрыты рифейскими и более молодыми образованиями. Среди последних кроме осадочных толщ развиты интрузивные залежи, дайки и лавовые покровы пермского и мезозойского возраста. К докембрийским породам Алданского щита относятся гнейсы, кварциты, кальцифиды иенгурской серии, перекрытой без углового несогласия (129) гнейсами, гранулитами и карбонатными породами тимптонской и желтулинской серий. На Анабарском щите аналогичные гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мигматиты расчленены на 4 серии, перекрывающие одна другую без видимого углового несогласия. Все породы Алданского и Анабарского щитов смяты в линейные складки и имеют углы падения на крыльях до 70–90°. Результаты определения абсолютного возраста (верхний предел 1900, нижний 2800 млн. лет) и сопоставление состава пород Алданского и других щитов послужили основанием для заключения об отсутствии во вскрытой части Сибирской платформы древнейших архейских пород (352) и о сопоставимости сибирского докембрия, при грубом приближении, с криворожской (саксаганской) серий (270). Это оспариваемое рядом исследователей (305, 242) представление хорошо объясняет отсутствие в пределах Сибирского кристаллического фундамента таких форм залегания, которые характерны для археозоя Восточно-Европейской, Северо-Американской и Африканской платформ. В мезозойское время в докембрийские породы Алданского района внедрились кварцевые и бескварцевые порфиры, эгириновые граниты и щелочные сиениты.

В пределах Северо-Американской платформы выделяются Канадский и Гренландский щиты, отделенные друг от друга глубоким морем Баффинова залива и Девисовым проливом (36), и обширные внутриматериковые области с глубоко залегающим докембрийским фундаментом. В чехле платформы верхнекембрийские и более молодые отложения. С востока структура ограничена палеозойскими оро-

геническими областями Аппалачей, с запада – позднемезозойскими и раннекайнозойскими сооружениями Тихоокеанского пояса (406). Гренландский щит на севере и востоке оконтурен палеозойскими подвижными поясами и перекрыт вечными льдами. Канадский щит не является сплошным обнажением докембрия, его перекрывают местами маломощные чехлы палеозойских пород (синеклиза Гудзона за залива и др.). Единой стратиграфической схемы для докембрия Северной Америки не существует. Древнейшими архейскими породами в пределах Канадского щита являются зеленокаменные породы серий Йеллоунайф на северо-западе, Танзин на западе и Киватин в центральной части его территории. Древнейшими породами здесь же являются и мигматизирующие их гранитоиды. К образованиям протерозойского возраста относятся гнейсы, такониты, амфиболиты, карбонатные породы, кристаллические сланцы и другие породы.

Китайско-Корейская платформа ограничена с юга и юго-запада нижнепалеозойским Циньлинским, с северо-запада и с севера верхнепалеозойским Монголо-Охотским и с запада мезозойско-кайнозойским Тихоокеанским подвижными поясами. В пределах платформы несколько выступов докембрийских пород. Наиболее крупными из них являются Ляодунский и Шаньдунский щиты. Развитые здесь гнейсы, гранулиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, порфирибластические граниты и мигматиты относятся к архею (105). Нижнепротерозойские образования представлены биотит-амфиболовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, железистыми кварцитами и филлитами серии Аньшань (352). В Южно-Китайской платформе нет крупных выходов кристаллических пород; развиты антиклизы с сохранившимся осадочным чехлом. Обе соседствующие с Тихоокеанским подвижным поясом платформы прорваны в ряде мест в конце юры и в начале мела гранитными интрузиями (196).

Южно-Американская платформа, ограниченная с запада Тихоокеанским подвижным поясом, занимает всю центральную и восточную части континента. В ее пределах выделяются Гвианский и сложный по своей конфигурации Бразильский щиты. Древнейшими архейскими породами признаются мигматиты серии Иль-де-Кайенн, а также гвианские граниты. К протерозойским относятся гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы и итабириты, объединяемые в серии

и системы. Стратиграфической увязки между ними для всего континента не существует. Наиболее молодыми образованиями в фундаменте платформы являются blastsмилониты и ультрамилониты в субширотных зонах Парнамбуко и Параиба, имеющих мощность до 10 км, находящихся на востоке континента, пересекающих породы нижнепротерозойской серии Бамбуи, перекрытых недислоцированными силурийскими отложениями чехла и сопоставляемых<sup>(415)</sup> по своему положению с разломами земной коры дна Атлантического океана.

Индостанская платформа, ограниченная с северо-запада и севера Альпийско-Гималайской складчатой системой и с северо-востока неогеновыми сооружениями Бирмы, занимает остальную часть субконтинента и остров Цейлон. Почти вся платформа представляет обширный докембрийский щит с ограниченными участками распространения верхнедокембрийских, палеозойских и мезозойских отложений осадочного чехла. Исключение составляет северная часть платформы, где докембрий перекрыт мощной толщей кайнозойских, меловых и юрских отложений, и обширная впадина Деккана в центре платформы, заполненная главным образом трапами верхнего мела — эоцена<sup>(252)</sup>. Представления о возрастных взаимоотношениях между докембрийскими породами в настоящее время претерпевают существенные изменения. Существовавшее ранее убеждение, что дарварская серия зеленокаменных пород, слюдяных сланцев, конгломератов и итабиритов относится к древнейшим образованиям<sup>(421)</sup>, критически пересмотрено. Выявлено существование додарварских метаморфических пород и гранитоидов, гальки которых встречаются в конгломератах дарварской серии<sup>(250)</sup>. Громадные поля пород, подстилающих дарварскую серию и мигматизированных последарварскими гранитоидами, как установлено, представляли еще в додарварское время комплекс метаморфизованных пород и гранитов, объединенных под названием "гнейсы основания (basement)". С верхнепротерозойским временем связывается развитие слодоносных пегматитов на востоке полуострова и на Цейлоне и нефелиновых сиенитов в Раджастанхана.

Африканская платформа, ограничиваясь складчатой системой Атласа на северо-западе и Капских гор на юге, занимает почти целиком весь материк, Аравийский полуост-

ров и Мадагаскар. По площади выступы кристаллического фундамента больше территорий, перекрытых осадочным чехлом. Консолидация платформы связывается<sup>(343)</sup> с верхним докембрием и считается одновременной с внедрением знаменитого бушвельдского магматического комплекса. Однако окончательное ее завершение происходит лишь в начале палеозоя. Складкообразование с кембрия развивается лишь на северо-западе и на юге континента, восточная и южная окраины платформы с позднекайнозойского времени охвачены активным процессом эпиплатформенного орогенеза и молодого вулканизма<sup>(366)</sup>. К древнейшим катархейским образованиям, известным во многих частях Африки, относятся породы, имеющие возраст свыше 3000 млн. лет. Это либо гранитоиды крупных массивов со сжатыми между ними метаморфическими породами, либо мигматиты с четко выраженной линейной ориентировкой, образующие громадные тела совместно с другими кристаллическими породами<sup>(124)</sup>. Первые известны в Трансваальском, Родезийском и Танганьикском массивах; вторые — на Мадагаскаре и в Касаи. Свидетельством древнейшего возраста гранитов являются нахождение их обломков в кристаллических сланцах и данные изотопных исследований. Гранитоиды Трансвааля имеют возраст 3440 млн. лет, а слюдяные и кремнистые сланцы системы Свазиленд 2970 млн. лет. По аналогичным взаимоотношениям, установленным и в других массивах, древнейшими магматическими породами Африки признаются метабазиты и гранитоиды.

В Австралийской платформе к раннему архею относятся близкие друг к другу по составу и условиям залегания породы системы Йилгарн и Пильбара, развитые на западе континента. Это крупные гранитные и мигматитовые тела и зажатые между ними узкие пояса кристаллических сланцев, кварцитов и джеспилитов<sup>(55)</sup>.

В целом широко распространенные древнейшие магматические породы, привлекающие все большее и большее внимание, изучены еще очень мало. Выявленные закономерности распространения гиперстенсодержащих метаморфических пород<sup>(115,116)</sup> и древнейших гранитов, связанных с образованиями зеленокаменных фаций метаморфизма, послужили доводом для выделения двух типов оснований докембрийских платформ — сибирского и, по-видимому, более древнего — канадского<sup>(34)</sup>. Устанавливаемый по

изотопным датировкам возраст гранитоидов оказывается во многих случаях большим, чем возраст метаморфических пород. Эти геологические и геохронологические данные могут рассматриваться как свидетельство образования всех стратифицированных толщ на ранее существовавшем гранитном основании<sup>(100)</sup>. Если признавать, что закономерная смена условий петрогенеза начинается в архее от геотектонического режима, существовавшего при образовании первичной земной коры<sup>(40)</sup>, то к числу наиболее сохранных продуктов предисторического развития нашей планеты следует относить граниты и мигматиты. Формы тел, образованных названными породами, могут быть причислены к куполовидным лишь в первом приближении. По сути дела это блоки<sup>(24)</sup> или будины<sup>(348,349)</sup>, разобщенные мобильными поясами. В составе последних выделяются меньшие по размерам тела, расположение и очертания которых определяются направлениями смещения блоков и развальцевания материала. Состав и условия залегания архейских и протерозойских пород в блоках и в мобильных зонах различны. В первых развиты плагиограниты, граниты, чарнокиты и мигматиты; во-вторых — blastsmilonиты, гнейсы, лептиты, брекчии, конгломераты, такониты, карбонатные породы, кварциты, габбро, перидотиты, анортозиты, амфиболиты и гипербазиты.

К числу наиболее известных докембрийских плагиогранитов обычно относятся<sup>(357)</sup> породы, распространенные в Центральном Приднепровье и в Побужье. Среднее содержание кварца по подсчетам<sup>(350)</sup> в саксаганских биотитовых плагиогранитах 40,2, в ингулецких 46,3, а микроклина соответственно 0,1 и 1,6%. В пределах Балтийского щита плагиограниты описаны на северо-западе Кольского полуострова<sup>(123)</sup>. В фундаменте Восточно-Европейской платформы<sup>(63)</sup> они установлены при бурении скважин в Воронежской антиклизе, в среднем течении реки Дон, между городами Тулой и Орлом, Брянском и Могилевым, в окрестностях Тамбова, Рязска и Ржева, на юге Белоруссии, у города Ленинграда и в пределах южного купола Татарской антиклизы. За последние годы плагиограниты выявлены и в фундаменте Днепровско-Донецкой впадины<sup>(344)</sup>. Плагиограниты неоднородны по составу и находятся совместно с гранитами, кварцевыми диоритами и трондjemитами. В пределах структурно разобщенных блоков преимущественным развитием обычно пользуется одна

из названных пород. Именно так следует понимать сообщения о том, что в центральной части Украинского щита<sup>(39)</sup> в Житомирско-Винницком блоке находятся плагиограниты и чарнокиты, в Звенигородско-Кировоградском — микроклиновые граниты, а в западной части щита<sup>(346,347)</sup> — бердичевские (Жежелевский карьер) и шелетовские (Судилковский карьер) граниты, содержащие соответственно 30,8 и 29,1% кварца. По границе отдельных блоков<sup>(39)</sup> в системе разделяющих разломов проявляются многоэтапные процессы дислокационного метаморфизма<sup>(156,153)</sup>, сопровождаемые формированием тектонитов. Среди последних особое значение имеют очково-сланцеватые гранитоиды и биотит-амфиболовые blastsmilonиты. Подобные текстурные преобразования массивных гранитоидов описаны и в центральных частях блоков<sup>(277)</sup> около города Запорожье. С реоморфизмом твердых пород связываются полосчатость<sup>(235)</sup> и листоватость пород, проявление неоднократного палингенеза в породах Алданского щита<sup>(300)</sup> и дифференциальный анатексис в Сахаре<sup>(404)</sup>. Плагиограниты и граниты докембрия повсеместно находятся в единых блоках с мигматитами. Гранодиоритовые и диоритовые мигматиты описаны<sup>(417)</sup> около габбро-норитовых тел на юге Норвегии; трондjemиты с мигматитами в массиве Саганага<sup>(408)</sup> и Джайантс Рейндж<sup>(426)</sup>; диориты с кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и мигматитами в массиве Вермильон<sup>(428)</sup>, штат Миннесота. Формирование древнейших гранитоидов и постоянно находящихся совместно с ними основных пород<sup>(120)</sup> не может связываться с известными геологическими процессами и относиться к периоду образования планеты Земли и ее геосфер. Полосчатость признается изначально присущей мигматизированным породам. Ее происхождение обязано седиментационным или реоморфическим процессам. Среди плагиоклазовых мигматитов по реке Ингулец описаны<sup>(61)</sup> гранат-геденбергитовые, диопсидовые, эпидот-цоизитовые скарны, сформированные под воздействием плагиогранитов на metabазиты или более молодых гранитов на карбонатные метасоматические и жильные тела, развившиеся по плагиогранитам.

Чарнокиты принадлежат к числу наиболее распространенных докембрийских пород. Они встречаются на всех материках. В пределах Балтийского щита породы чарнокитового типа известны<sup>(116)</sup> в районах Чудзьярв, Пуорен-

тявр, Колозеро и в центральной части Кольского антиклинария: чарнокиты совместно с трондьемитами в районе Турку и Каланти на юго-западе Финляндии; чарнокиты с мангеритами на островах Стьерне, Сейлан и полуострове Эксфьорд в северной Норвегии, в районе Арендаля и Руголание в южной Норвегии; в районе Варберга в Швеции и на острове Борнхольм в Дании. На Украине наиболее изученными являются чарнокиты Ингуло-Ингулецкого водораздела и Могилев-Подольска. Образования типа чарнокитов и породы гранулитовой фаций метаморфизма характерны для Алданского и Анабарского щитов. На Канадском щите к числу наиболее известных относятся двупироксеновые породы, в том числе и чарнокиты в Адирондаке. Выявленная здесь по положению изоград региональная зональность метаморфизма не совпадает с границами распространения пород различного состава. Большие площади чарнокиты занимают в районе Веспорт в Онтарио. В Гренландии они устанавливаются не только на территории щита, но и в каледонидах. В Индии чарнокиты описаны (с юга на север по восточной части полуострова) в районах Тинневели, Пални, Салем (Шеврой), Нилджирис, Майсур, Мадрас, Кондалалли, Палаварам, Джейпур, Бата, и Орисса. Они развиты (420) на востоке и севере Цейлона. В Центральной Африке чарнокиты описаны (116) в Габоне, Республике Заир, Анголе, в комплексе основания в Уганде, Кении, Танзании; на юге континента в Миами, в провинции Наталь и в Мозамбике; чарнокиты и эндербиты в южной части Мадагаскара. Эти породы описаны также в Центральной Австралии и в восточной части Антарктиды от Земли Королевы Мод до берега Короля Георга V, у оазиса Бангер и обсерватории "Мирный" развиты массивные и гнейсовидные фаялитсодержащие разновидности. В центральной Австралии и в районе Моусон в Антарктиде развиты корундсодержащие чарнокиты. Формирование чарнокитов нельзя относить только к археозою; по изотопным датировкам чарнокитовые массивы Мадагаскара (430) имеют возраст  $2755 \pm 537$  и  $955 \pm 102$  млн. лет. Отличаясь большим разнообразием состава, чарнокиты не являются одним генетическим типом пород (137). По существующим представлениям, многие из чарнокитовых или близких к ним массивов остаются незамеченными при геологическом картировании. Эта мысль подтверждена (377) при изучении Топозерской интрузии площадью более  $6000 \text{ км}^2$  и

примыкающих к ней более мелких массивов. В интрузивных эндербитах и чарнокитах Балтийского щита железистость ромбических пироксенов находится в прямой зависимости от железистости горных пород (378). Эта зависимость присуща и массивным и сланцеватым породам. В то же время гиперстен интрузий, по-видимому, отличается от тех же минералов в кристаллических сланцах неупорядоченностью кристаллической решетки.

#### Протерозойские породы докембрийских щитов

Протерозойские мобильные зоны в докембрийских щитах отличаются от археозойских блоков разнообразием состава горных пород, развитием разновеликих удлиненных в одном или двух направлениях крутосклоняющихся и крутопадающих геологических тел, выдержанной полосчатостью, опоясывающей архейские блоки и осложненной флексурными складками с субпараллельным положением шарниров, интенсивным проявлением, будинажа, структур волочения, катаклаза, милонитизации и грандиозных процессов гидротермального окварцевания, альбитизации и карбонатизации пород, находящихся в самих мобильных зонах и в примыкающих частях архейских блоков. В протерозойских мобильных зонах развиты гнейсы, лептиты, кварциты, кристаллические сланцы, такониты и карбонатные породы. Представления о происхождении этих пород являются противоречивыми. В мобильных зонах и по системе оперяющих трещин в архейских блоках развиты протерозойские интрузии, представленные амфиболитами, габброидами, анортозитами, дунитами и отличающимися повышенным содержанием калинатровых полевых шпатов гранитами.

По условиям залегания, составу, установленным взаимоотношениям и результатам изотопных определений относимые к докембрию основные и ультраосновные породы разновозрастны. Простейший критерий определения относительного возраста основывается на (69) учете метаморфизованности пород. По этому принципу в полном соответствии с результатами изотопных датировок (352) к древнейшим образованиям на Украине относятся амфиболиты и тальк-актинолитовые сланцы Побужья, Приазовья и Среднего Приднепровья; к более молодым - Коростенский габбро-лабрадоритовый плутон и дайкообразные тела Дев-

ладовской широтной зоны с относительно сохранными дунитами, перидотитами и пироксенитами. Распространять этот принцип на все континенты нельзя, однако амфиболиты относятся к числу древнейших пород во всех районах распространения плагиогранитов. На Гвианском щите им приписывается возраст 3700, на Украинском 3200 – 3600 млн. лет. Среди серпентинизированных пород Побужья выделяются<sup>(159)</sup> преобразованные габброиды и дуниты, отличающиеся составом аксессуарных хромшпинелидов. Положение раннедокембрийских (не менее 2400 млн. лет) зеленокаменных пород, обычно находящихся совместно с кристаллическими сланцами, филлитами и железистыми кварцитами, связывается с линейно выдержанными поясами. Последние именуются эвгеосинклинальными<sup>(157)</sup> или мобильными<sup>(402)</sup>. Если за этими наименованиями видеть не только терминологические различия, то нахождение в линейных зонах пород более древних, чем в распадаемых блоках, нельзя объяснить синклинальным строением. Принимая представление о существовании мобильных поясов и древнейших глубинных разломов<sup>(177)</sup>, можно объяснить и существование линейно-вытянутых отторженцев от архейских гранитных блоков и тектонических чешуй, вынесенных из более глубоких горизонтов земной коры.

Исключительно разнообразные по форме, условиям залегания и составу ультраосновные, габброидные и анортозитовые массивы докембрия и связанные с ними генетически месторождения полезных ископаемых относятся к числу наиболее изученных магматических образований. На Кольском полуострове это известный Мончегорский никеленосный плутон<sup>(373)</sup>, представляющий собой серию массивов среднепротерозойского возраста, сложенных пироксенитами, оливиновыми пироксенитами, оливиновыми норитами и норитами, вмещающими рудные жилы с магнетитом, сульфидами никеля, меди, железа и с дисульфидами железа двух рудных месторождений – Ниттис-Кумужья и Сопча. Среди габбро-лабрадоритовых интрузивов на Кольском полуострове по условиям кристаллизации и по внутреннему строению выделяются<sup>(398)</sup> два типа интрузий. К первому относятся интрузивы Главного хребта, Кольских Кейв, Сальных и Кольвицких тундр, отличающиеся зональным строением и сложенные в экзоконтакте среднезернистыми меланократовыми габбро-норитами, а в центральных

частях крупнозернистыми лейкократовыми габброидами и лабрадоритами. Ко второму типу относятся расслоенные Цагенский и Ачинский интрузивы<sup>(397)</sup>, сложенные слоями тех же пород, залегающими горизонтально или под углом 5–10°. В верхних частях интрузий преобладают слои гигантозернистых лабрадоритов, в средних – габбро и в нижних – существенно титаномагнетитовых пород. В габбро-лабрадоритовой интрузии Главного хребта Чуна-Монче-Волчьих тундр выявлено<sup>(176)</sup> развитие плагиопорфировых и диоритовых даек с обломками пород массива и вмещающих интрузию гнейсов. Эта своеобразная эруптивная брекчия принималась ранее за базальный конгломерат гнейсов кольской серии. По своему строению и геологическому положению Кольские габбро-лабрадоритовые интрузивы являются аналогами массивов Джугджурской и Олекмо-Каларской зон Восточной Сибири, Адирондакского и других изверженных комплексов Северной Америки и комплекса Отанмяки в Финляндии.

Габброноритовый массив Садбери в провинции Онтарио внедрившийся в толщи протерозойских пород и имеющий возраст 1700 млн. лет, представляет кольцевидное воронкообразное тело, вытянутое в субширотном направлении на 60 км и с широтной осью 25 км. Подошва массива имеет центроклинальное падение под углами от 30 до 50°. Ранее существовавшее представление о составе пород массива оказалось не соответствующими действительности<sup>(315)</sup>. Эруптив сформирован идеально дифференцированной серией магматических пород. У основания находятся богатые кварцем черные нориты, постепенно, через габбронориты, габбро и кварцевое габбро, переходящие в гранофиры. В основании массива находится слой авгитового норита и гиперстенового габбро мощностью до 50 м, имеющий с ним резкий магматический контакт и содержащий обломки вышележащих пород массива и подстилающих кристаллических толщ. Этот поздний субпластовый габбронорит, связанные с ним дайки диоритов и кварцевых норитов, уходящие в подстилающие метаморфические породы на расстоянии до нескольких километров (так называемые оффсеты, отпрыски), и постэруптивные брекчии в основании массива являются главными носителями богатых сульфидных медно-никелевых руд Садбери. К числу территорий широкого распространения габбро-перидотитовых интрузий относится юго-запад Канадского щита с его менее извест-



ными, чем Садбери, месторождениями центральной Манитобы. Сотни развитых здесь мелких трещинных штокообразных и линзообразных тел перидотитов и габбро, прослеживаемых вдоль пояса Томпсон на 180 км и пояса Линн-Лейк на 100 км, серпентинизированы, имеют полосчатые текстуры, дифференцированы по составу и залегают в виде силловидных тел среди гнейсов в тесной ассоциации с амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, кварцитами, железистыми кварцитами и мраморами. С телами раннепротерозойских перидотитов и габбро связаны сульфидные медно-никелевые месторождения. Руды образуют согласные горизонты и тяготеют к постели пластовых интрузий. Сами интрузивы настолько малы, что не приходится считать их прямым источником оруденения<sup>(393)</sup>. Все породы и руды катаклазированы, будинированы и прорваны 1700-1500 млн. лет назад гранитоидными интрузиями и пегматитами. С инъекциями из остаточного очага богатых сульфидами расплавов рудообразование связывается не только на месторождениях Садбери и центральной Манитобы. В пределах бушвельдского комплекса<sup>(317)</sup> кристаллизационной дифференциации на месте залегания образованы пластообразные тела ванадийсодержащих титаномагнетитов, хромитов и платиноидов. Медно-никелевые руды образовались позднее при инъекции дополнительного расплава.

Связанные с габбро-норитовыми массивами докембрийские анортозиты<sup>(104)</sup>, известные по описаниям Вольтинского массива на Украинском, Ругаланнского и Мончегорского на Балтийском, Стиллуотерского, Адирондакского, Моренского, Лак-Сент-Джонского, Скуэйр-Айлендского, Мили-Маунтинского, Нэнского на Канадском, Скергардского на Гренландском, Бушвельдского на Трансваальском и Гилесского на Центрально-Австралийском шитах, распространены и за пределами последних среди архейских и нижнепротерозойских пород в орогенных поясах. Так, на Алданском шите и в примыкающей к нему складчатой области Станового хребта установлены<sup>(108)</sup> крупные и мелкие массивы протерозойского возраста, сложенные лабрадоритами, андезинитами, габбро, дунитами и троктолитами. Развитие основного и ультраосновного магматизма в докембрии сопровождается образованием все более ограниченных по площади и разнообразных по составу массивов<sup>(132)</sup>. На Восточно-Европейской платформе в тес-

ном сонахождении с лабрадоритами распространены рапакиви. Они слагают Выборгский массив площадью 1800 км<sup>2</sup>. Это сложное по строению пластообразное тело образовано<sup>(109)</sup> в первую интрузивную фазу кварцевыми мангеритами, названными лапее-гранитами, в главную калиевыми гранитами с характерными структурами рапакиви - выборгитами и в последующие фазы порфировидными и трахитоидными рапакиви, аплитами и пегматитами. Среди железомagneзиальных силикатов Выборгского массива широким развитием пользуются феррогастингсит, встречающийся в меланократовых разновидностях, и биотит, находящийся во всех породах. Кроме того, в темных рапакиви отмечаются грюнерит, оливин и пироксен<sup>(425)</sup>. В обнаженной части Балтийского и Украинского шитов рапакиви слагают Аландский архипелаг, массивы Лаппенрантский, Выборгский, Салминский, Коростенский и Корсунь-Новомиргородский. Интрузия рапакиви подобных гранитов разделяет Вольтинский (крупнейший в Европе) анортозитовый массив на две части, составляющие совместно с гранитами единый Коростенский плутон. Его формирование происходило в две фазы. Основные породы до внедрения гранитоидов были консолидированы; каких-либо переходных образований между рапакиви и анортозитами в Коростенском массиве не существует. Эти обстоятельства рассматриваются<sup>(59)</sup> как основание для отказа от представлений о их образовании в результате дифференциации единой магмы. В Корсунь-Новомиргородском массиве основные породы интродированы мелкозернистыми гранитами, рапакиви и порфировидными гранитами<sup>(146)</sup>. В то же время сонахождение рапакиви с основными породами является почти постоянным. Исключение составлял ранее Салминский массив. Его вскрытая часть сложена исключительно гранитными породами. Однако за последние годы под отложениями чехла установлены<sup>(381)</sup> габбронориты, лабрадориты, монцониты, серые и розовые граниты рапакиви. Каждый сложенный габброноритами участок окаймляется монцонитами и кварцевыми монцонитами; в свою очередь, последние окружены серыми гранитами рапакиви<sup>(381)</sup>. Под чехлом осадочных отложений рапакиви выявлены во многих местах бурением. Наиболее крупный - Рижский массив - охватывает<sup>(310)</sup>,<sup>(63)</sup>,<sup>(42)</sup> Курземский полуостров, южную часть острова Саарема, акваторию Рижского залива и его побережье Рига-Пярну. Площадь мас-

сива около 50 000 км<sup>2</sup>. Рапакиви установлены также города Луги, под городом Таллином, в Польше, в смежных с СССР северо-восточных районах, и в окрестностях Щучина и Житковичей в Белоруссии. Число массивов рапакиви, по-видимому, не исчерпано приведенным перечислением. Известны рапакиви, встречающиеся совместно с сиенитами и нефелиновыми сиенитами в массиве Бердяул (380) на Урале. Выявлены они на юге Норвегии (417), на юге Гренландии (291) и в Нигерии (352). Очень возможно, что к породам типа рапакиви следует относить "красные граниты" в Бушвельдском массиве (293), в то же время показано (68), что многие породы относятся к рапакиви без достаточного основания. Существенно калиевые граниты, резко отличные от рапакиви и имеющие протерозойский возраст, широко распространены (158) во всех докембрийских щитах.

Среди задач, связанных с геологией докембрия, наиболее сложной, по-видимому, является расшифровка условий образования кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, таконитов. Определение роли магматических и осадочных процессов в формировании этих метаморфических пород основывается во многих случаях на убежденности исследователя. Особое внимание за последнее время привлекает обсуждение вопросов генезиса стратифицированных толщ железистых кварцитов (151). Последние во всех континентах рассматриваются как маркирующие осадочные образования нижнего протерозоя (89). Развитие представлений о их генезисе связывается с возможностями привноса железа с ювенильными водами (233, 234), с процессами, происходящими в корях выветривания (376) и с условиями формирования климата, живых организмов и растительности в докембрии. Одновременно развивается (107) представление о магматическом и гидротермальном происхождении железистых кварцитов. Особое внимание обращается на их постоянное сонахождение с основными породами в единых моноклинально залегающих мобильных зонах. Наиболее четко эта позиция определена (179) для одного из месторождений в Танзании, где в зонально построенном массиве Кунгут между серпентинизированными ультраосновными породами и железистыми кварцитами устанавливается переходная зона с небольшими количествами новообразованных агрегатов кварца и магнетита. Полосчатость железистых кварцитов, гнейсов и кристаллических сланцев, при-

сущие им текстуры будинажа и интенсивная складчатость связаны с явлениями реоморфизма. По сути дела ранее существовавшее убеждение, что метаморфическим породам присущи только те условия залегания и те текстуры, которые заимствованы от метаморфизованных осадков и магматических тел, в настоящее время пересматривается. Оно справедливо до тех пор пока не вступают в силу процессы катаклаза и истечения горной массы. В докембрии эти процессы расслоения и мигматизации грандиозны (41). С ними связано формирование не только всей структуры земной коры (192), но и отдельных долгоживущих мобильных зон. В центральной части Алданского щита установлено, что внедрению даже ограниченных по размерам даек габбродиорита (220) предшествует формирование линейно ориентированных бластомилонитов (155). Аналогичные деформации кристаллических пород предшествуют и их метасоматическим преобразованиям (96).

В проявлении докембрийского магматизма во всех щитах (390) есть черты, свойственные только раннему докембрию и есть повторяющиеся на более поздних этапах развития. К специфическим образованиям докембрия, несомненно, относятся чарнокиты (292, 379). С верхнеархейскими гранитоидами на Алданском щите связывается образование силекситовых прожилков (312), содержащих от 90 до 95% кварца и послемагматических кварцевых грейзенов. Слюдяные кварциты и гранитоиды с высокими содержаниями кварца, не свойственными более молодым образованиям, установлены и в других щитах. Обогащенность кремнекислотой остаточных расплавов и послемагматических гидротерм, несомненно, относится к характерным особенностям ране докембрийских процессов. Сейчас трудно дать однозначное истолкование ее причин. Однако одно из возможных объяснений повышенных содержаний свободной кремнекислоты связывается (276) с выделением из расплава в качестве первой твердой фазы очень бедных кремнекислотой минералов — граната, пироксенов, магнетита и др. К специфическим докембрийским образованиям относятся кристаллические породы и филлиты протерозоя. В ряде случаев их интрузивное происхождение не вызывает сомнений. Известные в Бразилии серицитовые филлиты, являющиеся единственными достоверными материнскими алмазоносными породами докембрия (238), образуют ветвящиеся дайки и жилы в толще итаколумитовых кварцитов и

относятся к метаморфизованным интрузивным породам. С необратимым развитием докембрийского магматизма связаны и неповторимые типы минеральных месторождений (193,41).

Последующие среднепротерозойские и верхнепротерозойские этапы магматизма, приводящие к образованию щелочно-гипербазитовых интрузий центрального типа, кимберлитовых трубок, карбонатитовых тел и траптовых излияний, происходят в платформенных условиях (390) и имеют много общего с аналогичными процессами в платформенных чехлах и в эпиплатформенных орогенических поясах. Все своеобразие интрузивных и эффузивных процессов в этих структурах может быть охарактеризовано их сопоставлением не только с докембрийским магматизмом, но и с аналогичными процессами в складчатых - эпигеосинклинальных поясах.

#### Соскладчатые эффузивные образования

Достоверным показателем синхронности древнего вулканизма процессам складкообразования служит не само присутствие в толще осадочных пород пирокластического материала, а его приуроченность к горизонтам с нарушенной слоистостью. Такие образования известны во всех эвгеосинклинальных отложениях.

По закономерностям распределения вулканических толщ, связанных с ними субвулканических образований и гранитных интрузий, и по своей металлогении складчатые сооружения эвгеосинклиналей подразделяются (337,338,340) по крайней мере на два типа - с гранитными интрузиями и с основными вулканическими комплексами. Среди последних развиты известные колчеданные месторождения. Обобщение данных по декрипитации и вариациям изотопов серы сульфидов Филлизчая и Урупа на Кавказе, Блявы и Комсомольского на Урале, Кызылташа в Туве и Учнатаи в Японии приводит к выводу (316), что образование руд обязано не только высокотемпературным гидротермам, но и проявленному местами бактериальному переотложению руд. Таким образом, геохимические исследования подтверждают геологические и минералогические выводы о существовании подводного вулканизма в геосинклиналях и о специфике связанного с ним минералообразования (351).

Наиболее древними достоверными свидетельствами синхронности вулканизма процессам складкообразования могут служить добрышские конгломераты (413) в рифейских сланцевых отложениях юго-восточного крыла Пражского синклинория. Эти породы, синхронные последним этапам вулканизма так называемой спилитовой серии чешского альгонкия, подстилаются и перекрываются горизонтами песчаноглинистых сланцев с сохранной слоистостью. Наиболее молодыми подобными свидетельствами являются образования в окрестностях города Тбилиси, известные по описаниям Г. Абиха под названием конгломератов запутанного напластования. Происхождение последних получило однозначное истолкование лишь в последние годы (112). Нарушение слоистости с образованием глыбовой брекчии связано с интенсивным проявлением эоценового вулканизма в Аджаро-Триалетской геосинклинали. Горизонты, подстилающие брекчию, имеют ненарушенную слоистость. В цементирующем материале брекчии установлены туфы и отдельные глыбы альбитофиров.

Соскладчатые вулканические образования геосинклиналей обладают выдержанными особенностями. К числу последних, на примере девонских вулканических комплексов Юго-Западного Алтая (195), можно отнести в первую очередь сонахождение разнообразных по текстуре и структуре лавовых потоков и экструзивных куполов липаритовых порфиров, дацитовых и резко подчиненных им базальтовых и андезитовых порфиритов с неоднородными по размерам обломков игнимбритами и туфами того же состава. Чередование вулканических пород со слоистыми осадками и деформированность последних рассматриваются как свидетельство периодической интенсификации и затухания деятельности вулканов центрального типа, сопровождавшейся терригенной и вулканогенной седиментацией, в морском бассейне на фоне погружавшегося дна.

Палеозойский соскладчатый вулканизм наиболее полно охарактеризован в Средней Европе и на Урале, мезозойский и кайнозойский - на Кавказе.

К вулканическим и вулканогенным геосинклинальным образованиям в Средней Европе относятся шальштейны. Эти весьма пестрые по составу и условиям образования породы, вмещающие полосчатые кремнисто-гематитовые железные руды и считавшиеся ранее кембрийскими, ныне признаны среднедевонскими (301). В северо-западной части

Рейнских Сланцевых гор они сформированы по крайней мере в три последовательных цикла<sup>(422)</sup> – в эмском и живетском ярусах девона и в визейском ярусе карбона. Среди пирокластических и эффузивных пород здесь выделяются брекчии, глыбовые и подушечные агломераты, кристаллокластические и витрокластические (цинериты) туфы спилитов и кератофилов. К спилитам относятся<sup>(295)</sup> все основные эффузивные и субвулканические породы типа диабазов, диабазовых мандельштейнов и порфиритов, состоящие из сростков вторичных щелочных полевых шпатов, лейкоксена и карбоната; к кератофирам – трахитоидные породы, содержащие первичные щелочные полевые шпаты и небольшие количества хлорита, кварца и гематита. В толще вулканических пород со спилитами, само присутствие которых рассматривается<sup>(409)</sup> как свидетельство подводного геосинклинального вулканизма, связаны диабазовые и габброидные, с кератофирами – сиенитпорфиоровые и сиенитовые субвулканические интрузивные тела. Образование железных руд обязано специфическому основному-спилитовому вулканизму и главным образом диагенетическому гидротермальному преобразованию основных туфов.

Урал, судя по результатам геофизических исследований<sup>(264)</sup>, в своей западной зоне с миогеосинклинальным режимом развития связан с Русской платформой единым консолидированным фундаментом. В его восточной эвгеосинклинальной зоне основание переработано. Главные структуры заложены в нижнем протерозое. Палеозойский тектогенез не вызвал большой перестройки структурного плана. К рифейским эффузивам на севере Урала отнесены<sup>(95)</sup> афировые лавы, близкие по составу к траппам древних платформ и океаническим толейитам, и переслаивающиеся с ними лейкократовые липариты порфиоровой структуры. Развитые совместно с ними гипабиссальные диабазы отличаются от основных эффузивов несколько большей основностью и меньшей щелочностью. К завершающим этапам позднерифейской магматической деятельности относятся кварцевые толейиты, толейиты и оливковые толейиты, параллелизуемые с траппами молодых платформ. Если в байкальский цикл проявления магматизма отличались большим разнообразием, то в каледонский эти проявления были менее яркими<sup>(359)</sup>. Главнейшие петрографические и металлогенические особенности Северного, Среднего и Южного Урала определены среднепалеозойским вулканизмом.

К геосинклинальным относятся<sup>(50)</sup> две вулканогенные толщи – верхнесилурийская – нижнедевонская контрастная и нижне-среднедевонская дифференцированная. Контрастная или недифференцированная толща образована афировыми базальтами, связываемыми с трещинными излияниями центрального типа. В более молодой базальт-андезит-дацит-липаритовой толще широко развиты игнимбриты и субвулканические интрузии, соответствующие по составу вулканическим образованиям. Толща недифференцированных шаровых базальтов в Северных Мугоджарах прорвана разновозрастными телами субвулканических пород – долеритов, крупнопорфиоровых базальтов, липаритов, габбродиабазов и габбродиоритов<sup>(4)</sup>. Колчеданные руды месторождения Вессенного образовались до внедрения средне-позднедевонской габброплагиогранитной интрузии и метаморфизованы ими.

Для кавказского геосинклинального магматизма установлена<sup>(15)</sup> определенная повторяемость проявлений. Эффузивные и интрузивные процессы, связанные с нижне-среднепалеозойской геосинклиналью Передового хребта и с мезозойской геосинклиналью южного склона Большого Кавказа, развивались по единой схеме: основной вулканизм, интрузии гранитоидов, экструзия и формирование гипабиссальных тел субщелочных горных пород. По результатам структурных, петрографических и металлогенических исследований в общей направленности развития Кавказа от геосинклинального режима к орогенному и платформенному существуют определенные отклонения<sup>(341)</sup> – регенерации на платформах геосинклинального режима. С подобным преобразованием связано заложение в раннедевонское время эвгеосинклинали Передового хребта на байкальском основании и возникновение в позднем мелу-эоцене Аджаро-Триалетской и Севан-Акеринской эвгеосинклиналей по герцинскому срединному массиву Закавказья. В Передовой зоне Кавказа к вулканическим образованиям относятся<sup>(375)</sup> мощные спилито-диабазовые и диабаз-липаритовые покровы среднедевонской кызылкольской свиты, прослеженные в виде субширотной полосы на 300 км при средней ширине 20 км. За последние годы в нижнеюрских сланцевых толщах Большого Кавказа выявлены диабазовые тела, генетически родственные<sup>(334, 118)</sup> хорошо известной байосской вулканогенной свите южного склона<sup>(109)</sup>. Имеющиеся две разновидности интрузивов связаны<sup>(111)</sup> с

вулканитами аналогичного состава: альбитовые диабазы с раннебайосскими спилитами, а уралит-лабрадоровые со среднебайосскими авгит-лабрадоровыми эффузивами. В бассейнах рек Сако, Джоджора и Паца совместно со спилитовыми туфами находятся измененные, а с лабрадоровыми туфами – неизмененные диабазы. Небольшой Чаухский массив в бассейне реки Арагви и массив Чутхаро в бассейне реки Риони являлись центрами извержения спилитовой магмы с жерловыми вулканическими брекчиями<sup>(339)</sup>. В нижнеюрских сланцах горной Абхазии выделяются<sup>(110)</sup> две полосы диабазовых даек: северная с маломощными будинированными телами уралитизированных и сосюритизированных авгит-лабрадоритовых диабазов с вариолитовой структурой. Медно-пирротиновые руды во всех случаях могут быть диабазов.

В Аджарском секторе позднемеловой-эоценовой складчатой системы Закавказья вулканические отложения общей мощностью свыше 2–3 км сложены тремя толщами<sup>(254)</sup>. В основании находятся лавы и кластические туфы пироксеновых андезитов, базальтов, делленитов и реже оливниновых базальтов. Перекрывающая их среднеэоценовая толща 500 м мощности представлена грубослоистыми белесыми туфами, брекчиями и лавами роговообманковых андезитов. Самая молодая в Аджарской АССР геосинклинальная верхнеэоценовая вулканическая толща имеет мощность до 1100 м, залегает в ядре крупной синклинальной складки и образована лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов и менее распространенных субщелочных базальтов.

#### Вулканические породы эпигеосинклинальных областей

Вулканические и вулканогенные толщи, сформированные в позднегеосинклинальные или раннеплатформенные этапы в наземных или подводных условиях, принципиально отличаются от аналогичных образований геосинклинального этапа. В то же время выяснение связи между вулканическими ассоциациями и структурами все еще является одной из важнейших задач палеовулканологии<sup>(223)</sup>. К ее решению, кроме общих тектонических критериев и анализа условий залегания пород, привлекается изучение взаимоотношений между эффузивными и интрузивными образованиями. В гео-

синклинальных условиях все гипабиссальные и абиссальные интрузии моложе эффузивного и пирокластического материала. Так, толща эоценовых вулканических пород Аджарии, относимая к типичным геосинклинальным образованиям по результатам анализа структуры всей Аджаро-Триалетской системы, интродуцирована Мерисским, Намонастревы-Галатским, рядом мелких массивов и многочисленными дайками сиенитодиоритов, диоритов, габбро, аплитов и недавно выявленных<sup>(254)</sup> эссекситдиабазов, тешенитов и камптонитов, секущих все вулканические породы, включая и верхнеэоценовые. Обломки древних интрузивных пород в геосинклинальных вулканогенных комплексах приурочены к слоям, обогащенным терригенным материалом. В позднегеосинклинальных или раннеплатформенных условиях распространены не только молодые, но и коагматичные интрузии ранних фаз вулканической деятельности единых вулканоплутонических формаций<sup>(358)</sup>. Прямым свидетельством относительно молодого возраста эффузивных пород служит присутствие интрузивных пород в виде обломков в вулканических брекчиях и лавах, развитие субвулканических жильных тел в интрузивных массивах. Примеры подобных соотношений многочисленны. Прямым свидетельством постоянства сонахождения коагматичных интрузивных и эффузивных пород в Охотско-Чукотском вулканическом поясе послужили наблюдения в окрестностях Хетинского оловорудного месторождения. Крупнозернистые ортоклазовые гранодиориты, образующие так называемый Верхнетальский массив, прорваны субвулканическими рудовмещающими липаритами и находятся в виде крупных глыб и более мелких слабоокатанных обломков среди эффузивных и пирокластических пород вулканогенной липаритовой толщи с отпечатками растений верхнего мела<sup>(67)</sup>. Другим примером может служить крупный верхнепермский Бабайтагский интрузив в Северном Тянь-Шане. Сформировавшийся в несколько фаз и образованный близкими по составу гранит- и граносиенит-порфирами, жильными и жерловыми фациями кварцевых порфиров и липаритов<sup>(160)</sup> массив имеет сложное строение. Эта лакколитообразная интрузия находится в кальдерообразной депрессии среди более древних верхнепалеозойских интрузивных и осадочновулканогенных пород. С ранними этапами связано формирование центральной части интрузива, с завершающими – небольших плитообразных тел кластолав кварцевых порфиров, приуро-

ченных к краевым разломным зонам кальдеры<sup>(345)</sup>. Строение вулканогенных толщ и их взаимоотношения с интрузивными породами, по сути, относятся к числу важнейших объективных критериев определения верхнего возрастного рубежа геосинклинального и начала платформенного развития<sup>(384)</sup>.

За последние годы в печати широко освещаются новые данные по послескладчатым вулканическим образованиям палеозойского возраста на территории Средней Европы, Донецкого бассейна, Урала, Казахстана, Южной Сибири и Монголии; по образованиям мезозойского возраста — Приморья, Охотско-Чукотского пояса и заполярной Приморской низменности. Собственно альпийские вулканические образования, развитые на острове Сахалине, в Закарпатье и на Кавказе и хорошо известные по многим публикациям, за последние годы также являлись объектами палеовулканических исследований.

К палеозойским эффузивным образованиям в Европе относятся известные пермские лавы и ингнимбриты сиенитовых ромбен-порфиоров, перемежающиеся с трахибазальтами, сохранившиеся в грабене Осло<sup>(418)</sup>. Стратифицированная толща вулканических пород осложнена многочисленными интрузиями и круглыми или овальными провалами — кальдронами, оконтуренными узкими почти вертикальными кольцевыми дайками. Среди интрузивных пород развиты монзониты (кьельсоситы, ларвикиты), щелочные сиениты, нордмаркиты, биотитовые граниты, акериты и габбро (кауаиты, боиты). Кольцевые дайки это, как правило, сиенитовые порфиры<sup>(424)</sup>. За последние годы при бурении на нефть и газ получены новые сведения о распространении нижнепермских эффузивов в Нидерландах, ФРГ, ГДР и ПНР. Эффузивные породы красного лежня, скрытые под толщей молодых отложений, образуют на севере Средней Европы несколько поясов. Самый западный пояс располагается в междуречье Везера и Эмса. Развитые здесь породы представлены<sup>(416)</sup> миндалекаменными базальтами, андезитовыми порфиритами диабазовыми и долеритовыми интрузиями, образующими толщу до 130 и 170 м. Северный пояс Фемарн-Узедом<sup>(414)</sup> мощностью до 1100 м прослежен на 250 км. Он сложен в ПНР риолитовыми и в ГДР риолитоацитовыми порфирами, брекчиевыми и пепловыми туфами, миндалекаменными порфиритами и ингнимбритами. Выявлены силлы и некки гранитпорфиоров гранофиоров.

В средней части острова Рюген установлены<sup>(401)</sup> мелafirы мощностью до 100 м и субинтрузивные тела габбро-порфиритов. Второй пояс в южной части Польско-Германской низменности прослежен от границы с ФРГ, где имеет мощность 1300 м, южнее Берлина, через район Франкфурта на Одере до Верхней Силезии. На западе пояс сложен риолитовыми порфирами и их туфами, к востоку увеличивается число прослоев осадочных пород, появляются редкие покровы андезитов. В Польском Поморье вулканические породы подстилаются<sup>(429)</sup> дислоцированными отложениями среднего палеозоя. Третий пояс лежит в пределах обнаженной части варисских складчатых сооружений<sup>(412)</sup>, занимающая крупные межгорные впадины. Выявленные и известные ранее верхнепалеозойские вулканогенные толщи Средней Европы близки<sup>(60)</sup> по установленной ассоциации горных пород и условиям их залегания к аналогичным более древним девонским и верхнепалеозойским образованиям в Центральном Казахстане, в Среднем Тянь-Шане и в Илийской впадине.

В юго-западной части Донецкого бассейна по реке Мокрой Волновахе выявлены связанные с субширотными разломами позднедевонские покровы андезитов, андезитобазальтов, базальтов, долеритов и их меланократовых разновидностей — соггендалитов с прослоями трахибазальтов, ортофиоров, и горизонты пепловых туфов и туфобрекчий, реже трахилипаритовых и липаритовых лав. В зоне разломов описаны<sup>(58)</sup> позднекаменноугольные — пермские субинтрузивные тела шонкинитов камптонитов, мончикитов, керсантитов, трахитов, грорудитов и тингуаитов. Породы, определенные как щелочные базальтоиды, в балке Камышовке находятся в жерле древнего вулканического аппарата<sup>(97,170)</sup>.

На Урале и примыкающих к нему территориях за последние годы установлено широкое развитие основных триасовых вулканических и субинтрузивных пород. На крайнем западе в Полярном и Приполярном Приуралье они обнаружены в Воркутинском угленосном бассейне в составе хейгинского надугленосного комплекса. В Среднем и Южном Зауралье вулканогенно-осадочные отложения, известные под названием туринская серия, установлены в ряде депрессий в основании мезозойских континентальных отложений. Мощность серии от 100 до 1000 м. В ее составе преобладают излившиеся базальты. Их интрузивные аналоги со-

ставляют не более 10%; на долю кислых пород — ортофи-  
ров и альбитофинов, приходится менее 5%. Отличающиеся  
относительно ограниченным распространением вулканоген-  
ные образования триаса по составу и условиям залегания  
пород аналогичны<sup>(145)</sup> платформенным траппам. Триасо-  
вые траппы, по-видимому, нельзя считать последними про-  
явлениями магматизма в Тургайском прогибе. В северном  
Приаралье, юго-западнее поселка Иргиз Актюбинской об-  
ласти, в 1963 г. были обнаружены коричневые и желтые  
обсидианы, перлиты и реже пемзы, находящиеся на рыхлых  
отложениях палеогена. Эти "проблематичные"<sup>(171)</sup> породы  
образуют небольшой покров мощностью до 0,8 м на огра-  
ниченной площади. Перекрываемые стеклом глины уплот-  
нены и обожжены на контакте. По результатам химичес-  
ких анализов шести образцов три соответствуют липари-  
там, два дацитам и один андезитобазальту<sup>(198)</sup>. Неиз-  
вестные ранее вулканические стекла связываются с узлом  
сочленения субмеридиональных "уральских" и северо-запад-  
ных "каратауских" разломов в Тургайском прогибе<sup>(172)</sup>.

Разобщенные и, несомненно, несинхронные нижнепалео-  
зойские геосинклинальные вулканические образования Ка-  
захстана, Южной Сибири и Монголии сформированы в три  
периода активации — кембрийский, ордовикской и силурий-  
ский<sup>(74)</sup>. Кембрийские спилиты и кератофиры в ряде слу-  
чаев образуют единые толщи с рифейскими эффузивами<sup>(26)</sup>.  
Площади распространения основных эффузивов тяготеют к  
офиолитовым мобильным зонам, в других районах распро-  
странены и кислые породы. Ордовикские липариты, андези-  
ты и базальты преимущественно распространены в Монго-  
лии и Северном Китае, силурийские и раннедевонские ба-  
зальтовые и андезитовые лавы и обломочные породы с пач-  
ками липаритов, туфов, яшм и кремнистых сланцев — в  
Джунгаро-Балхашской складчатой системе<sup>(243)</sup> и в Мон-  
гольской Народной Республике<sup>(169)</sup>. С девонским и более  
молодым вулканизмом связано образование эффузивных и  
пирокластических толщ, перекрывающих более древние  
складчатые сооружения. Исследованиями последних лет ус-  
тановлено, что девонские эффузивы Северной Бетпак-Далы  
и Чу-Илийских гор в Центральном и Южном Казахстане  
образуют широкий зонально построенный пояс общего севе-  
ро-западного простирания длиной в 800 км и шириной от  
100 до 200 км<sup>(213)</sup>. В юго-западной части пояса, вдоль  
Джалаир-Найманской системы разломов, развиты покровы

андезитовых порфиритов и подчиненных им липаритов и ли-  
паритовых туфов. В центральной зоне, контролируемой  
Тюлькулинской и Кенъказганской системами разломов, от-  
мечается увеличение массы липаритов и приуроченных к  
верхам толщ липаритовых игнимбритов. В северо-восточ-  
ной части пояса развиты игнимбриты и локальные пото-  
ки липаритов, переслаиваемые с андезитовыми порфирита-  
ми. Установлены ряд кальдер обрушения с кольцевыми те-  
лами субвулканических пород и интрузии девонских грани-  
тоидов. В Юго-Западном Алтае развиты позднефаменские —  
раннетурнейские и визе-намюрские вулканогенные толщ.  
Первая сложена лавами, игнимбритами, туфами, туффита-  
ми, субвулканическими телами липаритовых порфиритов, даци-  
товых, андезитовых и базальтовых порфиритов; вторая —  
лавами и туфами базальтовых, андезитовых и резко подчи-  
ненных дацитовых порфиритов. На территории Тувы и За-  
падного Саяна выявлены субвулканические тела жерловой  
фации<sup>(167)</sup>. Кульбусдашский и Поштагский палеовулканы  
описаны<sup>(224)</sup> в центральной части Тувы, в урочище Кы-  
зылжар, в 18 км восточнее поселка Баян-кол. На восто-  
ке Тувы девонские вулканы обнаружены на горе Балдыр-  
хандык<sup>(210)</sup>, в правом борту реки Малый Енисей (река  
Каа-Хем), выше деревни Большая Грязнуха<sup>(211)</sup>. В жер-  
ле палеовулкана находятся микрогранодiorитовые порфири-  
ты лавобрекчии дацитового порфирита, в прижерловых от-  
ложениях — туфобрекчии, туфы дацитового состава и даци-  
товые порфириты. В Монголии развиты две субширотные  
зоны с пермо-триасовыми вулканическими фациями — Ор-  
хой-Селенгинская и Предхэнтэнская<sup>(169)</sup>. Первая нахо-  
дится на северо-западе, вторая в центральной части стра-  
ны. Пермские образования представлены в первой зоне  
трахиллипаритами и трахибазальтами, во второй — липари-  
тами и андезитами. В раннем и позднем триасе в обеих  
зонах развились трахиандезиты и кислые экструзии<sup>(186)</sup>.  
Мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы Западно-  
го Забайкалья приурочены к тектоническим швам<sup>(306)</sup>.  
Обращено внимание на постоянное сонахождение эффузив-  
ных пород с гипабиссальными интрузиями малых и сред-  
них размеров, часть из которых, несомненно, является  
размытыми вулканическими аппаратами<sup>(362)</sup>. Первое ме-  
зозойское вулканическое сооружение в пределах цаган-хун-  
тейской свиты с остатком конусовидной структуры и нек-  
ком описано<sup>(212)</sup> в нижнем течении реки Темник. Нек

сложен трахитами и ортофирами; в склонах палеовулкана развиты трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, ортофиры и их туфы.

В пределах позднемезозойского Охотско-Чутского пояса, являющегося одной из крупнейших рудоносных структур Северо-Востока СССР (30,28), за последние годы установлено широкое развитие депрессионных структур кальдерного типа (29,31,356). Одной из них является Арманская депрессия, выделенная (326) в Центрально-Охотском районе. Кальдера имеет до 28 км в поперечнике, выполнена сенон-датскими кислыми игнимбритами и оконтурена разломной зоной с субвулканическими липаритовыми и гипабиссальными гранитоидными интрузиями. В бортах кальдеры развиты слабо сваренные игнимбиты, насыщенные в нижних частях разреза обломками пород основания, в ее центральных частях - гиаоигнимбритами и их порфирокластическими разновидностями. По разломным зонам все породы кальдеры пропилитизированы. Установлено золото-серебряное оруденение (128). Выявленные в кальдерах формы сонахождения эффузивных и комагматичных интрузивных пород нельзя считать единственно возможными.

На территории Восточного Сихотэ-Алиня установлены (363) сложные липаритовые и туфолововые интрузивно-экструзивные постройки. Последние не приурочены к какому-либо одному стратиграфическому уровню и формировались на протяжении всего мезозойского и кайнозойского этапа. Подобные экструзии выявлены в низовьях реки Кулумбе, в массиве горы Зайковой в долине реки Мамучи и в береговой полосе реки Найна. В центральной части экструзивных массивов находятся гранитоиды и обломки аргилитов древних толщ, в верхних и краевых частях - брекчированные породы и игнимбиты, соответствующие по составу гранодиоритам и гранитам.

Сонахождение интрузивных и эффузивных пород описано (261) в северной части хребта Полуосного и в Приморской низменности, где среди позднеюрских сланцев выявлены субмеридиональные Чохчуро-Чокчурдахская и Берелехская зоны протяженностью 350 и 140 км с небольшими разобщенными телами интрузивов, многочисленных даек и полями вулканогенных предположительно позднемеоловых пород. Субвулканические тела сложены липаритами,

кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. С названными зонами и гранодиоритовыми массивами хребта Полуосного генетически связываются рудопоявления олова.

В областях альпийского вулканизма изучаются закономерности в изменении состава магматических поступлений во времени. Так, установлено, что на острове Сахалине проявлены ранне-среднемиоценовая и позднемиоцен-плиоценовая фазы вулканизма. Сформированные при этом разновозрастные толщи соответствуют по составу андезитам (121). На севере острова вулканические центры существовали лишь в среднем и позднем миоцене. В тумской миоценовой свите на полуострове Шмидта описаны (56) базальты повышенной щелочности обогащенные фосфором. Аналогичные работы выполнены и в Карпатах. Выгорлат-Гутинская гряда, проходящая по территории СССР, Чехословакии и Румынии, протяженностью 200 км состоит из ряда полигенных вулканов, куполов и субвулканических интрузий. Состав лавы раннемиоценовой фазы вулканизма повсеместно соответствует андезитам, а позднемиоценовой - риолитам. В сармате и плиоцене существовали центры излияний риолитовой и андезитовой лавы. Положение их изменялось (427). Породы высокоглиноземистые. Базальты Выгорлат-Гутинской гряды близки к базальтам Японии и неогеновых излияний Курильских островов (24).

Многочисленные свидетельства региональной петрографии способствуют развитию представлений о постоянном присутствии интрузий в областях распространения эффузивных образований. Выяснение разнообразия форм взаимоотношений эффузивных и интрузивных пород, а не констатация их сонахождения и причисление к единой формации, стали в настоящее время предметом геологических и петрографических исследований. Эти взаимоотношения устанавливаются при частичной эродированности вулканических сооружений (222). Наиболее благоприятными в этом отношении являются области позднепалеозойского-раннекайнозойского вулканизма. Сильная эродированность осложняет реставрацию наземных вулканических сооружений, их сохранность обычно исключает возможность непосредственного изучения глубинного строения вулканических областей, интрузивных тел и связанных с ними минеральных месторождений.



Об интрузивных породах в складчатых поясах  
и разломных зонах

Изучение геологических тел, сформировавшихся под земной поверхностью в результате внедрения магматических масс, их взаимоотношения с вмещающими породами и друг с другом приводит к выводам о проявлении гранитоидного магматизма в среднюю стадию развития геосинклиналей и о приуроченности гранитоидных интрузий к миогеосинклиналям. Эти положения, как убедительно показано В.И. Смирновым<sup>(318)</sup>, не должны подменяться<sup>(144,103)</sup> представлениями о магматической зональности над разломами Бенъофа. Они в то же время не исключают развиваемые А.Д. Щегловым представления о решающей роли в определении состава интрузий и металлогенического облика территорий, возраста и условий развития внегеосинклинальных областей автономной активизации<sup>(154)</sup>. Структурное положение интрузивных массивов в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых поясах принципиально отлично от конкордантного. Последнее обосновано приписывается лишь докембрийским гранитоидам и мигматитам, известным по описаниям адирондакских<sup>(280)</sup> и других куполов. Контакты гранитоидов по отношению к вмещающим породам в более молодых складчатых поясах всегда секущие. Это правило распространяется и на такие уникальные массивы, как Сьерра-Невадский батолит, вытянутый на 480 км при максимальной ширине 160 км и четко передающий общее простирание складчатых структур всей своей ориентировкой. Многочисленные апофизы и сателлиты этого массива занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам<sup>(410)</sup>. Изучение условий залегания интрузивных тел приводит к представлениям о значительных разрывах между временем геосинклинального развития и завершающими этапами формирования интрузивных тел.

Условия залегания, время внедрения и стадийность формирования интрузий в каждом из тектонических узлов имеют свои индивидуальные особенности. Однако изученность их не одинакова. Именно поэтому ценность каждого нового сообщения о том или ином интрузиве определяется с учетом его местонахождения и исследованности. В хорошо изученных районах внимание исследователей привлекает

глубинное строение интрузивных тел. Так, на полуострове Корнуолл по результатам комплексных геофизических исследований устанавливается, что палеозойские гранитные массивы Дартмур, Бодминмур, Хенсберроу, Керменеллис, Лендс-Энд и островов Силли, представляют единое тело, прослеживаемое на глубину, превышающую половину расстояния до поверхности Мохоровичича<sup>(54)</sup>. На территориях, изученных относительно слабо, интерес представляет любое сообщение о составе выявленных интрузивных пород. Так воспринимается сообщение<sup>(86)</sup> о распространении молодых турмалиновых гранитов в Нанга-Парбате и Высоких Гималаях, образующих массивы Макалу, Мустаг, Бадринатх, Центрально-Бутанский и др. Эти граниты, датированные всего лишь одним десятком миллионов лет и связываемые с самой молодой активизацией Индостанского щита<sup>(85)</sup>, установлены лишь в комплексе кристаллических пород, но не метаморфизуют палеозойские осадочные толщи. Это, несомненно, вызывает определенный скептицизм<sup>(294)</sup>, но не снижает интереса к первым оригинальным сведениям об этой малоизученной территории.

Процессы формирования интрузивных тел многостадийны и проявлены, судя по западно-памирской эродированной на 2 км Раумидской интрузии эоценовых лейкократовых гранитов, неодинаково на различных гипсометрических уровнях<sup>(75)</sup>. Именно поэтому любые даже самые простые схемы типа интрузивная фаза → дополнительная интрузия → жильные образования<sup>(181)</sup> формирования массивов несмотря на кажущуюся их заманчивость и популярность<sup>(37)</sup>, не должны канонизироваться. За представляемым единообразием могут быть скрыты индивидуальные особенности конкретных интрузивных тел.

При рассмотрении новых материалов по интрузивным образованиям нельзя не учитывать различия в условиях залегания интрузивных тел и их структурной позиции, неодинаковую изученность территорий распространения интрузивных массивов, разновозрастность и многостадийность образования последних. В связи со сказанным все новые материалы по интрузивным образованиям различного состава целесообразно проводить раздельно по разобренным территориям подвижных поясов и платформ.

Новое о гранитоидах и щелочных породах  
Кавказа, Урала и Средней Азии

На Кавказе по результатам многолетних исследований установлено решающее значение герцинских магматических процессов в становлении кристаллического щокола. Вполне понятно, что радиологические датировки не исключают возможности существования более древних гранитоидов, а некоторые результаты калиаргоновых определений рассматриваются как прямые "реликтовые" свидетельства<sup>(298)</sup> справедливости подобного допущения. Интрузии палеозойских гранитов, судя по результатам бурения и геофизического картирования, широко развиты под чехлом осадочных пород в кристаллическом основании Западного Предкавказья<sup>(119,185)</sup>. Среди интрузивных пород, слагающих фундамент Предкавказья, описаны граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. В бассейне реки Уруп выявлены<sup>(163)</sup> субвулканические силлоподобные тела микрогранит-порфиров, фельзитов и плагиогранит-порфиров, прорывающих девонские отложения и перекрытые лейасом. Некоторые из них, принимавшиеся ранее за девонские внутриформационные образования, по радиологическим данным, полученным в ИГЕМЕ АН СССР<sup>(13)</sup> и в Институте геологии Дагестанского филиала АН СССР, относятся к позднему палеозою.

За последнее десятилетие изменилось представление о составе и последовательности образования находящейся в осевой части Главного хребта Кардывачской интрузии. Установлены<sup>(16)</sup> четыре этапа магматической деятельности. С первым, по-видимому, раннеюрским, связано внедрение габбро, диоритов и плагиогранитов, аналогичных породам интрузий, известных в верховьях рек Санчаро, Инугри и Кодори; со вторым — образованием многочисленных даек габброидов, содержащих баркевикит и анальцим и определяемых как эссексит и реже как тешенит; с третьим, поздне меловым, — интрузии роговообманковых, лейкократовых и рибекит-арфведсонитовых гранитов; с последним, палеогеновым, — внедрение многочисленных даек эссекситов, кринанитов, трахитовых и липаритовых порфиров. Интрузивные образования Кардывачского магматического узла не имеют в пределах Центрального Кавказа эффузивных аналогов. В междуречье Черек Балкарский — Чегом на Север-

ном Кавказе выявлены<sup>(53)</sup> неизвестные ранее силлы, некие и небольшие лакколиты позднеюрских трахитов и мелко-вых эссекситов и тешенитов с анальцимом и пренитом. В том же районе в верховьях реки Сарын-Су выявлен и описан<sup>(186)</sup> подводящий канал к Верхнечегемскому массиву плиоценовых липаритовых игнимбритов. Этот канал — вертикальная дайка, образованная липаритовыми туфами, игнимбритами и витрофирами. По четкой флюидалности и закономерному увеличению доли рыхлого и обломочного материала образование последнего может быть связано с быстрой дегазацией лавы в верхних частях подводящего канала.

В Закавказье после первой находки<sup>(32)</sup> нефелинового сиенита и первого описания<sup>(189,190)</sup> Тежарского массива щелочных пород в центральной части Памбакского хребта были открыты новые массивы щелочных сиенитов — анальцимовых в Имеретинском<sup>(113)</sup> и нефелиновых в Мегринском<sup>(11)</sup> хребтах, выявлено зональное строение Тежарского интрузива<sup>(19)</sup>, найдены и оценены месторождения глинозема, проявления флюорита, ниобия и олова<sup>(18)</sup>. За последние годы установлены широкая распространенность и структурная позиция разновозрастных со щелочными сиенитами небольших позднеэоценовых тешенитовых, эссекситовых, камптонитовых и мончикитовых интрузий и даек. Последние приурочены к северной и южной окраинам Закавказского срединного массива. С севера они выявлены не только в Западной Грузии, но и в Кахетии, на юге — не только в Ахалцихском районе, но и в Гурии, и в Имеретии. Если в зоне Главного хребта анальцимсодержащие породы не имеют эффузивных аналогов, то в Аджаро-Триалетской системе взаимосвязь щелочных габброидов с эоценовой осадочно-вулканогенной толщей пород, с повышенной щелочностью совершенно очевидна<sup>(334)</sup>. Прямым продолжением Памбак-Зангезурской металлогенической зоны<sup>(226)</sup> на восток является Карадагский район Ирана<sup>(275)</sup> с олигоцен-миоценовыми габбродиорит-гранодиоритовыми интрузиями и находящимися в районе горы Тебриз месторождениями меди<sup>(403)</sup>. Интенсивное проявление посторогенного магматизма на Кавказе и в прилежащих зарубежных частях Альпийского пояса связывается с позицией Транскавказского поперечного поднятия, которое рассматривается<sup>(239)</sup> как северное продолжение Африкано-Аравийского рифто-вулканического пояса.

1221

Гранитоиды Урала слагают гипабиссальные и плутонические интрузии<sup>(388)</sup>. Первые приурочены к зоне крупного Тагильско-Магнитогорского прогиба с интенсивным базальтовым магматизмом, вторые - к Восточно-Уральскому поднятию. Гипабиссальные породы Ауэрбаховского, Павдинского, Тагильского, Магнитогорского и других среднедевонских или позднесилурийских массивов представлены габбро, диоритами, гранодиоритами, граносиенитами и сиенитами. Гранодиориты Ауэрбаховского массива признаются<sup>(386)</sup> интрузивными аналогами андезитодацитов, а весь комплекс производным базальтовой магмы. Среди плутонических интрузий выделяются анатектическая и дифференцированная группа гранитоидов. По пространственному положению и закономерностям распределения рубидия, цезия, тантала и ряда других элементов рудоносными из двух названных групп являются лишь дифференцированные комплексы<sup>(327)</sup> Мурзининско-Адуйского, Шиловского, Коневского, Челябинского, Варламовского, Санарского, Джабык-Карагайского и других интрузивов среднекаменноугольно-раннепермского возраста. На юге Урала и на севере аналогичных ему по строению Мугоджар<sup>(255)</sup> среди раннекаменноугольных отложений и позднедевонских базальных конгломератов выявлены многочисленные обломки плагиогранитов. Это обстоятельство послужило основанием для пересмотра представлений о едином возрасте всех пород, находящихся в герцинских интрузиях, и вывода о длительной истории их формирования, охватывающей каледонский и герцинский циклы<sup>(307)</sup>. К каледонским отнесены Неплюевский, Бугакский, Крыклинский, Теренсайский, Западно-Каиндинский, Шильдинский, Урусикискенский, Боетский, сложенные кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами, и массив Шотинский, сложенный габбро и габброноритами. Эти породы ранее принимались за гибридные разновидности герцинских гранитоидов. Ни в одной из них рудных концентраций не установлено<sup>(182)</sup>.

При изучении казахстанских гранитоидов получены многочисленные свидетельства отрицания генетической связи магматизма с геосинклиналями<sup>(201)</sup> и установлена приуроченность многостадийных магматических проявлений к выдержанным линейным структурам, названным Г.Н. Щербой<sup>(392)</sup> геотектогенами. На примере Чу-Илийской структуры подобного типа установлена<sup>(394)</sup> возможность проявления каледонских габбродиоритовых,

гранодиоритовых и гранитных интрузий в зонах распространения байкальских ультрабазитов, габбродиоритов, гранодиоритов и гранитов и, в свою очередь, герцинских диабазов, гранодиоритов и гранитов в зонах распространения названных каледонских интрузий. В гранитоидных массивах Казахстана широко проявлены процессы дифференциации и многоэтапного образования интрузивных пород. Так, в пределах позднегерцинского Восточного Коунрадского массива с развитием интрузивного процесса от крупнозернистых к среднезернистым и мелкозернистым гранитам двух фаз устанавливается<sup>(131)</sup> постепенное обогащение нормальных гранитов калишпатами и кварцем. В каледонских массивах Каракамыс, Джалгыз и Джелтау в Бетпак-Дала и в герцинских массивах Сарытау и Кызылтау в Центральном Казахстане установлено<sup>(259)</sup> трех- или четырехкратное внедрение гранитоидов. В герцинских массивах щелочных - рибекитовых и рибекит-эгириновых гранитов Акжалеу, Керегетаса и Тлеумбета в Чингиз-Тарбагайском антиклинории внедрению главной массы гранитов предшествует образование даек и микрогранитов того же состава<sup>(218)</sup>. После образования щелочных гранитов внедряются дайки гранит-порфиров и интрузии гранодиоритов. В Центральном Казахстане в позднегерцинском Каркалинском массиве лейкократовых аплитовидных гранитов внедрению главной фазы предшествовало образование гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов и протяженной цепочки тел, окаймляющих массивов с юга и востока, сложенных биотитовыми и субщелочными гранитами<sup>(289)</sup>.

В Центральном Казахстане выявлены<sup>(283)</sup> небольшие ритмично-зональные позднегерцинские гранит-порфировые тела Шалгия, Сартас, Жангиз, Селтей, Тулагай и Тас-Булак, подобные известным в Забайкалье юрским телам Бутдая и Джиды и на Кавказе кайнозойским телам Тырны-Ауза и Кароби. Все гранитпорфиры перечисленных тел близки по составу и текстуре<sup>(283)</sup>. Кварцевые зоны приурочены к апикальным частям интрузивных тел, не имеют взаимных пересечений, обладают сходной ориентировкой головок кристаллов, обращенных к центральным частям интрузива. Образование ритмичной зональности связывается с быстрой кристаллизацией при однонаправленной теплоотдаче. В Северном Казахстане позднеолигоцен-силурийским кырккудукским гранитоидам присущи минимальные содержания урана (1,8 г/т), оно оказывается выше кларко-

вых в силурийских боровских (5,05 г/т) и максимальным в девонских дальненских (8,5 г/т) (304). Уран в первых распределен равномерно по всем минералам, во вторых и третьих сосредоточен в трещинах и по краям зерен темноцветных минералов. Главные породообразующие минералы содержат от 3 до 15%, акцессорные – 50% заключенного в гранитоидах урана (35). Остальная часть металла связана с собственно урановыми минералами, находящимися в межзерновых швах и трещинах.

В Северном Тянь-Шане установлено много мелких и более 10 крупных сиенитовых интрузий пермского возраста. В их число входят массивы Кызыл-Омпульский (80, 83), Сандык (141) и Горы 1965, образующие одну группу, и массивы Кара-Кунуз, Соуг-Джайляу и Южно-кастенский, образующие вторую пространственно сближенную группу. На западе Северного Тянь-Шаня среди интрузивов того же возраста развиты плутоно-вулканические и гипабиссальные лейцитобазальтоидные и щелочно-гранитоидные тела, объединенные (273) в аксу-бадамский и боролдай-сайрамский комплексы. К первому относятся массивы Машатский, Ирису, Каинды, Жетымсай, Каракус и около 20 мелких штоков, ко второму – Боролдай, Саясу, Урбатас и др. Машатский массив является плутоно-вулканическим со стратифицированными лейцитовыми базальтами и тефритами, лейцититами и ортоклазовыми базальтами, образующими даубабинскую свиту, и с субвулканическими телами лейцитовых тефритов и шонкинитовых порфиритов. Массив Ирису представляет кольцевой интрузив. Его краевые, более древние, зоны образованы лейцитовыми базальтами, шонкинитовыми порфиритами, центральные – лейцитовыми пироксенитами, монцонитами, щелочными, нефелинсодержащими, псевдолейцитовыми сиенитами и сиенитами. Среди дайковых пород в других интрузивах аксу-бадамского комплекса встречены, кроме того, малиньиты, бостониты, сиенит-порфиры и лампрофиры. Штоки боролдай-сайрамского комплекса имеют размеры от 0,02 до 0,6 км и сложены сиенитами, граносиенитами и щелочными гранит-порфирами. В породах Кызыл-Омпульского и Сандыкского массивов отношение кали к натру более 1,7, в нефелиновых трахитоидных сиенитах Южно-Тяньшаньских массивов Мотча и Турпи оно близко к единице (83). Калиевым сиенитам Северного Тянь-Шаня присущи (82) повышенные содержания свинца. В сиенитовых массивах Кара-Кунуз,

Соуг-Джайляу, Кызыл-Омпул и Сандык найдены небольшие количества бадделейта.

В восточной части Южного Тянь-Шаня в пределах Кокшаальского хребта известны (20) Суходольский, Майдадырский, Толикоринский, Иныльчекский, Акчийский, Джангарский, Ашийрякский, Пикертыкский, Сарыбулакский, Учкошконский, Ототашский, Мудрюмский, Коккинский, Тургутарский и другие массивы гранитоидов позднепалеозойского возраста. В формировании этих однотипных интрузивов выделяется первая гранодиоритовая или кварцеводяцитовая фаза, за ней следует образование крупнопорфировидных роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитов и более молодых аплитовидных гранитов и дайковых гранит-порфиров. Интервал времени между образованием первой и последней фаз не превышает 40 млн. лет. Крупнопорфировые граниты наиболее распространены и являются типоморфными для перечисленных массивов. Сохранение кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов присуще и расположенным западнее Гармскому (389) и Гиссарскому (22) массивам позднепалеозойского возраста. В составе Гиссарского массива, занимающего площадь 3500 км<sup>2</sup>, преобладают порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты. Средние содержания олова в породах массива достигают 16 г/т (248). Его высоким содержанием отличаются и интрузивы Юго-Восточного Памира. Среди последних установлены позднеюрские-раннемеловые кызылрабатские монцониты, раннемеловые аличурские и башгумбезкие и позднемеловые памирско-шугнанские гранитоиды и позднемеловые – палеогеновые бахмалджилгинские порфиры. По составу и возрасту памирские ассоциации горных пород и оловорудных проявлений сопоставимы с описанными на Северо-Востоке СССР (237). Для Джаланского массива щелочных гранитов с тантало-ниобиевой минерализацией, находящегося в долине реки Мургаб, описано (269) зональное строение. Внешние зоны сложены биотитовыми, промежуточные – магнетитовыми и центральные – эгириновыми и рибекитовыми гранитами. Изменения в составе породообразующих минералов находятся в прямом соответствии с выявленными ассоциациями акцессорных минералов (268).

Наиболее молодыми магматическими породами Памира являются (3) выявленные на Сарыкольском хребте калиевые щелочные габброиды. Они рассекают мел-палеогеновые гра-

нитойды и сложены пироксен-санидиновыми сиенит-порфирами, псевдолейцитовыми тингуаитами фергуситами, фергуситовыми порфирами, бороланитами, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами. В трубке "Лейцитовой", образованной 20 млн. лет назад, в первую фазу сформировались пироксен-санидиновые сиенит-порфиры, во вторую - лейцитовые фергусит-порфиры (с неизмененным лейцитом); центральная часть жерловины занята эксплозивными туфами с обломками названных порфиров и вмещающих пород. В примыкающих к Памиру частях Восточного Афганистана проявления альпийского магматизма завершились в олигоцен-миоцене формированием широко распространенных массивов и субвулканических тел, сложенных гранитоидами различного состава и образованных в несколько фаз<sup>(328)</sup>.

#### Гранитоидные, габброидные и щелочные интрузии в складчатых и разломных зонах Сибири и Дальнего Востока СССР

В Алтае-Саянской области батолитоподобные интрузии габбродиорит-гранодиоритового и гранит-гранодиоритового составов формировались в среднем и позднем кембрии; существенно калиевые граниты, монзониты и синхронные, но территориально разобщенные с ними щелочные граниты, щелочные сиениты являются раннедевонскими<sup>(262)</sup>. В Минусинской и Рыбинской впадинах и в Восточном Саяне развиты послекарбонные - доюрские дайки силлы и некки диабазов и долеритов, параллелизуемые с трапсами Сибирской платформы, и ультраосновные щелочные интрузии, сопоставляемые условно по возрасту с кимберлитами и с другими щелочно-ультраосновными породами Сибирской платформы. Существующее представление о додевонском возрасте ряда гранитоидов в Рудном Алтае<sup>(46)</sup> предлагается пересмотреть<sup>(197)</sup>. Породы, принимавшиеся ранее за базальные конгломераты, судя по условиям залегания, по текстуре, являются типичными эксплозивными брекчиями<sup>(336)</sup>.

По результатам исследований последних лет в Алтае-Саянской области выделены дифференцированные габбровые интрузии. К их числу, кроме известных ранее верлит-троктолитовой Патынской и габбро-диорит-монзонитовой

Когтахской интрузий, относятся<sup>(285)</sup> габбро-диорит-монзонитовый Каратакский, габбро-норит-диоритовый Канатикский и Демер-Тайгинский, габбро-пироксенит-дунитовые Лысогорский и Кедровский, сиенит-габбровые Большекультайчинский, Кизирский и Большетаскылский массивы. Сиенит-габбровый Большетаскылский интрузив, находящийся в северной части Кузнецкого Алатау, асимметрично зонален. Его центральная часть расслоена и сложена согласно залегающим оливиновым габбро, троктолитами, габбро, анортозитами и перидотитами; краевое полукольцо образовано амфиболовым габбро, диоритом и сиенитом<sup>(194)</sup>. Среди пород массива описаны плагиоклаз-амфиболовые пегматиты, мелкозернистое габбро, плагиосиениты и распадающиеся все породы одиниты. С девон-каменноугольными габброидами в Алтае-Саянской и в примыкающих областях связаны субщелочные и щелочные проявления. Это вулкано-плутонические ассоциации более ранних основных и более поздних субщелочных и собственно щелочных пород<sup>(9)</sup>. В Зайсанской складчатой области в Жарминском районе выходят Жананский, Сарджальско-Даубайский и Сиректаский интрузивно-эффузивные массивы, в составе которых описаны<sup>(130)</sup> субщелочные габбро, габбродиабазы, габбродиориты, габброэссекситы, монзониты, плагиосиениты, трахиандезитовые порфириты. На северо-западе Кузнецкого Алатау в ранне-среднедевонских комплексах установлены<sup>(117)</sup> породы, существенно обогащенные натрием, - нефелиновые сиениты, уртиты, щелочные габброиды и базальтоиды, или, значительно чаще, обогащенные и натрием и калием-сиениты, граносиениты, щелочные граниты, трахиты и трахилипариты. Находящийся в Мариинской тайге габбро-сиенитовый Ударнинский интрузив размером 5×35 км приурочен к субмеридиональному разлому, секущему протерозойскую енисейскую и нижнекембрийские бельскую и усинскую свиты<sup>(187)</sup>, и образован генетически родственными габбро первой фазы, сиенитами второй и нефелиновыми сиенитами<sup>(5)</sup>. Образование Кия-Шалтырского массива происходило в две фазы. С первой, занимающей большую часть интрузива, связано формирование лейкократовых трахитоидных оливиновых габбро, со второй - уртитов, ийолит-уртитов и ийолитов<sup>(8)</sup>. Жилы и дайки представлены нефелиновыми сиенитами, микроийолитами, тералит-диабазами и камптонитами. Установленные в урритах концентрации графита сопоставлены по условиям на-

хождения с промышленным Восточно-Саянским месторождением графита в породах Ботогольского щелочного массива (148).

За последние пять лет в северной части Енисейского кряжа среди позднепротерозойских терригенных и карбонатных пород чинганоанской серии, в бассейне реки Чапы, открыто свыше 50 тел щелочно-ультраосновных пород (162). Это дайки, лавовые тела, линзы и 8 трубок взрыва. Измеряемые десятками и первыми сотнями метров Натальинская, Глубокая, Забытая, Дальняя и другие трубки сложены пикритовыми порфирами с повышенным содержанием калия; среди ксенолитов — ультраосновные породы, карбонатиты и обломки вмещающих толщ. Среди среднепротерозойских кварцитовидных песчаников уриканской свиты в Восточном Прианье в зиминском комплексе ультраосновных щелочных пород и карбонатитов описана (175) позднепалеозойская Большая-Тагнинская интрузия. Значительная часть последней образована красными и розовыми калишпатовыми почти мономинеральными породами, содержащими незначительные примеси кальцита, апатита, флюорита и альбита. Высокая пористость этих пород связывается с выщелачиванием карбоната, входившего в ее состав. С названными сиенитами ассоциированы ийолиты, нефелиновые и эгириновые сиениты, жильные ультраосновные породы, карбонатиты и гематитовые жилы.

Гранитоидные интрузии в раннекаледонских складчатых системах Монголии формировались в раннем, среднем и позднем палеозое (49). К раннему палеозою относятся (245) габродиорит-гранодиоритовые интрузии, к среднему — калиевые граниты, граносиениты и гранит-порфиры. Выявлена (266) тесная пространственная и геохимическая связь гранитоидов со щелочными породами. Последние отнесены (400) к двум группам. Щелочные габбро, ийолиты, уртиты, фойяиты образуют среднепалеозойские интрузивы, приуроченные к разломным зонам в Тувино-Монгольской складчатой области. В одном из них — Уджигинском в первую фазу образовано трахитовидное ортоклазовое габбро, во вторую — мельтейгиты, ийолиты, уртиты и в третью — фойяиты и ювиты. Липариты, трахилипариты, комендиты, сиенит-порфиры и щелочные граниты образуют верхнепалеозойские вулканоплутонические массивы, тяготеющие к Орхон-Селенгинскому вулканическому поясу.

В Байкальской горной области и примыкающих террито-

риях древнейшие проявления маγμαтизма связаны с метаморфическими комплексами докембрия. Среди двупироксеновых сланцев Джугджурской части Становой складчатой области описаны (216) эклогиты, слагающие пластообразные тела мощностью до 60 м. Наблюдаемое во всех эклогитах частичное замещение граната плагиоклазом и гиперстеном дает основание думать о более широком развитии этих пород среди гранитсодержащих кристаллических сланцев, распространенных во внешней структурной зоне Алданского щита (229) и в Становой складчатой области. Заложенные в раннем протерозое (122) Даванская и Приморская зоны определяют положение не только раннепротерозойских габброидов в Прибайкалье, но и более молодых протерозойско-раннепалеозойских лейкократовых гранитоидов, отличающихся повышенными концентрациями фтора, бериллия, олова, вольфрама и редких земель (319). В Северо-Байкальском нагорье за последние десятилетия выявлены (134) концентрически зональные щелочные интрузии Гоуджекит, Акит, Бурпала, Сынныр, Якша, Манюкан, Хороб, Гилиндра, Овсак. Все они вытянуты цепочкой от озера Байкала до среднего течения реки Мамы и являются после-среднекембрийскими. Верхняя возрастная граница четко не установлена. Радиологические данные свидетельствуют о позднедевонском — раннекаменноугольном возрасте интрузий. По строению и составу они близки к интрузиям Юго-Восточной Тувы и Енисейского кряжа (133), сопоставимы с Хибинскими и Ловозерскими массивами и занимают промежуточное положение между Ыльмакским, Якутским интрузивами Алданского щита, Казахстана, Кузбасса и Памбака (12). Относящийся к этой группе Сыннырский интрузив сложен во внешней эндоконтактной зоне дитроитами, а во внутренней более молодыми псевдолейцитовыми сиенитами (271), содержащими ортоклаз, кальсилит, биотит и названными (271, 135) сынныритами. Среди пород массива описаны, кроме того, фойяиты, пуласкиты, жилы микроклинитов, святоноситов, камптонит-мончикитов и щелочные метасоматиты. Нефелинсиенитовые мезозойские массивы Бургой, Боци, Белозерский, Нижне-Ичетуйский и другие, находящиеся в Джидинской горной области, образованы меланократовыми щелочными и нефелиновыми-шпреуштейнизированными сиенитами, калишпатитами, альбититами, альбитизированными нефелиновыми сиенитами, близкими к мариуполитам, кварцевыми сиенитами, сиени-

тизированными эффузивными породами и дайками сиенит-порфиоров, сельвсбергитов, тингуаитов, сиенит-диоритов и граносиенитов (271).

Гранитоидные массивы, сформированные в период мезозойской активизации каледонских и байкальских складчатых сооружений, многочисленны и сформированы в несколько интрузивных фаз. Так, Бом-Горхонская интрузия, приуроченная к зоне пересечения крупным разломом Цаган-Хуртейской горст-антиклинали Западного Забайкалья, образованы в две фазы. Вмещающими ее породами являются гнейсовидные палеозойские граниты с ксенолитами протерозойских биотитовых и амфиболовых сланцев (314). С первой фазой связывается образование кварцевых диоритов, монцонитов, гранодиоритов и биотитовых порфировидных гранитов полукольцевого тела. За внедрением первой фазы последовал интенсивный процесс метасоматической микроклинизации. Во вторую фазу сформированы овальное тело интрузии лейкократовых гранитов и многочисленные жилы мелкозернистых и аплитовидных гранитов, пегматитов и силекситов. За второй интрузивной фазой последовало высокотемпературное гидротермальное молибденовое и вольфрамовое минералообразование. Изучение включенных в минералы гранитов, пегматитов, силекситов и рудных жил расплавов и растворов (287) свидетельствует о генетической связи рудного процесса с интрузией лейкократовых гранитов и о направленной эволюции минералообразующей среды. В течение длительного времени происходило формирование Сретенского, Кара-Чагинского, Борщевочного, Пологинского и Междуреченского средне- и позднеюрских (241) интрузивов, сложенных мелко- и гигантопорфировыми биотит-роговообманковыми диоритами, гранитами и лейкократовыми гранитами и находящимися в Пришилкинской подвижной зоне. Вдоль граничного шва этой зоны выделены (99) две цепочки позднепротерозойско-раннепалеозойских гипербазитовых - габброидных и серпентинитовых тел. Все гранитоидные интрузии приурочены к раннеюрским прогибам, а обломки их пород встречаются в нижнемеловых отложениях (241). Среди верхнеюрских гранитоидов Борщевочного хребта описаны (333) частично хрусталеносные, мусковито-берилловые, мусковито-берилло-топазовые, биотито-шерловые, лепидолито-рубеллитовые и мусковито-верделитовые миароловые пегматиты. Удаленные

от кровли интрузива пегматитовые жилы почти лишены или лишены миароловых пустот и содержат касситерит, колумбит, микролит и сподумен.

В Приаргуньском районе описаны (335) связанные с мезозойской активизацией небольшие Акатуевский, Мулинский, Далбыркейский, Каргантуйский, Боямшинский, Запокровский и Михайловский монцонитовые интрузивы и генетически связанные с ними поля эффузивных калиевых щелочных базальтоидов-трахибазальтов, латитов и риолитов. Самый крупный (40 км<sup>2</sup>) Акатуевский массив образован монцогаббро, оливиновыми монцонитами, монцонитами и сиенит-порфирами. Эффузивные толщи по составу и высоким содержаниям редких и рудных элементов сопоставляются (335) с латитами Сьерра-Невады (263). На окраине Алданского щита между реками Учур и Мая в хребте Кет-Кап среди вулканических и вулканогенно-осадочных образований юры и нижнего мела, содержащих лапы, туфы и игнимбриты трахитов и андезитотрахитов, выявлены (173) две близкорасположенные кальдеры с интрузивными, субвулканическими и экстррузивными телами авгитовых сиенитов, роговообманковых сиенит-порфиоров, эгириновых нефелиновых сиенитов и монцонитов. Породы эффузивной толщи имеют почти вертикальное и центриклинальное падение в краевых частях кальдер и почти горизонтальное залегание в центральных. Этот новый массив подобен Якокутскому, Джекондинскому, Томмотскому и другим вулканоплутоническим сооружениям Центрального Алдана (227).

Широкое развитие субвулканических интрузий нельзя считать характерной чертой какого-либо одного района. Они развиты во многих районах нашей страны и особенно характерны для территории Тихоокеанского пояса, где с ними связаны рудопроявления благородных, цветных и редких металлов и неметаллических полезных ископаемых (299). В Приморье развиты раннемеловые гипербазитовые, габбровые и гранитные нерудоносные интрузии хунгаринского типа, сенонские габбродиоритовые, диоритовые, плагиогранитные и гранитные интрузии нижнеамурского типа, с которыми связано вольфрамовое, молибденовое и золотое оруденение (147) и позднемезозойские - раннепалеогеновые габбродиоритовые, диоритовые, гранодиоритовые и гранитные с повышенной основностью плагиоклаза интрузии, с которыми связано оловорудное и полиметал-

лическое оруденение. Среди интрузий этого возраста ранее выделялись мяочанский и бачелазский типы (302) в последнее время предложено (93) их более дробное территориальное подразделение на синегорский, сучано-улахинский, бочелазский, приморский и сихотэалинский типы. В гранитоидах Владимирского и Мутухинского массивов, находящихся среди позднемеловых эффузивов Прибрежной зоны, и ряда интрузий, залегающих среди юрских и ранне-меловых терригенных толщ в Сихотэ-Алинской зоне, породообразующие биотиты различны по составу и свойствам. Гранитоиды прибрежной зоны, имеющие более или менее четкую генетическую связь с эффузивами, содержат высокотемпературные биотиты; гранитоиды Сихотэ-Алинской зоны, формировавшиеся на большей глубине, содержат биотиты, кристаллизовавшиеся при более умеренных температурах (183). В кристаллах акцессорного циркона из позднемеловых вольфрамоносных гранитоидов Приморья установлены (297) микровключения вольфрамсодержащих минералов.

На островах Малой Курильской гряды самые древние интрузии представлены силлами габбро, габброноритов, габбродиоритов, диоритов, базальтов и щелочных базальтов, залегающих среди эффузивных позднемеловых - раннепалеогеновых пород аналогичного состава; самые молодые - двумя крупными массивами Шикотана (152). Эти массивы сложены (256) габброноритами, габбро, габброперидотитами, габброанортозитами и диоритами. По составу все интрузии Малой Курильской гряды близки к неоген-четвертичным базальтам и андезитобазальтам Большой Курильской гряды (101), однако характерные для последней андезиты в островах Малой гряды практически отсутствуют. Вероятное объяснение этого и других намечающихся различий предлагается (152) искать не в эволюции единого магматического процесса, а в принадлежности островных гряд к различным зонам.

В Яно-Колымской складчатой системе среди сероцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев ранне-карбон-позднепермского возраста изредка встречаются прослойки пирокластов эффузивов и конгломератов. В составе последних установлены (232) гальки изверженных пород и гранитоидов. Прямых источников этого материала не установлено. Вполне вероятно существование каледонского или более древнего фундамента у Яно-Колымской

складчатой области. В пределах последней самыми древними являются послегеосинклинальные, позднеюрские и меловые интрузии (103). Первые представлены батолитами биотитовых и роговообманков биотитовых гранитов и гранодиоритов. Вторые тяготеют к Охотско-Чукотскому поясу и представлены массивами средних и малых глубин, образованных диоритами, гранодиоритами и более широко распространенными гранитами. В Магаданском интрузиве роговообманковое габбро с реликтами авгита, с кристаллами лабрадор-битовнита, хлоритизированного биотита и с небольшим количеством кварца (1,8%) является наиболее древней породой. Ориентировка кристаллов плагиоклаза и роговой обманки предопределяет предпочтительное направление трещиноватости в габбро (272). В Некско-Гыниканджинском гранитоидном массиве биотитовые граниты древнее гранодиоритов, тоналитов и кварцевых диоритов. Биотитовые граниты, слагающие значительную часть интрузива, найдены (260) в меловой липарит-липаритдацит-андезитовой толще. Обломков остальных пород массива в ней не обнаружено. Совершенно иными являются взаимоотношения магматических пород в Балыгычано-Сугойской впадине, вытянутой на 250 км в меридиональном направлении среди пермо-юрских песчано-сланцевых толщ и имеющей ширину до 50 км. Среди развитых в этой впадине перидотитовых, габброидных и гранитоидных интрузий и четко стратифицированных ранне-меловых континентальных вулканогенно-осадочных и поздне-меловых эффузивных толщ наиболее молодыми являются биотитовые граниты и свиты наяханских эффузивов. Наяханская свита представляет собой покров поздне-меловых липаритов, их туфов и игнибритов мощностью до 1100 м. Прорывающие ее биотитовые граниты образуют массивы Маяк, Лево-Омсукчанский и Невский. Судя по этим данным глубина становления последних не превышает 1 км (320).

Тела щелочных габброидов, карбонатитов, кимберлитов и близких к ним пород

Разновозрастные изолированные различные по внутреннему строению и составу пород интрузивные и интрузивно-эффузивные тела, известные под наименованием "магматические комплексы центрального типа" (311), простые и



сложные "кольцевые магматические комплексы" (251), кольцевые дайки, вулканоплутоны, трубки взрыва, массивы и дайкообразные тела, распространены не только в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных поясах. Их большая часть находится в пределах древних платформ и сложена ограниченно распространенными или уникальными по составу и свойствам породами. Карбонатиты повсеместно генетически связаны с ультраосновными щелочными интрузиями и проявлены на платформах и щитах (199), реже в древних зонах завершённой складчатости (203), где сконцентрированы в срединных массивах (391). Проявления кимберлитового вулканизма известны в пределах большинства древних платформ (240). Число выявленных интрузий центрального типа определяется многими сотнями (311), кимберлитовых и пикритовых трубок взрыва, даек и силлов свыше 1600 (240).

В Восточно-Европейской платформе типичные ультраосновные щелочные массивы известны лишь на территории Балтийского щита (161). К наиболее древним раннепротерозойским образованиям этого типа относится (180) массив Сиилиньярви, находящийся на юго-востоке Финляндии и представляющий собой вытянутое субмеридиональное тело длиной 16 км и шириной 1,5 км, сложенное глиммеритами, сиенитами и "карбонатитами". Со среднепротерозойским проявлением магматизма связано образование габбро-уртит-нефелин-сиенитовых интрузивов Гремяха-Вырмес, Елетьозеро и Альмунге на севере Кольского полуострова, в Карелии и Швеции. Многочисленные массивы ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами образовались на территории Советского Союза, Финляндии, Швеции и Норвегии в позднем протерозое и раннем палеозое. К их числу на Кольском полуострове и в Карелии относятся Турий, Ковдозерский, Вуориярвинский, Салланлатвийский, Песочный, Ингозерский, Салмагорский, Хабозерские, Мавргубинский, Ковдорский, Кургинский и Себляярский ультраосновные щелочные массивы и к позднепалеозойским Хибинский, Ловозерский и Контозерский нефелин-сиенитовые массивы (396). Африкандовский, Ковдорский и другие щелочно-ультраосновные интрузии являются многофазными образованиями. Среди пород интрузий описаны (204) оливиниты, пироксениты, их нефелиновые и рудные разновидности, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, кальцитовые, доломитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты. С ийолитами и

мельтейгитами связывается формирование магнетитовых руд. Карбонатиты описаны в массивах Сокли (Финляндия), Ально (Швеция), Фен (Норвегия) (180). Судя по величинам  $\delta O^{18}$  и  $\delta C^{13}$  карбонатитам массива Фен присущи наибольшие глубины формирования. Одинаковые изотопные отношения присущи только карбонатитам массива Тамазерт в Марроко (423). По тем же данным в Юго-Восточной Африке карбонатиты образованы при средних температурах (500-700°). Формирование угандинских карбонатитов в наиболее древних месторождениях (Сукулу-Хилл) связывается с большими глубинами, в молодых (Напак-Локупой) с наименьшими. Карбонатиты Мавритании и Заира - месторождения Акжуйт, Луэше, Кирумба и Кависи - имеют соотношения  $\delta O^{18}$  и  $\delta C^{13}$ , типичные для осадочных карбонатов. Возможность их глубинного происхождения исключается. На Турьем полуострове Кандалакшского залива у устья Хям-ручья и Серкиной губы описаны (382) уникальные по разнообразию дайки мончикитов, авгититов, меланефелинитов, мелалитов, нефелинитов и щелочных лампрофиров.

После формирования карбонатитовых комплексов в среднем палеозое образовались Хибинский и Ловозерский массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов с подчиненными количествами уртитов и ийолитов (180). Кольцевая Хибинская интрузия сформирована в 7 фаз. К первой относятся (310) щелочные и мелкозернистые нефелиновые сиениты, ко второй - массивные, к третьей - трахитоидные хибиниты, к четвертой - рихчорриты, к пятой - ийолит-уртиты, ювиты, луявриты, к шестой - массивные и трахитоидные фойяиты, к седьмой - жильные породы типа тингуаитов и щелочных базальтов. Апатито-нефелиновые породы и промышленные месторождения апатита в Хибинском массиве рассматриваются как продукты кристаллизации обогащенного в результате магматической дифференциации фосфором уртитового расплава (79). По результатам исследований последних лет число внедрений магматического материала, образующих самостоятельные конические тела, гораздо больше, чем предполагалось (71). Ийолит-уртиты и связанные с ними апатитовые залежи также сформированы целой серией осложненных разломами интрузий.

К числу локальных проявлений магматизма в других частях Восточно-Европейской платформы, ставших известными в последние годы, следует отнести некоторые новые

и малоизвестные породы на Украине, в центральных районах Европейской части СССР и на Онежском полуострове. Левашовской скважиной в кристаллическом фундаменте Днепропетровско-Донецкой впадины вскрыты<sup>(344)</sup> нефелиновые сиениты, аналогичные малотерсянским<sup>(374)</sup> позднепротерозойским породам. В южной части Московской синеклизы, отличающейся сложным строением и наличием разломных нарушений, между городами Калугой и Москвой выявлены лавы, туфы и туфобрекчии трахибазальтов, залегающих на рижских слоях среднего девона или непосредственно на докембрийском фундаменте и перекрытых более молодыми слоями среднего девона<sup>(164)</sup>. Породы принимаются за образования трубок взрыва и за покровные излияния. По условиям залегания они параллелизуются<sup>(98)</sup> с аналогичными образованиями трубок взрыва в районе Гордощко-Ковернинской тектонической зоны в Горьковской области. Среди известных<sup>(62)</sup> магматических образований на Онежском полуострове Белого моря установлены две разновозрастные группы пород: рифейские солончужские базальты и долериты<sup>(330)</sup> и послевендские породы ненокских трубок взрыва. Последние сосредоточены в меридиональной зоне и представляют собой небольшие тела цилиндрической формы с диаметром от 100 до 300 м. По результатам бурения выделено два типа трубок<sup>(329)</sup> - лывовозерский и карахтинский. Представляющая первый тип трубка Лывовозеро образована брекчией с обломками замещенных базальтоидов размером до 10-20 см и с пикритпорфиритовым цементом. Второй тип представлен трубками Карахта, Куртаево и Болванцы, отличающимися присутствием двойных и тройных брекчий с гранатами (пиропальмандины и пироп-гроссуляры). Содержание кремнезема, глинозема и щелочей в ненокских брекчиях выше, чем в кимберлитах.

Щелочные ультраосновные породы на Сибирской платформе развиты в двух провинциях - северной Маймеча-Котуйской и южной Сетта-Дабанской<sup>(161)</sup>. Ультраосновные комплексы центрального типа выделены на западе Сибирской платформы, в Тунгусской синеклизе и Попигайской впадине<sup>(311)</sup>. Кимберлиты сгруппированы в трех провинциях - Центрально-Сибирской, или Якутской, Южно-Сибирской и Алданской<sup>(240)</sup>. В Центрально-Сибирской провинции установлена зональность в расположении кимберлитовых трубок различного состава и щелочных ультраоснов-

ных интрузий. В центре провинции находятся Мало-Батубинское, Мархино-Алакиское, Далдынское и Мунское поля алмазных-кимберлитовых тел: севернее - Куранахское, Лучаканское, Чомурдахское, Омонос-Кутугунское, Огоньор-Моторчунское, Средне-Куонамское и Нижне-Куонамское поля алмазно-пироповых кимберлитовых тел; далее к северу и северо-востоку - Нижне-Укукитское, Джюкенское, Орто-Ырыгахское, Мерчимденское, Куойско-Бенчимское, Верхне-Молодинское, Котуй-Мамечинское поля пироповых кимберлитовых тел. Именно к этой окраине кимберлитовой провинции приурочены тела ультраосновных щелочных пород. В Южно-Сибирской и Алданской кимберлитовых провинциях столь четкой зональности не установлено. На юге выделены Окинское поле алмазно-пироповых кимберлитовых тел и Белозиминское поле пикритовых тел, на западе - Чадобецкое поле пироповых кимберлитовых тел и на юго-востоке платформы - Верхне-Алданское и Ингилийское поля пироповых кимберлитовых и пикритовых тел. Аналогичная зональность в развитии кимберлитов, комагматических щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов отмечается<sup>(240)</sup> в Африке, Индии, Южной и Северной Америке.

В Маймеча-Котуйской провинции известны массивы Гулинский, Одихинча, Сона, Кутда, Маган, Романиха, Бор-Урях, Немакит, Далбыха, Ессей, Куанапское поле и Томтор. Гулинский массив является неглубоко эродированным вулканом, его площадь более 100 км<sup>2</sup>; остальные массивы имеют не более 600-2000 м в поперечнике<sup>(161)</sup>. По времени образования Маймеча-Котуйские массивы относятся к перми и триасу<sup>(180)</sup>. Среди пород массивов описаны мельтейгиты, уртиты, ийолиты, оливиниты, меланефелиниты, щелочные и нефелиновые сиениты и карбонатиты. Доля нефелиновых сиенитов в составе пород массивов незначительна<sup>(51)</sup>. В Сетта-Дабанской провинции, охватывающей Алданский щит, известны Атбистах-Мурупская, Хапинская, Верхне-Амгинская, Центрально-Алданская, Эвотгинская, Суннагинская, Гонамская, Токинская, Кет-Капшская, Томптоканская, Арбарастахская, Кондер, Ингили, Сетта-Дабанская, Маймаканская, Чад и Олекминские интрузии. В их расположении выявляется<sup>(161)</sup> определенная зональность. В центральной части Алданского щита и на западе распространены нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, щелочные эффузивы<sup>(38)</sup>, фонолиты, лейцититы, нефелини-

ты и порфиры; на северо-востоке — сиениты и щелочные граниты; на востоке — типичные карбонатиты. Массивы Инагли, Кондор и Чад имеют дунитовые ядра среди сиенодиоритов; нефелиновых сиенитов в них нет. В массиве Кондор описаны косьбиты<sup>(125)</sup>. Диориты широко развиты в массивах Ингили, Инагли и нефелин-сиенитовых массивах Якокут, Томмот, Ыльымах. Возраст щелочных пород провинции определяется поздним протерозоем — ранним мезозоем<sup>(125,161)</sup>. Структурная приуроченность многих кольцевых комплексов Алдана к мезозойским разломным зонам служит основанием для их отнесения<sup>(258)</sup> к более молодым среднеюрским-раннемеловым образованиям. Типичным интрузивом центрального типа является массив Арбарастах. Он имеет до 3 км в поперечнике; его периферическая зона сложена сиенитами, фенитами и фенитизированными архейскими породами; центральная зона — пироксен-флогопитовыми, а ядро — апатит-магнетитовыми породами. По многим кольцевым зонам среди всех пород интрузива развиты карбонатиты и тяготеющие к краевым частям ийолитовые порфиры и сиениты<sup>(258)</sup>.

Среди кимберлитовых тел Якутии выделены<sup>(178)</sup> си-лурийские алмазоносные от 400 до 470 млн. лет и мезозойские, не содержащие алмазов, 150–220 млн. лет. Первые менее радиоактивны<sup>(6)</sup>; содержания тория в них 10–20·10<sup>-4</sup>%, урана 3–8·10<sup>-4</sup> и калия 0,8–2,5%. Зерна пиропы в кимберлитах Якутии имеют в келифитовых оторочках слюду, хлорит, реже серпентин, магнетит, кальцит, доломит. Каймы, окружающие богатые хромом гранаты, всегда содержат хромшпинелиды. Каймы на пиропе из включений ультрабазитов состоят из хромшпинелидов, а в наиболее свежих образцах из ромбического пироксена<sup>(149)</sup>. Оливин с 12%-ной фаялитовой составляющей из кимберлита трубки Удачная содержит включения моноклинного пироксена, хромшпинелида и граната; наблюдался и ромбический пироксен в виде самостоятельных включений или в сростках с моноклинным<sup>(208)</sup>. В трубках Обнаженная, Мир и Удачная в виде ксенолитов в кимберлитах описаны<sup>(324)</sup> шпинелевые оливиниты, дуниты, перидолиты, шпинель-пироповые и пироповые перидотиты, энстатититы, вербстериты, гранатовые крупнозернистые эклогиты. Гроспидиты и дистеновые эклогиты выявлены в трубке Загадочной<sup>(322)</sup> и в трубке Удачной<sup>(209)</sup>. По количеству включений в кимберлитах Западно-Якутской трубки подразде-

ны<sup>(369)</sup> на две группы. В первую выделены трубки Мир и Удачная, отличающиеся высокими содержаниями обломков; во вторую — трубки Айхал, им. XVIII съезда КПСС и другие с низким содержанием включений. Алмазоносные эклогиты встречены в двух десятках случаях только в трубке Мир. В трубке Айхал найдены алмазоносные гранатовые серпентиниты; в трубке Удачная найден первый в мире гранатовый оливинит с двумя кристаллами алмаза. Хорошо изученные практически неалмазоносные трубки Обнаженная, Русловая, Загадочная подобных редких включений не содержат<sup>(369)</sup>. Обобщение большого материала по образцам пород в кимберлитах Сибири и других алмазоносных областей служит основой для расшифровки условий дифференциации вещества мантии<sup>(70)</sup>, формирования магм на ее уровне<sup>(321,323)</sup> и для решения чисто практических задач оценки перспектив алмазоносности кимберлитовых трубок<sup>(44,360,361)</sup>. Кроме угловатых обломков минералов, полностью отвечающих по составу и свойствам минералам ксенолитов, в основной массе кимберлитов трубок "Удачная-восточная" и "Мир" развиты желваки граната, ильменита, ромбического и моноклинного пироксенов<sup>(288)</sup>. Совершенство кристаллической решетки и крупные размеры желваков рассматриваются<sup>(207)</sup> как свидетельство спокойной обстановки и длительного периода их роста. В трубке Айхал описана разновидность кимберлитов полосчатой текстуры. Формирование полосчатости связывается с течением расплава<sup>(143)</sup>, однако в данном случае горизонтальное залегание слоев и их строгая приуроченность к своеобразным карстовым полостям в карбонатизированных кимберлитах рассматриваются как свидетельство осадочного образования полосчатых кимберлитов. Источниками их материала явились сами вмещающие кимберлиты. Общее содержание алмазов в осадочном материале карстовых полостей выше, чем во вмещающих кимберлитах<sup>(370)</sup>.

Центральные и кольцевые интрузии в областях завершенной складчатости подвижных поясов охарактеризованы выше. Из массивов этого типа, сложенных субщелочными породами позднепалеозойского возраста, обычно приводится Кызыл-Омпульский плутон. Его центральное цилиндрическое тело образовано сиенитами и более молодыми граносиенитами. В последующие стадии сформировано тело конической дайки субщелочных лейкократовых гранитов и

меланократовых жильных пород (57). Примером позднепалеозойских карбонатитовых массивов в эпигеосинклинальных областях обычно рассматривается Малосаянское неполно кольцевое тело, сложенное доломито-кальцитовыми карбонатитами с серпентинитами, тальком, хондродитом, щелочными амфиболами (284), пироксенитами, нефелино-пироксеновыми породами и нефелиновыми сиенитами. В массивах Восточно-Саянской и Алданской провинций доломито-кальцитовые карбонатиты большей частью развиваются по ранним кальцитовым карбонатитам (308). Дайки и трубки взрыва среди ордовик-каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской зоны установлены в долине рек Джижикрут, Ягноб, Дубурса (21), Искандерларья, Шинг и Арга-Мандан (247). Мощность даек до 4 м, возраст  $200 \pm 20$  млн. лет, слагающими породами являются диабазовые порфириды, оливиновые долериты, камптониты и мончикиты. Кимберлитовых трубок в подвижных поясах неизвестно. Однако за последнее время описаны находки алмазов, связанных с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива (296) и в оливиновой породе под Пушкинским перевалом в Степанованском районе АрмССР (267).

Новые данные по находящимся за пределами Советского Союза интрузиям центрального типа обобщены в 1973 г. Е.В. Свешниковой (311). Описание наиболее изученных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов дано (52) в книге "Карбонатиты", вышедшей в 1969 г. Общие сведения о кимберлитах приведены в небольших работах (240, 290), обобщающих данные по месторождениям алмазов.

За последнее время в Австралии на западе Кимберли среди докембрийских кристаллических пород, девонских известняков и пермских вулканогенно-песчаных отложений описано (407) пять неизвестных ранее концентрических вулканоплутонических массивов, сложенных несколькими разновидностями лейцитовых лампрофиров - лапроитов. Сложившаяся в Кимберли систематика вносит некоторое упорядочение ранее известной номенклатуры. Лампроиты, в составе которых кроме лейцита главным породообразующим является флогопит, - это фицроит; диопсид - это цедрицит; флогопит и диопсид - это вайомингит; щелочной амфибол магнофорит, соответствующий калиевому рихтерату, - это мамилит; флогопит, диопсид и магнофорит - это волжидит. Все лампроиты могут содержать оливин, нонтронит

и гидроталькит. Обычным аксессуарным минералом является придерит. В массивах "81 мили" и "Моунт Розе Плут" мамилиты формируют внешние зоны, а фицроиты и вайомингиты центральные (407).

На Индостанской платформе после открытия первого карбонатитового Амба-Донгарского массива в 1963 г. выявлено более десятка интрузий с карбонатитами. Выделены три возрастные группы: эоценовые, находящиеся в Гуджарате на севере траппов Декана, предвендские на юге Индостана в Тамилнаде и позднепротерозойские в Раджастанхана. Среди эоценовых карбонатитов развиты анкеритовые карбонатиты и кальцитовые карбонатиты (севиты), среди докембрийских - севиты и параанкеритовые карбонатиты (бефорситы). Сведения об этих массивах и связанных с ними вермикулитовых, апатитовых и флюоритовых месторождениях Индостана включены в обзор 1973 г. ВИЭМС (249). Все новые данные продолжают поступать по карбонатитовым массивам Восточно-Африканской рифтовой зоны (27) и по хорошо известным интрузиям Нигерии и островной части Гвинеи. В Восточной, Кенийско-Эфиопской, и Западной, Ньяса-Танганьинской рифтовых системах, породы отличаются повышенной щелочностью и относительно высокими содержаниями фтора. В Восточной системе преобладают породы натриевой щелочности - оливиновый мелилитит, нефелинит, фонолит; в Западной системе - угандит, лейцитит (91). Среди карбонатитов описаны существенно кальциевые, характерные для массива Керимаси, и существенно натриевые разновидности, характерные для массива Олдойнио-Ленгаи (7).

Вне рифтовых систем относительно молодые гранитоидные интрузивы центрального типа описаны (405, 411) в Нигерии. Обобщенный геологический и геохимический материал по этим интрузиям и некоторые дополнительные изотопные определения (353) свидетельствуют о длительной истории формирования интрузива. Его наиболее древними породами являются риолиты, за ними сформировались фаялитовые и гиденбергитовые граниты, затем рибекитовые, арфведсонитовые и биотитовые граниты, образующие центральные части интрузивов и датированные  $174 \pm 20$  млн. лет. Альбитовые разновидности гранитоидов являются наиболее поздними. Породы отличаются агпаитностью, высоким содержанием фтора (свыше 2%) для щелочных пород Биотитовые граниты колумбитоносны.

За последние годы существенно дополнены известные представления о кольцевом щелочном интрузиве архипелага Лос, образованном около 100 млн. лет назад. В пределах массива развиты<sup>(90)</sup> две группы фельшпатоидных пород — миаскитовая и агпайтовая. К первой относятся нозеановые сиениты, ко второй — ловенитовые фойяиты. В строении массива с диаметром около 11 км выделены<sup>(206)</sup> пять зон и ядро. Внешняя зона с крутым падением к центру сложена нозеановыми крупнозернистыми сиенитами с лабрадором, вторая — ловенитовыми фойяитами, третья — нозеановыми порфиридовидными сиенитами, четвертая — баркевикитовыми и авгитовыми нефелинсодержащими крупнозернистыми сиенитами, пятая — нозеановыми сиенит-порфирами. Ядро массива образовано ловенито-астрофиллитовыми фойяитами с пологими залеганиями плоскостей первичных текстур течения. Формирование пород массива многостадийно, самыми молодыми являются ловенитовые фойяиты второй зоны.

#### Некоторые новые данные по основным и ультраосновным интрузиям

Среди разновозрастных магматических образований основного и ультраосновного состава выделены интрузии и связанные с ними месторождения полезных ископаемых в платформах и в подвижных поясах<sup>(171)</sup>. Массивы, находящиеся в древних щитах и в консолидированных областях байкальского орогенеза, относятся к так называемым расчлененным интрузиям. Строение этих интрузий воронкообразное или чашеобразное; оно не зависит от условий залегания вмещающих пород<sup>(244)</sup>. Формирование интрузивных тел связывается с магматической дифференциацией в толще земной коры, проявляемой и в закономерном изменении состава интрузивных и эффузивных образований<sup>(171,202)</sup> на громадных территориях платформ и подвижных поясов и в закономерном изменении состава пород в пределах одного интрузивного тела<sup>(244)</sup>. Среди линейно выдержанных массивов основных и ультраосновных пород, находящихся в подвижных поясах палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, особое внимание привлекает последние годы серпентинизированные ультраосновные породы. Вмещающая серпентинитовые массивы среда

не имеет следов контактового метаморфизма<sup>(140)</sup>. Общепризнанной теории образования этих так называемых альпинотипных гипербазитов в настоящее время не существует<sup>(278)</sup>. Сторонники магматических представлений допускают возможность образования гипербазитов из своеобразной низкотемпературной "каши", состоящей из твердой и жидкой фаз. Развиваются новые представления о вторжении холодных твердых блоков с различных глубин земной коры<sup>(140,251)</sup> и верхней мантии<sup>(174)</sup>.

Широкое развитие альпинотипных гипербазитов и генетически связанных с ними хромитовых месторождений является одной из главных особенностей Средиземноморского подвижного пояса<sup>(221,274)</sup>. Змеевиковые тела в его Европейской и Мало-Азиатской частях составляют две ветви<sup>(371)</sup>. За последнее время появились сообщения<sup>(138)</sup> о существовании в южной ветви в непосредственной близости к знаменитому Олимпу дифференцированного массива Вауринос, образованного дунитом, перидотитом и пироксенитом, включающими около 10 трубообразных тел хромита (18–20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) огнеупорного качества. Постоянная связь пород массива с габброидами и четкая их дифференцированность рассматриваются как свидетельство автохтонного происхождения рудных тел<sup>(138)</sup>. С интрузиями молодых гранитоидов связывается свинцовая, цинковая, медная, сурьмяная и молибденовая минерализация, наложенная на гипербазиты. В Северной Греции описаны существенные метасоматические преобразования ультраосновных пород. С процессами альбитизации связывается повышение концентраций свинца, ванадия и меди<sup>(419)</sup>. На Анатолийском отрезке складчатой области в южной ветви отмечаются более широкое развитие дунитов и более высокая хромитонность, чем в северной<sup>(228)</sup>. Серпентиниты Турции приводятся<sup>(368)</sup> как типичный пример экструзии, выводящей на земную поверхность твердую кристаллическую кашу, в которой в качестве "смазки" присутствовал серпентин или в небольших количествах базальтовый расплав. В пределах Среднего Востока южная гипербазитовая ветвь отделяет подвижный пояс от Аравийской и Индостанской платформ<sup>(275)</sup>; повторяет их сложные очертания и считается более древней, чем северная. Северная ветвь расчленена на ряд менее выдержанных по простиранию зон, ограничивающих отдельные срединные массивы<sup>(275,365)</sup>. Относящаяся к северным ветвям Севано-Карабахская зона характеризует-

ся<sup>(332)</sup> постоянным проявлением эффузивного магматизма в периоды формирования пластообразных и штокообразных интрузивных мезозойских и более молодых интрузивных тел. Особую группу пород составляют гипербазиты Северного Кавказа. По результатам анализа большого фактического материала они отнесены<sup>(246)</sup> к раннему карбону. Позже тела листвинитизированных серпентинизированных гипербазитов, плагиогранитов, базальтовых порфиритов и габбродиоритов описаны<sup>(102)</sup> в зоне крупного Марухского надвига, что также подтверждает позднепалеозойский возраст северокавказских гипербазитов.

Изучение альпинотипных гипербазитов Урала приводит к выявлению новых фактов, являющихся обоснованием новых или подтверждением ранее изложенных генетических представлений. Вот некоторые из них. Систематическое изучение магнитных свойств серпентинитов Буруктальского, Аккаргинского, Киембайского, Карабутацкого, Кайрактинского, Аниховского, Подольского, Берсуатского, Айдырлинского, Урусикскентского, Жулдыбайского, Бриентского, Халиловского, Ишкининского, Катралинского, Хабаровинского и Блявинских массивов и результатов магнитометрических съемок показало, что немагнитными являются серпентиниты-ликардитовые серпентиниты мелкопетельчатой структуры. В тектонических зонах или в контакте с молодыми интрузиями и дайками происходит перекристаллизация пород с образованием высокомагнитных антигоритовых или крупнопетельчатых лизардитовых серпентинитов<sup>(65)</sup>. Это наблюдение подтверждает представление<sup>(387)</sup> о почти постоянном отсутствии магнетита в автометаморфических серпентинитах и о появлении этого минерала при перекристаллизации<sup>(57)</sup>. На месторождениях антофиллит-асбеста Сысертской группы в гранитоидных жилах карбонового возраста, рассекающих асбестовые тела, описывается<sup>(236)</sup> следующая зональность: по гранитам развиваются биотитовая, вермикулитовая и хлоритовая зоны, по гипербазитам — гальковая. По результатам изучения относящегося к Сысертской группе Терсутского месторождения<sup>(372)</sup> образование антофиллит-асбестовых тел происходит по серпентиниту, энстатитовому дуниту и гарцбургиту и связывается с регрессивным метаморфизмом. На Полярном Урале в пределах гипербазитового массива Рай-Из хромитовые руды связаны с разнофазными дунитами, тогда как в сложнопостроенном массиве преобладающими являются

гарцбургиты, энстатиты и горнблендиты<sup>(165)</sup>. Среди лизардитизированных гарцбургитов Хабаровинского массива на Южном Урале встречены своеобразные антигорит-оливиновые породы, отвечающие по составу дунитам<sup>(64)</sup>. Аналогичные породы были описаны в Центральных Альпах в 1894 г. Е. Вейншенком под названием "штубахиты". Это наименование было забыто и аналогичные антигорит-оливиновые породы находящегося на Полярном Урале Войкар-Сыньинского массива описаны под названием "войкарит"<sup>(303)</sup>. Антигорит-оливиновые породы, для которых предлагается сохранить единое наименование штубахит<sup>(66)</sup>, имеют распространение<sup>(66)</sup> в Хабаровинском, Гребневском, Гологорском, Ключевском, Рай-Изском, массивах — Урала Шорджинском массиве в Армении, в массиве горы Чемодан Кузнецкого Алатау и, по-видимому, в других частях Советского Союза. По имеющимся данным штубахиты бесперспективны на промышленное хромитовое оруденение.

В Средней Азии на территории Северного Нуратау и Южной Ферганы<sup>(84)</sup>, а позднее в Гиссарском хребте<sup>(21)</sup> выявлены жилы, линзы, мелкие штоки и реже трубчатые тела меланократовых пород типа пикритов с вкрапленниками оливина, шпинели и меланократовой основной массой с магнетитом, реже встречается гранат, пирит и пирротин. Обобщение<sup>(367)</sup> всех новых данных показало, что в Алайском хребте выходы пикритов известны в двух пунктах — в Араване и Надире, в горном массиве Северный Нуратау в трех пунктах — в Османсае, Каттабагдане и Хаяте. Все эти выходы тяготеют к Южно-Ферганскому глубинному разлому. Южно-Гиссарские выходы представлены эруптивными брекчиями и туфами<sup>(21)</sup> пикритового, лимбургит-мончикитового и трахибазальтового состава с небольшими количествами оливина, но содержащими лабрадор. В виде ксенолитов встречены гнейсы, гранулиты, эклогиты и гипербазиты.

В Тувинской АССР, определившейся как крупнейшая сырьевая база хризотил-асбеста<sup>(127)</sup>, за последнее время выявлены новые типы основных и ультраосновных интрузий<sup>(76)</sup>. Это находящиеся в Южно-Тувинском гипербазитовом поясе Агардагский, Карашатский, Тарлагичинский и Улорский ритмично расслоенные массивы. Среди пород, слагающих Карашатский плутон, описаны верлиты, оливиниты, гарцбургиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, троктолиты с пироксенами и роговыми обманками,

определенные как алливалитверлиты и алливалитклинопироксениты, и биотитовые норитвебстериты.

Новые данные по гипербазитам юга Сибири, находящимся совместно со щелочными породами, были изложены ранее. В Восточном Саяне в гипербазитовом поясе впервые выявлен<sup>(399)</sup> нефрит, ассоциирующийся с альбититами и флогопитовыми метасоматитами, находящимися на контакте серпентинитов и кислых даек.

Большой материал по основным и ультраосновным разновозрастным интрузиям Сихотэ-Алиня и прилежащих территорий Дальнего Востока обобщен за последние годы С.С. Зиминым<sup>(140)</sup>. Аналогичная работа выполнена коллективом геологов СО АН СССР по Анадыро-Корякской складчатой системе<sup>(279)</sup>. В этой системе более или менее четко выделены Западно-Чукотский, Корякский и Хатырский гипербазитовые пояса. В Западно-Чукотском поясе обособлены Пенжинская, Маметчинско-Куольская, Майнская и Пекульнейская (самая северо-восточная) ветви. Среди гипербазитов Анадыро-Корякских поясов развиты серпентинизированные перидотиты, гарцбургиты реже лерцолиты и верлиты; подчиненное значение имеют дуниты. Серпентиниты развиты широко. Отдельные мелкие тела сложены только этими породами. Начало формирования гипербазитов относится к юре и раннему мелу, главная стадия связывается с сеноном – началом палеогена. Находящиеся в единых тектонических зонах габброиды всегда моложе гипербазитов. В генетической связи с гипербазитами установлены платиново-хромовое оруденение, хризотил- и амфибол-асбестовая минерализация<sup>(279)</sup>. Анализ материалов по Дальнему Востоку СССР и по остальной части Тихоокеанского подковообразного тектонического пояса показал<sup>(139)</sup>, что во внешних частях последнего развиты дунит-гарцбургитовые, а во внутренних – дунит-верлит-пироксенитовые и оливинит-верлитовые тела гипербазитов. Магматизм Тихоокеанского пояса отличается высокой металлогенической продуктивностью<sup>(33)</sup>. С его гипербазитами связаны хромитовые, никелевые, кобальтовые, платиновые, платиноидные и асбестовые месторождения<sup>(150)</sup>. С гипербазитами и габброидами Юго-Восточной Аляски связываются, кроме того высокие концентрации магнетита – от 5 до 15 об.%(342).

Новые данные по разновозрастным эффузивным и интрузивным трапповым проявлениям Сибирской платформы фраг-

ментарны. К числу наиболее интересных, несомненно, относятся региональные петрографические данные о брекчированных образованиях Попигайской депрессии, о распределении пород различного состава в Тунгусской синеклизе и в Приенисейских эффузивно-интрузивных образованиях. Попигайская впадина, находящаяся на севере Анабарского щита имеет воронкообразное строение и диаметр 100 км; она выполнена меловыми брекчиями, стекловатыми спекшимися и переплавленными породами, относимыми<sup>(231)</sup> к образованиям метеоритного взрыва типа импактитов неизвестных ранее пород – тагамитов, содержащих реликты нерасплавленных кристаллических пород фундамента. По размерам круговой депрессии, объему пород, характерных для метеорного кратера, и составу обломков глубина проникновения метеорита в породы чехла и фундамента достигала 1,5 км<sup>(231)</sup>. В более поздних работах<sup>(286)</sup> брекчии и импактиты Попигайской впадины отнесены к спекшимся туфам и игнимбрикам андезито-дацитов, а тагамиты – к андезитовым лавам. Попигайской впадине приписывается вулканотектоническое образование. В Тунгусской синеклизе отмечены<sup>(215,114)</sup> общее возрастание основности базальтов к ее бортам и наиболее интенсивное проявление вулканизма в тектонических прогибах. Все вулканические свиты траппов имеют ритмичное строение. В каждом ритме обломочный материал перекрывается лавой. В краевой зоне Тунгусской синеклизы траппы верхних частей ритма отличаются от пород нижних частей более основным, а в центре синеклизы – более кислым составом<sup>(114)</sup>. На северо-западе Сибирской платформы в позднепермское – среднетриасовое время сформировались мощные эффузивные покровы и многочисленные интрузии<sup>(94)</sup>. В развитии магматизма намечается определенная выдержанная последовательность<sup>(142)</sup>. Заключительные стадии интрузивного траппового магматизма характеризуются становлением дифференцированных интрузий Норильска с повышенной магнезиальностью и основностью<sup>(191)</sup>. Показана<sup>(219)</sup> определенная зависимость состава сульфидоносной магмы от всей эффузивной и интрузивной предыстории региона. На месторождениях норильского типа отмечено<sup>(106)</sup> отсутствие изменений базовых пород в непосредственном контакте с залежами сплошных сульфидных руд. Это обстоятельство привлекается как одно из оснований критического отношения к ши-

роко распространенной ликвационно-магматической гипотезе образования медно-никелевых сульфидных месторождений.

За последнее время опубликованы (43) новые данные по родезийской Великой Дайке, подтверждающие представления о многократной инъекции ультраосновной магмы при ее формировании. Особый интерес представляет обширный материал, опубликованный (355) по крупнейшему в мире дунит-, норит-, габбро- ферродиоритовому бушвельдскому массиву. Новым для читателей является описание магматической мономинеральной породы - магнетитита. Магнетититы образуют небольшие штоки и выдержанные по простиранию пласты, перемежающиеся с породами одного или нескольких типов - с магнетитовым габбро, магнетитовым анортозитом, гиперстеновым пироксенитом, троктолитом или ферридиоритом. Массивный магнетитит в верхних частях каждого пласта сменяется полевошпатовым магнетититом (354).

#### Несколько малоизвестных и неожиданных образований неогенового и современного вулканизма

Большая часть действующих вулканов мира приурочена к узким зонам или поясам, в которых одновременно проявляется и максимальная сейсмическая активность (72). Из числа действовавших в исторический период вулканов 62% приурочено к Тихоокеанскому кольцевому поясу, 14% - к Индонезийскому архипелагу, 13% - к Срединно-Атлантическому хребту; остальная часть находится в Средиземноморье, в Малой Азии и ассоциируется с Аденским рифтом, рифтами Красного моря и Восточной Африки (230).

При современном подводном извержении вулканов Срединно-Атлантического хребта установлено (205) образование пикритовых и оливинных базальтов, их пирокластического материала и шлаков с цеолитами в пустотках. Обычно петрограф, занятый изучением донных отложений, не имеет строгой геологической привязки образцов. Так, в частности, для того чтобы уточнить положение границы андезитового и базальтового центрального вулканизма к северу от Новой Зеландии, известной под названием "андезитовой линии" и оказавшейся значительно восточнее, чем предполагалось ранее, были выполнены комплексные

петрографо-геохимические исследования (385) донных отложений Западной Экваториальной части Тихого океана.

Петрографическое изучение магматических пород, поднятых со дна океана, обычно не ставятся в прямую зависимость от современного вулканизма. В экваториальной части Срединно-Атлантического хребта выявлен (47) комплекс перидотитов, габбро, базальтов, амфиболитов и габброидов с несколько повышенной щелочностью, имеющих определенное сходство с одноименными породами альпийских интрузий различных областей мира (47). Аналогичные работы советских петрографов (282) по глубоководной впадине Романш, находящейся также в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта, установили присутствие троктолитов, гипербазитов и других пород, близких по составу к известным интрузиям Урала, Кавказа, Кольского полуострова и других районов Советского Союза. Именно эти и подобные им данные являются одним из оснований для критического отношения (15) к представлениям о существенном отличии глубинного строения континентов и океанов.

По наземным вулканическим образованиям за последние годы опубликованы малоизвестные данные о истории формирования Срединного хребта Камчатки, о внутреннем строении вулкана на острове Реюньон и об уникальной магнетитовой лаве вулкана Лако.

Срединный Камчатский хребет в четвертичное время был ареной интенсивной вулканической деятельности, закончившейся сравнительно недавно и соизмеримой (265) с вулканической деятельностью, проявленной позднее в восточных и южных частях Камчатки. С начальным этапом связано формирование столообразной возвышенности (395), сложенной базальтовыми покровами с очень небольшим объемом пирокластов и продуктов кислого вулканизма. В более позднее время образуются две группы вулканических центров; северная, включающая около 100 аппаратов, и южная, включающая вулканы Оччамо, 2029, Бонгабти, Бунаня, 1425, Эбев-Бунаня, Уксичан, Чингейнгейн, Анаун, Ичинский (17). Эти вулканы и один подобный им вулкан Чашаконджа, находящийся в северной группе, образовались после формирования базальтового плато и сложены преимущественно итчимбридами и эфузивами кислого состава.



На острове Реюньон в отпрепарированном эрозией аппарате потухшего вулкана Питон-де-Неж отчетливо наблюдается не только мощный разрез лав, но и многочисленные интрузивные тела. Выделены интрузивные породы двух возрастных групп<sup>(10)</sup>. Древние, встреченные в виде обломков в более молодых, — милонитизированные цеолитизированные пикриты и базальты, ультраосновные породы и ритмично-расслоенные габбро, молодые — базальты и пикриты.

Излияния рудной лавы, состоящей почти на 95% из магнетита, маггемита, гематита и лепидокрокита и содержащей до 8% меди и около 2% кремния<sup>(331)</sup>, явились завершающими проявлениями древнечетвертичной деятельности вулкана Лако, находящегося в Андах вблизи границы Чили с Аргентиной и Боливией. Предшествующие верхнетретичные вулканические образования представлены андезитовой лавовой толщей, перекрытой игнимбритами и пирокластами риолитового состава. Древнечетвертичный этап связан с излиянием андезитов и образованием субвулканических тел всего сохранившегося вулканического сооружения, также отвечающих по составу андезиту. По периферии пика Лако установлено пять залежей эффузивной руды с ориентировочными запасами  $50-70 \cdot 10^6$  т. Залежи сформировались в результате излияния расплава, состоящего из окислов железа, через паразитические кратеры. Каждая из них представляет собой короткий караванеобразный поток, прослеженный на 300-900 м по склонам и имеет мощность до 60 м. Андезиты, подстилающие рудную лаву, сильно изменены гидротермально. В непосредственной близости к руде преобразования максимальны. У контакта андезиты осветлены, пиритизированы и эпидотизированы; в удалении от контакта — актинолитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы. Поле измененных пород и разобренных рудных тел вытянуто в северо-западном направлении на 7 км и имеет ширину около 3 км. Поверхность рудных тел не перекрыта молодыми отложениями и очень напоминает поверхность базальтовых потоков. В рудном теле Лако-Сюр строение поверхности глыбовое, присущее потоками типа "аа", местами волнистое, с языковидными выступами, гладкое, типа "пахуху". Породы массивной, ноздреватой и пористой текстуры. В краевых частях потока отмечены флюидность и захваченные при течении обломки андезитов. Внутри залежи

описаны трубчатые пустотелые поровые каналы, прослеживаемые по длине на несколько метров и имеющие диаметр до нескольких сантиметров. Стенки пустот покрыты хорошо образованными кристаллами магнетита. Объемный вес лавы от 3,5 до 5,2 г/см<sup>3</sup>. Величина абсолютной пористости варьирует от 15 до 40%. Кроме окислов железа в породе постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, актинолит, спорадически отмечаются скаполит и апатит<sup>(331)</sup>.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Рубинштейн М.М. Материалы к геохронологии Кавказа. Тр. 15 сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., "Наука", 1970
2. Агафонникова Л.С. О находке бадделеита в сиенитах некоторых массивов Северного Тянь-Шаня. В кн. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород". М., "Наука", 1971
3. Агеев Л.И., Дмитриев Э.А., Павлова Г.Н. Возможности датировки возраста щелочных пород по лейцититу. В кн. "Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Тр. 16 сессии. М., "Наука", 1973
4. Агеева С.Т. Условия локализации колчеданных залежей Весеннего месторождения (Южный Урал) "Геол. рудн. месторождений", 1973, 15, № 4
5. Адамчук И.П. К петрохимии Кийского габбро-сиенитового магматического комплекса (Кузнецкий Алатау). В сб. "Вопр. минералогии и петрографии Западной Сибири". Тр. Томск. ГУ, сер. геол. Томск, 1972, 232
6. Акимов А.П., Семенов Г.С. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы. "Докл. АН СССР", 1970, 100, № 4 [РЖГео, 1970, 5В67]
7. Александров И.В., Трусикова Т.А., Тупицин Б.П. К геохимии ниобия и тантала в карбонатитовом процессе. В сб. "Очерки современной геохимии и аналитической химии. К 75-летию акад. А.П. Виноградова". М., "Наука", 1972
8. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1968

9. Андреева Е.Д. О вулcano-плутонической формации щелочных – основных пород. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
10. Аптон Б., Уодсуорт У. Внутривулканические интрузии Реюньона. В кн. "Механизм интрузии магмы". "Мир", 1972
11. Арапов Ю.А., Зорабян В.С. О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района "Изв. Арм.ФАН СССР", 1972, № 8
12. Архангельская В.В. О строении Сыннырского массива щелочных пород. "Сов. геология", 1965, 9
13. Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. "Тр. ИГЕМ", 1958, вып. 20
14. Афанасьев Г.Д. О строении и составе верхней оболочки Земли. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, № 4
15. Афанасьев Г.Д., Беликов Б.П., Борсук А.М., Гоньшакова В.И., Симон А.К. Вклад геологической петрологии в решение общегеологических проблем. "Петрология". МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов, пробл. 2. М., "Наука", 1972
16. Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г. Мезозойско-кайнозойский субщелочной магматизм осевой части Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, № 1
17. Бабич В.В. Вулкан Бонгабти в Срединном хребте Камчатки. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
18. Багдасарян Г.П. Роль академика Д.С. Белянкина в изучении магматизма и развитии петрографической науки в Армении. В кн. "Идеи академика Д.С. Белянкина в области петрографии и их дальнейшее развитие". М., "Наука", 1971
19. Багдасарян Г.П., Меликсетян Б.М. Генетические особенности щелочных пород АрмССР. "Изв. АН СССР, сер. геол.". 1966, № 11
20. Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1973
21. Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В., Брейвинская В.М., Кутенец В.А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, "Дониш", 1970
22. Баратов Р.Б., Мочаровский В.В., Мельниченко А.К. К геохимии свинца и цинка в гранитоидах (на примере Гиссарского плутона в Южном Тянь-Шане). В сб. "Очерки современной геохимии и аналитической химии. К 75-летию акад. А.П. Виноградова". М., "Наука", 1972
23. Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. В кн. "Докембрий Скандинавии". М., "Мир", 1967
24. Баширин А.К., Борукаев Ч.Б., Матвеевская А.Л., Чиков Б.М. Структурные элементы типа срединных массивов в докембрии. "Геология и геофизика", 1973, № 10
25. Беккер Ю.Р. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. "Сов. геология", 1972, № 5
26. Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., "Наука", 1969
27. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1. Основные черты строения. Стратиграфия. М., "Наука", 1974
28. Белый В.Ф. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
29. Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
30. Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне реки Пенжины. "Сов. геология", 1973, 1

31. Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. "Геотектоника", 1966, № 2
32. Белянкин Д.С., Петров В.П., Петров Р.П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. "Докл. АН СССР", 1937, 19, № 2-3
33. Бергер В.И., Ициксон М.И. Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска). "Сов. геология", 1972, № 1
34. Березин Н.А., Борукаев Ч.Б., Гришкян Р.И., Парфенов Л.М. Древнейшие комплексы докембрия континентов. В кн. "Вопр. тектоники докембрия континентов." Ред. Косыгин Ю.А. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР., вып. 129. М., "Наука", 1970
35. Березина И.Г., Елисеева О.П., Попенко Д.П. Закономерности распределения урана в интрузивных породах Северного Казахстана. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, № 7
36. Бертельсен А., Нью-Ньюгорт А. Докембрий Гренландии. В кн. "Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена". М., "Мир", 1968
37. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин (терминология, методика выделения, структура интрузивных комплексов, последовательность становления и металлогения). "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1972, ч. 101, вып. 2
38. Билибин Ю.А. Петрология Ыльмакского интрузива. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1947
39. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Казанский В.И., Шмидт А.О. Дислокационный метаморфизм пород центральной части Украинского щита. "Сов. геология", 1974, № 1
40. Билибина Т.В., Ермолаев Б.А., Свириденко В.Т., Титов В.К. Осадочные образования в геологических формациях докембрия щитов и массивов. В сб. "Литология и осадочная геология докембрия". X Всесоюзное литологическое совещание 16-19 апреля 1973 г. Тезисы докл. М., 1973
41. Билибина Т.В., Титов В.К. Основные черты металлогении раннего докембрия. Краткие тезисы к сим-

- позиуму "Специфика докембрийского магматизма (21-23 ноября 1972 г.)". Л., 1972
42. Биркис А.П., Богданова С.В., Волох А.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий. "Сов. геология", 1972, 6
43. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия). В кн. "Магматические рудные месторождения". М., "Недра", 1973
44. Благулькина В.А. Связь некоторых включений в кимберлитах с алмазоносностью. "Сов. геология", 1974, 4
45. Богатиков О.А., Годлевский М.Н., Петров В.П. Основные задачи исследования базитов. В кн. "Петрология и металлогения базитов". М., "Наука", 1973
46. Богданова К.Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана". Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, 94
47. Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". Науки о Земле. М., "Мир", 1973
48. Бондаренко В.Н., Верховска Л.А. Определение степени эродированности интрузивных тел и возможность вероятностной постановки и статистического решения этой проблемы. "Сов. геология", 1973, 3
49. Борзаковский Ю.А. Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии. В сб. "Магматизм и металлогения Монгольский Народной Республики". М., "Наука", 1971
50. Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. О длительности и многоактивности формирования колчеданных руд. "Сов. геология", 1973, 8
51. Бородин Л.С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. В кн. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород". М., "Наука", 1971
52. Бородин Л.С. Предисловие редактора русского издания. В кн. "Карбонатиты", Науки о Земле. М., "Мир", 1969

53. Борсук А.М., Цветков А.А. Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский – Чегем на Северном Кавказе. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 11
54. Ботт М., Холдер А., Лонг Р., Лукас А. Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии. В кн. "Механизм интрузии магмы". "Мир", 1972
55. Браун Д.А. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970
56. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. "Тр. ГИН АН СССР", М., "Наука", 1974, вып. 258
57. Булыкин Л.Д. Некоторые новые данные о поведении окислов железа при серпентинизации. "Тр. 2 Уральск. петрогр. совещ.", Свердловск, 1969, 2
58. Бутурлинов Н.В. Основные черты петрохимии магматических пород Донецкого бассейна. "Докл. АН СССР", 1964, 157, № 2
59. Бухарев В.П., Колосовская В.А., Хворов М.И. Особенности становления анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита. "Сов. геология", 1973, 6
60. Буш В.А., Кирюхин Л.Г. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы "Сов. геология", 1971, 3
61. Бушуев М.А., Трощенко В.Н. Скарны, связанные с плагиогранит-мигматитовым комплексом Криворожья. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 15, 16
62. Варданянц Л.А. Трубки взрыва в центральной части Русской платформы. "Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр.", 1961, 14, 2
63. Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. Петрография докембрия Русской платформы (Труды Первого регионального петрографического совещания по Европейской части СССР). Межведомственный петрографический комитет СССР, МГ СССР, МГ УССР, АН УССР. Киев, "Наукова думка", 1970
64. Варлаков А.С. О серпентинизации гипербазитов. "Материалы ко 2 конфер. по околорудн. метасоматизму" М., "Недра", 1966
65. Варлаков А.С. Магнитные свойства серпентинитов и поведение магнетита при серпентинизации альпийских гипербазитов. "Сов. геология", 1973, 2
66. Варлаков А.С. Штубахиты – особый тип дунитов в альпийских гарцбургитовых массивах. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 10
67. Васильковский А.П., Матвеев В.Т., Петров Р.П. К определению геологического возраста Верхнетальской интрузии. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР". Вып. 1, Сер. 1, "Сов. Колыма", 1945
68. Великославинский Д.А. К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на балтийском щите. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 8
69. Веригин М.И., Бурцева З.А., Колбанцев Р.В. Об учете метаморфизма ультраосновных пород при оценке потенциальной никеленосности интрузивных массивов Украинского щита. "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 4
70. Виноградов А.П., Ярошевский А.А., Ильин Н.П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. "Геохимия", 1970, № 4
71. Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н. Позднеийолитовые разломы в Хибинском массиве. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 9
72. Влодавец В.И. Вулканы Земли. М., "Наука", 1973, [РЖГео, 1973, 10В526]
73. Войткевич Г.В., Лебедько Г.И. О принципах возрастного подразделения докембрия. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, 10
74. Волков В.В. Нижнепалеозойские вулканогенные формации Южной Сибири, Монголии и Казахстана. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
75. Волков В.Н., Негрей Е.В. Строение плутона Румид и проблема становления гранитных интрузивов. "Сов. геология", 1974, 3
76. Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон – еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитовой формации-

- онного типа в Туве. "Проблемы магматической геологии". Новосибирск, "Наука", 1973
77. Волынец О.Н., Колосков А.В. Некоторые петрологические критерии фации глубинности магматических образований. "Сов. геология", 1973, 5
  78. Воробьева О.А., Ефремова С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород (Рекомендации Международного геологического конгресса. Монреаль, Канада, 1972). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 8; "Сов. геология", 1973, 11
  79. Воробьева О.А., Петров В.П. Главные типы магматических и метаморфических пород, концентрирующих апатитовое оруденение. В кн. "Апатиты". М., "Наука", 1968
  80. Гаврилин Р.Д. Геологическое строение сложного сиенитгранитного массива Кызыл-Омпула (Северный Тянь-Шань). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1964, 3
  81. Гаврилин Р.Д. О территориальных группах интрузий. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1969, 3
  82. Гаврилин Р.Д., Перцова Л.А. Геохимическая провинция калиевых сиенитов Северного Тянь-Шаня. В сб. "Очерки современной геохимии и аналитической химии. К 75-летию акад. А.П. Виноградова". М., "Наука", 1972
  83. Гаврилин Р.Д., Ставров О.Д. Редкие щелочные элементы в сиенит-гранитной калинатровой серии пород. В кн. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972
  84. Гамалеев И.Е., Хамарбаев И.Х., Муминов Ш., Баранов В.В. О пикритовых порфиритах Северного Нуратау и Южной Ферганы. "Узб. геол. ж.", 1967, № 1
  85. Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. "Сов. геология", 1965, 10
  86. Гансер А. Геология Гималаев. Наука о Земле Т.4. М., "Мир", 1967
  87. Гейер П. Докембрий Швеции. В кн. "Докембрий Скандинавии". М., "Мир", 1967
  88. Геологический словарь. В двух томах. М., "Недра", 1973
  89. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых марганцовых формаций мира (Тр. Международного симпозиума. Юнеско, Международный геологический союз, Международная ассоциация геохимии и космохимии. АН УССР, Институт геохимии и физики минералов). Киев, "Наукова думка", 1972. Genesis of Precambrian iron and Manganese deposits. Proceedings of the Kieve Symposium 20-25 August, 1970. Unesco, Earth sciences 9, Paris, 1973
  90. Герасимовский В.И., Кузнецова С.Я., Карпушина В.А., Несмеянова Л.И. Химический состав фельдшпатоидных пород островов Лос (Гвинея). "Геохимия", 8
  91. Герасимовский В.И., Савинова Е.Н. Фтор в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. В сб. "Очерки современной геохимии и аналитической химии. К 75-летию акад. А.П. Виноградова". М., "Наука", 1972
  92. Гилев А.А. Геосинклинальный вулканизм Восточного Саяна. В сб. "Ассоциация вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
  93. Говоров И.Н., Левашев Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрохимические особенности. В сб. "Проблема магматической геологии", Новосибирск, "Наука", 1973
  94. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959
  95. Голдин Б.А., Пучков В.Н. Гектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на Северном Урале. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 1
  96. Голева Р.В. Особенности минерального состава зональных натровых метасоматитов. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, вып. 2
  97. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стремовский А.М. Появление щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1968, № 9
  98. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О. Особенности проявления щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в структурах Русской платформы "Сов. геология", 1973, 2

99. Горжевский Д.И., Лазько Е.М. Монголо-Охотский глубинный разлом. "Докл. АН СССР", 1961, 137, 5
100. Горлов Н.В. Гранитогнейсовые купола раннего докембрия. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12
101. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967
102. Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа, "Сов. геология", 1974, 2
103. Гримберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
104. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. В кн. "Петрология верхней мантии". М., "Мир", 1968
105. Громов Ю.А., Путинцев В.К. Основные черты геологии докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. "Докл. АН СССР", 1961, 138, № 6
106. Гулин С.А., Сухов А.Г. Некоторые замечания к ликвидационно-магматической гипотезе образования медно-никелевых месторождений норильского типа. "Сов. геология", 1973, 2
107. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., "Наука", 1972
108. Дагелайская И.Н., Мошкин В.Н. Анортозиты Алдано-Станового и Украинского щитов и их формационная принадлежность. "Сов. геология", 1971, 5
109. Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси. Из-во АН ГрузССР, 1948
110. Дзоценидзе Г.С. Юрский вулканизм Закавказья. В кн. "Вопр. вулканизма". М., Изд-во АН СССР, 1962
111. Дзоценидзе Г.С. Донеогеновый вулканизм. В кн. "Геология СССР" Т. 10. Ч. 1. Грузинская ССР. М., "Недра", 1964
112. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра". 1969
113. Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. Новый интрузив анальцимового сиенита на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта. "Сообщ. АН ГрузССР", 1941, 2, 7
114. Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, № 10
115. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. Под ред. В.С. Соболева. М., "Недра", 1970
116. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Под ред. В.С. Соболева. М., "Недра", 1972
117. Довгаль В.Н. Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. В сб. "Пробл. магматической геологии". Новосибирск, "Наука". 1973
118. Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г. Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой В кн. "Вопр. геологии северо-западной Абхазии. Тбилиси, "Мецниереба", 1972
119. Дубинский А.Я., Михеев Г.А., Маденко Н.А., Кривошеев В.Г. Гранитоиды герцинского фундамента Предкавказья и их сопоставление с гранитоидами Северного Кавказа. "Сов. геология",
120. Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П., Ткаченко А.А. О генетической природе гранитоидов Лавреневского массива. "Геология и геофизика", 1973, 2
121. Егоров А.Е., Ерохов В.Ф. Вулканические формации Сахалина и их положение в структуре острова. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75, Новосибирск, "Наука", 1974
122. Егоров Ю.И. Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971
123. Ежов С.В. Этапы формирования гнейсо-мигматитового комплекса Аллареченского рудного поля (Северо-запад Кольского полуострова). "Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка", 1973, 9 [РЖТео, 1974, 2В378]
124. Елизаров Ю.З., Рошкован Г.Р. Выступы раннедокембрийского кристаллического основания. Экваториальная и Южная Африка, Мадагаскар. В кн. "Геология и полезные ископаемые Африки". М., "Недра", 1973 [РЖТео, 1973, 10В511]

125. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. "Докл. АН СССР", 1961, 141, 3
126. Ельянов А.А., Моралев В.М. Амагматические "интрузии" первично-осадочных карбонатных пород, связанные с массивами центрального типа (на примере массивов Алданского щита). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 2
127. Еремеев В.П., Сибилев А.К. О новых генетических типах амфибол-асбестовой минерализации в Туве. В кн. "Месторождения амфиболового асбеста и их генезис". М., "Наука", 1971
128. Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
129. Ермолаев Б.А. О соотношении иенгурской и тимптонской серий докембрия Алданского щита. "Сов. геология", 1972, 11
130. Ермолов П.В., Тянь В.Д., Ермоленко А.Е. Аргимбайский щелочно-габброидный комплекс Жарминского района. В кн. "Вопр. геологии и металлогении Зайсайской складчатой области". Алма-Ата, "Наука", 1973
131. Ефремова С.В. О роли явлений гибридизма и дифференциации в Восточно-Коунрадском редкометальном гранитном интрузиве (Центральный Казахстан). В кн. "Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972
132. Жданов В.В., Ляхницкий И.В., Москалева С.В., Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Наливкина Э.Б. Особенности основного и ультраосновного магматизма докембрия. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Ленинград, 1972
133. Жидков А.Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. "Геология и геофизика", 1962, 9
134. Жидков А.Я. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракалиевых сиенитов. "Докл. АН СССР", 1963, 152, 2
135. Жидков А.Я. Сыннырит - новая разновидность горных пород. "Геология и геофизика", 1973, 4
136. Жуков Г.В. Металлогения докембрийских стратифицированных формаций юго-восточной части Украинского щита. Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюзное литологическое совещание 16-19 апреля 1973 г.). Тезисы докл. М., 1973
137. Закруткин В.В. О химизме гранитов-чарнокитов и их генезисе. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971, 10
138. Захос К. Хромитовая минерализация офиолитового комплекса Воуринос (Сев. Греция). В кн. "Магматические рудные месторождения". М., "Недра", 1973
139. Зимин С.С. Ультраосновные породы и верхняя мантия. "Петрология". МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов, пробл. 2. М., "Наука", 1972
140. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., "Наука", 1973
141. Злобин Б.И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1960, 2
142. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма образования рудоносных трапшовых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., "Наука", 1967
143. Зольников Г.В., Егоров О.С. Полосатые текстуры в кимберлитовых породах из некоторых трубков Якутии. "Геология и геофизика", 1970, 5
144. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Салтыковский А.Я., Натапов Л.М., Кудрявцев Г.А., Виноградов В.И., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. Связь тектоники и металлогении западной части Тихоокеанского пояса. "Тектоника Тихоокеанского пояса." Тезисы докл. М., 1973
145. Иванов К.П. Триасовая трапшовая формация Урала. М., "Наука", 1974
146. Иванченко Г.А. О послемагматических образованиях в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона. Петрография докембрия Русской платформы. Тр. Первого регионального совещания по Европейской части СССР. Межведомственный петрографический комитет СССР. Министерство геологии СССР, Министерство геологии УССР, АН УССР. Киев, "Наукова думка", 1970

147. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967
148. Икорский С.В., Данциг С.Я., Прохоров В.С. Графит в щелочных породах Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 7
149. Илупин И.П., Левшов П.П., Ровша В.С. О составе и генезисе келифитовых оболочек на гранатепиропе в кимберлитах Якутии. "Уч. зап. НИИ геол. Арктики. Региональная геология", 1969, вып. 16 [РЖГео, 1970, 5В353]
150. Ицксон М.И. Металлогенические системы Тихоокеанского сегмента Земли. "Геол. рудн. месторождений", 1974, 16, 2
151. К диспуту по статье Г.И. Князева, В.А. Решитько, Л.И. Федоровской "О генезисе железистых кварцитов". "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 5
152. Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И. О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 2
153. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., "Недра", 1972
154. Казанский В.И. На Всесоюзном совещании по металлогении активированных областей. "Геол. рудн. месторождений", 1974, 1
155. Казанский В.И., Иванов И.Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. "Докл. АН СССР", 1968, 181, 1
156. Казанский В.И., Кузнецов А.В., Прохоров К.В. Древние тектониты Кировоградской зоны разломов. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1970, 12
157. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. АН УССР, Ин-т геол., наук, Киев, "Наукова думка", 1965
158. Каляев Г.И., Комаров А.Н. Раннепротерозойская формация существенно калиевых микроклиновых гранитов Украинского щита. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Л., 1972
159. Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья. "Сов. геология", 1973, 12
160. Канцель А.В., Козлова П.С., Рыбалова Э.К. Особенности формирования вулканоплутонического комплекса в области завершённой складчатости. "Сов. геология", 1973, 2
161. Капустин Ю.Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., "Недра", 1973
162. Карпинский Р.Б., Качевская Г.И. Щелочно-ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа. В сб. "Проблемы магматической геологии". Новосибирск, "Наука", 1973
163. Карпушин В.М. Позднепалеозойский кислый магматизм Бескесско-Марухской геологоструктурной зоны Северного Кавказа в междуречье Большой Лабы-Урупа. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 2
164. Кацман А.В., Тихомиров С.В. Результаты разведочных работ на Калужской площади. В кн. "Разведка подземных хранилищ газа в СССР". М., Гостоптехиздат, 1962
165. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е. Генетические типы хромитовых руд ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 15, 5
166. Келлер Б.М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 1
167. Кен А.Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна. "Информ. сб. ВСЕГЕИ", 1962, 53
168. Кепежинская В.В. Петрохимия позднепалеозойских раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
169. Кепежинская В.В., Лучицкий И.В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение". М., "Наука", 1973
170. Кириченко Л.П., Лебединский В.И. Оливин-базальтовая формация и медноколчеданные проявления юго-западного Донбасса. "Теосинклинали магматические формации и их рудоносность". Тр. Ин-та геол. и геоф. УНЦ АН СССР, вып. 102. Свердловск, 1973



171. Кирюхин Л.Г., Флоренский П.В., Соболев Ю.С. Загадка Жаманшина. "Природа", 1969, 3
172. Киселев Л.И. Природа дислокаций юго-восточного обрамления Мугоджар. В кн. "Пробл. геологии Западного Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1971
173. Кичигин Л.Н. Позднемезозойский вулканизм окраины Алданского щита. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
174. Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. В кн. "Геология и полезные ископаемые Кубы". М., "Наука", 1967
175. Кожевников О.К., Кухринкова Н.В., Туголукова Г.А. Больше-Тагнинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Тр. ВостСибНИИГГИМСА. "Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области". Иркутск, "Вост.-Сиб. кн. изд-во", 1974
176. Козлов Е.К., Юдин Б.А. К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритового массива главного хребта на Кольском полуострове. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 2
177. Комаров А.Н. О глубинности Кировоградской зоны разломов. "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 5
178. Комаров А.Н., Житков А.С., Илупин И.П., Сковородкин Н.В. Определение возраста кимберлитов Якутии по цирконам методом треков. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 4
179. Кондаков Л.А., Перунов В.И. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Танзании (на примере золоторудного поля Люпа Голдфилд). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 12
180. Кононова В.А., Шанин Л.А., Аракелянц М.М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, 5
181. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1952, 4
182. Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. М., "Недра", 1964
183. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А., Лаговская Е.А., Славкина С.П. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 5
184. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967
185. Корнев Г.П., Любофеев В.Н. Петрология верхнепалеозойских гранитоидных интрузий Предкавказья. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 4
186. Короновский Н.В., Лебедев-Зиновьев А.А. Строение дайки в долине р. Сарын-Су (Верхнечегемское вулканическое нагорье, Северный Кавказ). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 1
187. Кортусов М.П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). В сб. "Материалы по минералогии, петрогр. и пол. иск. Зап. Сибири". Томск, 1962
188. Косыгин Ю.А., Синюков В.И. Древние и молодые платформы как структурные элементы осадочной оболочки Земли. "Вопр. тектоники древних платформ." Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 59. Новосибирск, "Наука", 1974
189. Котляр В.Н. Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1938, 67, 2
190. Котляр В.Н. Открытие лейцитовых пород на Кавказе. "Сов. геология", 1937, 4-5
191. Кравцова Л.И. Особенности развития интрузивного трапшового магматизма северо-запада Сибирской платформы. В кн. "Петрология и металлогения базитов". М., "Наука", 1973
192. Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.В. Главные историко-геологические особенности гранитообразования в докембрии (на примере Балтийского щита). Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Л., 1972
193. Кратц К.О., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Дагелайский В.Б., Салье М.Е., Турченко С.И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 6

194. Кривенко А.П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 176, Новосибирск, "Наука", 1973
195. Кропачев С.М. Палеозойские формации Юго-Западного Алтая. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 9
196. Кропоткин П.П. Азия Геологическое строение и полезные ископаемые. БСЭ, изд. 3-е. М., "Сов. энциклопедия", 1970, 1
197. Кузубный В.С. О додевонских гранитоидах Рудного Алтая. В кн. "Вопр. геол. и металлогении Зайсанской складчатой области". Алма-Ата, "Наука", 1973
198. Кузнецов И.И., Плехова К.Р., Ляпичева А.А. О кайнозойских вулканогенных породах юго-западной части Тургайского прогиба. "Сов. геология", 1974, 2
199. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964
200. Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. "Геология и геофизика", 1973, 8
201. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В сб. "Пробл. связи тектоники и магматизма", М., "Наука", 1969
202. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. Новосибирск, "Наука", 1972
203. Кухаренко А.А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1967, 96, вып. 5
204. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л., Изд-во ЛГУ, 1969
205. Лавров В.М. Современный подводный вулканизм Среднего Атлантического хребта. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, № 2
206. Лазаренков В.Г., Игнатов А.В., Логинова Т.И. Строение массива фельдшпатоидных сиенитов Архипелага Лос (Гвинейская Республика). "Зап. Всес. минералог. о-ва" 1973, 52, вып. 1
207. Лазько Е.Е. Особенности структуры некоторых минералов кимберлитов как индикатор процессов глубинной эволюции ультрабазитового расплава. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 3
208. Лазько Е.Е., Афанасьев В.П. Минералы - включения в оливинах из кимберлитов трубки "Удачная" (Якутия). "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1974, 1
209. Лазько Е.Е., Серенко В.П., Пономаренко А.И. Дистеновый эклогит из кимберлитов трубки "Удачная". "Сов. геология", 1973, 12
210. Лапин Б.Н. Девонские палеовулканы и возраст беньского интрузивного комплекса (Тува). "Геология и геофизика", 1969, 10
211. Лапин Б.Н. Жерло девонского вулкана на востоке Тувы. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
212. Лапин Б.Н. Трахитовый купол на р. Темник (Западное Забайкалье). В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
213. Лебедев-Зиновьев А.А., Модников И.С., Нечаев А.Н., Чесноков Л.В. Некоторые черты геологоструктурной и петрохимической зональности девонских эффузивов краевого вулканического пояса Центрального и Южного Казахстана". Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 3
214. Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Новые данные о вулканизме хребта Великий Шоллес (Закарпатье). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 9
215. Леднева В.П. Вулканогенные образования трапповой формации Сибирской платформы. "Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири". "Недра", 1967
216. Ленников А.М., Щека Ж.А. Об эклогитовых кристаллических сланцах Джугджурской части Становой зоны. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, 2
217. Леоненко И.Н. Русинович И.А., Чайкин С.И. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 3. Железные руды. М., "Недра", 1969

218. Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. В кн. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972
219. Лихачев А.П. Об условиях образования рудоносных и безрудных трапшовых магм северо-западной части Сибирской платформы. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 3
220. Лихоманов А.Г. Тектоническая позиция раннепротерозойских дайковых пород в Центрально-Алданском районе. "Сов. геология", 1973, 3
221. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. "Тр. Центр. н.-и. горноразвед. ин-та цветн., редких и благородн. металлов. АН СССР", 1936, вып. 38
222. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1-2. Т. 1. Современные вулканы. Т. 2. Древние вулканы. М., "Наука", 1971
223. Лучицкий И.В. Предисловие. В сб. "Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры". Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974
224. Лучицкий И.В., Кебезинская В.В. О девонских вулканических аппаратах центрального типа в Туве. "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол.", 1966, 41 (3)
225. Ляхович В.В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М., "Недра", 1973
226. Магакян И.Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". М., "Наука", 1967
227. Максимов Е.П. Новые данные по геологии кольцевых вулcano-плутонических комплексов Центрального Алдана. "Докл. АН СССР", 1969, 189
228. Малахов А.А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали. В кн. "Закономерности размещ. полезн. ископаемых". М., "Наука", 1962, 5
229. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965
230. Маррелл С. Глобальная тектоника, механические свойства горных пород и механизм вулканических интрузий. В кн. "Механизм интрузии магмы". "Мир", 1972
231. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. "Сов. геология", 1971, 6
232. Матвеев В.Т., Коростелев В.И. О конгломератах верхоянского комплекса Яно-Кольмской складчатой системы. "Сов. геология", 1973, 1
233. Мельник Ю.П. О происхождении докембрийских железистых кварцитов (аккумуляционно-биогеохимический вариант вулканогенно-осадочной гипотезы). "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 4
234. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. АН УССР, Ин-т геол. и физ. минералов. Киев, "Наукова думка", 1973
235. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. Перев. с англ. Под ред. В.П. Петрова. М., "Мир", 1971
236. Меренков Б.Я., Хмара А.Я. Характеристика жильного комплекса на месторождениях антофиллит-асбеста Сысертской группы. В кн. "Месторождения амфиболового асбеста и их генезис". М., "Наука", 1971
237. Месхи А.М., Могаровский В.В., Идрисова Л.В., Логачев В.П. Олово в мезозойских гранитоидах Юго-Восточного Памира и некоторые вопросы связи оловорудных проявлений с гранитоидным магматизмом. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 9
238. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971
239. Милашовский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., "Недра", 1973
240. Милашев В.А., Табунов С.М. Кимберлитовые провинции мира. "Сов. геология", 1973, 1
241. Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Мезозойская тектони-

- ка и магматизм Пришилкинской подвижной зоны. "Сов. геология", 1974, 2
242. Михайлов Д.А., Герлинг Э.К., Левченков О.А., Овчинникова Г.А., Яковлева С.З. Геохронология кристаллических комплексов Алданского массива. Петрология гранулитовой фации Алданского щита. АН СССР, Якут. фил. СО, Ин-т геол., "Наука", 1973
243. Михайлов Н.П. Основные черты истории развития магматизма Центрального Казахстана и роль, и место в ней формации ультраосновных и основных пород. В кн. "Петрография Центрального Казахстана". Т.2. М., "Недра", 1971
244. Михайлов Н.П., Шарков Е.В. Петрология и металлогения формации расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. В кн. "Петрология и металлогения базитов". М., "Наука", 1973
245. Михайлов Э.В. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии. "Тр. Совм. Советско-Монгольской н.-и. геол. эксп.", Вып. 4. М., "Наука", 1971
246. Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я. О возрасте альпинотипных гипербазитов Северного Кавказа. "Сов. геология", 1973, 1
247. Могаровский В.В., Климов Г.К., Мельниченко А.К. О базальтоидных и щелочно-базальтоидных дайках Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны (Южный Тянь-Шань). "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 1
248. Могаровский В.В., Мельниченко А.К. Особенности распределения олова в гранитоидах Гиссарского плутона (Центральный Таджикистан). "Сов. геология", 1969, 12 [РЖГео, 1970, 5В45]
249. Моралев В.М., Ельянов А.А. Карбонатитовые месторождения Индийской платформы (флюорит, апатит, вермикулит). Обзор. Сер.: "Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых". ВИЭМС, 1973
250. Моралев В.М., Перфильев Ю.С. К геологии докембрия Южной Индии. "Сов. геология", 1972, 6
251. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967
252. Муратов М.В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1964, 10
253. Муратов М.В. Восточно-Европейская платформа. БСЭ, изд. 3-е М., "Сов. энциклопедия", 1971, 5
254. Надирадзе В.Р., Купарадзе М.Д., Кахадзе Э.И. Эндогенные рудные формации Аджарии. В кн. "Материалы по минералогии, геохимии и полезным ископаемым Грузии". Тр. ГИ АН ГрузССР, вып. 43, Тбилиси, "Мецниереба", 1974
255. Нарвайт Г.Э., Мирошниченко Л.А., Руденко Б.М., Жуков Н.М. Медное оруденение Мугоджар. Алма-Ата, "Наука", 1974
256. Неверов Ю.Л. О габброидах острова Шикотан (Курильские острова). В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР". Хабаровск, 1967
257. Невский В.А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 15, 5
258. Невский В.А., Котляр В.Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. "Геол. рудн. месторождений", 1970, 5
259. Негрей Е.В. О дифференциации при становлении гранитных интрузий малых глубин на примере формирования дополнительных интрузивов (Центральный Казахстан). В кн. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972
260. Недосекин Ю.Д. Геология и петрология Некско-Гыниканджинского гранитоидного массива. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
261. Некрасов И.Я., Покровский В.К. Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полуосного и Приморской низменности. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
262. Немцович В.М. Классификация интрузивных формаций. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973
263. Никкольдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., Изд-во ин. лит., 1958
264. Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. Баш. ФАН СССР, Ин-т геологии. М., "Наука", 1974
265. Огородников Н.В. Четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации". М., "Наука", 1966

266. Павленко А.С., Быховер В.Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения. В кн. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород". М., "Наука", 1971
267. Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Асланян А.Т., Гулян Э.Х., Егоров О.С. К вопросу об алмазности гипербазитовых поясов Армении. "Геохимия", 1974, 3
268. Павленко В.С., Арсеньева А.Д., Капитонова Т.А., Попова В.А. Петрология и геохимия щелочных метасоматических гранитов. М., "Недра", 1973
269. Павленко В.С., Попова В.А. Минеральные фации в щелочных гранитах Джаланского массива (Вост. Памир), "Сов. геология", 1970, 8
270. Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. "Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы". Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Вып. 5. Сер. геол. М., "Изд-во АН СССР", 1962
271. Панина Л.И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Тр. ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 94. Новосибирск, "Наука", 1972
272. Панов Е.Н. Ориентировка спайных минералов и трещин отдельности в габбро Магаданского батолита. "Сов. геология", 1973, 2
273. Панченко А.Г., Нурылбаев А.Н. Щелочной магматизм Южного Казахстана и его связь с тектоникой региона. Тр. ИГН АН КазССР. Т.32. Алма-Ата, "Наука", 1973
274. Пейве А.В. Океаническая карта геологического прошлого. "Геотектоника", 1969, 4
275. Перфильев Ю.С., Веселов В.В., Моралев В.М. Основные черты металлогении Среднего Востока. "Сов. геология", 1973, 10
276. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М., "Недра", 1972
277. Петров Р.П., Мещерский Ю.А., Леоненко В.И. Гнейсификация янцевских гранитов и некоторые вопросы происхождения докембрийских гнейсов. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, 6
278. Пинус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов. В сб. "Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей". Новосибирск, 1973 [РЖГео, 1973, 11В414]
279. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 45. Новосибирск, "Наука", 1973
280. Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах. В кн. "Механизм интрузии магмы". М., "Мир", 1972
281. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1966
282. Плошко В.В., Богданов В.А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (Экваториальная Атлантика). "Петрология". МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов, пробл. 2. М., "Наука", 1972
283. Повилайтис М.М. О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении. В кн. "Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972
284. Пожарицкая Л.К. Минеральные парагенезисы и условия формирования доломит-кальцитовых карбонатов Восточной Сибири. В кн. "Применение методов физической химии в петрологии и геохимии". М., "Наука", 1972
285. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. В сб. "Пробл. магматической геологии". Новосибирск, "Наука", 1973
286. Поляков М.М., Трухалев А.И. Попигайская вулкано-тектоническая кольцевая структура. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, 4
287. Полянский Е.В. История формирования Бом-Горхонского гранитного интрузива и ассоциированного с ним оруденения. "Геол. рудн. месторождений", 1973, 15, 3

288. Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харьков А.Д., Илупин И.П. Включения ильменитовых гипербазитов в кимберлитах Якутии. "Сов. геология". 1971, № 10
289. Потапьев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркалинского плутона. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 76. Новосибирск, "Наука", 1974
290. Прокопчук Б.И., Францессон Е.В., Каминский Ф.В. Актуальные проблемы геологии алмазных месторождений. "Сов. геология", 1973, 11
291. Пулвертафт Т. Стратиграфия докембрия Западной Гренландии. В кн. "Пробл. геологии древних платформ". Вып. 1. НТО "Горное". Красноярск, Красноярское книжное изд-во, 1973
292. Равич М.Г. Чарнокиты. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Л., 1972
293. Раген Э. Плутонические породы. Петрография и геологическое положение. Перев. с франц. под ред. Богданова А.А. М., "Мир", 1972
294. Резвой Д.П. Геологические проблемы Гималаев и книга А. Гансера. Предисл. к рус. изданию. В кн. А. Гансера "Геология Гималаев". М., "Мир", 1967
295. Реслер Г.Ю., Мукке Д. Варисский начальный магматизм и образование рудных месторождений в Средней Европе. "Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность". Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, вып. 102. Свердловск, 1973
296. Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива. "Докл. АН СССР", 1972, 303
297. Руб М.Г., Лосева Т.И. Цирконы как индикаторы рудоносности гранитоидов. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 6
298. Рубинштейн М.М. Об аргоновом возрасте домезозойских образований Кавказа. В кн. "Материалы по минералогии, геохимии и полезным ископаемым Грузии". Тр. ГИ АН ГрузССР, вып. 43. Тбилиси, "Мецниереба", 1974
299. Рудич К.Н. Субвулканические интрузивы и вулкано-плутонические формации. "Магматизм СВ СССР". М., "Наука", 1973
300. Рудник В.А. Ультраматаморфизм и его положение в геологической истории геосинклинально складчатых систем". Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, 6
301. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. Наука о Земле. М., "Мир", 1972
302. Русс В.В., Быковская Е.В. Сихотэ-Алинская складчатая система. В кн. "Геол. строение СССР". Т.3. М., "Недра", 1968
303. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. "Тр. 2-го Уральского петрогр. совещ.", Т.2. Свердловск, 1969
304. Савинова И.Б., Пинский Э.М. Формы нахождения урана в разновозрастных гранитоидах Северного Казахстана. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, вып. 3
305. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра", 1973
306. Салтыковский А.Я. Некоторые черты континентального вулканизма. М., "Наука", 1967
307. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Каледонская плагиогранитная формация Южного Урала. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, 4
308. Самойлов В.С. Минеральные парагенезисы доломито-кальцитовых карбонатитов (на примере Малосаянского массива). "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, вып. 3
309. Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1972
310. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Изд. 2-е, перераб. и доп. Л., "Недра", 1973
311. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М., "Недра", 1973
312. Свириденко А.Ф., Смирнов А.А. Постмагматические образования, связанные с аляскитами Алдана. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 2
313. Семенов Н.П. Типы осадочных и осадочно-вулканоогенных формаций структурных ярусов докембрия Украины. Литология и осадочная геология докембрия

- (X Всесоюзное литологическое совещание, 16-19 апреля 1973 г.). Тезисы докл. М., 1973
314. Сизых В.И., Фомин И.Н., Калинин А.С. Особенности формирования мезозойских гранитоидов и связанного с ними редкометалльного оруденения Западного Забайкалья. В сб. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972
315. Смирнов В.И. Метеоритная гипотеза происхождения Садбери. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, 2
316. Смирнов В.И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декспитации и вариациям изотопов серы, слагающих их сульфидов. "Теосинклинальные магматические формации и их рудоносность". Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, вып. 102. Свердловск, 1973
317. Смирнов В.И. Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Канаде. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, 1
318. Смирнов В.И. Зоны Бенъофа и магматическое рудообразование. "Геол. рудн. месторожд.", 1974, 1
319. Собаченко В.Н., Костюкова Е.С., Кузнецова А.И., Легейдо В.А., Новиков В.М., Петров Л.М., Смирнова Е.В., Цыханский В.Д. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья. "Геохимия", 1974, 2
320. Соболев А.П. Петрохимические особенности биотитовых гранитов Балыгычано-Сугойской впадины. "Магматизм СВ СССР", М., "Наука", 1973
321. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Тринадцатое чтение им. В.И. Вернадского, 12 марта 1971 г. М., "Наука", 1973
322. Соболев Н.В., Кузнецов И.К., Зюзин Н.И. Хромсодержащие минералы из гроспидитов и новые данные о хромдистене. "Геология и геофизика", 1956, 10
323. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И. Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии. "Геология и геофизика", 1973, 2 [РЖГео, 1973, 7В363]
324. Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Акимов А.П. Распределение рудных и редких элементов в ксенолитах из кимберлитовых трубок. "Сов. геология", 1973, 7
325. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Рекомендации терминологической комиссии Межведомственного петрографического комитета для работников геол. учреждений. М., Министерство геологии СССР, Изд-во ВГФ, 1969
326. Сперанская И.М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. "Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка", 1963, 4
327. Ставров О.Д., Столяров И.С. Петро- и геохимическая характеристика гранитоидов различного генезиса Уральской складчатой области. "Сов. геология", 1973, 4
328. Стажило-Алексеев К.Ф., Довгаль Ю.М., Чальян М.А., Кочетков А.Я. О связи магматизма с тектоникой в Афганистане. "Сов. геология", 1973, 6
329. Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Сеницын А.В. Трубка взрыва Онежского полуострова. "Сов. геология", 1973, 8
330. Станковский А.Ф., Сеницын А.В., Шинкарев Н.Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря. "Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.", 1972, 18
331. Старостин В.И., Кудрявцева Г.П. Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Мако (Северное Чили). "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, 3
332. Сулейманов С.М., Баба-Заде В.М. Геология ртутных месторождений Малого Кавказа (Севано-Карабахская зона). Баку, "Азернешр", 1974
333. Татарников А.В. Типы миароловых пегматитов Борщовочного кряжа. "Зап. Всес. Минералог. о-ва", 1974, 103, вып. 1
334. Татришвили Н.Ф., Заридзе Г.М., Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. Д.С. Белянкин и некоторые проблемы магматизма Кавказа. В кн. "Идеи академика Д.С. Белянкина в области петрографии и их дальнейшее развитие". М., "Наука", 1971
335. Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргуны. "Геохимия", 1974, 3
336. Ташинина М.В., Чепрасов Б.Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1955, вып. 21

337. Твалчрелидзе Г.А. Главные металлогенические особенности базальтоидных и гранитоидных геосинклиналей. "Геол. рудн. месторожд.", 1967
338. Твалчрелидзе Г.А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. "Сов. геология", 1972, № 12 [РЖГео, 1973, 5Ж34]
339. Твалчрелидзе Г.А. О соотношении регионального метаморфизма и медно-пиротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, № 5
340. Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические особенности и условия формирования колчеданных полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей. "Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность". Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, вып. 102, Свердловск, 1973
341. Твалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. "Сов. геология", 1973, 11
342. Тейлор Х.П. (младший), Нобл Дж. А. Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах юго-восточной Аляски. В кн. "Магматические рудные месторождения". М., "Недра", 1973
343. Тектоника Африки. Под ред. и с участием Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., "Мир", 1973
344. Качук Л.Г., Хоменко В.А., Рябоконт С.М. О петрографическом составе кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 6
345. Толкунов А.Е., Самойлов Ю.А. Опыт определения относительного и абсолютного возраста близких по времени формирования гранитоидных пород методом произведенной интенсивности термовысвечивания. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 12
346. Толстой М.И., Молявко В.Г., Сухорада А.В., Продайвода Г.Т. Петрофизические особенности гранитоидов чудно-бердичевского комплекса Украинского щита. "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 3
347. Толстой М. И., Остафийчук И.М., Степченко С.Б. Петрохимические особенности гранитоидов чудно-бердичевского комплекса. "Изв. АН СССР", сер. геол.", 1974, 1
348. Тохтуев Г.В. О метаморфогенном будинаже в докембрии Украины. Петрография докембрия Русской платформы (Тр. Первого регионального петрографического совещания по Европейской части СССР. Межведомственный петрографический комитет СССР, МГ СССР, МГ УССР, АН УССР). Киев, "Наукова думка", 1970
349. Тохтуев Г.В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, "Наукова думка", 1972
350. Трошенко В.Н. Плагиогранитные комплексы Криворожско-Кременчугтской структурно-фациальной зоны. "Сов. геология", 1973, 3
351. Тугаринов А.И. Общая геохимия. Краткий курс. М., "Атомиздат", 1973
352. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е. М., "Недра", 1970
353. Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., "Наука", 1973
354. Уиллемс Дж. Ванадистые магнетитовые руды бушвельдского комплекса. В кн. "Магматические рудн. месторожд." М., "Наука", 1973
355. Уиллемс Дж. Геология бушвельдского комплекса крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира. В кн. "Магматические рудн. месторожд.", М., "Недра", 1973
356. Умитбаев Р.Б. Опыт изучения и классификация вулканогенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В кн. "Вулканизм и формирование и минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне". Львов, Изд-во. Львовск. ун-та, 1969
357. Усенко И.С., Орса В.И., Хатунцева А.Я., Цуканов В.А., Шербак Н.П., Шербаков И.Б., Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита. "Геол. ж.", 1973, 33, вып. 1
358. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1963, № 2
359. Фишман М.В. Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. К итогам Петрографического совещания по Полярному и Приполярному Уралу. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, № 2



360. Францессон Е.В. Химический фактор и минералогические критерии алмазности кимберлитовых пород. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, №9
361. Францессон Е.В., Каминский Ф.В. Методика составления прогнозных карт коренных месторождений алмазов. "Сов. геология", 1974, 1
362. Фремд Г.М. Строение и история формирования Кожамджарского вулкана в горах Каратау. "Тр. Лаб. палеовулканологии", 1964, 3
363. Фрих-Хар Д.И. К петрологии туфолов Приморского вулканического пояса. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 3
364. Хайн В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., "Недра", 1971
365. Хайн В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., "Недра", 1973
366. Хайн В.Е. Основные черты структуры. В кн. "Геология и полезные ископаемые Африки". М., "Недра", 1973
367. Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии. "Петрология", МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов, пробл. 2. М., "Наука", 1972
368. Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. В кн. "Механизм интрузии магмы". М., "Мир", 1972
369. Харькив А.Д., Най Б.С. Включение эклогита из кимберлитовой трубки Айхал. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 2
370. Харькив А.Д., Прокопчук Б.И. К вопросу о происхождении слоистых пород в кимберлитовой трубке Айхал. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 7
371. Хесс Г.Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). "Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр.", М., "ГОНТИ", 1939, 2
372. Хмара А.Я., Кудрявцев В.Н. Терсутское месторождение антофиллит-асбеста. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, 1
373. Холмов Г.В., Шолохнев В.В. Сравнительная характеристика жильных сульфидных медно-никелевых месторождений Мончегорского плутона (Кольский полуостров). "Геол. рудн. месторожд.", 1974, 1
374. Царовский И.Д., Тимошенко О.Д. Новый Мало-Терсянский сиенито-фойяитовый массив. "Геол. ж.", АН УССР", 1962, 22, 6
375. Черницын В.Б., Андрущук В.Л., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., "Недра", 1971
376. Чухров Ф.В. Об эволюции минерального состава осадочных железных руд. "Сов. геология", 1973, 7
377. Шемякин В.М. Раннедокембрийская формация интрузивных чарнокитов Балтийского щита. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, 9
378. Шемякин В.М. Ромбические пироксены из чарнокитов Балтийского щита. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, 6
379. Шемякин В.М., Шуркин К.А. Чарнокиты - специфические образования раннего докембрия. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Л., 1972
380. Шинкарев Н.Ф. О генезисе комплексов рапакиви. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма" (21-23 ноября 1972 г.). Л., 1972
381. Шинкарев Н.Ф., Анищенкова О.Н. Новые данные о составе и строении салминского комплекса рапакиви. "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, 2
382. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Формация щелочных даек Турьего полуострова. В сб. "Пробл. магматической геологии". Новосибирск, "Наука", 1973
383. Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). АН СССР. Ин-т геол. рудн. месторожд. петрографии, минералогии и геохимии. М., "Наука", 1968
384. Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. Тр. ГИН, вып. 255. М., "Наука", 1974
385. Шнюков Е.Ф., Ткачук Л.Г., Жовинский Э.Я., Рыбалко С.И., Бернадская Л.Г., Соботович Э.В., Литовченко Е.И., Ковалюх А.Н. О составе вулканогенных образований восточного склона глубоководного желоба Тонга-Кермадек. АН УССР, ИГФМ, Киев, "Предпринте", 1973

386. Штейнберг Д.С. Основы классификации гранитоидов Урала. "Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР", вып. 93, Вопр. петрологии гранитоидов Урала, 1972
387. Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации. "Докл. АН СССР", 1964, 156, 2
388. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1968, 96, вып. 4
389. Шумаков В.Г. О происхождении и разделении анатектических и палингенных гранитоидов Гармского кристаллического массива. "Сов. геология", 1973, 8
390. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Главные черты раннедокембрийского магматизма в связи с развитием земной коры. Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма (21-23 ноября 1972 г.)". Л., 1972
391. Щеглов А.Д. Срединные массивы как особый тип металлогенических провинций. В сб. "Тектоника срединных массивов". М., 1974
392. Щерба Г.Н. Геотектогены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата, "Наука", 1970
393. Щерба Г.Н. Никелевые пояса Томсон и Линн-Лейк. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, 2
394. Щерба Г.Н., Степанов В.В., Кудряшов А.В., Малькова Р.Н. Развитие магнаполициклических подвижных зон (на примере геотектоногенов линейного типа в Центральном Казахстане). В сб. "Пробл. магматической геологии". Новосибирск, "Наука", 1973
395. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. "Геотектоника", 1966, 6
396. Юдин Б.А., Зак С.И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР (Восточная часть Балтийского щита). "Сов. геология", 1970, 9
397. Юдин Б.А. Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова. "Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова". Тр. науч. сессии Геол. ин-та, 1969 г., вып. 3. Апатиты, Изд-во Кольск. фАН СССР, 1970
398. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогеническая специализация. "Сов. геология", 1973, 6
399. Якшин И.С., Замалетдинов Р.С. Первая находка нефритов в ассоциации с флогопитом в Восточном Саяне. Тр. ВостСибНИИГИМСА, "Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области". Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974
400. Яшина Р.М., Павлов В.А., Аракелянц М.М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, 6
401. Albrecht K.H. Zur Ausbidung und geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R.A. (Geol. Paläont.). Bd. 12. Berlin, 1967, № 1-2
402. Anhaeusser C.R., Mason R., Vilgoen M.J., Vilgoen P.A. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1969, 80, № 11 [РЖГео, 1970, 5A169]
403. Bazin D., Hübner H. Copper deposits in Iran. "Geol. Surv. Iran Rep.", 1969, 13
404. Bertrand J.-M.L. Caractères structuraux, petrographiques et géochimiques de la mobilisation syntectonique dans les gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental, Sahara central). "Bull. Soc. géol. France", 1971 (1972), 13, № 1-2 [РЖГео, 1974, 2B380]
405. Darnley A.G., Smith A.H., Chandler T.R.D. The age of fergusonite from Jos AREA, Northern Nigeria. "Min. Mag.", 1962, 62, sect. B, № 6
406. Dennis J.G. Structural geology. N.Y., 1972
407. Derrick G.M., Gellatly D.C. New leucite lamproites from the West Kimberley, Western Australia. "Geol. papers", Canberra, 1972, № 125
408. Gilbert N. Saganaga batholith. "Geol. Minn.: Centennial Vol." St. Paul, Minn., 1972 [РЖГео, 1974, 1B342]
409. Hentschel H. Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. "Geol. Rundschau", 1960, 60
410. Hyndman D.W. Petrology of igneous and metamorphic rocks (International series in the earth and planetary sciences). 1972, USA

411. Jacobson K.E.R., Shelling N.I., Tkuswell I.F. Age determinations in the geology of Nigeria with special references to the Older and Younger granites. "Overslas Geol. Min. Res.", 1963, 2
412. Katzung G. Rotliegendes. Grundriss der Geologie der DDR. Bd. 1. Berlin, Akad. Verl., 1968
413. Kettner R. O kambrických vyřelinách Barrantienů a jejich poměru k vrstvám krušnohorským. RČA 25, č. 38, 1916
414. Korich D. Eruptivgesteine in rotliegenden des Nordteils der DDR. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R.A. (Geol. Paläont.), Bd. 12, Berlin, 1967, № 3-4
415. Lenz R. Die Serie Bambui im Bereich des Pernambuco-Lineamentes. Beitrag zur Stratigraphie der jungpräkambrischen Metasedimentserien in Nordostbrasilien und zur Altersstellung des Pernambuco-Lineamentes. "Geol. Jb.", Hannover, 1972, B2, 3Abb., 1Taf.
416. Malzahn E. Die Ergebnisse der Erdöl- und Erdgasaufschlußbohrstätigkeit in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1967. "Erdöl- und Erdgas-Zeitschrift", 1968, № 7
417. Morton R.D., O'Nions. Geological investigations in the Bamble Sector of the Fennoscandian shield. South Norway. I. The geology of Eastern Bamble. Norges Geologiske Undersökelse № 263. Oslo, Universitetsforlaget, 1970
418. Oftedahl C. Magmen-Entstehung und Lava-Stratigraphie im südlichen Oslo-Gebiete. "Geol. Rundschau", 1967, 57
419. Parrot J.-F., Rambaud D. Distribution de quelques éléments en trace (Pb, Mn, Ga, Cr, V, Cu, Zn, Zr, Ni, Co, Sr, Li) dans un cortège ophiolitique de type alpin. I. Roches totales. "Cahiers ORSTOM Géol.", 1969, 1, № 1 [PЖГео, 1970, 5B50]
420. Pichamuthu C.S. The precambrian of Ceylon. The geologic systems. The precambrian. Vol. 3. Editor K. Rankama. Interscience Publ. New-York-London-Sydney, 1967
421. Pichamuthu C.S. The precambrian of India. The geologic systems. The precambrian. Vol. 3. Editor K. Rankama. Interscience Publ. New-York-London-Sydney, 1967

422. Pilger A. Tektonik, Magmatismus und Vererbung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. "Z. Deut. Geol. Ges.", 1952, 104
423. Pineau F., Javoy M. Détermination des rapports isotopiques  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  dans diverses carbonatites, implications génétiques. "C.R. Acad. sci.", 1969, Ser. D, 269, № 20 [ЭИ ВИЭМС "Новости зарубежной литературы", 1970, № 3]
424. Rutten M.G., Van Everdingen R.O. Rheoingimbrites of the Ramnes Volcano, Permian Oslo graben. "Geol. Mijnbouw", 1961, 23
425. Simonen A., Vormaa A. Amphibole and biotite from Rapakivi. "Bull. Commis. géol. Finlande", 1969, № 238 [PЖГео, 1970, 5B344]
426. Sims P.K., Viswanathan S. Giants range batholith. "Geol. Minn.: Centennial Vol." St. Paul, Minn., 1972 [PЖГео, 1974, 1B341]
427. Slávik J., Danilivich L.G., Čverčko J., Rudinec R. Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians. International geol. Congress, 23d, p.3, Prague, 1968
428. Southwick D.L. Vermilion granite-migmatite massief. "Geol. Minn.: Centennial Vol." St. Paul, Minn., 1972 [PЖГео, 1974, 1B340]
429. Tomczyk H. Stratigrafia siluru w obszarze nadbaltyckim Polski na podstawie wiercen. "Kwart. Geol.", 1968, № 1
430. Vachette M., Razafiniparany Andriantefison, Roques Maurice. Ages au Strontium de 2700 millions d'années et de 1000 millions d'années, pour deux massifs charnockitiques de Madagascar. "C.R. Acad. sci.", 1969, D269, № 16 [PЖГео, 1970, 5B120]

Л.И. Зубатарева

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В последние годы появились сводные работы по акцессорным минералам магматических пород (42). В то же время все больше внимания уделяется различным аспектам изучения акцессорных минералов метаморфических пород. Поэтому возникла необходимость попытаться обобщить результаты в этой области за последние 3 – 5 лет.

Существуют разные точки зрения на определение акцессорных минералов. В данном обзоре принимается определение В.В. Ляховича (42), которое сводится к трем основным положениям: 1) крайне малое содержание в породе, требующее для их изучения методов концентрации, 2) концентрация в них значительной части редких и рассеянных элементов породы, которые не вошли в виде изоморфной или эндокриптной примеси в решетки породообразующих минералов, 3) незначительные размеры выделений (десятые и сотые доли миллиметра).

При геологическом картировании и детальном исследовании метаморфических толщ, на разных этапах формирования которых возникают породы, сходные по облику, породообразующим минералам, химизму, предусматриваются детальное стратиграфическое расчленение, выяснение первичной природы и генезиса их комплексом геолого-минералогических исследований. В последние годы как один из критериев для решения этих вопросов все шире применяется изучение акцессорных минералов (10, 91, 103).

В метаморфических породах диапазон содержаний акцессорных минералов очень велик. Поэтому для их изучения и извлечения применяются пробы разного веса и несколько отличные схемы обработки, преследующие одну

цель – максимальное извлечение всего комплекса акцессорных минералов. Например, для меланократовых пород предложена "амфиболитовая" схема (32). Выход акцессорных минералов по этой схеме составлял 90 – 95% при весе пробы 10 кг, которая многократно дробилась, промывалась, обрабатывалась, и отдельно анализировались концентраты разных классов ( $-0,25 + 0,16$  мм и  $-0,16$  мм). В породах разного состава (амфиболиты, кварциты, гнейсы, мигматиты) изучались (66) пробы весом 1,0 – 1,6 кг и анализировались концентраты класса  $-0,25 + 0,1$  мм. Класс  $-0,1$  мм не учитывался, так как выход тяжелой фракции здесь составлял 3%. Выход акцессорных минералов по этой схеме был 55 – 60%. В чарнокитах изучались пробы весом 0,4 – 1,0 кг (21), в кварцитах – пробы по 2,0 и 45 – 65 кг (34) и обрабатывались классы  $-0,1, -0,5$  и 1,0 мм. Очевидно, в каждом конкретном случае при проведении геологических исследований на новой площадке необходимо экспериментально устанавливать оптимальный вес проб-протолок для каждой разновидности метаморфических пород для получения максимального выхода акцессорных минералов.

Роль отдельных акцессорных минералов при изучении метаморфических пород

Каждый акцессорный минерал характеризуется специфическими особенностями, поэтому для решения различных задач часто используется один из них, обладающий наибольшей информативностью.

## Циркон

Циркон – наиболее распространенный акцессорный минерал. Он хорошо сохраняется при метаморфизме, что делает его весьма перспективным при изучении метаморфических пород. Для извлечения циркона рекомендуются пробы весом 0,5 – 1,0 кг, измельченные до 0,5 – 0,25 мм (61, 62). После выделения цирконового концентрата производится отбор 200 – 300 зерен для изучения формы и свойств кристаллов. Для изучения зональности удобен препарат, где зерна циркона прикрепляются канадским балзамом к предметному стеклу и закрепляются покровным.

Для установления связи между габитусом циркона и условиями его образования предложена типологическая клас-

сификация (111, 112) с выделением 194 типов и подтипов циркона, наблюдаемых в природе или возможных теоретически, в основе которых лежат различные комбинации простых форм и степень развития призматических и пирамидальных граней.

Как геотермометр используют изменения окраски циркона от лиловой до почти бесцветной, происходящее при  $T = 400-450^{\circ}$  (109). Окраска циркона слабеет в начале биотитовой зоны и полностью исчезает в зонах красно-коричневого биотита и ставролита в зоне контактового метаморфизма (84).

Степень метамиктности циркона, зависящая от содержания в нем U и Th, является важным фактором его метаморфической кристаллизации, которая может происходить только в условиях высокого давления воды (100). В амфиболитовых фациях, образующихся при высоких давлениях водных растворов, цирконовая кристаллизация и рекристаллизация (без привноса нового материала) более обычны, чем в "сухих" гранулитовых фациях. Большую роль при метаморфической кристаллизации играют замещения Zr в орто-, реже в клинопироксенах и роговой обманке. В условиях гранулитовой фации присутствие Zr в ортопироксенах может явиться причиной кристаллизации новых зерен и вростков циркона в пироксене. Метамиктный циркон рекристаллизуется при  $P_{H_2O} = P_S$  и  $T = 550 - 650^{\circ}C$ . При дальнейшем возрастании  $T$  Zr может быть удален из системы.

#### Циркон как индикатор первичной природы метаморфических пород

Циркон используется для восстановления гранулометрического состава исходных пород и для разделения орто- и паропород.

При послойном изучении разрезов разных районов СССР (16, 50) удалось установить, что количество и размер обломочных зерен циркона различны в разных типах пород. Количественное распределение циркона по фракциям повторяет (с учетом переходного коэффициента) распределение по фракциям обломочного материала исходной терригенной породы (рис. 1).

При исследовании циркона из различных генетических групп амфиболитов Кольского полуострова (33) установлено, что наиболее информативными признаками циркона

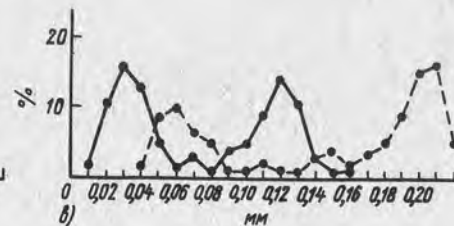
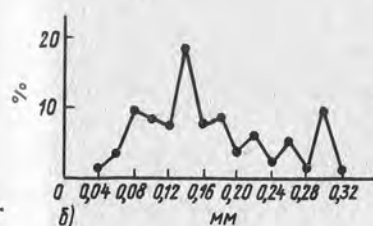
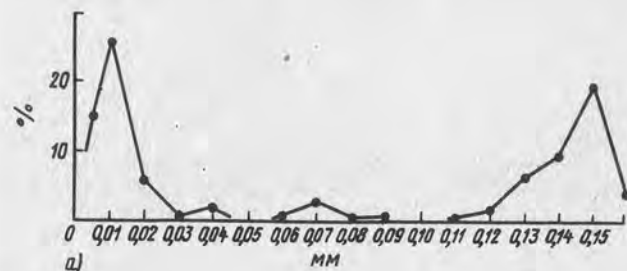


Рис. 1. Кривые распределения циркона в породах Восточного Саяна (50): а — биотитовый гнейс (р. Кинзеплок); б — плагиоклаз-биотит-кварцевый сланец (р. Китой); в — полимиктовый песчаник (р. Мана); сплошная линия — циркон; пунктирная линия — песчаные частицы

являются габитус (определяемый относительным развитием простых форм) и их облик (определяемый соотношением длины и толщины кристаллов). Различия в габитусе циркона пара- (гиацинтовый тип преобладает, появляется дипирамидальный) и ортоамфиболитов (гиацинтовый длиннопризматический и цирконовый) проявляются и в их облике (рис. 2).

Изучение амфиболитов разных районов СССР показало (56), что в параамфиболитах циркон присутствует в существенных количествах и представлен различными фракциями, что служит основанием для разделения пород на разные литологические группы; в ортоамфиболитах циркона нет.

На примере докембрийских пород Украинских Карпат показано обратное (43). Здесь паропороды характеризуются незначительным содержанием циркона в виде окатанных кристаллов с удлинением от 1,5 до 2,5. В разновозрастных же ортопородах наблюдается более высокое содержание хорошо ограненных кристаллов циркона: в метаэффузивах кислого состава с преобладанием светлоокрашенных

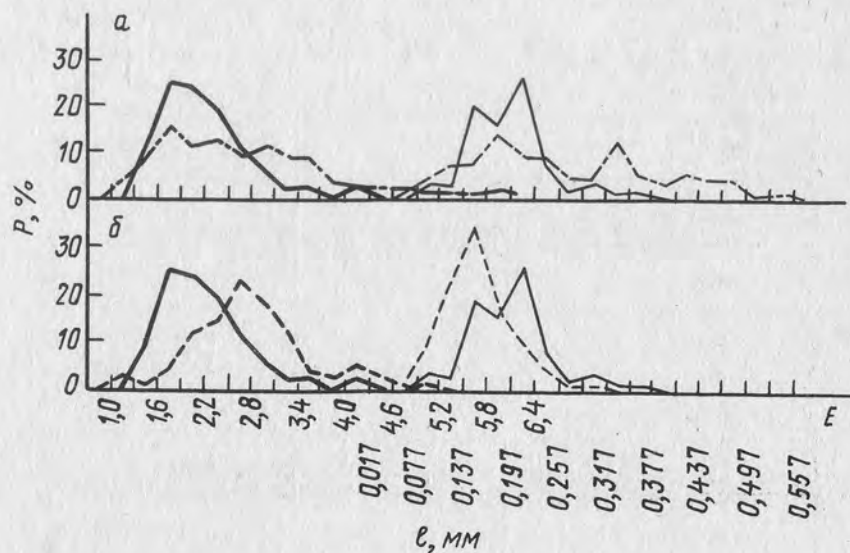


Рис. 2. Диаграмма сопоставления кривых распределения  $E$  и  $l$  циркона в различных генетических типах амфиболитов каскамской свиты Кольского полуострова (33): а – ортоамфиболиты по базальтоидам (сплошные линии) и по габбро (штрих-пунктирные линии); б – ортоамфиболиты по базальтоидам (сплошные линии) и параамфиболиты по основным грауваккам (пунктирные линии);  $E = 1/d$  – удлинение кристаллов;  $l$  – абсолютный размер длины кристалла

копьевидных кристаллов, иногда с включениями более мелких зерен, в гранитогнейсах с преобладанием гиацинтового циркона желтого цвета, иногда зонального.

Разные соотношения циркона в пара- и ортоамфиболитах разных районов, по-видимому, могут быть связаны и с различным составом исходных пород и с неодинаковым учетом обломочного и новообразованного циркона.

Особенно часто циркон используется для установления первичной природы гнейсов (табл. 1). На первично-осадочный генезис материнских пород гнейсов (8, 20, 89, 92, 94, 99, 116, 122) указывают наличие окатанных кристаллов с матовой шероховатой поверхностью, регенерированных зерен, ядер, а также следы царапин на кристаллах, малая величина удлинения, не превышающая 2

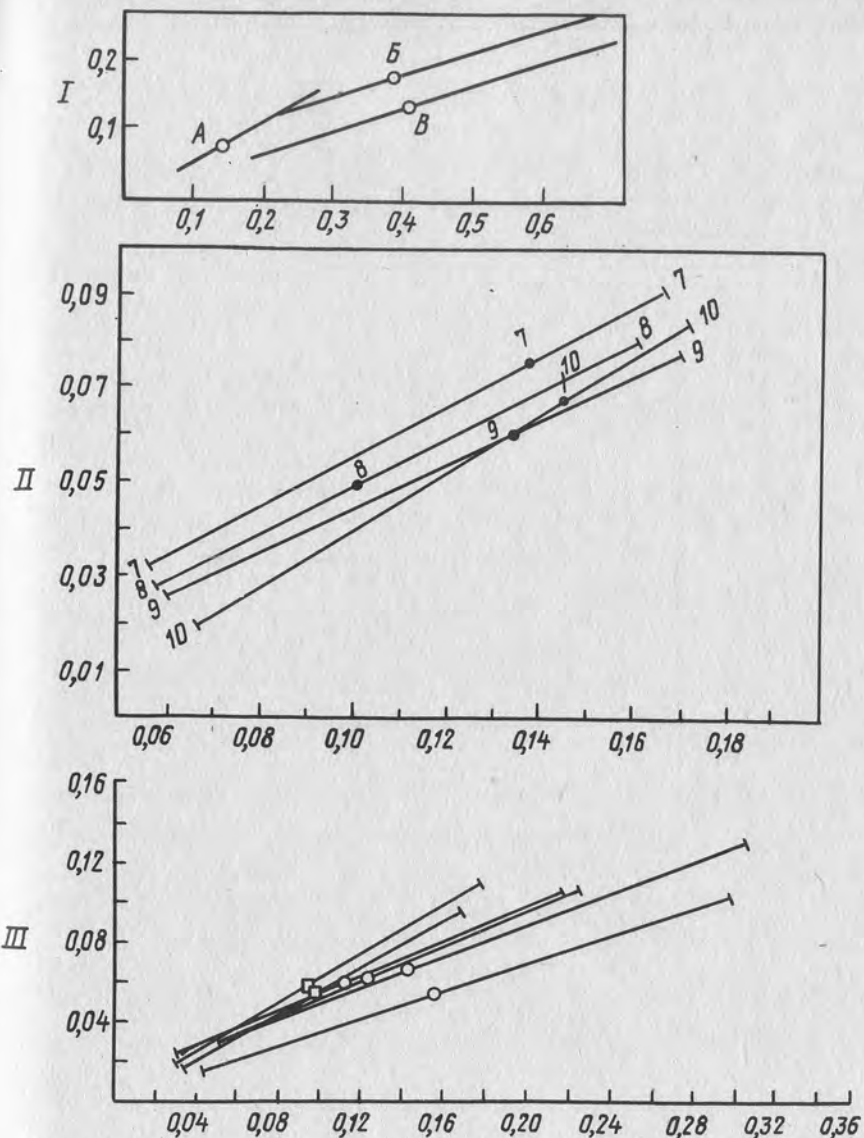


Рис. 3. Графики RMA (reduced minor axis) для циркона: I – чарнокитов Алданского щита типов А, Б и В, близких по составу, но отличающихся по структуре (17); II – пелитовых сланцев (№ 7) и гнейсов (№ 8, 9, 10) гор Кумаун в Индии (76); III – гнейсов (линии с квадратами – суммарный циркон, линии с кружками – только прозрачный циркон без ядер) гор Бигхорн, Вайоминг, США (99) (по горизонтали – длина кристаллов в мм; по вертикали – ширина кристаллов в мм)

Характеристика циркона из гнейсов

Таблица 1

Местоположение	Породы	Размер, мм	Форма, окатанность	Коэффициент удлинения	Цвет	Внутреннее строение	Возраст, млн. лет	Элементы-примеси, %	Источник
Кольский полуостров	Гнейсы биотитовые	0,1-0,2 (43-68%) 0,05-0,1 (60-75%)	Оваловидные	46-73% 9-26% 51-68% 14-25%					(3)
Украинский щит	Кристаллические сланцы, гипертензивные, мигма-тизириванные, чарнокиты	0,1	Округлые регенированные (10%) Призматические поздне (90%)	1,5-2 до 3	Розовый Коричневый	Однородные кристаллы Есть ядра раннего циркона	2500 ± 60 1910 ± 70 (Pb 207/ Pb 206)		(64)
Южный Улугтау	Гранитогнейсы биотитовые	0,1-0,8	Призматические с гранями (110) и (111) реже (100)	2-8 преобладает 2-2,5	Бесцветный, светло-желтый	Тонкая зональность, есть тавтозоно-жидкие включения		Hf = 1,06 U = 0,009-0,085 Th = 0,008-0,9	(53)
Восточный Саян	Гнейсы биотитовые	0,05-0,14	Цирконового и гчаинитового типов с притупленными вершинами и ребрами (5-40%) Округлые (40-80%) Обломки округлые по краям (10-25%)	1,85-2,28		Мало кристаллов зональных и с наростами			(61)

1221

1221

Анда-ский штат	Граниты гнейсы биотитовые гранулитовый фаци; чарнокиты	0,05-0,2 0,2-0,5 0,1-1,0	Шаровидные Яйцевидные, есть грань (110), реже (100) Призматические с гранями (110), (111), (100), (311)	1,2 1,6-2,0 2,0-2,4	Бурый, светло-желтый Желтый и бурый Бурый разных оттенков	Прозрачный Полупрозрачный и непрозрачный Непрозрачный			(17)
Норвегия, Телемарк	Мигматиты, Гнейсы кварцево-сподиситовые; гнейсы кислые		Округлые Призматические	2,3 до 7-8	Бесцветный, розовый, серый с плеохроизмом Бесцветный				(119)
Италия Швейцария (район озера Лаго-Маджоре)	Парагнейсы амфибол-биотит-шляпочниковые лазовые	0,05-0,1	Призматические с гранями (100), (110), (101), (111), редко (311)		Розовый с фиолетовым оттенком	Зональный с включениями, увеличен размер ячеек кристаллической решетки	430-490 (U-Pb-метод)	Повышенное содержание U, P, Y, Ca	(94)
Индия штат Орисса	Гранитогнейсы биотит-микроклин-шляпочниковые	0,05-0,1	Короткопризматические с гранями (311), (100), (110), редко (101) и (111)		Розовый	Зонален, редко, без включений, уменьшен размер ячеек кристаллической решетки	560-1230	Боле низкое содержание U, P, Y, Ca	(121)
	Чернокиты кислые		Округлые (неокатанные)		Бесцветный	Зональность и включения есть, редко явления роста			

16-2

Местоположение	Породы	Параметры	Размер, мм	Форма окатанности	Коэффициент удлинения	Цвет	Внутреннее строение	Возраст, млн. лет	Элементы примеси, %	Источник
Индия штат Кернала	Гнейсы			Идиоморфные (75%) Округлые (23%) Бесформенные (9%)	2, 1,5					(120)
Индия штат Западный Бенгал	Гнейсы биотитовые		0,1-0,7	Идиоморфные (30%) Бесформенные (5%)	1-5	Коричневое ядро и бесцветная роетка	Нарастающие и врастающие кристаллы			(98)
Индия район гор Кумаун	Кристаллические сланцы амфиболитовой фации		0,1-0,15 (45%) 0,05-0,1 (20-40%)	Эллиптические (90-100%) окатанные	2	Бесцветный до розового и коричневого	Есть включения и наросты			(76)
	Гнейсы		0,1-0,5 (50%)	Округлые (5-30%) Неокатанные, габитус сложный, есть вматчины (магматическая коррозия?)	2	Бесцветный	Очень редки наросты на кристаллах, включения есть			
США, Вайоминг	Гнейсы биотитовые		Длина 0,11-0,16 Ширина 0,05-0,07	Окатанные Идиоморфные	2-3 1,7-1,9	Коричневый Бесцветный	Сильная зональность, много включений (горит, уранинит, рутил и др.) Зональность нет, плеохроизм слабый, включений очень мало	31,40 2750	Есть радиоактивные ореолы	(89, (98)

(рис. 3 - I, II, III). По гранулометрии зерен циркона устанавливается даже характер первичной породы. На примере кольских гнейсов показано (3), что закономерные изменения размера зерен циркона в ритмично-слоистых разностях гнейсов, приуроченность минимальных размеров к меланократовым прослоям и максимальных - к лейкократовым, соответственное изменение размерности в одном прослое при изменении его в другом, сопутствующем прослое, свидетельствуют об осадочном происхождении пород, о разном гранулометрическом составе их первичных пород: начало глиноземистым гнейсам дали псаммит-пелитовые осадки, а биотитовым-пелито-псаммиты.

На магматическую природу гнейсов и чарнокитов указывает наличие в них кристаллов циркона идиоморфного, ограненного, прозрачного, со значительным удлинением - до 8 (108, 120, 121).

Наличие в породах разных генераций циркона свидетельствует о сложных условиях их формирования (5, 98, 119). Шаровидный циркон не всегда является первично-осадочным. Если он абсолютно прозрачен, с алмазовидным блеском, без ядер, следов регенерации, со следами граней, то он считается принадлежащим первично-магматическим породам, подвергшимся метаморфизму (17).

Для циркона процесса метасоматической гранитизации характерны колебание свойств, тонкозональное строение (53), для циркона анатектического происхождения - относительный идиоморфизм, низкая окатанность, сложный габитус, значительное удлинение (68, 76, 105).

#### Эволюция циркона при метаморфизме

На разных этапах метаморфизма отмечаются как количественные, так и качественные изменения циркона.

В районе реки Мамы в конгломератах бодайбинской серии заведомо осадочного происхождения в одной и той же пачке пород, последовательно измененной в различных зонах регионального метаморфизма, от низкотемпературной части зеленосланцевой фации до амфиболитовой, изучен циркон (63). В породах выделены метаморфические зоны: I - филлитов, II - порфиروبластических филлитов, III - узловатых сланцев и мигматитов, IV - фельдшпатизированных пород и мигматитов. Одинаковое распределение максимальных кривых на всех приведенных графиках сви-



детельствует об идентичности окатанного циркона во всех выбранных точках (рис. 4). При нарастании степени метаморфизма циркон приобретает все более светлую окраску. Вплоть до зоны амфиболитовой фации поверхность циркона сохраняется без изменений. Циркон I-III зон имеет

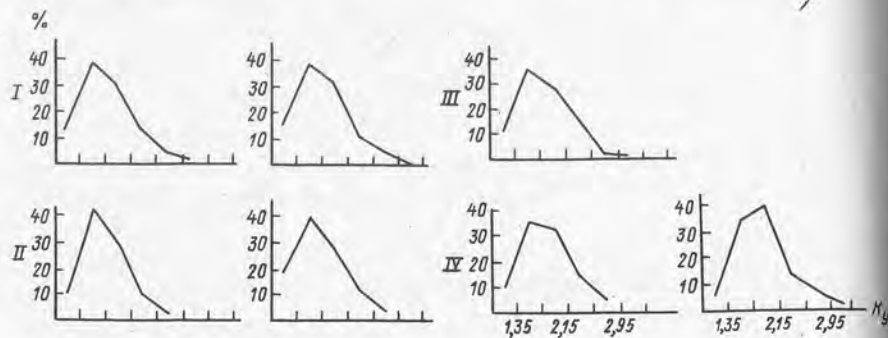


Рис. 4. Графики частот встречаемости коэффициентов удлинения циркона из цемента конгломератов (слева) и кварцитовых галек (справа) различных зон метаморфизма (I, II, III, IV) района р. Мамы

характер зерен, претерпевших длительную транспортировку. Циркон IV зоны имеет глянцевую с небольшими неровностями поверхность и большее удлинение — 1,85 против 1,7–1,75 в I-III зонах. Таким образом, циркон сохраняется без изменений вплоть до амфиболитовой фации. Изменения его наблюдаются только в зоне мигматизации и фельдшпатизации.

Посветление окраски циркона по мере повышения степени метаморфизма пород следует учитывать при палеогеографических реконструкциях и идентификации циркона различных разрезов и с цирконом предполагаемой области сноса.

Преобладание реликтового циркона в породах зеленосланцевой фации и уменьшение его в сторону гранулитовой фации, появление при контактовом метаморфизме новообразованного циркона подтверждаются и на примере пород Украинского щита (64) и Казахстана (29).

При метасоматозе циркон также изменяется. Так, в приконтактных метасоматитах, генетически связанных с

нефелиновыми сиенитами (24), циркон развит в интенсивно измененных участках породы. Кристаллы разной степени идиоморфизма, но всегда содержат включения первичных минералов. В первичном роговике циркон отсутствовал. В процессе метасоматоза сначала в кварц-микроклинной массе циркон иногда появляется в виде тончайших пойкилобластов, развивающихся между зернами породообразующих минералов. В альбите циркон дипирамидальный и содержит мелкие включения альбита. Рост этих кристаллов идет метасоматическим путем при переносе растворами циркония. Циркон из метасоматитов замутнен пылевидными включениями, светло-коричневый, содержит примесь Hf.

Циркон из кварцитов разных метасоматических зон Урала (7) различен. Содержание циркона колеблется в широких пределах: от 50 г/т в неизмененных кварцитах до 2000–3000 г/т в слюдястых метасоматитах. В направлении к хрусталеносной жиле содержание циркона повышается, размеры и удлинение его кристаллов несколько увеличиваются, окраска меняется от бурой до бесцветной, степень окатанности уменьшается и возрастает содержание регенерированных и новообразованных кристаллов. Циркон из пористых кварцитов внешней зоны изменения характеризуется развитием граней (110) и (111), а циркон из слюдястых метасоматитов — (311) и (100), реже (311) и (110). Изменение морфологии кристаллов циркона объясняется возрастанием щелочности метасоматизирующего раствора в направлении к жиле.

Основные области применения циркона (цирконового метода) при изучении метаморфических пород следующие (44, 57, 58): 1) циркон как индикатор гранитогнейсовых формаций, 2) использование окатанного циркона в гранитах и гнейсах при выявлении условий их образования, 3) цирконовый метод применительно к решению некоторых проблем петрогенезиса и тектоники, 4) использование циркона при структурном и фациальном анализе метаморфических пород, 5) корреляция метаморфических свит по циркону, 6) использование коэффициента окатанности циркона при палеогеографическом анализе докембрийских метаморфических провинций.

## Гранат

Гранат очень широко распространен в метаморфических породах. Особенности граната состоят в том, что содержания его колеблется в очень больших пределах, и с этих позиций он может считаться в одних породах аксессуарным, в других — породообразующим минералом, в связи с чем гранат требует особого глубокого рассмотрения с привлечением данных по парагенезисам с другими породообразующими минералами. Поэтому мы ограничимся лишь перечислением задач, решаемых с помощью особенностей свойств граната.

Гранат является функцией как исходного состава вмещающей породы, так и термодинамических условий его образования. Переменный состав граната отражает все изменения в химической среде минералообразования, имеющие место в процессе сложного формирования пород или их изменений (1, 26, 36, 101, 102). Особенности химизма граната являются также индикатором: 1) условий образования пород (39, 59, 107, 115, 117, 118), 2) первичной природы метаморфических пород (9, 41, 113), 3) степени метаморфизма пород (11, 19, 27, 37, 54, 71, 104).

Значительную роль в решении перечисленных задач кроме химизма играют и другие свойства граната: зональность (72, 74, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 85, 96), морфологические особенности (49, 83), распределение включений в кристаллах (88), размер кристаллической решетки (75), оптические и физические свойства (показатель преломления, размер, цвет, количество, взаимоотношения с другими минералами и др.) (13, 25, 28, 35, 40, 67, 73, 86, 110).

### Другие аксессуарные минералы

**Апатит.** Апатит встречается практически во всех метаморфических породах, но в меньшем количестве, чем циркон или гранат.

Апатит характеризуется своеобразным типоморфизмом свойств, свидетельствующих о сложных условиях формирования пород. Наличие в породах (гнейсы Белорусского массива) апатита двух генераций мелкого бесцветного и крупного бурого (табл. 2), свидетельствует о разном их

1221

Таблица 2  
Характеристика апатита из пород Белорусского массива (48)

Параметры	форма	Размер, мм	Цвет	Прозрачность	Показатель преломления	Состав	Элементы примеси	Взаимоотношения с другими минералами
Породы	Неправильные и таблитчатые зерна, реже шестигранные призматические, главным образом зомсгранами (1010)	До 1,0	Буровато-серый в шлифах, розоватый и желтовато-бурый в пробах-протолочках	Непрозрачный	No = 1,6375 Ne = 1,634 ± 0,002	Фтороалюмофосфат (по дебаеграмме)	Ni, V, Cu, Zr, Sc, Ba, Sr, TR	Ассоциирует с монацитом и ортитом, образует цепочки-видные скопления
	Неправильные и таблитчатые зерна	0,06-0,25	Бесцветный	Прозрачный			V, Zr, Cu, Pb, Sc, Sr, Ba, TR, Be	Замещает биотит, магнетит, полевой шпат
	Овальные, игольчатые и призматические зерна	Менее 0,2	Бесцветный					Образует включения в роговой обманке и шпатолизите
	Неправильные зерна	0,2-0,3	Бесцветный					Замещает роговую обманку и пироксен

17-1

генезисе: сингенетичном гнейсу для первого и позднем гидротермальном для второго (48).

Химизм апатита привлекается для решения генетических вопросов, связанных с источником образования пород. Так, по повышенному содержанию карбонат-иона в апатите из гнейсов Ильменогорского комплекса (30) по сравнению с интрузивными породами (в апатите из гнейсов других районов карбонат-иона нет) выдвинуто предположение о существовании глубинного источника углекислоты (карбонатных пород?), активизация которого имела место в период формирования щелочного массива.

По апатиту оценивается и степень метасоматического преобразования пород, так как при этом наблюдается эволюция его химического состава (46). В катионной части апатита отмечается уменьшение количества Mn и Fe при некотором возрастании содержания Na и особенно Sr, для анионной части — снижение содержания Cl, Si и увеличение F и S. Содержание F постоянно увеличивается от ранних метасоматических фаций к фациям, наиболее приближенным к рудоотложению. Содержание же Cl в апатите снижается уже в апатите ранней метасоматической фации.

Магнетит. Магнетит используется для расшифровки температурных условий различных процессов метаморфизма и гранитизации (55, 90, 95, 106). Метод сравнения характеристик магнитной стабильности (сопоставление естественной остаточной намагниченности с искусственной и идеальной) применен для изучения магнетитсодержащих пород (табл. 3), вскрытых скважинами на Мангушском месторождении в Приазовье (14). Установлены три температурных интервала кристаллизации магнетита. Наиболее низкие температуры с верхним пределом  $450^{\circ}$  укладываются в температурные границы амфиболитовой фации ( $300^{\circ} < T < 450^{\circ}$ ). Температура кристаллизации средне- и высокотемпературных магнетитов свидетельствует об их образовании в условиях гранулитовой фации ( $T > 580^{\circ}$ ). Для гранитизации (чарнокитизации) в условиях этой фации установлено лишь, что его нижняя граница превышает  $580^{\circ}$ .

О метаморфогенном образовании мигматитов Среднего Урала (2) свидетельствует средний состав типоморфного магнетита (табл. 4), близкого к составу маг-

Таблица 3  
Магнитные параметры пород Приазовья (14)

Порода	ферромагнитные компоненты		$I_{ncp} \cdot 10^{-3}$ CGSM	$\chi \cdot 10^{-3}$ CGSM	$Q = \frac{I_n}{\chi H}$	Температура образования магнетита $^{\circ}C$
	состав	количество, %				
Тонкополосчатые пироксен-магнетитовые кварциты	Магнетит	45	39	133	0,8	450-580
Массивные амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты	Магнетит	55	43	163	0,6	~450
Пироксен-магнетитовые руды	Магнетит со структурой распанда ильменита и шпинели	80	75	226	0,9	>580
Гранитизированные железистые кварциты среди чарнокитов	То же	20	277	72	5,6	>580
Гранитизированные железистые кварциты среди биотит-амфиболовых мигматитов	Магнетит, ильменит с выделениями титанитогематита	8	4	27	0,4	300-450

Примечание:  $H$  — величина магнитного поля Земли, равная 0,43 э.

1221

1221

Таблица 4

Некоторые свойства и химический состав магнетита из пород Среднего Урала (2)

Породы / Параметры	Амфиболиты плагиоклазовые гранитизированные (1 анализ)	Мигматиты пластовые (4 анализа)	Плагиомигматиты гнейсовидно-тепловые микроклинизированные (7 анализов)
SiO <sub>2</sub>	0,14	0,06-0,20	Сл. -0,18
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,90-1,50	0,60-1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,35-0,75	0,35-0,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,11	67,75-70,24	67,89-70,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	Сл.-0,01
FeO	28,47	27,92-29,85	26,94-29,10
MnO	0,09	0,09-0,22	0,20-0,36
CoO	Сл.	Сл.-0,001	Сл.
ZnO	0,05	0,04-0,11	0,04-0,27
MgO	0,05	0,05-0,30	0,13-0,33
CaO	0,22	0,17-0,65	0,22-0,65
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	Сл.-0,03	Сл.-0,02
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0001	0,0001	0,0001
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,001	0,001	0,001
п.п.п.	Сл.	Сл.-0,36	Сл.-0,27
Сумма	100,391	100, 101-100, 751	99,876-100,661
Размер кристаллов, мм	0,5-2,0	0,5-1,0	0,1-2,5
Параметр элементарной ячейки, Å	8,395	8,395	8,395

нетита, образовавшегося в условиях, переходных от эпидот-амфиболитовой к зеленосланцевой фации метаморфизма с  $T = 650 - 550^{\circ}$  и к магнетиту из гранитизированных амфиболитов.

При анализе метасоматических процессов магнетит важен как минерал, характеризующийся широким проявлением изоморфных замещений в решетке, а также способностью реагировать на изменение окислительно-восстановительного потенциала в процессе минералообразования. В процессе метасоматического преобразования гранитоидов магнетит становится неустойчивым и в зависимости от конкретной физико-химической обстановки растворяется или преобразуется в мартит. В целом общее содержание магнетита от неизменных (исходных) пород к метасоматитам резко сокращается (45). На этом фоне фиксируются метасоматические образования с повышенным количеством магнетита за счет второй его генерации - титаномагнетита, обычно сопровождаемого ильменитом (табл. 5).

При изучении метаморфических пород стали детально изучаться и титансодержащие минералы (47, 114).

Таблица 5

Содержание (г/т) и химический состав (вес. %) магнетита из пород Талицкого массива Горного Алтая (45)

Породы / Параметры	Гранит	Гранит мускови-тизированный "двухсплюдяной"	Гранит мускови-тизированный "мусковитовый"	Гранит альбитизированный	Грей-зен кварц-мусковитовый
Количество	86	80	14,8	63,4 (с титаномагнетитом)	16,2
Химический состав					
TiO <sub>2</sub>	4,18	2,76	0,49	5,39	8,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,95	67,63	76,63	69,36	66,36
FeO	24,51	25,22	18,61	21,41	19,89
MnO	0,55	0,60	0,36	0,49	1,29
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,57	0,25	0,10	0,26	0,34

**Рутил.** Так, для установления первичной природы эклогитов, известных в метаморфических комплексах и встречаемых в ксенолитах в кимберлитовых трубках, наряду с изучением распределения компонентов между сосуществующими породообразующими минералами изучается рутил (52). Предлагается использовать примеси железа как индикатор образования рутила, учитывая возможное присутствие ильменита в виде структуры распада в рутиле. Предполагается зависимость растворимости  $Al_2O_3$  в рутиле от температуры. Установлено, что рутил является основным концентратором  $Cr_2O_3$  в эклогитовом парагенезисе. Наличие или отсутствие этой примеси должно иметь важное значение для суждения о первичной природе пород.

В рутиле эклогитов установлены элементы-примеси: Nb, Zr, Fe, Cr (93). Для эклогитов же характерны высокодвупреломляющие игольчатые кристаллы рутила с косым угасанием  $30^\circ$  и с удлинением по (101) (87).

**Ильменит.** На примере ильменита из амфиболитов Бразилии (70), где он составляет 90% рудных минералов, установлено, что с повышением степени метаморфизма отмечается увеличение размера зерен ильменита и повышение относительного содержания железа (табл. 6).

Таблица 6

Средний химический состав ильменита из амфиболитов разных зон метаморфизма Бразилии (70)

Зоны метаморфизма	Зона А	Зона Б
Окислы		
TiO <sub>2</sub>	51,20	51,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,91	9,45
FeO	37,60	37,60
MnO	1,64	1,56
MgO	0,48	0,28
Сумма	99,00	100,15
Fe <sub>общ</sub> /Ti	1,13	1,17

**Ильменорутил.** Ильменорутил считается характерным аксессуарным минералом грейзенов (в частности, топазово-биотитово-кварцевых с флюоритом в Тянь-Шане): он отсутствует в неизмененных гранитах и появляется в альбитизированных слабо грейзенизированных гранитах внешней фации грейзеновых тел и в кварцевых жилах (60).

#### Роль комплекса аксессуарных минералов при изучении метаморфических пород

Значительную роль при изучении метаморфических пород играет весь комплекс аксессуарных минералов (набор, количественное распределение, особенности морфологии, состава и свойств минералов и т.д.).

Аксессуарные минералы как критерий генезиса первичной природы метаморфических пород

Некоторые первично-обломочные аксессуарные минералы (циркон, монацит, рутил, ксенотим и др.) достаточно устойчивы в процессе метаморфизма и могут быть использованы в качестве критерия для определения первичной природы метаморфических пород (38, 51, 65, 97). Обломочные аксессуарные минералы могут сохранять свои первоначальные размеры, форму, приобретенные в процессе транспортировки до захоронения в осадке, по крайней мере до амфиболитовой фации, а при определенных условиях — вплоть до гранулитовой. От вновь образованных в процессе метаморфизма одноименных минералов они отличаются по размеру, форме, окраске. Циркон, монацит устойчивы при метасоматическом процессе в условиях нейтральных или кислых сред, однако начинают растворяться в условиях слабой щелочности растворов.

На примере пород гранулитового комплекса Кольского полуострова (15) установлены признаки первично-осадочной природы метаморфических пород: 1) наличие окатанных и обломочных форм минералов (циркон, монацит и др.), 2) регенерированных зерен, в которых хорошо различимы регенерированные ядра (циркон, гранат), 3) метаморфогенных псевдоморфоз по окатанным и аутигенным зернам (ильменит и рутил по лейкоксену).

Пара- и ортоамфиболиты Кольского полуострова (32) содержат более 40 аксессуарных минералов. Различные

генетические типы амфиболитов существенно отличаются друг от друга специфическим и постоянным характером распределения, видовым составом и количественным содержанием акцессорных минералов (табл. 7).

Таблица 7

Средние содержания (вес. %) некоторых акцессорных минералов в различных генетических типах амфиболитов северо-запада Кольского полуострова (32)

Породы	Тундровая серия	
	каскамская свита	тальинская свита
Минералы	ортоамфиболиты	параамфиболиты
Циркон	$1 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$ – $7 \cdot 10^{-5}$
Магнетит	$2 \cdot 10^{-3}$ – $1 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-2}$
Пирит	$2 \cdot 10^{-2}$ –0,18	$3,2 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$
Ильменит	$3 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$ –0,11
Сфен	$1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$ –0,26
Гранат	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$ –0,71
Апатит	$1 \cdot 10^{-2}$ – $2 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$ –0,24

По степени окатанности акцессорных минералов (циркона, рутила, апатита) устанавливается первично-осадочная природа чарнокитов на примере разных районов (21). По размерам зерен циркона (0,07–0,17 мм), рутила (0,08 – 0,12 мм), апатита (0,07 – 0,20 мм) судят о принадлежности их к алевритовой или глинисто-алевритовой фракции.

Наличие нескольких генераций распространенных акцессорных минералов (пирит, магнетит, апатит, циркон) в гнейсах и мигматитах свидетельствует о сложном сочетании процессов, сопровождавших формирование пород (66).

В кварцитах Алданского щита (34) наличие разнообразных окатанных акцессорных минералов с коэффициентом

удлинения 1 – 2 и окатанности 20 – 90%, несходимость частот удлинения идиоморфных и округлых зерен циркона свидетельствуют о кластогенной природе кварцитов. По особенностям акцессорных минералов предполагается, что породы областей сноса представляли собой граниты, области питания были обширны. Широкие вариации в содержании и составе акцессорных минералов в целом и отдельных их видов (от 59 до 786 г/т) свидетельствуют об изменении литологической обстановки накопления акцессорных минералов.

#### Использование акцессорных минералов для расчленения и корреляции разрезов метаморфических толщ

Количественное содержание и химический состав акцессорных минералов, присутствующих в слоях метаморфических пород, служат маркирующим признаком и могут использоваться для корреляции разрезов древних толщ.

Так, гранулиты Кольского полуострова (15) в зависимости от стратиграфического положения различаются по содержанию циркона, монацита, апатита, а пироксеновые кристаллические сланцы – по содержанию граната, скаполита, циркона.

Некоторые горные породы Кольского полуострова (22), не имеющие заметных различий по количественному отношению и составу породообразующих минералов, четко различаются по акцессорным минералам (рис. 5). Например, глыбовые мигматиты, распространенные в зоне разлома, отличаются от сходных с ними по другим признакам биотитовых мигматитов, по наличию циркона цирконового типа, крупного и в большом количестве. Внутри плагиогнейсов выделяются две разновидности – с монацитом и без него. В первых на порядок меньше апатита бесцветного, граната, пирротина, рутила, нет сфена, больше на порядок апатита голубого. Почти каждая последовательная парагенетическая группа пород обладает специфическими отличиями: для биотитово-роговосбманковых плагиомигматитов характерен медово-желтый сфен, для биотитовых плагиомикроклиновых мигматитов – ортит, для кварцевых метасоматитов-пирротин в большом количестве. Наряду с ясной изменчивостью акцессорных

Породы		1	2	3	4	5	6	7
Минералы *								
Циркон	поо					б	.....	
	о	а		б				
Апатит	по				а			
	о						б	
Пиррит	пооо							
	о							
Гранат	пооо							
	о							
Магнетит	поооо							
	о							
Пирротин	поооо							
	о							
Сфен	поо	б	.....	а			б	
	о							
Рутил	о,п							
	о							
Монацит	по							
	о							

Рис. 5. Распределение некоторых аксессуарных минералов в метаморфических породах кольской свиты (22) (графа со звездочкой показывает содержание минерала в г/т): циркон (а – гиацинтовый, розовый, мелкий, б – гиацинтовый, серый, крупный, в – циркононовый, крупный); апатит (а – бесцветный, б – цветной); сфен (а – медово-желтый, б – коричневый, в – бесцветный или светло-желтый); породы: 1 – биотитовые плагиогнейсы, 2 – амфиболиты, 3 – биотитово-роговообманковые плагиомигматиты, 4 – биотитовые плагиомигматиты, 5 – биотитовые плагио-микроклиновые мигматиты, 6 – глыбовые амфиболово-биотитовые плагио-микроклиновые мигматиты, 7 – кварцевые метасоматиты

минералов в последовательных парагенетических группах пород наблюдается устойчивость некоторых из них в рядах этих пород. Так, для ряда плагиогнейсов это монацит, хотя к концу ряда (мигматиты) наблюдается увеличение его содержания на 1 – 2 порядка и размеров кристаллов, для ряда амфиболитов это сфен, также с некоторыми вариациями содержания и облика (при мигматизации, кроме сохранившегося на промежуточных стадиях светло-желтого сфена, появляется сфен медово-желтый и коричневый).

При геокартировании метаморфических комплексов флогопитоносных районов Алдана (31) аксессуарные минералы использовались как дополнительный критерий при выделении литологических групп (от кристаллических сланцев разного состава до гнейсов) и семейств пород по степени мигматизации (от кристаллических сланцев до метасоматитов). Установлено увеличение количества циркона с развитием мигматизации, апатита в амфиболовых разностях пород, сфена в диопсидовых плагиогнейсах, магнетита в дупироксеновых сланцах.

По содержанию и составу аксессуарных минералов, их типоморфным особенностям, гранулометрии толща кварцитов разделена (Индия, Мадхра-Прадеш) на три горизонта, произведена корреляция разрезов по латерали (69).

В процессе метасоматического преобразования пород происходит заметная эволюция аксессуарных минералов (4, 12). Валовое количество аксессуарных минералов при альбитизации и калишпатизации увеличивается или остается постоянным, при серицитизации – адуляризации и аргиллизации незначительно уменьшается, при гидрослюдизации и галоидной аргиллизации снижается более чем в 10 раз (23).

Использование аксессуарных минералов для поисковых и металлогенических целей

Данные по аксессуарным минералам в последнее время привлекаются для поисковых и металлогенических целей.

Повышенные содержания аксессуарных минералов, характерные для окологнездовых метасоматитов, рассматриваются как один из поисковых критериев хрусталоносных жил, а вариации габитуса аксессуарных минералов исполь-

зуются для отнесения жил к той или иной стадии этапа хрусталеобразования (6). В неизмененных кварцитах акцессорные минералы представлены гематитом, рутилом, цирконом окатанным, гранатом, турмалином. В сыпучих кварцитах уменьшилось содержание рутила, циркона и появились новообразованные минералы монацит и ксенотим и ограненный бесцветный циркон. В кавернозных кварцитах содержание акцессорных минералов выше, за исключением гематита (меньше в 6 раз), наблюдается преобладание ксенотима над монацитом. В слюдястых метасоматитах возросло содержание всех акцессорных минералов: гематита в 100 раз, циркона и рутила в 10 раз. Более ярко выражен удлинённый облик кристаллов. С увеличением щелочности минералообразующих растворов в процессе формирования хрусталоносных гнезд закономерно меняются состав околосредовых метасоматитов и типоморфные особенности содержащихся в них акцессорных минералов.

С использованием данных анализа акцессорных минералов в комплексе с изучением шлифов и химизма пород возможно выделение перспективных образований районов в отношении рудной минерализации. Так в Среднем Приднепровье (18) выделены перспективные геологические образования района среди кристаллических пород: высокоглиноземистые гнейсы с борной минерализацией и гранитоидно-гнейсовая серия с цирконом и монацитом и возможной редкоземельной минерализацией.

Набор акцессорных минералов, закономерности их распределения, изменчивость содержаний, типоморфные особенности отдельных минералов (характер распределения, особенности морфологии и их свойства) наряду с другими геологическими критериями и в комплексе с ними при хорошей геологической основе можно успешно использовать при геологической картировании и поисково-съёмочных работах для установления первичной природы метаморфических пород, расчленения и корреляции их в сложных метаморфических комплексах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балабонин Н.Л., Барабанов А.В. К вопросу о зависимости состава гранатов железистых кварцитов от условий их образования. "Пробл. изуч. и освоения природ. ресурсов Севера". Апатиты, 1973, 55-63 [РЖГео, 1973 11В383]
2. Белковский А.И., Фоминых В.Г., Локтина И.Н. Типоморфный магнетит метаморфогенных мигматитов. "Докл. АН СССР", 1972, 204, № 4, 931-934, [РЖГео, 1972, 10В388]
3. Беллер Г.А. К проблеме восстановления первичной природы глубоко метаморфизованных пород. В сб. "Рудоносность осадочн. пород", М., "Наука", 196-199 [РЖГео, 1973, 11В493]
4. Берзина А.П., Сотников В.И., Голубова Г.А., Ковалева Л.Т. Акцессорные минералы метасоматически изменённых пород некоторых молибденовых месторождений. В сб. "Акцессорн. минералы в решении вопр. металлогении и происхождения магматич. комплексов". М., 1968 (1969), 117-127 [РЖГео, 1970, 10В373]
5. Богатырева Н.А., Вайтекунас А.К. Генетические типы акцессорных цирконов в породах докембрия. "Докл. АН СССР", 1972, 202, № 4, 923-925 [РЖГео, 1972, 7В320]
6. Буканов В.В., Буканова В.А., Василевский Н.Д. Типоморфизм акцессорных минералов в метасоматитах около хрусталоносных гнезд. В сб. "О важнейш. результатах Н.-и. ин-та геологии. Ежегодник. 1971". Сыктывкар, 1972, 152-157 [РЖГео, 1973, 5В348]
7. Буканова В.А., Никитенко И.П. Кристаллографические особенности акцессорного циркона из околосредовых метасоматитов в кварцитах Приполярного Урала. " [Тр.] Ин-та геол. Коми фил. АН СССР" 1971, вып. 15, 94-99 [РЖГео, 1972, 4В381]
8. Булкин Ю.С. Акцессорный циркон в докембрийских породах участка Шнипки. В сб. "Вопр. петрол. и рудоносн. кристалл. фундамента БССР и смежн. р-ов". Минск, 1971, 60-64 [РЖГео, 1972, 4В382]
9. Вайтекунас А.К., Васильев В.А. Гранаты из пород докембрия Литвы и северо-западной Белоруссии. "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.", 1972, 47, № 2, 115-123 [РЖГео, 1972, 8В333]



10. Васильева В.И., Хильтова В.Я., Савельев А.А., Саминина И.А. Современные методы выявления первичной природы метаморфических пород. "Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та", 1973, 221, 57-66, [РЖГео, 1974, 6В375]
11. Вербицкий В.М., Вербицька Е.І. Гранати із порід північнокриворізького комплексу гнейсів. "Доповіди АН УРСР", 1970, Б, № 10, 877-880 [РЖГео, 1971, 1В388]
12. Вигорова В.Г., Покровский П. В. Поведение породообразующих и акцессорных минералов в процессе гранитизации и грейзенизации (на примере Тынаготского массива на Приполярном Урале). "Ежегодн. Ин-т геол. и геохимии Уральск, фил. АН СССР, 1970" Свердловск, 1971. 37-40 [РЖГео. 1971, 7В309]
13. Виноградова Г.В., Виноградов А.Н., Латышева Л.Г., Петринко Г.В., Романова Т.С. Гранаты из чарнокитов и гранитов умбинского комплекса и вмещающих их пород. В сб. "Материалы по минералогии Кольск. полуострова". № 9. Л., "Наука", 1972, 115-120 [РЖГео, 1973, 5В245]
14. Глевасский Е.Б., Савенко Б.Я. О температурах образования магнетитов метаморфических пород Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье). "Минералог. сб. Львов. ун-та", 1970, № 24, вып. 3 315-321 [РЖГео, 1971, 7В316]
15. Горощенко Г.Л. Обломочные акцессории в метаморфических породах как показатель их генезиса. В сб. "Литология и осадочн. геол. докембрия". М., 1973. 144-145 [РЖГео, 1973, 9В372]
16. Гурвич Е.М. Некоторые особенности акцессориев пород нижней курской свиты ряда месторождений КМА. В сб. "Полезн. ископаемые в осадочн. толщах", М., "Наука", 1973, 16-37 [РЖГео, 1973, 12В305]
17. Дамаскина Г.Д. Морфологические типы цирконов в гранитоидах гранулитовой фации Алданского щита. В сб. "Петрол. гранулит. фации Алданск. щита". М., "Наука", 1973, 163-171 [РЖГео, 1973, 8В347]
18. Жеру М.И., Борисенко А.И. Акцессорные минералы кристаллических пород Молдавского Приднестровья. В сб. "Минералогия докембрия Молд ССР". Кишинев, 1970, 22-50 [РЖГео, 1971, 5В416]
19. Жданов В.В., Малкова Т.П., Зависимость состава граната от степени метаморфизма и состава вмещающих пород. "Зап. Всес. минеролог. о-ва", 1971, 100, вып. 5, 529-544 [РЖГео 1972, 3В284]
20. Забияка И.Д., Махлаев Л.В. Об эволюции акцессорного циркона при прогрессивном ультраметаморфизме на примере докембрийских гранитоидов Таймыра. "Докл. АН СССР", 1970, 191, № 2, 436-439, [РЖГео, 1970, 7В329]
21. Закруткин В.В., Агарков Ю.В., Дудаков В.К. Цирконы, рутилы и апатиты из основных пород чарнокитовых серий. В сб. "Минералогический петрограф. и геохим. исслед. на Сев. Кавказе и в Донбассе". Ростов, Ростов. ун-т, 1972, 23-24 [РЖГео, 1973, 4В318]
22. Зубатарева Л.И. Акцессорные минералы в кристаллических сланцах и мигматитах кольской свиты. "Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка", 1974, № 5, 54-61 [РЖГео, 1974, 8В293]
23. Казыцын Ю.В. Акцессорные минералы околорудных метасоматитов. В сб. "Акцессорн. минералы в решении вопр. металлогении и происхождения магматич. комплексов". М., 1968 (1969), 102-116 [РЖГео, 1970, 10В372]
24. Капустин Ю.Л. О зависимости морфологии и состава акцессорного циркона от времени его образования. "Минералог. сб. Львов. ун-та", 1972, № 26, вып. 4, 368-377 [РЖГео, 1973, 8В346]
25. Карпенко В.С., Назаренко Н.Г., Шиланова О.В. Гранаты в протерозойских породах Северного Криворожья. "Минералог. сб. Львов. ун-та", 1971, № 25, вып. 4, 345-351 [РЖГео, 1972, 8В245]
26. Кепежинская К.Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метapelитов. "Докл. АН СССР", 1972, 203, № 1 196-199 [РЖГео, 1972, 8В332]
27. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. О физико-химических условиях образования и разложения граната в основных метаморфических породах. "Докл. АН СССР", 1971, 196, № 4, 930-933, [РЖГео, 1971, 7В313]
28. Коллегов Л.Н. О гранатах скарново-рудных зон Березовского магнетитового месторождения (Восточный

- Саян). В сб. "Вопр. геол. Сибири". Томск, 1971, 113-115 [РЖГеол, 1972, 4В385]
29. Краснобаев А.А., Гвоздик Н. И. Реликтовые цирконы первично-обломочных метаморфических пород Центрального Казахстана. В сб. "Литология и осадочн. геол. докембрия". М., 1973, 148-149 [РЖГеол, 1973, 9В376]
  30. Краснобаев А.А., Холоднов В.В., Ивонина Т.Ю. Об особенностях состава акцессорных апатитов ильменогорского комплекса, выявленных ИК-спектроскопией. В сб. "Ежегодник. 1972. Ин-т геол. и геохимии Уральск. науч. центра АН СССР". Свердловск, 1973, 78-80 [РЖГеол, 1973, 9В378]
  31. Крейтер Д.С. Минеральное опробование при детальной геологической съемке метаморфических комплексов (на примере флогопитоносных районов Алдана). "Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка", 1974, № 4, 48-56 [РЖГеол, 1974, 9В312]
  32. Кременецкий А.А. Акцессорные минералы амфиболитов различного генезиса и методика их извлечения (северо-запад Кольского полуострова). В сб. "Материалы по минералогии Кольск. полуострова", № 9. Л., "Наука", 1972, 92-99 [РЖГеол, 1973, 5В347]
  33. Кременецкий А.А., Юшко Н.А. Типоморфные признаки акцессорного циркона как критерий генезиса докембрийских амфиболитов (на примере северо-западной части Кольского полуострова). В сб. "Материалы по минералогии Кольск. полуострова", № 10. Л., "Наука", 1974, 78-85 [РЖГеол, 1974, 10В291]
  34. Кулиш Е.А., Пожидаева П. Т. Акцессорные минералы кварцитов бугорыктинских гольцов Алданского щита. В сб. "Вопр. геол. и минеральн. сырья Дальн. Востока". Хабаровск, 1971, 60-64 [РЖГеол, 1972, 8В331]
  35. Кулиш Л.И. Гранаты из марганцевых метаморфических пород Дальнего Востока. В сб. "Вопр. геол. и минеральн. сырья Дальн. Востока". Хабаровск, 1971, 64-68 [РЖГеол, 1972, 8В335]
  36. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Распределение Mn, Fe и Mg в марганецсодержащих парагенезисах гранат-биотит (манганофиллит). В сб. "Вопр. геол. рудн. месторожд. Дальн. Востока". Владивосток, 1971, 170-175, [РЖГеол, 1972, 6В254]
  37. Лазебник К.А. Парагенетические типы гранатов в докембрийских гранитоидах Алданского щита. В сб. "Петрол. гранулит. фации Алданск. щита". М., "Наука", 1973, 131-137 [РЖГеол, 1973, 8В340]
  38. Левковская Н.Ю., Хатунцева А.Я. Акцессорные минералы в породах лептитовой формации крайнего северо-запада Украинского щита. "Минеролог. сб. Львов. ун-та", 1970, № 24, вып. 2, 196-206, [РЖГеол, 1971, 1В385]
  39. Летувникас А.И. Редкий тип альмандин-гроссуляр-спессартинового граната. В сб. "Вопр. геол. Сибири". Томск, 1971, 121-122 [РЖГеол, 1972, 4В383]
  40. Летувникас А.И. Гранаты метаморфических и метасоматических пород Ташелгинского района. "Тр. Томск. ун-та", 1972, 232, 153-157 [РЖГеол, 1973, 6В352]
  41. Львов Б.К., Петрова Н.И. Гранат из гранитоидов и метаморфических пород восточного склона Урала. В сб. "Вопр. магматизма и метаморфизма". Т.4. Л., Ленингр. ун-т, 1972, 70-84 [РЖГеол, 1972, 8В334]
  42. Ляхович В.В., Акцессорные минералы. "Наука", 1967, 447 стр. [РЖГеол, 1967, 11В277]
  43. Матковский О.И., Косарчин Л.В. Типоморфные особенности акцессорного циркона в древнейших породах Украинских Карпат. "Минеролог. сб. Львов. ун-та", 1972, № 26, вып. 2, 185-196 [РЖГеол, 1973, 7В272]
  44. Негруца Т.Ф., Казак А.П. Типоморфные разновидности цирконов в карельских метасадочных породах Северо-Восточной зоны карелид. "Докл. АН СССР", 1970, 193, № 5, 1151-1154 [РЖГеол, 1970, 12В260]
  45. Никитина Е.И., Сотников В.И. Эволюция акцессорного магнетита в метасоматических процессах. В сб. "Материалы по генет. и эксперим. минералогии". Т.6. Новосибирск, "Наука", 1971, 115-122 [РЖГеол, 1971, 8В348]
  46. Никитина Е.И., Сотников В.И., Лаврентьев Ю.Г. Эволюция состава акцессорного апатита при метасоматическом изменении гранитов. "Минеролог. сб. Львов. ун-та", 1972, № 26, вып. 2, 217-220 [РЖГеол, 1973, 7В362]

47. Орлов В.С., Ракчеев А.Д. Рудные акцессорные минералы в метаморфических породах южной части Среднего Урала. (Автореф. докл., прочит. 21/V 1970 г.). "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.", 1970, 45, № 6, 150-151 [РЖГео, 1971, 3В386]
48. Островский В.Е. Типоморфные особенности акцессорного апатита в кристаллических породах Белорусского массива. В сб. "Вопр. петрол. и рудоносн. кристал. фундамента БССР и смежн. р-нов". Минск, 1971, 65-69 [РЖГео, 1972, 4В378]
49. Руденко Г.В. О необычном гроссуляр-альмандиновом составе гранатов из метаморфических пород купуринской серии (Становая область). "Зап. Всес. минералог. о-ва", 1973, 102, № 1, 106-110 [РЖГео, 1973, 7В269]
50. Савельев А.А., Хильтова В.Я. Обломочные цирконы в глубоко метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах докембрия некоторых районов Сибири. В сб. "Пробл. осадоч. геол. докембрия". М., "Недра", 1971, 113-119 [РЖГео, 1972, 2В332]
51. Савельев А.А., Шулешко И.К. Обломочные акцессории в метаморфических породах. "Литол. и полезн. ископаемые", 1971, № 2 62-73 [РЖГео, 1971, 10В308]
52. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Об элементах-примесях рутилов из эклогитов. "Геология и геофизика", 1972, № 11, 108-112 [РЖГео, 1973, 4В211]
53. Филиппович И.З., Богатырева Н.А. Морфогенетические особенности цирконов докембрийский гранитов и гранитогнейсов Южного Улутау. "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.", 1973, 48, № 6, 64-73 [РЖГео, 1974, 5В302]
54. Филипповский В.И., Ситдинов Б.С. Гранаты и гранатовые породы кристаллического фундамента Татари и условия их образования. "Докл. АН СССР". 1973, 209, № 5, 1189-1192 [РЖГео, 1973, 8В338]
55. Фоменко В.Ю., Кучер В.Н., Кузенко С.В. Образование магнетита в условиях низких фаций метаморфизма. "Геол. ж", 1972, 32, № 5, 49-60 [РЖГео, 1973, 2В79]
56. Хильтова В.Я., Савельев А.А. К методике разделения орто- и параамфиболитов. В сб. "Региональн. метаморфизм и метаморфоген. рудообразов. Л., "Наука". 1970, 80-84 [РЖГео, 1970, 8В438]
57. Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. "Геология и геофизика", 1962, № 12, 71-78 [РЖГео, 1963, 8В289]
58. Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. В сб. "Пробл. осадочн. геол. докембрия". Вып. 1, М., "Недра", 1966, 200-215 [РЖГео, 1967, 2В418]
59. Шкодзинский В.С. Соотношение железистости граната в субстрате и жильном материале мигматитов и петрологический смысл пониженной железистости граната в жильном материале. "Докл. АН СССР", 1973, 209, № 5, 1193-1196 [РЖГео, 1973, 8В339]
60. Шувалов В.Б., Гертман П.Л. Ильменорутит из грейзенов Каракыза (верховья бассейна р. Пскем, Западный Тянь-шань). В сб. "Магматизм, вопр. минералогии и геохимии Чаткало-Кураминск. региона. Вып. 7". Ташкент, "Фан", 1971, 104-107 [РЖГео, 1971, 4В220]
61. Шулешко И.К. Цирконы метаморфических пород архейского комплекса Восточного Саяна как показатель их генезиса. В сб. "Пробл. литол. докембрия". Л., "Наука", 1971, 157-162 [РЖГео, 1972, 4В379]
62. Шулешко И.К. Методика морфологического изучения акцессорного циркона метаморфических пород В сб. "Литология и осадочн. геол. докембрия". М., 1973, 147-148 [РЖГео, 1973, 9В373]
63. Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение детритовых цирконов при прогрессивном региональном метаморфизме (на примере метаморфической зональности среднего течения р. Мамы). В сб. "Пробл. литол. докембрия". Л., "Наука", 1971, 149-157 [РЖГео, 1972, 4В380]
64. Щербак Н.П., Виноградов Г.Г., Елисеева Г.Д., Бартницкий Е.Н. О разновозрастных генерациях цирконов из кристаллических сланцев и чарнокитов западной части Украинского щита. В сб. "Геол.-радиол. интерпретация нисходящ. значений возраста". М., "Наука" 1973, 117-122 [РЖГео, 1973, 7В147]

65. Щербак Н.П., Левковская Н.Ю., Половко Н.И. Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украинского щита как критерии их возраста и генезиса. В сб. "Литология и осадочн. геол. докембрия". М., 1973, 150-151 [РЖГео, 1973, 9B374]
66. Яговдик В.В. Акцессорные минералы некоторых пород южной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. / "Изв. Днепропетр. горн. ин-та", 1972, 58, 57-62 [РЖГео, 1973, 6B357]
67. Ackermann D., Karl F., Raase P. Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. "Contribs Mineral. and Petrol.", 1972, 37, № 1, 29-38 [РЖГео, 1972, 5B246]
68. Arps C.E.S. Petrology of a part of the Western Galician Basement between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. "Leidse geol. meded.", 1970, 46, № 1, 57-116 [РЖГео, 1973, 2B488]
69. Babu S.K., Durge M.V. Petro-mineralogical variation of two Vindhyan sections around Sagar (M.P.), India. "J. Geol. Soc. India", 1973, 14, № 1, 79-88 [РЖГео, 1973, 9B501]
70. Barros Gomes Celso de. Nota sobre os minerais opacos dos anfibolitos do Jaraguá, SP. "An. Acad. bras. ciénc.", 1973, 45, № 1, 103-107 [РЖГео, 1974, 3B313]
71. Bhattacharyya C., Choudhury S., Nandi K. Metamorphic status of charnockitic garnet with a note on the garnet from granulitic rocks of the Eastern Ghats, Sri-kakulam District, Andhra Pradesh, India. "Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.", 1970, № 2, 83-92 [РЖГео, 1970, 10B343]
72. Birk Dieter. Chemical zoning in garnets of the Kasha-bowie Group, Shebandowan, Ontario. "Can. Miner.", 1973, 12, № 2, 124-128 [РЖГео, 1974, 2B300]
73. Black Philippa M. Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. I. Garnets from the Ouégoa district. "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1973, 38, № 3, 221-235 [РЖГео, 1973, 6B355]
74. Bryhni I., Griffin W.L. Zoning in eclogite garnets from Nordfjord, West Norway. "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1971, 32, № 2, 112-125 [РЖГео, 1972, 2B334]
75. Dahl Olle. The effect of garnet cell volume on the distribution of Mg and Fe in garnet exchange equilibria. "Lithos", 1972, 5, № 1, 33-56 [РЖГео, 1972, 6B388]
76. Das Brijraj K. Study of zircons from pelitic shists and gneisses of Kumao hills. "Proc. Indian Nat. Sci. Acad.", 1971, A37, № 1, 82-92 [РЖГео, 1971, 2B333]
77. De Pieri Renzo, Galetti Giulio. Analisi alla microsonda di granati zonati in scisti austroalpini delle valli Fosse, Passiria e Ridanna (Alto Adige). "Mem. Ist. geol. e miner. Univ. Padova", 1971-1973 (1973), 29, 1-33 [РЖГео, 1974, 4B333]
78. Edmunds W.M., Atherton M.P. Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad aureole, Donegal, Eire. "Lithos", 1971, 4, № 2, 147-161 [РЖГео, 1971, 9B288]
79. Emiliani F., Venturelli G. Disomogeneita discontinua nella composizione chimica di cristalli di granato almandino. "Ateneo parm. Sez. 2", 1970, 6, № 2, 156-159 [РЖГео, 1971, 5B261]
80. Fediuková Eva. Concerning the chemistry of the garnets in the rocks of the Klet granulite complex. "Acta Univ. carol. Geol.", 1969, № 2, 165-174 [РЖГео, 1972, 1B401]
81. Fediuková Eva. Zonarnost granátů v horninách moldanubika. "Sb. geol. věd.", 1973, G, № 24, 7-72 [РЖГео, 1973, 9B368]
82. Fediuková E., Suk M. Elongate and zoned garnets from rocks of the Gula Schist Group, Faeren-Inndalen area, Trondheim Region. "Norg. geol. unders.", 1973, 15, № 289, 15-29 [РЖГео, 1974, 3B312]
83. Fenoll Hach-Ali P., Martin Vivaldi J.L. Estudio cristalográfico de facies metamórficas de Sierra Nevada. "Bol. geol. y minero", 1970, 81, № 6, 56-61 [РЖГео, 1971, 6B346]
84. Gastil R. Gordon, DeLisle Mark, Morgan, Jr. Some effects of progressive metamorphism on zircons. "Bull. Geol. Soc. America", 1967, 78, № 7, 879-905 [РЖГео, 1969, 8B231]
85. Goossens Pierre J. Le comportement des grenats dans les séries métamorphiques de Zermatt (Suisse). "Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.", 1970, 50, № 2, 291-320 [РЖГео, 1971, 4B351]

86. Graça Pinheiro Salvado Maria da. Contribuição para o conhecimento das granadas portuguesas. I. Granadas do Caraculo (Angola). "Bol. Mus. e Lab. mineral. e geol. Fac. ciênc. Univ. Lisboa", 1969-1970, 11, № 2, 199-209 [PЖГео, 1971, 8B261]
87. Griffin W.L., Jensen B.B., Misra S.N. Anomalous elongated rutile in eclogitefacies pyroxene and garnet. "Norsk geol. tidsskr.", 1971, 51, № 2, 177-185 [PЖГео, 1972, 7B445]
88. Harvey P.K., Ferguson C.C. Spherically arranged inclusions in posttectonic garnet porphyroblasts. "Miner. Mag.", 1973, 39, № 301, 85-88 [PЖГео, 1973, 9B369]
89. Heimlich R.A., Nelson G.C., Malcuit R.J. Mineralogy of Precambrian gneiss from the Bighorn Mountains, Wyoming. "Geol. Mag.", 1972, 109, № 3, 215-230 [PЖГео, 1973, 3B440]
90. Hrouda F., Chlupáčová M., Rejl L. Changes in the magnetite content and magnetite fabric during fenitization, as investigated by petromagnetic methods. "Neues Jahrb. Mineral. Abh.", 1972, 117, № 1, 61-72 [PЖГео, 1972, 12B317]
91. John C. Reed. The study of accessory minerals in igneous and metamorphic rocks. "Amer. Miner.", 1937, 22, № 2
92. Kalsbeek Feiko. Zircon from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). "Norsk geol. tidsskr.", 1964, 44, № 1, 11-17 [PЖГео, 1966, 8B400]
93. Knauer E., Matthes S. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. V. Die Opakminerale und Rutil der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. "Neues. Jahrb. Mineral. Abh.", 1970, 114, № 1, 1-17 [PЖГео, 1971, 5B415]
94. Köppel V., Grünenfelder M.A. study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-zone (Southern Alps). "Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.", 1971, 51, № 2-3, 385-409 [PЖГео, 1972, 7B446]
95. Krishna Rao J.S.R., Ramakrishna Murty T. Opaque minerals in rock types around Waltair, Visakhapatnam district, Andhra Pradesh, India. "Rept 22nd Sess. India, 1964, Int. Geol. Congr. Part 16". New Delhi, 1964, 463-469 [PЖГео, 1973, 1B281]
96. Kurat Gero, Scharbert Heinz G. Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the moldanubian zone, Bohemian massif of lower Austria, Austria. "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1972, 16, № 3, 379-387 [PЖГео, 1972, 4B375]
97. Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J. Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss oillés" perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricaire Méridionale (France). "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1973, 41, № 2, 131-144 [PЖГео, 1973, 12B420]
98. Mahadevan T.M. Zircon of granitised biotitegneiss of part of the Chotanagpur complex, Purulia district, west Bengal. "Geol. Surv. India", 1968, № 9, 181-185 [PЖГео, 1973, 7B382]
99. Malcuit R.J., Heimlich R.A. Zircon from Precambrian gneiss, southern Bighorn Mountains, Wyoming. "Amer. Miner.", 1972, 57, № 7-8, 1190-1209 [PЖГео, 1973, 3B221]
100. Marshall Brian. Zircon behaviour during extreme metamorphism. "Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.", 1969, № 2, 349-351 [PЖГео, 1970, 7B330]
101. Martignole J., Schrijver K. Effect of rock composition on appearance of garnet in anorthosite-charnockite suites. "Can. J. Earth Sci.", 1973, 10, № 7, 1132-1139 [PЖГео, 1973, 12B303]
102. Miyashiro Akiho, Shodo Fumiko. Progressive compositional change of garnet in metapelite. "Lithos", 1973, 6, № 1, 13-20 [PЖГео, 1973, 6B356]
103. Moorhouse W.W. The paragenesis of accessory minerals. "Economic Geology", 1956, № 3, 148-262 [PЖГео, 1957, 4B4435]
104. Müller Georg, Schneider Alfred. Chemistry and genesis of garnet in metamorphic rocks. "Contribs Mineral. and Petrol.", 1971, 31, № 3, 178-200 [PЖГео, 1971, 12B429]
105. Murthy M.V.N. Zircon: criteria for deciphering magmas and migmas. "Rept 22nd Sess. India, 1964, Int. Geol. Congr. Part 16". New Delhi, 1964, 411-423 [PЖГео, 1973, 1B278]
106. Olszyński Wiesław. Tytanomagnetyt i ilmenitohematyt w łupkach lyszczykowo - sylimanitowych z Romanowa koło Strzelina. "Acta geol. pol.", 1972, 22, № 2, 341-350 [PЖГео, 1973, 1B280]

107. Paraskevopoulos G., Marakis Gr., Agiorgitis G. Studies on the mineral spessartite from the manganese deposit district of the Paros Island, Greece. "Chem. Erde", 1972, 31, № 3-4, 295-304 [PЖGeo, 1973, 6B253]
108. Pidgeon R.T., Bowes D.R. Zircon U-Pb ages of granulites from the Central Region of the Lewisian, northwestern Scotland. "Geol. Mag.", 1972, 109, № 3, 247-258 [PЖGeo, 1973, 4B372]
109. Poldervaart Arie. Zircons in rocks. "Geol. Surv. India", 1968, № 9, 1-24 [PЖGeo, 1973, 7B366]
110. Polo Camacho M.D., Rodriguez Gallego M. Estudio mineralogico de granates de Benalua de las Villas (zona subbetica, provincia de Granada). "Cuad. geol. Univ. Granada", 1971, 2, № 3, 151-161 [PЖGeo, 1973, 7B270]
111. Pupin Jean-Pierre, Turco Guy. Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. "C.r. Acad. sci.", 1972, D275, № 7, 799-802 [PЖGeo, 1972, 3B318]
112. Pupin Jean-Pierre, Turco Guy. Une Typologie originale du zircon accessoire. "Bull. Sco. franç. minér. et cristallogr.", 1972, 95, № 3, 348-359 [PЖGeo, 1972, 4B244]
113. Ramanathan S. Lime garnets from Manalur, South Arcot district, Tamil Nadu. "J. Mines, Metals and Fuels", 1972, 20, № 3, 63-66 [PЖGeo, 1972, 10B316]
114. Savu Haralambie. Condițiile de formare a unor minerale de Ti, și Fe în zona cu disten, staurolit și almandin din provincia metamorfică a munților Semenic. "Dări seamă ședinț. Com. stat. geol. RSR", 1967-1968 (1970), 55, 33-47 [PЖGeo, 1971, 2B363]
115. Shighinolfi G.P., Fujimori Shiguemi. Granadas nos granulitos de Salvador, Bahia: discussão sobre relações entre sua variação química e reações metamórficas. "Rev. brasil. geociênc.", 1972, 2, № 3, 141-150 [PЖGeo, 1972, 4B376]
116. Siddiquie H.N., Viswanathan T.V. Zircons of khondalites. "Geol. Surv. India", 1968, № 9, 202-313 [PЖGeo, 1973, 7B381]
117. Suryanarayana Sastry M. Study of the garnets from sakarsanites, Sakarsanahalli, Kolar district, Mysore State. "Curr.Sci.(India)", 1973, 42, № 1, 22-23 [PЖGeo, 1973, 6B354]
118. Velde Bruce, Kiehaast Jean-Robert. Zoneographie du métamorphisme de la zone de Sezia-Lanzo (Alpes piémontaises): étude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. "C.r. Acad. sci.", 1973, D 276, № 12, 1801-1804 [PЖGeo, 1973, 8B341]
119. Venugopal D.V. Zircon studies on rocks from a Precambrian area west of Fyresvath, Telemark. The Precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway. "Norg. geol. unders", 1972, № 277, 53-59 [PЖGeo, 1972, 2B325]
120. Viswanathan T.V. Zircons in Peninsular gneiss, Bangalore, Mysore state. "Geol. Surv. India", 1968, № 9, 154-157 [PЖGeo, 1973, 7B383]
121. Viswanathan T.V. Zircon studies of charnockites and associated rocks from Phulbani district, Orissa. "Geol. Surv. India", 1968, № 9, 186-201 [PЖGeo, 1973, 7B384]
122. Vitanage P.W. Studies of zircon types in Ceylon Precambrian complex. "J. Geol.", 1957, 65, № 2, 117-128 [PЖGeo, 1958, № 2, 2587]

УДК 550.42:546.882/.883:552.321.1

Е.С. Кабанова

## ГЕОХИМИЯ НИОБИЯ И ТАНТАЛА В ГРАНИТОИДАХ СССР

### Введение

Одной из важнейших проблем геохимии является выяснение особенностей распределения Nb и Ta в минералах и породах гранитоидов.

Определение средних содержаний Nb и Ta в породообразующих и аксессуарных минералах позволяет оценить коэффициенты концентрации (отношение изученного элемента в минерале к отношению его в породе) этих элементов в соответствующем минерале, зная которые впоследствии можно установить для изученного элемента минералы-носители и минералы - концентраты. Особенности распределения Nb и Ta в минералах (в случае достаточно большого количества фактических данных) можно использовать в качестве геохимических критериев при решении проблем петрогенезиса или рудообразования, при определении рудоносности гранитов и др.

В данной работе обобщен материал по геохимии Nb и Ta в породах, породообразующих и аксессуарных минералах гранитоидов различных регионов СССР в основном за последние 8 лет. Для сравнительной характеристики поведения этих элементов приводятся некоторые данные по содержанию Nb и Ta в гранитоидах, подвергшихся вторичным изменениям. Рассматриваются формы нахождения Nb и Ta в минералах, корреляционные связи с другими элементами, коэффициенты концентрации и другие вопросы.

Следует сказать, что аналитические данные, характеризующие распределение Nb и Ta в гранитоидах, могут рас-

сматриваться как предварительные, ибо наличие существенных расхождений в цифрах, приводимых различными авторами, не дает уверенности в их абсолютной достоверности. В работе использовались данные по содержанию Nb и Ta, полученные в основном химическим, фотоколориметрическим, количественным спектральным методами; данные полуколичественных спектральных анализов не приводятся.

### Содержание Nb и Ta в гранитоидах

Среднее содержание Nb и Ta по гранитоидам СССР составляет соответственно 14 и 1 г/т (35), а Ta по шести регионам СССР ( Украина, Кавказ, Средняя Азия, Забайкалье, Дальний Восток и Северо-Восток), выведенное по 180 пробам, 2,5 г/т (11-13). Гранитоиды, с которыми генетически связаны пегматиты с аксессуарной тантало-ниобиевой минерализацией, как правило, обнаруживают несколько повышенные количества Nb и особенно Ta по сравнению со средними значениями. Ниже в табл. 1-4 сведены данные по содержанию Nb и Ta в гранитоидах различных регионов. Содержание Nb и Ta в гранитах сфен-ортитового типа, Салтычей, Украина, превышает кларковые значения этих элементов для кислых пород по А.П. Виноградову. Самостоятельных минералов рассматриваемых элементов в них не обнаружено. Здесь биотит концентрирует 45% всего Nb породы, сфен только ~35%, а ильменит 7% Nb (89). Поэтому для сфен-ортитовых гранитов данного района основным минералом-носителем Nb является биотит. Максимальные концентрации Ta отмечаются в ильмените (295 г/т) и сфене (280 г/т), в биотите всего 18 г/т. Основным минералом-носителем Ta является сфен, с которым связано 34% всего Ta породы, с биотитом связано ~30% Ta породы, с ильменитом только 9% Ta. Коэффициент концентрации ( $K_K$ ) Nb в биотите в 2 раза выше, чем в сфене, и более чем в 2 раза больше, чем в ильмените. То же самое наблюдается и в отношении Ta. Среднее содержание по неизменным гранитоидам Украины (106) для Nb равно 20 г/т, а Ta 2,4. Пределы колебаний по различным разностям пород гранитоидов Украины довольно широки и составляют для Nb 171-242, а для Ta 11,5 -

1221

1221

17,5 (табл. 1). В породах садонского комплекса, Кавказ (86), содержание Nb в закономерно возрастает от пород главной интрузивной I фазы (90 г/т) к породам жильной фазы II фазы (140 т/г). В породах изученного комплекса главным минералом-носителем Nb является мусковит (до 900 г/т Nb). В гранитоидах Большого Кавказа (87) породы поздних фаз внедрения и особенно их пегматитовые производные наиболее обогащены Ta и Nb. Так, двуслюдяные порфиroidные микроклиновые граниты главной интрузивной фазы Дзиркульского массива содержат 85 г/т Nb и 7 г/т Ta, в безрудных пегматитах Nb накапливается до 250 г/т (среднее 110), а Ta до 65 г/т (среднее 22), в колумбитоносных пегматитах среднее содержание Nb составляет 200 г/т и Ta 93 г/т, что подтверждает общие геохимические закономерности поведения этих элементов.

Среднее содержание для гранитов Торговско-Кефталыкского массива 3 и 25 г/т Ta и Nb соответственно (51). Более низкими содержаниями (ниже кларка для кислых пород) характеризуются гранитоиды Верхисетского массива на Урале (табл. 1). В генетическом ряду гранитоидов от кварцевых диоритов к биотитовым гранитам растет содержание Nb и Ta; они рассеяны в породообразующих и аксессуарных минералах. Главными минералами-концентраторами Nb здесь являются ильменит, магнетит. Минералами-концентраторами Ta являются мусковит, ильменит, биотит, микроклин ( $K_k = 2,5-1,2$ ). Расчет баланса Nb и Ta по минералам гранитоидов показывает, что основными носителями их являются породообразующие минералы, на которые в породе приходится до 90% Nb и Ta и только 10% на ильменит, сфен, магнетит. Такие же данные получены и ТВ Могаровским (79) для гиссарских гранитоидов, хотя имеются и противоположные сведения (35) о ведущей роли сфена как минерала-носителя в сфенсодержащих гранитоидах. Очевидно, роль сфена как минерала-носителя Nb и Ta характерна не всем гранитоидам.

Содержания Nb и Ta в гранитоидах Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория (16) довольно низки и в генетическом ряду от более основных к кислым разностям пород изменяются незначительно, хотя для других массивов в ходе магматической дифференциации (например, гра-

нит-гранодиоритовый массив Маньхамбо и др.) наблюдаются накопление Nb и Ta от основных и средних пород к кислым (53).

Таблица 1

Содержание Nb и Ta в гранитоидах Европейской части СССР (в г/т)

Район, массив	Порода	Число анализов	Nb	Ta	Источник
1	2	3	4	5	6
Кольский полуостров	Амфибол-биотитовые гранодиориты, I фаза	-	25	-	23
Кольский полуостров	Турмалин-мусковитовые граниты, III фаза	-	30	30	23
Кольский полуостров	Щелочные граниты	4	14-35 (26)	1,3-3,5 (2,8)	18
УССР, Коростеньский плутон	Сфенсодержащие гранитоиды	7	10	1,1	35
УСССР	Нормальные биотитовые и роговообманково-биотитовые гранитоиды, докембрий	7	-	2,0	13
УССР, Каменногильский массив	Роговообманково-биотитовые граниты	8	35	3,4	101
УССР, Каменногильский массив	Биотитовые граниты	-	61	7,4	101



Продолжение табл.1

1	2	3	4	5	6
УССР, Камен- ногогильский массив	Мелкозернис- тые граниты	-	52	5,2	101
УССР, Камен- ногогильский массив	Биотит-альбит- -микроклино- вые апогра- ниты	16	69	5,4	101
УССР, Камен- ногогильский массив	Кварцевые аль- бититы	-	66	42,5	101
УССР, Камен- ногогильский массив	Мигматиты	10	27	4,3	101
Приазовье, Ста- родубовский массив	Граниты, объе- диненная вы- борка	-	199	12	67
Приазовье, Ста- родубовский массив	Биотитовые гра- ниты	-	210,6	12	67
Приазовье, Ста- родубовский массив	Мусковит-био- титовые гра- ниты	-	171,0	11,5	67
Приазовье, Ста- родубовский массив	Приконтактные биотитовые граниты	-	242,0	17,5	67
УКШ, Салтычей	Граниты сфен- оргитового типа	-	16,7	4,9	89
УССР	Среднее по не- изменным гра- нитоидам	-	20	2,4	106
Кавказ Верхняя Сва- нетия	Двуслюдяные граниты и плаггиограниты	53	35	4,5	22

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6
Садонский ком- плекс	Крупнозернис- тые лейко- кратовые границы	18	65-120 (84)	-	86
Садонский ком- плекс	Биотитовые гра- ниты	5	Нет-90 (40)	-	86
Садонский ком- плекс	Двуслюдяные граниты	5	25-65 (45)	-	86
Садонский ком- плекс	Мусковитовые граниты	2	100-120 (110)	-	86
Садонский ком- плекс	Аляскитовые граниты	3	80-120 (100)	-	86
Садонский ком- плекс	Биотитовые сег- регационные выделения (шлиры)	2	150-120 (170)	-	86
Эльджуртинс- кий массив	Граниты	18	25-56 (35)	3-6 (3)	88
Тырнылауэский массив	Гранитоиды	118	20-70	-	103
Храмский мас- сив	Кварцевые диориты	-	16,8	1	118
Храмский мас- сив	Биотитовые граниты	-	18,8	0,9	118
Храмский мас- сив	Аляскиты	-	18,9	1,3	118
Храмский мас- сив	Гранатсодержа- щие гранитоиды	-	19	0,7	118

1	2	3	4	5	6
Храмский массив	Биотит-рогово-обманковые гранитоиды	-	20	0,8	11,8
Кавказ	Нормальные биотитовые граниты и гранодиориты, палеозой	6	-	1,2	13
Кавказ	Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, палеозой	4	-	2,8	13
Кавказ	Нормальные биотитовые граниты и гранодиориты, кайнозой	12	-	2	13
Урал					
Верхисетский массив	Кварцевые диориты	-	6,9	1,1	15
Верхисетский массив	Гранодиориты	-	6,6	2,8	15
Верхисетский массив	Амфибол-биотитовые граниты	-	7,9	2,5	15
Верхисетский массив	Биотит-порфировидные граниты	-	14	4,6	15
Верхисетский массив	Жильные граниты	-	4,4	5,1	15
Верхисетский массив	Аплиты	-	3,0	1,1	15

1	2	3	4	5	6
Верхисетский массив	Биотитовые граниты	-	7,9-14,0 (10)	3,1- 4,6 (2,8)	15
Пановский - Краснопольский массив	Плагиогранодиориты	-	5,9	1,5	16
Пановский-Краснопольский массив	Биотитовые граниты	-	5,2	0,7	16
Урал	Граниты	24	28	2	52

Примечание. В данной таблице и последующих в скобках приводится среднее содержание элемента

Закономерности распределения Nb и Ta в гранитоидах Средней Азии и Казахстана можно проследить по данным табл. 2. Исходя из данных (91) по содержанию Nb в гранитах Северного Казахстана, можно сказать, что они приближаются к среднему, полученному Е.Б. Знаменским для гранитоидов СССР. Близкие содержания к приводимым Е.Б. Знаменским установлены для гранитоидов Центрального Казахстана (104), для нормальных гранитов этого района (93), а также для гранитоидов Актауского интрузива, западная часть УзССР (1). В массивах северной части КазССР, так же как и в большинстве комплексов СССР, образования дополнительных фаз внедрения, для которых характерны процессы площадной грейзенизации, почти втрое (~ 33 г/т) обогащаются Nb по сравнению с массивами главной фазы (11,3 г/т).

Среднее содержание Nb в габбро-диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах, биотитовых и лейкократовых гранитах верхнего ордовика, среднего и верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела, Центральный Казахстан (112), составляет 14,2-18,9 г/т, что близко к среднему, полученному Е.Б. Знаменским для гранитоидов СССР.

При изучении распределения Nb по породам Джунгаро-Балхашской системы (Центральный Казахстан) обнаружи-

ваются рост его концентрации от ранних к более поздним интрузивным комплексам (табл. 2). Следует отметить, однако, что содержание Nb здесь во многом зависит от изменения состава пород и от увеличения степени их кислотности. Последнее хорошо иллюстрируется на примере дифференциатов топарского комплекса, внутри которого кислотность возрастает от фазы к фазе. Так, гранодиориты II фазы (область среднегерцинской стабилизации) содержат 13 г/т Nb, эти же породы III фазы 11 г/т Nb, граниты III фазы (жильные) 13 г/т, диабазовые и диоритовые порфиры (дайки среднего и основного состава) 11 г/т, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры (дайки кислого состава) 15 г/т Nb. Изменение содержания Nb в зависимости от кислотности можно проследить также в пределах одной фазы ачкатауского комплекса (область среднегерцинской стабилизации): аляскитовые граниты 37 г/т Nb, аляскиты (дополнительные интрузии) 39 г/т, аляскиты (жильные образования) 39 г/т, пегматиты 70 г/т. На большую зависимость содержания Nb и Ta от состава пород Центрального Казахстана, чем от последовательности возникновения их в интрузиве, указывают и А.М. Подольский с коллегами (93).

Для гранитоидов Гиссарского плутона содержание Nb и Ta закономерно возрастает от пород I интрузивной фазы — кварцевые диориты и гранодиориты — к породам IV фазы — аплитовидные граниты (табл. 2). Чтобы проследить взаимосвязь Ta, Nb и Ti в породах было вычислено отношение  $\frac{Ta \cdot 1000}{Ti}$ ,  $\frac{Nb \cdot 1000}{Ti}$  для пород плу-

тона, а также для биотитов и роговых обманок. Эти отношения для биотитов систематически возрастают от пород I фазы к IV и составляют соответственно 0,28 и 2,58; 0,36 и 2,99; 0,76 и 3,79; 2,42 и 11,27. В роговых обманках отношения также возрастают от I фазы ко II:  $\frac{Ta \cdot 1000}{Ti}$  от 0,3 до 0,9, а  $\frac{Nb \cdot 1000}{Ti}$  от 1,2 до 5,5.

Для пород  $\frac{Nb \cdot 1000}{Ti}$ ,  $\frac{Ta \cdot 1000}{Ti}$  и  $\frac{Ti}{Nb + Ta}$  соответственно по фазам: I 2,5, 0,35 и 336; II 4,71 0,76 и 175; III 5,5, 0,85 и 153; IV 11,25, 1,75 и 80; аплиты 27,6, 4,0 и 31. Приведенные данные отчетливо показывают, что при увеличении содержания Nb и Ta в породах оно возраста-

ет как в биотитах всех фаз, так и в роговых обманках от I ко II фазе. Отношение  $\frac{Ti}{Nb + Ta}$  в породах от I к II фазе постепенно уменьшается.

Таблица 2

Содержание Nb и Ta в гранитоидах Казахстана и Средней Азии (г/т)

Район, массив	Порода	Число анализов	Nb	Ta	Источник
1	2	3	4	5	6
Северный Казахстан					
Боровский, Жукеевский, Зерендинский I массивы	Крупнозернистые биотитовые граниты. Главная фаза	-	11,3	-	91
Карабулакский, Зерендинский II массивы	Лейкократовые среднезернистые граниты. Дополнительная фаза	-	33,5	-	91
Карабулакский, Зерендинский II массивы	Мелкозернистые граниты, даечная серия	-	10,2	-	91
Центральный Казахстан	Нормальные граниты неизмененные	-	16	1,6	93
Центральный Казахстан	Аляскиты, неизмененные	-	31	2	93
Центральный Казахстан	Аляскиты, измененные	-	56	3	93
Центральный Казахстан	Существенно калиево-полевошпатовые граниты, неизмененные	-	20	2	93

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
Центральный Казахстан	Существенно-калиево-поливошпатовые граниты измененные	-	39	3,4	93
Джунгаро-Балхашская складчатая система, Центральный Казахстан	Существенно калиевые граниты, кембрий	-	14	-	104
Джунгаро-Балхашская складчатая система, Центральный Казахстан	Гранодиориты, верхний ордовик	-	22	-	104
Джунгаро-Балхашская складчатая система, Центральный Казахстан	Гранодиориты, средний девон	-	12	-	104
Джунгаро-Балхашская складчатая система, Центральный Казахстан	Граниты жильные	-	10	-	104
Балхашский комплекс	Гранодиориты, II фаза	-	16	-	104
Балхашский комплекс	Граниты и граниты жильные, III фаза	-	17-18	-	104
Топарский комплекс	Гранодиориты, II фаза	-	11	-	104
Топарский комплекс	Жильные граниты, III фаза	-	20	-	104
Калдырминский комплекс	Существенно калиевые граниты	-	18	-	104

1221

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
Калдырминский комплекс	Граниты дополнительных интрузий	-	24	-	104
Калдырминский комплекс	Граниты жильные, I фаза	-	25	-	104
Калдырминский комплекс	Биотитовые граниты, II фаза	-	15	-	104
Калдырминский комплекс	Биотитовые граниты дополнительных интрузий и граниты жильные, II фаза	-	17	-	104
Акчатауский массив	Биотитовые граниты, I фаза	-	32	-	104
Акчатауский массив	Аляскитовые граниты, II фаза	-	28	-	104
Акчатауский массив	Аляскиты дополнительных интрузий, II фаза	-	44	-	104
КазССР Кетменчинский массив	Порфиroidные гранодиориты, II фаза	20	25	2	29
Катменчинский массив	Двуслюдяные граниты, III фаза	9	26	2	29
Кетменчинский массив	Альбитизированные двуслюдяные граниты	1	52	Не опр.	29
Кетменчинский массив	Лейкократовые граниты, IV фаза	8	87	Не опр.	29
Кетменчинский массив	Аплиты	8	61	Не опр.	29
Тымский массив	Мелкозернистые лейкократовые граниты, IV фаза	2	34	24	29

Продолжение табл. 2.

1	2	3	4	5	6
Тымский массив	Пегматоидные кварц-полевошпатовые граниты, IV фаза	13	25	3	29
Тымский массив	Аплиты	6	68	Не опр.	29
Лолабулакский массив	Мелкозернистые лейкократовые граниты, IV фаза	9	130	42	29
Лолабулакский массив	Пегматоидные кварц-полевошпатовые граниты, IV фаза	13	18	6	29
Лолабулакский массив	Альбитизированные аплиты	1	100	Не опр.	29
Калбинский массив	Биотитовые граниты, I и II фазы	-	15-16	2,0-2,2	36
Калбинский массив	Мелкозернистые биотитовые граниты (шток), III фаза	-	16	3,7	36
Калбинский массив	Мелкозернистые биотитовые граниты (дайка, секущая шток), III фаза	-	13	4,4	36
Темиршинский массив	Лейкократовые средне-крупнозернистые граниты и аляскиты, I фаза	4	-	3,0	92
Темиршинский массив	Лейкократовые мелкозернистые порфировидные гра-	2	2	6,5	92

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
	ниты и аляскиты, фазы дополнительных интрузий				
Темиршинский массив	Биотитовые и лейкократовые крупнозернистые граниты, II фаза	2	-	2	92
Темиршинский массив	Лейкократовые мелкозернистые порфировидные граниты фазы дополнительных интрузий	2	-	6,3	92
Кентский массив	Лейкократовые средне-крупнозернистые граниты и аляскиты, I фаза	9	-	4,6	92
Кентский массив	Лейкократовые мелкозернистые порфировидные граниты и аляскиты дополнительных интрузий	6	-	5	92
Кентский массив	Жильные граниты	6	-	8,6	92
Каркаралинский массив	Лейкократовые средне-крупнозернистые граниты и аляскиты, I фаза	8	-	3,3	92
Каркаралинский массив	Лейкократовые мелко-среднезернистые порфировидные граниты фазы дополнительных интрузий	4	-	4,6	92

1	2	3	4	5	6
Каркаралинский массив	Жильные граниты (I этап)	4	-	9,6	92
Боксинский комплекс	Диориты	-	-	0,8	69
УзбССР	Кварцевые диориты	-	340	41	1
УзбССР	Гранодиориты	-	650	1,5	1
УзбССР	Биотитовые граниты	-	12,9	1,9	1
УзбССР	Лейкократовые граниты	-	44,7	1,6	1
Сусамырский батолит	Гранитоиды главной интрузивной фазы. Среднее по трем представительным смесям из 116 проб	-	15	1,1	36
Сусамырский батолит	Гранитоиды поздней интрузивной фазы. Представительная смесь из 24 проб	-	20	2	36
Сусамырский батолит	Гранитоиды (смесь из 39 проб)	-	36	2,3	18
Сусамырский батолит	Гранитоиды (смесь из 55 проб)	-	27	2,5	18
Западный Тянь-Шань :					
Куондинский массив	Гранодиориты	-	16	1,6	117
Куондинский массив	Аляскитовые граниты	-	16	2,9	117

1	2	3	4	5	6
Кумушканский массив	Граносиенит-порфиры и гранит-порфиры	-	18	0,6	117
Бабайтагский массив	Гранит-порфиры	-	25	1,2	117
Бабайтагский массив	Кварцевые порфиры	-	19	0,81	117
ТаджССР, Гиссарский плутон	Кварцевые диориты и гранодиориты	19	4-13 (9,3)	0,8-1,6 (1,2)	79
Гиссарский плутон	Порфировидные роговообманково-биотитовые граниты-гранодиориты	25	6-15 (9,8)	1,2-2,0 (1,5)	79
Гиссарский плутон	Порфировидные биотитовые граниты	23	8-20 (13,9)	1,6-3,2 (2,2)	79
Гиссарский плутон	Аплитовидные граниты	20	8-18 (13,4)	1,2-3,2 (2,1)	79
Гиссарский плутон	Аплиты	4	11-19 (13)	1,6-2,8 (2,2)	79

В табл. 3 сведены данные по содержанию Nb и Ta в гранитоидах Сибири. В гранитах Алтая и Кольвань-Томской складчатой зоны (6) содержания Nb в рудоносных и нерудоносных гранитах почти не отличаются. Исследователи считают надежными критериями рудоносности гранитоидных массивов этого района гипабиссальность массива и его связь с крупными гранитными массивами на глубине. Содержание Nb в ряду фаций глубинности гранитоидов Горного Алтая составляет: гипабиссальная фация 67 г/т, мезоабиссальная 28 г/т, абиссальная 19 г/т.

Содержания Nb в гранитоидах северной части Прибайкалья колеблются довольно значительно, 23–72 г/т, Ta < 1–7,0 г/т. Гранитоиды Абчадского интрузива (45), поздняя фаза которого (пегматиты) сопровождается акцессорной тантало–ниобиевой минерализацией, имеют повышенные содержания (в 3 раза) этих элементов по сравнению с полученными ранее средними цифрами для гранитов. Среднее содержание Nb в породах Биту–Джинского массива (Прибайкалье) в 1,5–1,7 превышает среднее для гранитоидов по А.П. Виноградову, причем содержание его во II и III фазах ниже, чем в I (табл. 3), а Ta в гранитах I и II фаз ниже его среднего содержания в гранитоидах в 1,8 раза. В породах III фазы оно почти в 1,6 раза выше, т.е. наблюдается накопление Ta в породах последней фазы, что также характерно и для массивов других регионов (1,35, 39, 45, 66, 92). Минералами–концентраторами Nb являются титаномагнетиты и сфен; с ними связано 0,4–2,6% всего Nb. Минералом–носителем Nb в породах всех фаз является биотит, на долю которого приходится 80,9–89,4% Nb всей породы. Концентрация Nb в биотитах увеличивается почти в 4,5 раза к поздним фазам, при этом биотит гранитов III фазы является в сущности минералом–концентратором, так как сфена здесь нет, и титаномагнетита мало. Ta предпочтительнее концентрируется в титаномагнетите, сфене и особенно в цирконах, чем в биотите. Однако отчетливо выражена тенденция увеличения содержаний Ta примерно в 3 раза в биотитах II фазы и более 10 раз III фазы по сравнению с биотитом из гранитов I фазы. Интересные данные получены (75) для двух массивов, относящихся к редкометальным комплексам Сибири, первый мезозойского, второй позднегерцинского возраста. С первым массивом генетически связано танталовое оруденение, второй практически не несет тантало–ниобиевой минерализации. Здесь содержания Ta и Nb (кроме “нерудоносных” биотитовых гранитов I фазы) близки. Основная часть Nb в гранитах позднегерцинского массива связана с породообразующими минералами (с биотитом в 6,5 раз больше, чем с биотитами мезозойского возраста), тогда как в гранитах мезозойского массива основная его масса входит в состав, видимо, собственных минералов. Содержание Ta в гранитах обоих массивов связано главным образом с акцессорными, в том

числе и с собственными минералами. Поэтому “рудоносные” граниты от “безрудных” можно отличить по содержанию Nb и Ta в биотите: биотиты из гранитов с танталовой минерализацией имеют повышенные содержания Ta (в 2 раза) и Ta/Nb (в 10 раз) по сравнению с биотитами из “безрудного” массива и могут служить поисковым признаком на Ta. Характерной особенностью гранитов танталоносного типа кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья является ильменит–монацитовая ассоциация с анатазом и радиоактивным цирконом (26). Здесь ильмениты гранитов содержат повышенные концентрации Ta (513 г/т) и Nb (2867 г/т). Одной из характерных черт гранитов этого типа является танталоносность литиевых биотитов. Содержание Ta в последних составляет 205 г/т, а Nb 440 г/т, в то время как в мусковитизированных литиевых биотитах оно понижается до 114 и 160 г/т, соответственно. Для жильных гранитов некоторых массивов Восточной Сибири наблюдаются повышенные содержания Nb по сравнению с нежилыми гранитами (39). Так, жильные граниты Соктуйского массива (Восточная Сибирь) содержат 48 г/т Nb и 69 г/т Ta, а биотитовые граниты только 24 г/т Nb и 3,4 г/т Ta. В шумиханских гранитоидах, Восточный Саян, среднее содержание Nb в гранитах главной фазы в 2 раза ниже (15 г/т), чем в жильных гранитах, 31 г/т (37), то же самое установлено и для Центрального Казахстана (104).

Таблица 3

Содержание Nb и Ta в гранитоидах Сибири (г/т)

Район, массив	Порода	Число анализов	Nb	Ta	Источник
1	2	3	4	5	6
Алтай	Нормальные биотитовые граниты	5	-	2,8	13
Алтай	Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные альбитизированные граниты	9	-	7,2	13

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6
Шебалинский массив	Граниты повышенной основности	-	22	-	7
Шебалинский массив	Щелочные рибекитовые граниты	-	420	-	7
Буратинский массив	Биотитовые и микропегматитовые граниты	-	15	-	7
Улындырский массив	Биотитовые и микропегматитовые граниты	-	121	-	7
Горный Алтай и Колывань-Томская складчатая зона	Граниты	-	10-96,0	-	6
Сибирь, Колыванский массив	Биотитовые граниты, I фаза	5	12,4	4,4	75
Сибирь, Колыванский массив	Биотитовые граниты, II фаза	6	29,4	5,3	75
Сибирь, Колыванский массив	Биотитовые граниты, III фаза	6	22,9	5,2	75
Сибирь	Биотитовые граниты, мезозой, I фаза	4	40,1	4,9	75
Сибирь	Биотитовые граниты, мезозой, II фаза	15	30,5	2,2	75
Кунерминский массив	Кварцевые диоритсиениты, I фаза	-	23-34	41	45
Кунерминский массив	Калишпатизированные кварцевые диоритпорфиры, I фаза	-	26	42	45

1221

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6
Кунерминский массив	Слабо калишпатизированные кварцевые диориты, I фаза	-	38	42	45
Кунерминский массив	Кварцевые калишпатизированные диоритпорфиры, I фаза	-	32	42	45
Нижнеирельский массив	Среднезернистые роговообманково-биотитовые порфировидные гранит-граносиениты и мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты, II фаза (средняя проба из 10 образцов)	-	40	3	45
Абчадский массив	Порфировидные биотитовые граниты	-	48-59	3,9-4,2	45
Абчадский массив	Порфировидные роговообманково-биотитовые граниты	-	43-47	3,2-4,6	45
Абчадский массив	Порфировидные биотит-роговообманковые граниты	-	32	3,6	45
Абчадский массив	Гибридизированные биотитовые граниты	-	23	2,3	45
Абчадский массив	Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты	-	28-41	4,9-4,9	45
Абчадский массив	Среднезернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты	-	22-60	2,7-7,0	45
Абчадский массив	Гранофировые граниты-граносиениты (среднее)	-	43	4,8	45



Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6
Абчадский массив	Жильные граниты, I тип (мелко- и среднезернистые биотитовые граниты), среднее	-	44,5	5,4	45
Абчадский массив	II тип (пегматоидный кварцевый сиенит-граносиенит, пегматоидный гранит), среднее	-	82,7	19,7	45
Прибайкалье, Биту-Джинский массив	Биотитовые граниты, I фаза	-	62	3,0	57
Биту-Джинский массив	Лейкократовые граниты, II фаза	-	54,7	3,0	57
Биту-Джинский массив	Аплиты, микрограниты, мелкозернистые граниты, III фаза	-	54,9	9,0	57
Конкудеромамаканский комплекс	Граниты	-	69	< 0,3	55
Забайкалье	Нормальные биотитовые граниты, мезозой	6	-	1,8	13
Забайкалье	Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты	16	-	3,8	13
Забайкалье	Биотитовые граниты главной интрузии	9	28	4,1	34
Харалгинский рудный район					

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6
Шахтаминский массив	Гранодиориты	68	8,1	Неопр.	26
Харалгинский комплекс	Биотитовые граниты, нерудоносные	245	18,0	Неопр.	26
Харалгинский комплекс	Биотитовые граниты, рудоносные	225	38,0-42,8	9,0-12,2	26
Кукульбейский комплекс	Двуслюдяные граниты, вольфрамоносный тип	-	16,8	12,9	27
Кукульбейский комплекс	Мусковитовые граниты	-	28,7	20,2	27
Кукульбейский комплекс	Порфиroidные биотитовые граниты, танталоносный тип	-	28,0	16,2	27
Кукульбейский комплекс	Двуслюдяные граниты, танталоносный тип		35,7	40,5	27
Кукульбейский комплекс	Мусковитовые граниты, танталоносные тип	-	55,3	42	27
Восточное Забайкалье					
Шахтаминский массив	Диориты и монциты, I фаза	11	3,5	0,5	39
Шахтаминский массив	Гранодиориты и адамеллиты, II фаза	36	6,5	0,8	39
Шахтаминский массив	Граниты дополнительных интрузий	14	22,0	2,6	39
Соктуйский массив	Роговообманково-биотитовые граниты	16	10,0	1,4	39

1	2	3	4	5	6
Соктуйский массив	Биотитовые граниты	56	24,0	3,4	39
Соктуйский массив	Биотитовые граниты дополнительных интрузий	10	35,0	7,4	39
Соктуйский массив	Жильные граниты	8	48,0	69,0	39
Вост. Саяны					
Междуречье Малая Ирень-Иретская Шадара	Порфиroidные среднезернистые биотитовые граниты	5	7-19 (13)	-	38
Междуречье Малая Ирень-Иретская Шадара	Гнейсированные порфиroidные среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты	1	21	-	38
Междуречье Малая Ирень-Иретская Шадара	Лейкократовые граниты (фаза жильных пород)	4	28-32 (29,5)	-	38
Шумихинский хребет	Порфиroidные среднезернистые биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты	2	5	-	38
Шумихинский хребет	Среднезернистые биотит-роговообманковые граниты	1	14	-	38
Шумихинский хребет	Среднезернистые роговообманковые биотитовые граниты и порфиroidные мелко-	-	13-14	-	38

1	2	3	4	5	6
	зернистые роговообманково-биотитовые граниты (фаза жильных пород)				
Шумихинский хребет	Мелкозернистые биотитовые граниты (фаза жильных пород)	3	10-14 (11)	-	38
Район реки Каменной	Среднезернистые меланократовые роговообманково-биотитовые граниты	2	5-12 (8,5)	-	38
Район реки Каменной	Мелкозернистые биотитовые граниты	2	9	-	38
Мамско-Оронский интрузивный комплекс	Биотитовые граниты, мелко-и среднезернистые биотитовые граниты, порфиroidные биотитовые граниты	-	10	< 0,8	2
Тельмамский интрузивный комплекс	Порфиroidные амфиболовые граниты, порфиroidные биотит-амфиболовые граниты	-	< 10	< 0,8	2
Витимканский интрузивный комплекс	Крупнозернистые массивные биотитовые граниты, крупнопорфиroidные биотитовые граниты, биотитовые граниты из зоны эндоконтакта	-	31	1,8	2
Восточная Сибирь	Двуслюдяные граниты	10	30	5,8	34

1	2	3	4	5	6
Восточная Сибирь	Мусковитовые граниты	10	33	10,4	34
Восточная Сибирь	Танталоносные апограниты	56	77,2	142	34
Тува, Сютхольский комплекс	Граниты, 1 фаза (?)	8	4,0	1,8	97

Данные содержания Nb и Ta в гранитоидах северо-восточной части СССР (верховье и междуречье Яны и Индигирки) представлены в табл. 4. На рис. 1 дано распределение Ta и Nb по типам пород. На нем в зависимости от

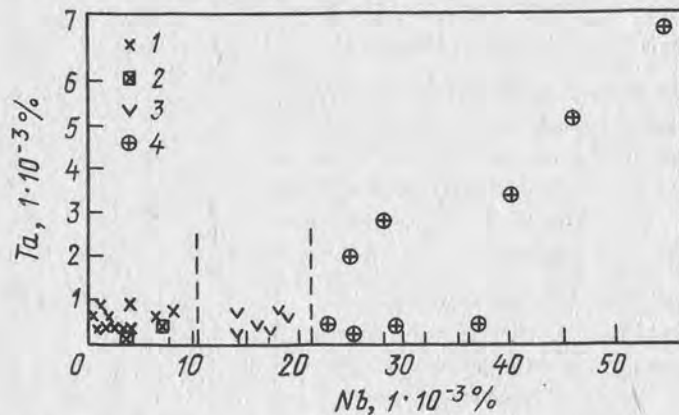


Рис. 1. Корреляция содержаний тантала и ниобия в мезозойских интрузивных породах (83): 1 – гранодиориты; 2 – щелочноземельные сиениты; 3 – кварцевые диориты; 4 – аляскинты, аплиты, пегматоидные граниты

содержания Nb обособляются три области: 1) с максимальным содержанием Nb для аляскинтов, аплитов, аплитовидных и пегматоидных гранитов; 2) со средним содержанием Nb в кварцевых диоритах и 3) минимальным для гранодиоритов и щелочноземельных сиенитов. Четкого разграничения по содержанию Ta в группах пород нет. Nb/Ta в гранодиоритах 2–10, в диоритах увеличивается

до 30, иногда даже до 90. Главным минералом-концентратом Nb и Ta является биотит. Высокое содержание изученных элементов устанавливается также в касситерите соответственно 2045 и 4964 г/т Nb и Ta. Для данных гранитоидов намечается связь между содержанием Nb+Ta и титанистостью темноцветных породообразующих минералов, а именно содержание Nb+Ta в них снижается по мере уменьшения TiO<sub>2</sub>. Установлено, что для таких минеральных пар, как пироксен-амфибол и амфибол-биотит Nb+Ta закономерно снижается от диоритов и гранодиоритов к гранитам и граносиенитам. Это можно объяснить постепенным уменьшением растворимости TiO<sub>2</sub>, в результате которого понижается интенсивность изоморфного замещения титана танталом и ниобием по мере уменьшения температуры образования гранитоидов. Избыточные концентрации Nb и Ta, находящиеся в расплаве, будут поглощаться такими минералами, как сфен, касситерит и др. Nb и Ta являются характерными элементами интрузивных пород Приморья (табл. 4). Содержание Nb и Ta здесь повышается от биотитовых гранитов (23,7 и 2,8 г/т) к аляскитовым гранитам (105,0 и 21,8 г/т соответственно); отношение  $\frac{Ta \cdot 1000}{Ti}$  и  $\frac{Nb \cdot 1000}{Ti}$  также растет

и составляет для первых пород 0,34 и 3,3, а для вторых 2,5 и 21,5 соответственно. Отношение  $\frac{Ti}{Nb + Ta}$  уменьшается со 177 до 42. В неизменных гранитах Ханкайского массива содержание Ta 1,1–2,8 г/т, а Nb 14–26 г/т при отношении Nb/Ta 8:1 – 20:1. Главными минералами-носителями являются биотит и роговая обманка. Интересной особенностью альбитизированных гранитов юго-западного Приморья является предпочтительное накопление ими Nb, поэтому Nb/Ta остается высоким (18–11), несмотря на валовые увеличения Ta (96).

Общее содержание Nb в неизменных породах вулканского комплекса 82–114 г/т, а Ta 11–22 г/т (табл. 4), в альбитизированных гранитах содержание Nb доходит до 722 г/т, Ta 18 г/т; в изученном комплексе микроклин (на долю которого приходится свыше 50% от общего содержания минералов в породе) содержит 32–43 г/т Nb и 3–10 г/т Ta, биотит (на долю которого приходится всего 6–7% от общего содержания минералов в породе) концентрирует 711–979 г/т Nb и 34–163 г/т Ta. В

гранитоидах Малого Хингана содержание Nb составляет 13–34 г/т, а Ta 1,6–9 г/т (14). При изучении распределения Nb и Ta по минералам этого комплекса обнаруживается довольно равномерное распределение Nb в полевых шпатах и кварцах всех разновидностей пород, составляющее ~ 10 г/т (на долю полевых шпатов приходится свыше 50% от общего содержания минерала породы, а кварца в среднем около 30%). Содержание Nb в биотите колеблется в широких пределах, 50–209, а Ta 4–40 г/т (при содержании в породе этого минерала от 5 до 15%).

Таблица 4

Содержание Nb и Ta в гранитоидах Северо-Востока СССР и Дальнего Востока (г/т)

Район, массив	Порода	Число анализов	Nb	Ta	Источник
1	2	3	4	5	6
Северо-Восток СССР					
Арга-Инных-Хайский массив	Биотитовые гранодиориты	3	1,8–4,8	0,4–0,8	83
Арга-Инных-Хайский массив	Аляскиты	3	40–54	3,4–7,2	83
Арга-Инных-Хайский массив	Пигматиты	1	26	2,0	83
Солурский массив	Биотитовые гранодиориты	3	0,6–0,7	0,4–0,9	83
Такалканский массив	Биотитовые граниты	1	0,3	Необн.	83
Такалканский массив	Аляскитовые граниты	1	0,7	Необн.	83
Такалканский массив	Аплитовидные граниты	1	23	0,4	83

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6
Илин-Эмискинский массив	Пироксен-роговообманковые диориты	2	14–16	0,3–0,5	83
Илин-Эмискинский массив	Биотит-роговообманковые гранодиориты	4	0,8–6,4	Необн. 0,6	83
Илин-Эмискинский массив	Биотитовые адалмеллиты	1	0,8	Необн.	83
Восточно-Полуусненский массив	Пироксен-роговообманковые диориты	2	14–19	0,5–0,6	83
Восточно-Полуусненский массив	Биотит-роговообманковые гранодиориты	1	8	0,7	83
Восточно-Полуусненский массив	Биотитовые граниты	1	9	1,2	83
Восточно-Полуусненский массив	Пегматоидные граниты	1	2,8	2,8	83
Чукский массив	Пироксен-роговообманковые диориты	1	17,0	0,2	83
Чукский массив	Биотит-роговообманковые гранодиориты	2	0,15–0,2	Необн.	83
Чукский массив	Биотитовые граниты	2	0,7–1,1	Необн.	83
Омчикандинский массив	Биотитовые граниты	8	0,4–1,2	Необн.	83
Омчикандинский массив	Аляскиты	2	26–37	0,2–0,4	83
Омчикандинский массив	Аплиты	1	29	0,3	83

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6
Улахан-Сисский массив	Роговообманково-пироксеновые диориты	1	18	0,7	83
Улахан-Сисский массив	Роговообманково-биотитовые гранодиориты	1	0,5	Необн.	83
Улахан-Сисский массив	Биотитовые граниты	3	0,2-0,4	Необн.	83
Маастахский массив	Биотит-рогообманковые гранодиориты	5	0,22-1,9	0,4-1,2	83
Верхне-Тирехтяхский массив	Пироксен-биотитовые граносиениты	2	1,1-1,3	Необн.	83
Верхне-Тирехтяхский массив	Биотитовые граниты	2	0,2-0,4	Необн.	83
Верхне-Тирехтяхский массив	Аплитовидные граниты	1	1,7	Необн.	83
Саханьинский массив	Биотитовые граниты	5	0,3-1,0	Необн.	83
Приморье					
Вознесенский комплекс	Биотитовые граниты, II фаза	42	23,7	2,8	95,96
Вознесенский комплекс	Аляскитовые граниты, III фаза	15	104	21,8	95,96
Гродековский комплекс	Аляскитовые граниты	-	23,0	1,15	95,96
Гродековский комплекс	Биотит-роговообманковые граниты, I фаза	-	14,0	1,8	95,96

Продолжение табл. 4.

1	2	3	4	5	6
Гродековский комплекс	Колумбитоносные граниты	-	144	18,3	95,96
Приморье	Биотитовые граниты	32	20,3-30,8	2,1-5,0	21
Кировский массив	Аляскитовые граниты	18	67	8,0	21
Шмаковский массив	Биотитовые граниты, I фаза	-	16,0	1,3	21
Шмаковский массив	Гранит-порфиры эндококтакта, I фаза	-	25,0	3,0	21
Шмаковский массив	Пегматиты шпировые	-	19,0	3,3	21
Шмаковский массив	Аляскитовые граниты	-	67,0	8,8	21
Троицкий массив	Биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, I фаза	-	29,0-32,0	1,1-1,4	21
Вангоузский массив	Гранодиориты и биотитовые граниты	-	11,0	1,2	21
Вангоузский массив	Порфиробластовые биотитовые граниты	-	18,0	2,1	21
Вангоузский массив	Аплиты альбитизированные	-	28,0	2,9	21
Вангоузский массив	Пегматиты	-	18,0	1,2	21
Вознесенский массив:					
Благодатское месторождение	Роговообманково-биотитовые граниты	1	29	3	20

1	2	3	4	5	6
Благодатское месторождение	Гранодиориты	1	40	9	20
Вознесенское месторождение	Гранит-порфиры	1	24-33	0,8-6	20
Вознесенское месторождение	Гранит-порфиры грейзенизированные	1	2	< 0,8	20
Улканский массив	Биотитовые граниты	16	82-114	11-21	82
Улканский массив	Альбитизированные граниты	3	722	18	82
Ныгванский массив	Астрофиллит-рибекитовые граниты	3	334	27	82
Ныгванский массив	Эгирин-рибекитовые граниты	5	102	10	82
Малый Хинган	Порфировидные граниты, нижний палеозой	-	20-24	1,6	14
Малый Хинган	Крупнозернистые граниты, нижний палеозой	-	20	1,6	14
Малый Хинган	Порфировидные гранодиориты, средний палеозой	-	29	9	14
Малый Хинган	Среднезернистые биотитовые граниты, средний палеозой	-	13	1,6	14
Малый Хинган	Мелкозернистые турмалиновые граниты, средний палеозой	-	34	6	14

1	2	3	4	5	6
Малый Хинган	Розовые граниты, верхний палеозой	-	20	2	14
Малый Хинган	Турмалиновые граниты, верхний палеозой	-	20	2	14
Малый Хинган	Розовые гранит-порфиры	-	28	3,2	14

В данном разделе обобщается разрозненный материал по содержанию и поведению Nb и Ta в гранитоидах СССР, показывающий значительные колебания этих элементов — от 0 до 30 г/т Ta и от 0,8 до 210 г/т Nb (для гранитов). Причем в редкометальных разновидностях микроклинальбитовых гранитов их содержание иногда возрастает еще на один порядок (66). Средние содержания Ta и Nb, а также Ta/Nb, выведенные на основе большого аналитического материала (65) для гранитов соответственно (в г/т): граниты (средний состав) 2,6,15 и 1:6, граниты, богатые Ca, 1,2, 12 и 1:10; граниты, бедные Ca, 5,3, 21 и 1:4, аплиты 6,4,42 и 1:6,6; граниты щелочные 4,7,49 и 1:10,4. Приведенные данные показывают, что средние содержания Ta и Nb в богатых Ca гранитах близки к средним значениям, предложенным Е.Б. Знаменским (35).

Следует также отметить, что М.В. Кузьменко (65) для нормальных и богатых кальцием гранитов в последовательном возрастном ряду установлено повышение средних содержаний Ta и Nb от докембрийских (1 и 14 г/т соответственно) к палеозойским (1,5 и 16 г/т) интрузивным формациям, а в мезозойских уменьшение (~1 и 9 г/т соответственно). В бедных Ca гранитах максимальные содержания Ta и Ta/Nb наблюдаются тоже в палеозойских гранитах (6,7 и 1:3,5), а содержание Nb остается примерно на одном уровне (20,2 г/т), незначительно возрастая в мезозойских гранитах (22 г/т).

Поскольку повышенными (по сравнению с кларками) содержаниями характеризуются только бедные Ca граниты, следует считать (65), что промышленные содержания Ta и Nb связаны только с ними.

Поведение Nb и Ta в породообразующих  
и акцессорных минералах

**Биотит.** Данные по содержанию Nb и Ta в биотитах гранитоидов СССР в целом, а также из различных регионов СССР сведены в табл. 5-11. Они показывают широкие пределы колебаний этих элементов даже для одних и тех же разновидностей пород, приводимых разными авторами и полученными для различных регионов. Минимальными содержаниями Nb и Ta характеризуются биотиты из гранодиоритов. Биотиты из биотитовых и лейкократовых гранитов СССР (табл. 7) содержат гораздо больше Nb и Ta. В среднем в биотитах гранитоидов содержание Nb и Ta составляет соответственно 14,3 и 15,3 г/т. Содержание Ta в биотите при переходе от гранодиоритов (17 анализов) к биотитовым гранитам (38 анализов) и затем лейкократовым гранитам (27 анализов) увеличивается и составляет соответственно 4,0, 5,0 и 18,0 г/т.

Содержание Nb и Ta для биотитов из неизмененных гранитов Украины (106) составляет 9,2 и 5 г/т соответственно. В процессе изменения гранитов часть Nb и Ta извлекается из биотитов, образуя собственные минералы. Так, биотиты из неизмененных гранитов Приазовья содержат 7,70 и 7,7 г/т Nb и Ta, а из измененных несколько меньше, 6,23 г/т Nb и 7,5 г/т Ta (101). При выветривании гранитов содержание Nb и Ta также уменьшается (94).

Содержание в биотите Nb и Ta в какой-то степени может указывать на генезис гранитоидов; сказанное подтверждают данные Г.Л. Одикадзе (87) по биотитам (наиболее низкие содержания 20-36 г/т Nb и 3-6 г/т Ta) из биотитовых гранитов Садонско-Унальского интрузива, являющихся продуктом фракционной дифференциации базальтовой магмы. По сравнению со средним содержание Nb понижено для биотитов из гранитоидов Тувы (97) и составляет 10,0 г/т. При кристаллизационной дифференциации гранитной магмы происходит изменение концентрации Nb и Ta в биотите (как правило, увеличивается). В биотитах из гранитоидов Гиссарского плутона содержание Nb и Ta постепенно растет от пород I фазы (Nb 12,04 и Ta 5,7) до пород IV фазы внедрения, где оно уже равно 21,5 Nb и 29,6 г/т Ta.

Таблица 5  
Среднее содержание Ta, Nb и Ti (г/т) в биотитах из биотитовых гранитов (70)

Район	Ta	Nb	Ti	Nb/Ta	Содержание в гранитоиде акцессорных минералов	
					танталито-ниобаты	сфен-гилленит
Северо-Восток СССР	23(25)	180(26)	16 063(39)	7,8	1,7(3)	636,1(3)
Восточное Забайкалье	36(7)	231(19)	13 198(10)	6,4	1,2(13)	1963,3(13)
Восточный Саян	11(3)	84(3)	13 451(2)	7,6	3,4(23)	2201,2(23)
Тува	8(13)	186(21)	17 191(21)	23,2	6,8(26)	611,3(26)
Горный Алтай	10(12)	166(13)	17 531(7)	16,2	56,1(8)	3170,0(8)
Урал	15(23)	112(24)	15 474(26)	7,7	5,1(65)	1372,0(65)
Северный Кавказ	22(76)	115(80)	23 161(11)	5,2	Неопр.(10)	263,0(90)
Казахстан	7,4(25)	116(36)	13 847(9)	16	11,0(23)	3085,2(23)
Узбекистан	33(12)	195(12)	20 148(2)	6,0	-	-
СССР	18,8(196)	143(233)	16 410(118)	7,6	5,3(107)	1124,0(107)

В биотитах из гранитов I фазы Прибайкалья (57) количество Nb и Ta находится на уровне 444 и 24 г/т, а в гранитах II фазы оно достигает 839 и 70 г/т соответственно. То же можно сказать и о накоплении этих элементов в биотитах из биотитовых гранитов Сарысу-Тенизского водораздела, Казахстан (82), а также Гродековского массива (21.) Однако следует заметить, что некоторыми исследователями установлены и обратные соотношения (92). Так, среднее содержание Ta в каркаралинских гранитах I фазы составляют 7,5, а II фазы 4,6 г/т. Среднее содержание Nb в биотитовых гранитах I фазы Гродековского массива, Приморье (21), равно 272 г/т, а в тех же породах II фазы 204,7 г/т. Интересные данные приводит В.В. Ляхович (70) по содержанию Nb и Ta в биотитах из Эльджуртинского гранитного массива, взятых из различных гипсометрических уровней (табл. 6); им установлено, что наименьшее содержание Nb и Ta характерно для биотитов средней части разреза.

Таблица 6

Содержание Nb и Ta (г/т) в биотитах из гипсометрически различных участков Эльджуртинского гранитного массива (70)

№	Отметка, м	Nb	Ta
1	2300	147	20,5
2	1750	119	14,8
3	1500	84	11,5
4	1150	84	11,5
5	1050	112	15,6
6	750	140	16,4

Величина Nb/Ta в биотитах из биотитовых гранитов различных регионов (70) колеблется в широких пределах и составляет 5,2 (Северный Кавказ) – 23,2 (Тува). А.А. Ситнин (106) для биотитов этих же пород указывает примерно сходные цифры (8–20), причем наиболее высокое отношение установлено для Центрального Казахстана 20, а минимальное для Забайкалья 8. В гранодиоритах Центрального Казахстана Nb/Ta равно 10, а для лейкократовых гранитов Украины оно почти в три раза меньше (5), чем для лейкократовых гранитов Центрального Казахста-

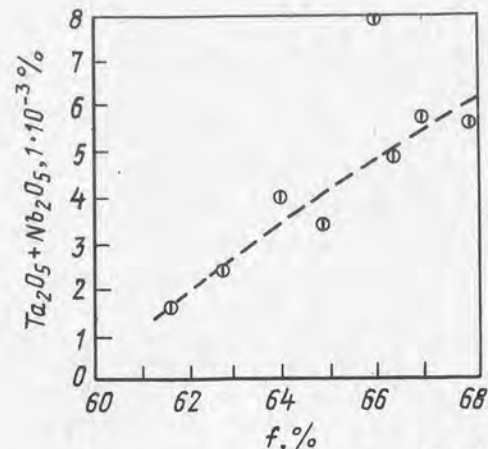


Рис. 2. Корреляция общей железистости  $f = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \times 100\%$  и суммы  $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$  в биотитах гранитоидов (83)

на, и составляет 14. Количество Nb, приходящееся на биотит лейкократовых гранитов Центрального Казахстана, составляет 2–31%, а Ta не превышает 7% (92); в биотитовых гранитах (II фаза) на этот минерал приходится 50% Nb, содержащегося в породе. В биотитах более поздних дифференциатов, связанных с I собственно интрузивной фазой, концентрация Ta и Nb уменьшается (Кентский массив). С биотитами гранитоидов Калбы связано 60–86% Nb и до 72,5% Ta, имеющих в породе. На долю биотитов из биотитовых гранитов Восточного Саяна приходится более 50% Nb породы при условии относительно пониженного количества в породе сфена. Увеличение содержания сфена в породе (до 0,5%) обуславливает накопление в нем Nb до 86% от общего содержания в породе, при этом 50–55% Ta тоже концентрируется в сфене (37). Примерно такие же показатели концентрации (74–80% Nb и 60–85% Ta) наблюдались для биотитов из биотитовых гранитов Северного Нуратау (59). Некоторыми исследователями на примере биотитов из гранитоидов Урала (16), а также Северо-Востока СССР (83) наблюдалось постепенное увеличение содержания Nb и Ta с повышением в них железистости. На рис. 2 отчетливо прослеживается зависимость содержания суммы  $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$  биотитах от их общей железистости.



Обратная зависимость между содержаниями Ti и Nb + Ta характерна для биотитов гранитоидов многих регионов (16,70,79).

Таблица 7

Среднее содержание Nb и Ta в биотитах из гранитоидов СССР

Порода	Число анализов	Содержание, г/т		Источник
		Nb	Ta	
Гранодиориты	17	-	4,0	13
Нормальные граниты	38	-	5,0	13
Гранодиориты	17	42	3,3	114
Биотитовые граниты	-	97	6,1	114
Биотитовые граниты	-	143	18,8	70
Лейкократовые граниты	40	280	25	114
Двуслюдяные и мусковитовые граниты	27	-	18,0	13
Граниты (бесперспективные на редкие элементы)	98	80	5,0	34
Гранитоиды	-	143	15,3	72

Таблица 8

Содержание Nb и Ta в биотитах из гранитоидов Украины и Кавказа

Район, массив	Порода	Число анализов	Содержание, г/т		Источник
			Nb	Ta	
1	2	3	4	5	6
УССР	Биотитовые граниты, неизменные	9	92	5	106
УССР	Лейкократовые граниты	1	120	27	106

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5	6
УКШ, город Салтычей	Граниты сфен-ортитового типа	-	75,2	14,5	89
Приазовье	Биотитовые граниты	-	769	72,3	101
Приазовье	Роговообманково-биотитовые граниты	-	699	40	101
Приазовье	Биотит-альбит-микроклиновые апограниты	-	622	70	101
Северный Кавказ	Биотитовые граниты	-	115	76	70
Кавказ, Эльджуртинский массив	Граниты	14	60-170 (140)	5-22 (16)	88
Дэирульский массив	Гнейсовидные биотитовые кварцевые диориты, аляскиты, порфирибластовые микроклиновые граниты, биотитовые анортоклазовые гранодиориты	24	5-18 (7)	40-150 (78)	87
Белягидонский рудный район					
Здидаг	Биотитовые граниты	9	175-350 (290)	28-80 (65)	87
Участок Ваза-Хох	Биотитовые шпиры	2	3-7 (5)	0-6 (3)	87
Тырныаузское рудное поле					

1	2	3	4	5	6
Эльджурт	Порфиroidные анортоклазовые граниты	10	5-21 (16)	6-170 (138)	87
Кассарский массив	Крупнопорфиробластовые микроклиновые граниты		120	11	87
Садонско-Унальский массив	Бiotитовые граниты	8	20-36 (28)	3-6(5)	87
Дарьяльский массив	Гнейсовидные порфиробластовые биотитовые граниты	2	14-21 (17)	2-4 (3)	87
Массив Кты-Теберда	Двуслюдяные граниты	3	120-170 (140)	10-15 (13)	87
Садонский район	Двуслюдяные и мусковитовые граниты	1	60	2	87

Таблица 9

Содержание Nb и Ta в биотитах из гранитоидов Средней Азии и Казахстана

Район, массив	Порода	Число анализов	Содержание в г/т		Источник
			Nb	Ta	
1	2	3	4	5	6
Устук	Бiotитовые граниты	5	223,7	36,8	59
Акчоп	Бiotитовые граниты	3	209,8	31,0	59
УзбССР	Амфиболо-кварцевые диориты	-	83,6	49	1

1	2	3	4	5	6
УзбССР	Бiotитовые граниты	14	52,4-192	H/обн. -73,6	1
УзбССР	Бiotитовые граниты	12	195	33	70
Карнабский массив	Порфиroidные биотитовые граниты	-	333	19	102
Актаусский массив	Граниты	-	209,8	124	102
ТаджССР		-			
Гиссарский плутон	Кварцевые диориты	-	60,0	8,2	79
Гиссарский плутон	Гранодиориты	-	46,0	4,9	79
Гиссарский плутон	Порфиroidные рогообманково-биотитовые гранодиориты	-	49,0	7,4	79
Гиссарский плутон	Порфиroidные рогообманково-биотитовые граниты	-	88,0	10,0	79
Гиссарский плутон	Порфиroidные биотитовые граниты	-	110-120	20,5-28,0	79
Гиссарский плутон	Аплитовидные биотитовые граниты	-	150-160	31,0-35	79
КазССР, Токраусский синклиорий	Гранитоиды	12	76	3,7	113
Бохтинский массив	Гранит, I фаза	-	60	40	114
Бохтинский массив	Бiotитовые граниты, I фаза	-	100	4	114

1	2	3	4	5	6
Бохтинский массив	Бiotитовые граниты, II фаза	-	60-130	< 2-4	114
Топарский массив	Гранодиориты, I фаза, краевая фация	-	30	2	114
Топарский массив	Гранодиориты, II фаза, фация ядра	-	30	6	114
Топарский массив	Граносиениты, II фаза, фация ядра	-	20-20	2-4	114
Темиршинский массив	Лейкократовые граниты и аляскиты, I фаза	2	330	14	92
Кентский массив	Лейкократовые граниты и аляскиты, I фаза	2	250	6,1	92
Кентский массив	Лейкократовые граниты и аляскиты фазы дополнительных интрузивов	1	180	< 4	92
Каркаралинский массив	Лейкократовые граниты и аляскиты фазы дополнительных интрузивов	2	310	8	92
Каркаралинский массив	Бiotитовые и лейкократовые граниты, II фаза	2	77	2	92
КазССР, Кандыгатаганский массив	Лейкократовые биотитовые граниты	1	412	16,3	81
Кандыгатаганский массив	Бiotитовые граниты	2	300,7	32,6	81
Каракультасский массив	Лейкократовые биотитовые граниты	3	216	24,5	81

1221

1	2	3	4	5	6
КазССР	Бiotитовые граниты	-	7,4	146	70
КазССР	Порфиоровидные граниты	12	100-300	-	121
КазССР	Граниты	-	375	170-280	60
	Золотоношский комплекс				
Сарысу-Тенизский водораздел	Гранитоиды	17	97	6,1	113

Таблица 10

Содержание Nb и Ta в биотитах из гранитоидов Урала и Сибири

Район, массив	Порода	Число анализов	Содержание, г/т		Источник
			Nb	Ta	
1	2	3	4	5	6
Урал					
Верхисетский массив	Кварцевые диориты	-	30	3,4	16,17
Верхисетский массив	Гранодиориты	-	19,0	1,9	16,17
Верхисетский массив	Амфиболбиотитовые граниты	-	28,6	2,2	16,17
Верхисетский массив	Граниты	-	25,8	3,5	16,17
Верхисетский массив	Порфиоровидные граниты	-	24,0	5,7	16,17
Верхисетский массив	Жильные граниты	-	37,3	3,4	16,17
Верхисетский массив	Гранитоиды	27	25,3	3,4	15

1	2	3	4	5	6
Пановский массив	Кварцевые диориты	-	19	4,1	16
Середовицкий массив	Гранодиориты	-	22	9,8	16
Краснопольский массив	Гранодиориты	-	5,7	0,5	16
Урал	Бiotитовые граниты	24	112	15	70
Сибирь	Бiotитовые граниты	-	37	31	75
Кольванский массив	Бiotитовые граниты	3	144	16	75
Горный Алтай	Бiotитовые граниты	13	166	10	70
Прибайкалье, Биту-Джидинский массив	Граниты, I фаза	-	444	24	57
Биту-Джидинский массив	Граниты, II фаза	-	839	70,3	57
Биту-Джидинский массив	Микрогранит, III фаза	-	2125	261,8	57
Тува	Граниты, II фаза	-	93	2,5	97
Забайкалье					
Шахтаминский комплекс	Гранодиориты	2	10,5	8	26
Харалгинский комплекс	Бiotитовые порфировидные граниты	6	96	9,7	26

1	2	3	4	5	6
Харалгинский комплекс	Бiotитовые граниты и гранитпорфиры	3	306	33,9	26
Харалгинский комплекс	Бiotитовые граниты	2	213	41,3	26
Восточное Забайкалье	Бiotитовые граниты	-	231	36	70
Забайкалье	Танталоносные граниты	-	440,3	204,5	27
Восточный Саян	Бiotитовые граниты	3	84	11	70

Таблица 11

Содержание Nb и Ta в биотитах из гранитоидов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР

Район, массив	Порода	Содержание, г/т		Источник
		Nb	Ta	
1	2	3	4	5
Северо-Восток СССР	Бiotитовые граниты	180	23	70
Северо-Восток СССР	Гранитоиды	520	23	83
Северо-Восток СССР	Диориты	36,3	3,1	83
Северо-Восток СССР	Граниты	26,3	1,6	83
Приморье	Граниты	388,9	27,7	96
Приморье	Бiotит-роговообманковые граниты	271	13,8	96

1	2	3	4	5
Кировский массив	Аляскитовые граниты	784	77,9	21
Ярославский массив	Биотитовые граниты	363	14,6	21
Первомайский массив	Биотитовые граниты, турмализированные	441	54,0	21
Гродековский массив	Биотитовые граниты, I фаза	272,0	12,7	21
Городековский массив	Биотитовые граниты, II фаза	204,7	36,1	21
Дальний Восток :				
Улканский массив	Биотитовые граниты, I фаза	711	34	82
Улканский массив	Биотитовые граниты, II фаза	979	68	82
Улканский массив	Альбитизированные граниты	979	163	82
Малый Хинган	Порфиroidные граниты, нижний палеозой	87-104	6-11	14
Малый Хинган	Крупнозернистые граниты, нижний палеозой	50-104	4-7	14
Малый Хинган	Порфиroidные гранодиориты, средний палеозой	130	40	14
Малый Хинган	Биотитовые граниты, средний палеозой	130	19	14
Малый Хинган	Турмалиновые граниты, средний палеозой	133	38	14
Малый Хинган	Розовые граниты, верхний палеозой	209	24	14

1	2	3	4	5
Малый Хинган	Турмалиновые граниты, и гранит-порфиры, верхний палеозой	207	22	14
Дальний Восток	Гранитоиды	27,8	17,8	21

**Мусковит.** Содержание Nb и Ta в мусковитах составляет соответственно: двуслюдяные граниты 160,8 и 31,8; грейзенизированные граниты 36,2 и 6,1. Коэф. концентрации 9,1. Среднее содержание Nb для мусковитов гранитоидов 31,8 г/т. Эта цифра близка к содержанию Nb для мусковитов двуслюдяных гранитов Дальнего Востока — 35 г/т (110). Средняя концентрация Nb и Ta для мусковитовых гранитов различных районов СССР по данным 27 анализов составляет соответственно 121 и 22 г/т (113). В двуслюдяных гранитах Nb и Ta накапливаются несколько меньше (табл. 12), видимо, благодаря распределению их в биотите. Для гранитоидов Большого Кавказа (87) удалось подметить обогащение Ta мусковитов одних и тех же комплексов пород по сравнению с биотитами. В широких пределах колеблется содержание Nb и Ta (табл. 12) в мусковитах из мусковитовых гранитов Забайкалья (соответственно 80-250 и 23-46 г/т). Содержание Nb в мусковитах из гранитов Восточного Забайкалья гораздо выше и составляет 188-2307 г/т, Ta 32-49 г/т. Ориентировочные подсчеты показали, что в мусковитах мусковитовых гранитов одного из пегматитовых полей Восточного Забайкалья концентрируется до 92-94% Ta и 98-99% Nb от общего количества этих элементов в гранитах (62). Отношения Nb/Ta в мусковитах гранитоидов имеют широкий диапазон колебаний (2,7-15). Мусковиты из мусковитовых и двуслюдяных гранитов Кавказа и Алтая имеют более низкую величину отношения (10 для Кавказа и 7 для Алтая), чем мусковит из альбитизированных и грейзенизированных гранитов тех же районов (11 для обоих районов). Содержания Nb и Ta в мусковитах закономерно увеличиваются от неизмененных гранитов (Ta 8, Nb 75 г/т) до альбитизированных и грейзенизированных (Ta 32, Nb 210 г/т),

## Содержание Nb и Ta в мусковитах из гранитоидов СССР

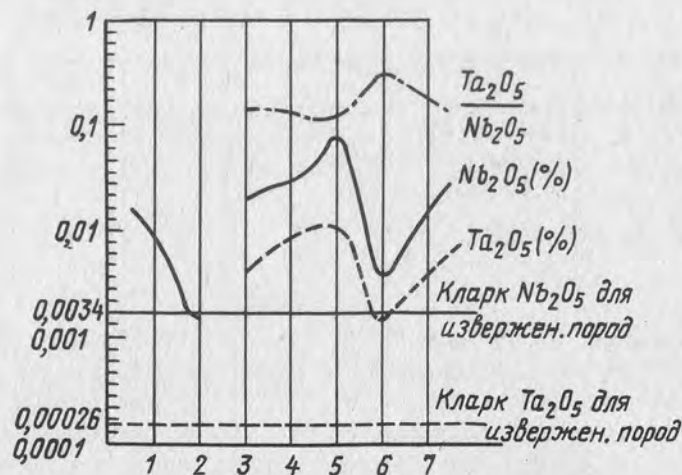


Рис. 3. Зависимость содержания тантала и ниобия в мусковитах от парагенезиса (66): 1 — мусковитовые граниты, переходные к литиевослюдястым танталоносным; 2 — кварцевые жилы, производные танталоносных гранитов; 3 — лейкократовые пегматитоносные граниты; 4 — редкометалльные гранитные пегматиты редкоземельного ряда; 5 — то же, литиевого ряда; 6 — то же, фтор-тантал-литиевого ряда; 7 — то же, танталового ряда

причем Nb накапливается по сравнению с Ta иногда в 10 и более раз (110). В мусковитах апогранитов Кукуль-бейского комплекса, Вост. Забайкалье, происходит постепенное накопление Ta (до 65–81 г/т) и Nb (до 335 г/т) (27), тогда как в мусковитах из апогранитов (грейзенизированные и альбитизированные граниты с редкометалльной минерализацией) содержание Nb и Ta заметно понижается и составляет соответственно: Кавказ 19 и 109, Приазовье 25 и 109, Забайкалье 18 и 154 г/т (110), что, вероятно, связано с концентрацией этих элементов в собственных минералах. Зависимость содержания Nb и Ta в мусковитах от парагенезиса хорошо иллюстрируется и рис. 3 (66), из которого следует, что мусковиты лейкократовых пегматитоносных гранитов концентрируют 60 г/т  $Ta_2O_5$  и 330 г/т  $Nb_2O_5$ , редкометалльных пегматитов литиевого ряда — 130 г/т  $Ta_2O_5$  и 860 г/т  $Nb_2O_5$ , редкометалльные пегматиты редкоземельного ряда концентрируют только 90 г/т  $Ta_2O_5$  и 480 г/т  $Nb_2O_5$ .

Район, массив	Порода	Число анализов	Содержание, г/т		Источник
			Nb	Ta	
1	2	3	4	5	6
УССР	Мусковит-альбитовые граниты	4	60	25	106
Кавказ	Лейкократовые граниты	9	65	14	106
Кавказ	Кварцевые диориты	80	9–281 (114)	2–53 (20)	110
КазССР	Адамеллиты	1	6	—	110
КазССР	Биотитовые измененные граниты	—	50–100 (75)	8–9 (9)	110
КазССР	Мусковитовые граниты	1	100	23	110
КазССР	Двуслюдяные граниты	8	50–90 (69)	3–6 (5)	110
КазССР	Аляскиты	1	8	12	110
КазССР	Мусковитовые граниты	1	100	23	113
	Сарысу-Тенгизский водораздел				
УзбССР	Лейкократовые граниты	—	142	49	1
Туркм ССР	Двуслюдяные граниты	3	77	12	106
Урал	Мусковитовые граниты	—	—	70	110

1	2	3	4	5	6
Урал, Верхисетский массив	Мусковитовые граниты	1	41,3	4,6	15
Алтай	Мусковитовые граниты	3	220-250 (233)	25-37 (32)	110
Алтай	Двуслюдяные граниты	10	170-203 (194)	18-29 (27)	110
Забайкалье	Апограниты	-	17-335	65-81	27
Забайкалье	Мусковитовые граниты	5	8-250 (200)	23-46 (27)	110
Забайкалье	Двуслюдяные граниты	2	189-231 (210)	39-49 (44)	110
Восточное Забайкалье	Мусковитовые граниты	2	230	24	106
Саяны	Граниты субщелочные	1	130	25	110
Восточная Сибирь	Мусковитовые граниты	-	190	21	34
Дальний Восток, Малый Хинган	Двуслюдяные граниты	-	35	4,9	14
Малый Хинган	Мелкозернистые турмалиновые граниты	-	135	38	14
Малый Хинган	Слабо альбитизированные турмалиновые граниты	-	195	53	14

1	2	3	4	5	6
Дальний Восток	Двуслюдяные граниты	1	35	5	110
Различные районы СССР	Мусковитовые граниты	27	121	22	113
СССР	Слюдяные и мусковитовые граниты	33	109	21,5	106

Роговая обманка. Содержание Nb и Ta в роговых обманках различных пород гранитоидов колеблются в широких пределах (табл. 13), постепенно увеличиваясь для Nb от гранодиоритов (2-7 г/т), биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов (36-45 г/т). Содержание Nb и Ta в роговых обманках соответственно: гранодиориты 15,1 (5) и 2,7 (5), биотит-роговообманковые граниты 40,8(2) и 4,2(2). Среднее содержание для роговых обманок гранитоидов-Nb 22,4, Ta 3,1 г/т. Коэффициент концентрации для Nb 1,1. Для гранитоидов Гиссарского плутона (79) подмечено накопление Nb и Ta в роговых обманках при переходе от пород первой фазы 2,7 г/т Ta и 11,9 г/т Nb к породам второй фазы 5,7 г/т Ta и 32,2 г/т Nb.

Таблица 13

Содержание Nb и Ta в амфиболах из гранитоидов СССР

Район, массив	Порода	Содержание, г/т		Ис-точник
		Nb	Ta	
1	2	3	4	5
	Роговая обманка			
Кавказ	Нормальные биотитовые граниты	-	4	13

Продолжение табл. 13

1	2	3	4	5
ТаджССР Гиссарский плутон	Кварцевые диориты	60,0	8,2	79
Гиссарский плутон	Гранодиориты	7,0	1,6	1,6
Гиссарский плутон	Порфиroidные ро- гообманково-био- титовые гранодио- риты и граниты	32,0 36,0	4,9-6,0	79
Урал				
Верхисетский массив	Кварцевые диориты	84	2,3	16
Верхисетский массив	Гранодиориты	10,5	0,5	16
Верхисетский массив	Амфибол-биотито- вые граниты	45,5	2,3	16
Верхисетский массив	Гранитоиды	25,6	1,8	15
Горный Алтай	Биотитовые гра- ниты	-	31	13
Приморье	Диориты	6,0	4,1	96
Северо-Вос- ток СССР	Гранодиориты	28	2,8	83
УзбССР	Амфибол-биоти- титово-кварцевые диориты	42,6	40,9	1
УзбССР	Амфибол-био- титовые грано- диориты	104,9	-	1

Минералы группы полевых шпатов. Среднее содержание Nb и Ta (70 в калиевых полевых шпатах (КПШ) (в г/т): гранодиориты 4,9 (7) и 0,34 (7), биотитовые граниты 5,3(5) и 0,78 (7), граниты лейкократовые и аляскистовые 8,9 (5) и 1,5 (4). Данные содержания в КПШ щелочных гранитов Восточного Памира близки к таковым для КПШ из биотитовых гранитов (70) и составляют 0,8 г/т, содержание Nb в КПШ щелочных гранитов этого региона составляет 11 г/т, т.е. выше среднего. В КПШ измененных гранитов происходит накопление Nb (25 г/т). Рассматривая материал по регионам (табл. 14) в целом нетрудно заметить, что содержание Nb в КПШ гранитов находится примерно на одном и том же уровне (10-12 г/т). Интересно отметить также, что плагиоклазы рудоносных интрузивов Дальнего Востока по сравнению с нерудоносными концентрируют Nb и Ta (20,1 против 8,5 г/т Nb и 4,3 против 1,8 г/т Ta). Содержание Nb в плагиоклазах из биотитовых гранитов равно 7,9(4), а Ta 0,5 (4). В плагиоклазах гранитов щелочного состава (Восточный Памир) концентрация Nb доходит до 13 г/т (71), Ta 1,1 г/т. Более высокие содержания (табл. 14) для плагиоклазов гранитов и биотит-рогообманковых гранитов Приморья (14-18 г/т Nb и 0,8-3,4 г/т Ta) дают Р.И. Полевских и др. (96). Плагиоклазы рудоносных интрузивов Дальнего Востока, так же как и КПШ этого района, почти в 2 раза обогащены Nb и Ta по сравнению с нерудоносными интрузивами. Содержание Nb в микроклине порфиroidных гранодиоритов, биотитовых и порфиroidных гранитов (табл. 14) равно 6,5-10 г/т, Ta -1,9-3 г/т. Заметно возрастает (с 32 г/т и Nb 3-8 г/т Ta в микроклинах из биотитовых гранитов) концентрация Nb в альбитизированных гранитах (51 г/т Nb) Улканского массива, Дальний Восток (82). Повышенные количества Nb и Ta наблюдаются в щелочных разностях гранитов Ныгванского массива (82). В многофазном Бижу-Джидинском гранитном массиве (Прибайкалье) при переходе от I к III фазе Nb накапливается в микроклине с 3,5 г/т до 14 г/т, а Ta - с 0,41 до 1,64 г/т (57).

Кварц. Средние содержания (71) Nb и Ta соответственно (г/т): в кварцах из гранодиоритов (в скобках число образцов) - 4,9 (8) и 0,33 (8), биотитовых гранитов 4,9(4) и 0,36(4), гранитов лейкократовых и аляскистовых 4,9 (2) и 0,41 (2). Среднее содержание для гра-



Таблица 14

Содержание Nb и Ta в минералах группы полевых шпатов из гранитоидов СССР

Район, массив	Порода	Содержание, г/т		Источ-ник
		Nb	Ta	
1	2	3	4	5
	Калиевые полевые шпаты			
Пальний Восток	Граниты рудоносной фации	11,2	2,0	21
Дальний Восток	Рудоносные интрузивы	20,1	4,9	21
Дальний Восток	Нерудоносные интрузивы	8,5	1,8	21
Юго-Восточное Прибайкалье, Биту-Джидинский массив	Граниты, I фаза	0,9	4	57
	Полевые шпаты			
Сибирь, Колыванский массив	Биотитовые граниты	11,6	0,3	75
Сибирь	Биотитовые граниты	11,8	< 0,2	75
Малый Хинган	Порфиroidные граниты, нижний палеозой	10	0,8-1	14
Малый Хинган	Крупнозернистые граниты, нижний палеозой	10-20	0,8	14
Малый Хинган	Среднезернистые биотитовые граниты, средний палеозой	7	0,8	14
Малый Хинган	Двуслюдяные граниты, средний палеозой	10	1,6	14

Продолжение табл. 14

1	2	3	4	5
Малый Хинган	Турмалиновые граниты и гранит-порфиры, средний и верхний палеозой	10	1,6-2,4	14
Малый Хинган	Крупнозернистые розовые граниты, верхний палеозой	10	0,8	14
	Плагиоклаз			
Верхисетский массив	Гранодиориты	7,0	0,5	16
Верхисетский массив	Среднезернистые биотитовые и порфиroidные граниты	5,7	0,5	16
Верхисетский массив	Гранитоиды	4,9	0,5	15
Приморье	Граниты	14,0	3,4	96
Приморье	Биотит-роговообманковые граниты	18,0	0,8	96
Приморье	Аляскиты	5,9	0,8	96
Дальний Восток	Граниты рудоносной фации	20,6	2,3	21
Дальний Восток	Рудоносные интрузивы	46,5	5,5	21
Дальний Восток	Нерудоносные интрузивы	27,0	2,6	21
	Микроклин			
Верхисетский массив	Среднезернистые биотитовые граниты	10,2	1,9	16
Верхисетский массив	Порфиroidные граниты	6,5	2,0	16
Верхисетский массив	Мусковитовые граниты	25,0	5,1	16

1	2	3	4	5
Юго-Западное Прибайкалье Биту-Джидинский массив	Гранитоиды	15,3	3,0	15
Биту-Джидинский массив	Граниты, II фаза	7,0	-	57
Биту-Джидинский массив	Микрограниты, III фаза	13,9	1,6	57
Приморье	Граниты	8,2	1,2	96
Приморье	Биотит-роговообманковые граниты	7,0	2,1	96
Приморье	Аляскиты	8,4	0,8	96
Улканский массив	Крупнозернистые биотитовые граниты, I фаза	32	3	82
Улканский массив	Неравномернозернистые биотитовые граниты, II фаза	32	8	82
Улканский массив	Альбитизированные неравномернозернистые граниты	51	4	82
Ныгванский	Астрофиллит-рибекитовые граниты	38	10	82
Ныгванский	Эгирин-рибекитовые граниты	43	6	82
Малый Хинган	Порфиroidные гранодиориты	10	3	14

гранитоидов, рассчитанное по этим данным, составляет 4,9 и 0,35 г/т Nb и Ta соответственно. Коэффициент концентрации Nb 0,25, Ta 0,1. Содержания Nb и Ta по различным разностям пород гранитоидов являются довольно монотонными (табл. 15), хотя имеются указания о повышенном (в 3 раза по сравнению с данными, приводимыми В.В. Ляховичем) содержание (14,7 г/т) Nb для кварцев из биотитовых гранитов одного из массивов Сибири (75) и нерудоносных интрузивов Дальнего Востока (398 г/т Nb и 1,0 г/т Ta) (21).

Содержание Nb и Ta в кварце из гранитоидов СССР

Район массив	Порода	Содержание, г/т		Источник
		Nb	Ta	
Сибирь	Биотитовые граниты	7,0	1,6	75
Сибирь	Биотитовые граниты	14,7	0,2	75
Биту-Джидинский массив	Граниты, I фаза	0,5	4,0	57
Приморье	Граниты и биотит-роговообманковые граниты	7,0	61-3,1	96
Приморье	Аляскиты	7,0	0,8	96
Приморье	Граниты рудоносной фации Нерудоносные интрузивы	7,0	0,3	21
		398	1,0	21
Дальний Восток:				
Малый Хинган	Порфиroidные и крупнозернистые граниты, нижний палеозой	12	0,8	14
Малый Хинган	Порфиroidные гранодиориты, средний палеозой	-	0,8	14
Малый Хинган	Биотитовые и двуслюдяные граниты, средний палеозой	10,5	0,8-2,0	14
Малый Хинган	Турмалиновые граниты, средний палеозой	21	3,0	14
Малый Хинган	Розовые и турмалиновые граниты, розовые гранит-порфиры, верхний палеозой	10,5	0,8-6,6	14

**Сфен.** Данные по содержанию изучаемых элементов представлены в табл. 16. Среднее содержание Ta в сфенах из гранитоидов Кавказа равно 370 г/т (13). Сфены всех разновидностей пород характеризуются значительными концентрациями Nb и Ta. Исключение составляют данные по гранитоидам Верхисетского массива, Урал, где содержание Nb 16,8 г/т, а Ta 1.8 г/т. Содержание Nb в сфене закономерно возрастает от (53)диоритов (Nb 2307 г/т) через гранодиориты (Nb 3846 г/т) к гранитам (6223 г/т). Сфены более поздних фаз пород накапливают как Nb, так и Ta. Примером этого могут служить данные по гранитам Прибайкалья. Здесь граниты I фазы содержат 1214 Nb и 155 г/т Ta, а граниты II фазы – 1524 Nb и 196 г/т Ta (57). В сфенах порфировидных гранитов Зерендинского комплекса (КазССР) содержание Nb достигает 7000 г/т, а Ta – 1200 г/т; в процессе альбитизации гранитов содержание Nb в сфене уменьшается до 2000 г/т, Ta не обнаружен. Сфен, так же как и биотит, в гранитоидах некоторых регионов является основным минералом-носителем Nb и Ta. Так, увеличение содержания сфена (до 0,3%) в гранитоидах Восточного Саяна приводит к тому, что он становится главным носителем ниобия породы (до 85% Nb) и от 50% и выше Ta (38). В сфенах из гранитов Северо-Востока СССР содержание Nb 839 г/т, а Ta 736 г/т (83). Отношение Nb/Ta в сфенах близко таковому в породе, тогда как в биотите оно всегда больше, чем в породе. Зависимость содержаний Ta и Nb в сфенах от парагенезиса представлена на рис. 4. Из рис. 4 видно, что наиболее высокими содержаниями изученных элементов характеризуются сфены субщелочных гранитоидов, наиболее низкими – сфены лейкократовых грейсовидных гранитов.

**Ильменит.** Как и многие другие породообразующие и акцессорные минералы гранитоидов, он характеризуется непостоянством содержания Nb и Ta. Самые низкие содержания (15) этих элементов установлены для гранитоидов Верхисетского массива, Урал (табл. 17). Ильмениты одних и тех же разновидностей пород, но разных регионов, имеют довольно значительные колебания в содержании Nb. Так, ильмениты биотитовых гранитов Мынбулакского и Кандыгатайского массивов (81) концентрируют 1300 и 1674 г/т Nb соответственно. В.А. Нарсеев и А.Н. Бугаец (81) на примере ильменитов из аляскитовых гранитов

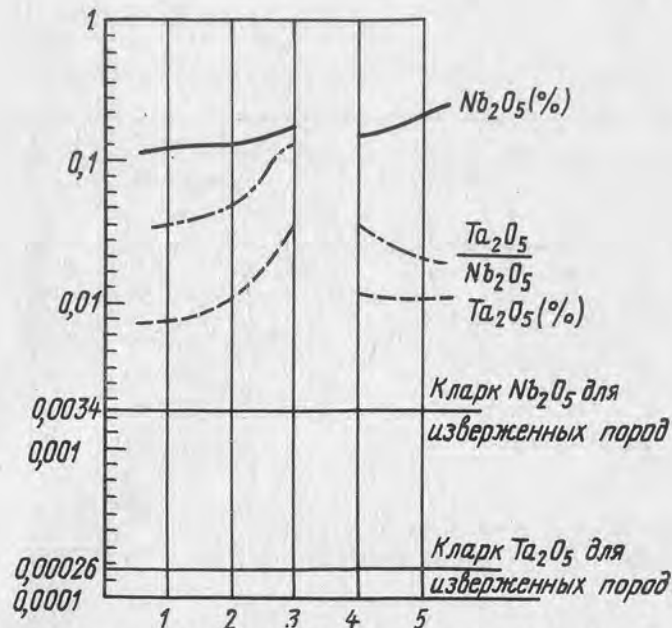


Рис. 4. Зависимость содержаний тантала, ниобия и тантало-ниобиевого отношения в сфенах от парагенезиса (66): 1 – гнейсовидные лейкократовые протерозойские граниты; 2 – плагиомикроклиновые каледонские граниты главной интрузивной фазы; 3 – их производные субщелочные граносиениты фазы дополнительных интрузий; 4 – щелочные ультрабазиты; 5 – пегматиты щелочных ультрабазитов

массива Доголан проследили поведение Nb и Ta в ряду пород: крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы – мелкозернистые аляскиты дополнительных интрузий – мелкозернистые аляскиты даек первого этапа. Содержание Nb и Ta изменяется соответственно следующим образом: 0,016 и 0,06 → 0,028 и 0,44 → 0,44 и 4,6%. Приведенные данные показывают обогащение этими элементами более поздних дифференциатов. Высокие содержания Nb и Ta, как правило, наблюдаются в ильменитах из измененных пород (табл. 17). Зависимость содержаний Nb и Ta от условий образования ильменитов представлена на рис. 5, где отчетливо показано, что ильмениты производных пород, как правило, содержат более высокие содержания этих элементов по сравнению с ильменитами материнских пород. Так, гранодиориты содержат

Таблица 16

Содержание Nb и Ta в сфенах из гранитоидов СССР

Район, массив	Порода	Содержание, г/т		Источник
		Nb	Ta	
1	2	3	4	5
УКЩ, город Салтычей	Граниты сфен-ортитового типа	613	170	89
КазССР Зерендинский комплекс	Среднезернистые граниты	4600	400	60
Зерендинский комплекс	Среднезернистые порфировидные граниты	7000	1200	60
УзбССР	Граниты и гранодиориты	1200	-	1
УзбССР	Гранодиориты	2200	-	1
КазССР	Крупнозернистые порфировидные граниты	700-1000	-	121
Центральная часть КазССР	Гранитоиды	до 400	-	104
Урал, Верхисетский массив	Гранитоиды	16,8	1,8	15
Маньхамбо	Диориты	2307	-	53
Маньхамбо	Гранодиориты	3846	-	53
Маньхамбо	Граниты	6223	-	53
Северо-Восточная Тува	Биотит-роговообманковые граниты, II фаза	5500	440	97
Восточный Саян	Среднезернистые биотитовые гранодиориты	1350	155	38

Продолжение табл. 16

1	2	3	4	5
Восточный Саян	Среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты	705	58	38
Восточный Саян	Крупнозернистые биотитовые граниты	1550 2400	115- 200	38

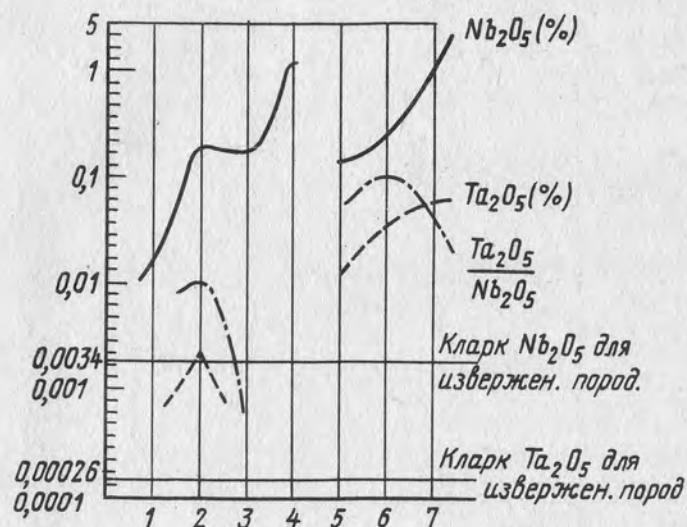


Рис. 5. Зависимость содержаний тантала, ниобия и тантало-ниобиевого отношения в ильменитах от условий образования (66): 1 - гранодиориты; 2 - их производные субщелочные граносиениты фазы дополнительных интрузий; 3 - их производные полилитонит-рибекитовые редкометалльные граниты; 4 - полевошпат-сидерит-кварцевые жилы, производные субщелочных гранитоидов; 5 - гейсовидные лейкократовые граниты; 6 - их производные пегматиты редкоземельного ряда; 7 - лейкократовые биотитовые граниты

от 0,001%  $Ta_2O_5$  и 0,029%  $Nb_2O_5$ , их же производные субщелочные граносиениты фазы дополнительных интрузий содержат соответственно 0,004 и 0,345%.

Таблица 17

Содержание Nb и Ta в ильменитах из гранитоидов СССР

Район, массив	Порода	Содержание, г/т		Источ- ник
		Nb	Ta	
1	2	3	4	5
УКШ, город Салтычей	Граниты сфен-орти- тового типа	640,7	241	89
Урал, Верх- сетский массив	Гранитоиды	136	6,3	15
УзбССР Актауский интрузив	Гранодиориты	2000	-	1
Актауский интрузив	Амфиболо-биотитово- кварцевые диориты	699	1063	1
Центральная часть КазССР	Гранитоиды	2000	-	104
КазССР Тургайский прогиб	Крупнозернистые порфировидные гра- ниты	1000- 3000	-	121
КазССР Тарбага- тайский массив Доголан	Крупнозернистые лейкократовые гра- ниты	-	16,3	81
Тарбагатай, массив Доголан	Среднезернистые альбитизированные аляскиты	6536	1227	81
Тарбагатай, массив Доголан	Мелкозернистые ал- битизированные аляс- киты дополнительной фазы	3076	229	81

Продолжение табл.17

1	2	3	4	5
Массив Шон- жир	Крупнозернистые аляскиты	9030	7214	81
Массив Шон- жир	Мелкозернистые аль- битизированные аляс- киты	1 3720	163,6	81
Массив Ка- ракультас	Крупнозернистые лей- кократовые граниты	13759	1000	81
Мынбулакский массив	Среднезернистые био- титовые граниты	1300,6	212,7	81
Кандыгатайс- кий массив	Среднезернистые био- титовые граниты	1674	212,7	81
Калба	Лейкократовые био- титовые и двуслю- дяные граниты	-	116	13
Забайкалье	Граниты танталонос- ного типа	2866	515	27
Горный Ал- тай	Рибекитовые грани- ты	1000	-	7
Северо-Вос- ток СССР	Гранодиориты	1447	98,1	83
Северо-Вос- ток СССР	Граниты	678,2	147	83

Другие акцессорные минералы гранитоидов. Данные по содержанию Nb и Ta в других акцессорных минералах гранитоидов ограничены (табл. 18). Хлориты гранодиоритов центрального Казахстана характеризуются довольно значительными содержаниями Nb (33-50 г/т) и Ta (3-4,4 г/т). Общеизвестен факт постоянного присутствия Nb в касситеритах, причем количество Nb в низкотемпературных разностях касситеритов уменьшается. В касситеритах гранит-порфиров Центрального Казахстана (121) наблюдается до 100-300 г/т Nb. На примере Коростеньского плутона Украины можно полагать, что Nb

и Та накапливаются в цирконах более поздних дифференциатов. Так, для гранитов I субфазы содержание Nb и Та равно 50,6 и < 26,7 г/т, а для гранитов II субфазы оно заметно возрастает - 94,0 г/т Nb и 84,0 г/т Та (76).

Таблица 18

Содержание Nb и Та в хлоритах и магнетитах гранитоидов СССР

Район, массив	Породы и минералы	Число анализов	Содержание, г/т		Источник
			Nb	Та	
Центральная часть КазССР	Хлориты	8	33-50	3-4,4	113
	Гранодиориты				
Различные районы СССР	Гранодиориты	11	38	3,5	113
Урал, Верхнетурганский массив	Гранитоиды	2	26,0	2,3	15
СССР	Нормальные граниты	11	-	3,3	13
Украина	Магнетит	-	-	-	-
Приазовье	Граниты сфенсо-держачие	-	15	32	77
Приазовье	Граниты мигматизированные	-	15	19	77
Приазовье	Граниты	-	71-90	9-34	77
Приазовье	Граниты катаклазированные	-	279	64	77

Выше нами рассмотрен довольно обширный материал по распределению Nb и Та в минералах гранитоидов. Для выяснения причин геохимического поведения Nb и Та в гра-

нитоидах необходимо знать формы нахождения их в минералах, составляющих эти породы.

Анализ приведенных ниже лабораторных исследований по изучению форм нахождения Та и Nb в изученных минералах позволяет считать, что как Nb, так и Та, присутствуют в них в качестве изоморфной примеси, а по достижении верхнего предела количеств изоморфного Nb или Та последние образуют самостоятельные минералы. Соотношение изоморфной и неизоморфной форм зависит от общего содержания Та и Nb в минерале. Изоморфные примеси Nb и Та имеют огромное значение как для накопления этих элементов, так и для их рассеивания. Наиболее вероятными схемами изоморфизма являются следующие. Для Nb и Та широко проявляется изовалентный изоморфизм (практически не встречается ниобиевых минералов без Та и наоборот). Для Nb более характерен гетеровалентный изоморфизм. При этом возможен изоморфизм двух типов: 1) Nb<sup>5+</sup> замещает какой-либо четырехвалентный катион (Ti, Zr, Sn, W) и 2) Nb<sup>5+</sup> замещает трехвалентный катион (Fe, TR). Наиболее распространен первый тип гетеровалентного изоморфизма, особенно с Ti и Zr (Nb входит почти во все минералы Ti в качестве изоморфной примеси, где отношение Ti/Nb составляет от 3-5 до 800). Компенсация валентностей при замещении Ti<sup>4+</sup> на Nb<sup>5+</sup> (для ильменита, рутила и др.) осуществляется по схеме: 2Ti<sup>4+</sup> ← Nb<sup>5+</sup> + (Fe, Al)<sup>3+</sup>; 3Ti<sup>4+</sup> ← 2Nb<sup>5+</sup> + (Fe, Mn)<sup>2+</sup>. Изоморфное замещение танталом титана наблюдается в сфене (до 7445 г/т Та) и ильмените (до 654 г/т Та). Изоморфизм с Ti в значительной мере объясняется вхождением Та в кристаллические решетки (63) пироксенов (до 40 г/т), амфиболов (до 8 г/т), биотита (до 188 г/т). При замещении ниобием олова компенсация валентностей, по-видимому, происходит благодаря одновременному вхождению в кристаллическую решетку касситерита, в основном Fe<sup>2+</sup>, по схеме 3Sn<sup>4+</sup> ← 2Nb<sup>5+</sup> + Fe<sup>2+</sup> и частично Sc по схеме 2Sn<sup>4+</sup> ← Nb<sup>5+</sup> + Sc<sup>3+</sup>. Изоморфизм между Sn и Nb ограничен, так как одновременное вхождение в касситерит значительных количеств Nb и Fe может привести к распаду последнего с образованием смеси касситерита и колумбита (61).

Изоморфизм Та со Sn происходит по схеме: 2Sn<sup>4+</sup> ← Та<sup>5+</sup> + Fe<sup>3+</sup> или 3Sn<sup>4+</sup> ← 2Та<sup>5+</sup> + Fe<sup>2+</sup>. Гетеровалентный изоморфизм Та<sup>5+</sup> с Zr<sup>4+</sup>, W<sup>6+</sup>, Fe<sup>3+</sup> и Al<sup>3+</sup> является ограниченным. Изо-

морфное замещение танталом и ниобием алюминия характерно для высокоглиноземистых слюд мусковитого ряда. Вхождение значительных количеств Та и Nb в мусковиты объясняется изоморфным замещением этими элементами алюминия, находящегося в шестерной координации, или  $Fe^{3+}$ . Слюды легче принимают в свою кристаллическую структуру Nb, чем Та (63), что, видно, обусловлено большей амфотерностью Nb по сравнению с Та; это сближает Nb с Al в кислой среде, где последний резко проявляет свои металлические свойства. Li в слюдах также замещает  $AlVI^{3+}$  по схеме  $2AlVI^{3+} \leftarrow Li^+ + (Nb, Ta)^{5+}$  (62). В силикатах Nb, по-видимому, замещает  $Fe^{3+}$  по схеме  $2Fe^{3+} + Al^{3+} \leftarrow Nb^{5+} + 2Mg^{2+}$ . После рассмотрения вероятных вариантов изоморфизма Nb и Та с Ti, Zr, Sn, W и другими элементами в ряде минералов необходимо остановиться на возможных верхних пределах изоморфизма. Рентгеновским локальным анализом вольфрамов (31) с различным содержанием Та и Nb установлено, что верхний предел количеств изоморфного Nb не превышает 3000, а Та—4000 г/т. По данным (47) верхний предел количеств изоморфного  $Ta_2O_5$  в вольфрамитах составляет 1900 г/т, содержания, превышающие этот предел, будут фиксироваться в виде самостоятельных Та—Nb-минералов. Возможность широкого изоморфизма между Nb и W в вольфрамитах экспериментально доказана (125), причем, согласно данным этого исследователя, с повышением температуры пределы изоморфизма расширяются; вопрос же компенсации валентностей в этом случае остается открытым. Предел изоморфизма Sn и Та не превышает 818 г/т, а Nb—4195 г/т (46). Верхний предел изоморфного замещения в слюдах, вероятно, не превышает для Nb 100 г/т и для Та—10 г/т (54). Скорее всего, верхняя граница содержаний изоморфного Та и Nb определяется пределами изоморфной емкости минерала при данной температуре и давлении, которые будут, несомненно, различны при изменении температуры.

При обработке слюд соляной кислотой (54) был обнаружен неполный переход Ti, Nb и Та в раствор, что свидетельствует (табл. 19) в пользу преимущественной связи последних в изученных слюдах с включениями редкометалльных минералов, находящихся в остатке. Часть же Nb и Та, перешедшая в раствор, видимо, приходится на изоморфные примеси в слюдах. Исследования также

показали снижение содержания Ti, Nb и Та в слюдах при повторном применении различных методов разделения минералов (отмучивание, отмывка в тяжелых жидкостях и др.). Это указывает на связь Nb и Та с включениями других минералов.

Таблица 19

Содержание Ti, Nb и Та в слюдах при обработке HCl (54)

До растворения в HCl			В растворе HCl		
Ti	Nb	Ta	Ti	Nb	Ta
0,45	0,011	0,001	0,4	0,001	Нет
0,28	0,008	0,001	0,26	0,0005	- " -
0,18	0,001	0,0002	0,17	0,0005	- " -
0,23	0,007	-	0,2	0,001	- " -
0,78	0,002	0,0001	-	0,001	- " -
0,3	0,002	0,0002	-	0,0001	- " -
-	0,006	0,0002	-	0,0005	- " -
-	0,006	-	-	0,0006	- " -
-	0,008	-	-	0,002	- " -
0,33	0,002	0,0001	0,25		

Совсем недавно была проведена (71) интересная работа по выяснению возможной зависимости повышенных содержаний Nb и Та в биотите из рудоносных гранитов от наличия микровключений собственных минералов этих элементов. С этой целью брались образцы биотита: 1) из танталоносного гранита Восточного Забайкалья и 2) из молибдено-вольфрамового гранита Северного Кавказа. Каждый образец биотита делился на 2 части, одна из которых истиралась и подвергалась центрифугированию, другая обработка не подвергалась. В результате было установлено уменьшение содержания Nb и Та в 1,5—4 раза в предварительно центрифугированном биотите из танталоносных гранитов за счет удаления микровключений собственных минералов (тантало-колумбита).

В вольфрамитах редкометального рудного узла Восточного Забайкалья (31) изоморфные Ta и Nb, по всей вероятности, замещают  $W^{6+}$  по схеме  $(Nb^{5+})_x(W^{5+})_x$  компенсацией заряда, или  $Sc^{3+}$  и TR, замещающими соответственно  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$ , или F, замещающим кислород. Возможность последнего замещения показана (9).

Опыты по растворению вольфрамита в соляной кислоте и переходу части Nb и Ta в раствор (32,47) подтверждают также существование двух форм Nb и Ta в этом минерале: изоморфной (находится в растворе) и в виде включений минералов группы колумбита-танталита (находится в остатке). Две формы нахождения Nb и Ta в вольфрамите установлены А.С. Ивойловым и др. (50). Есть указания (19) о переносе в форме двойных фторидов Nb и Ta со щелочами в альбитизированных и грейзенированных гранитах, одновременно богатых Nb, Ta и F.

Относительно корреляционных связей Nb и Ta с другими элементами можно сказать следующее. Расчет парной линейной корреляции Nb и Ta с другими элементами проводился для пород некоторых регионов (28, 52, 57, 79, 127). Полученные данные носят довольно противоречивый характер и в данной работе не рассматриваются. В значительной мере коэффициенты корреляции имеют малую величину и являются незначимыми. Значимые же коэффициенты корреляции для одной и той же пары элементов в разных породах и даже в одних и тех же породах очень часто имеют несопоставимые значения. Следует заметить, что исследователи, излагая довольно подробно полученные данные парной корреляции по региону, как правило, не указывают проводился ли расчет по породе в целом или по минералу. Расчет корреляции Nb и Ta с другими элементами следует, видимо, проводить не по породе в целом, а по отдельным минералам, как это сделано для биотитов и роговых обманок гранитоидов Гиссарского плутона (79). Подходя к заключению о характере распределения Nb и Ta, а также взаимосвязи их с другими элементами в изученных минералах, следует остановиться на рассмотрении некоторых данных по коэффициентам концентрации. При сравнении коэффициентов концентрации  $K_k$  в биотитах и сфенах из гранитов сфен-ортитового типа обнаруживается, что в сфенах они в 3-5 раз выше (42). Этот факт подчеркивает, что в магматическом этапе изученного комплекса пород происходит

энергичное связывание обоих элементов в сфене. Исследователи (42) полагают, что в ходе становления кислых интрузий сфен-ортитового типа не должно происходить сильного обогащения более поздних, а также остаточных продуктов кристаллизации. Данные Е.Б. Знаменского и Э.И. Пополитова (42) не соответствуют данным для гранитоидов Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория, Урал (15,16).  $K_k$  для Nb биотитов, роговых обманок, эпидота, хлорита изученного района довольно близки между собой и составляют 3,6-3,9;  $K_k$  сфена равен только 2,4.  $K_k$  для Ta наиболее высок в таких минералах, как ильменит (2,5), мусковит (1,8), биотит (1,4); в роговых обманках, плагиоклазе, сфене, эпидоте он находится в пределах 0,2-0,8. Несколько повышенные  $K_k$  по сравнению с приводимыми И.Н. Бушляковым наблюдаются (79) для гранитоидов Гиссарского плутона. Так,  $K_k$  в роговой обманке равен 2-4, в биотите - 6-14; для Ta в роговой обманке 2-4, а в биотите он увеличивается до 6-19.  $K_k$  биотитов зависит в данном случае от наличия роговой обманки: в биотите из пород двух первых фаз  $K_k$  Nb равен 6-8, а в биотите двух заключительных фаз - 10-14. Для Ta  $K_k$  в биотите первых двух фаз составляет 6-7, для заключительных фаз 10-19. Рассматривая  $K_k$  Ta и Nb в слюдах гранитоидов СССР (70), легко обнаружить (табл. 20), что Nb в большей степени концентрируется в биотите, а Ta - в мусковите. Это подтверждает роль биотита как фактора, способствующего разделению Nb и Ta в стадию магматической кристаллизации (табл. 20).

Биотиты лейкократовых и аляскитовых гранитов имеют более низкий  $K_k$  Nb и Ta (6,8 и 3,4 соответственно).

Таблица 20

Коэффициенты концентрации (г/т) Ta и Nb в слюдах из гранитоидов СССР (70)

Элемент	Гранит	Биотит		Мусковит	
		содержание	$K_k$	содержание	$K_k$
Ta	3,5	19	5,4	33	9,4
Nb	20	146	7,8	139	6,6



Последнее обстоятельство указывает на частичную концентрацию Nb и Ta в других, возможно даже собственных минералах и роль биотита как минерала-носителя в них ослабевает по сравнению с биотитовыми гранитами. Величина  $K_k$  Nb и Ta в изученных минералах гранитоидов свидетельствует в пользу преобладающей концентрации их, как правило, в одном или двух минералах, которые можно рассматривать в качестве индикаторов на эти элементы.

### Заключение

Nb и Ta являются элементами тесно геохимически связанными. Так как Nb резко преобладает над Ta в земной коре, то главная масса последнего рассеивается в ниобиевых минералах, а также в минералах элементов, близких по кристаллохимическим свойствам к Nb.

Факторами, приводящими к концентрированию Ta и разделению его с Nb, являются более ограниченный по сравнению с Nb изоморфизм Ta с Ti, Fe и Al, не позволяющий ему полностью рассеиваться в ходе магматической дифференциации и способствующий относительно концентрированию к концу магматического процесса; избирательный изоморфизм Nb и Al в кислой среде в присутствии Li; обуславливающий разделение Ta и Nb и увеличение концентрации Ta в слюдяных парагенетических комплексах гранитных пегматитов и фторо-литиевых грейзенов. На основе приводимых в работе материалов (1, 35, 39, 42, 45, 66, 57, 59, 81, 92, 97, 99, 121) выявлено, что по сравнению с Ta у Nb тенденция остаточного накопления проявлена слабее, так как содержание Nb в породах хотя и возрастает, но незначительно. Данные этих исследователей находятся в противоречии с выводами В.И. Герасимовского и др. (18) и А.А. Беуса и др. (11-12), считающих что разделения Nb и Ta в магматическую стадию не происходит.

Существенное влияние на геохимию Nb и Ta оказывают условия формирования гранитоидов различного петрогенетического типа. Содержание их находится в зависимости от таких процессов, как гранитизация, анатексис, способ перемещения расплавов (37, 43) и др.

Очень большое влияние на поведение Nb и Ta оказы-

вает их ярко выраженная склонность к проявлению несимимости с силикатными магмами, которая увеличивается при возрастании кремнекислотных расплавов и уменьшается при повышении их щелочности (37, 43).

Содержание Nb в породах одного комплекса во многом зависит от принадлежности гранитоидов к определенной фазе и фации (37), оно понижается в породах фации эндоконтакта по сравнению с породами главной фации этой фазы (за счет ассимиляции).

Поведение Nb и Ta в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов — наименее изученная проблема геохимии, имеющая немаловажное значение для решения вопросов петрогенезиса, рудообразования и др. Довольно часто наблюдаемые повышенные содержания Nb и Ta в биотитах (по сравнению с их средними содержаниями) гранитов послужили поводом для признания этих элементов в качестве поискового признака, указывающего на вероятную рудоносность гранитоида (21, 25, 34, 75, 99, 106). Но не всегда повышенные содержания Nb и Ta в биотите могут быть индикаторами потенциальной рудоносности гранитов. Так, например, биотиты котануйского комплекса (Орское Зауралье) содержат Ta 41 г/т против среднего по гранитоидам СССР 19 г/т, Nb 142 г/т против 146 г/т; такое же содержание Ta и Nb в мусковитах. Оно составляет соответственно 36 и 170 г/т для комплекса, 33 и 133 г/т для гранитоидов СССР. Содержание же тантало-ниобатов в котануйском комплексе весьма незначительно (70).

Реальность использования акцессорных минералов в качестве индикаторов возможной рудоносности основывается также на высокой концентрации (по сравнению со средним) Nb и Ta в сфене, ортите, магнетите, цирконе и редкометалльных гранитов.

Велики возможности применения содержания Nb и Ta в минералах для разных целей. Имеются указания (119-120) на использование содержания Ta в вольфрамитах в качестве индикатора условий образования вольфрамовых месторождений. Существует мнение о применимости отношения Nb/Ta в биотитах для расчленения интрузивных фаз (79); для этой же цели предлагаются отношения Ta к Ti и Nb к Ti (96). Титанистость и ниобий-танталистость биотитов (83) использовалась в качестве геотермометров.

Процессы концентрации или рассеяния в гранитоидах Nb и Ta носят сложный характер. Сравнительный анализ фактических данных показал, что почти не существует для разных регионов одних и тех же ведущих факторов концентрирования или рассеяния Nb и Ta. В каждом конкретном случае главными будут: химический состав среды, в которой формируются гранитоиды; фазы образования пород; в гранитоидах складчатых областей – принадлежность их к начальным, средним или конечным стадиям развития и многие другие факторы. Закономерности поведения этих элементов в минералах определяются рядом факторов, из которых ведущими являются состав и структура минерала, парагенезис минералов, время выделения минерала и петрографический состав гранитоида.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов П.Т., Хамрабаев И.Х. К распределению ниобия и тантала в гранитоидах Актауского интрузива (Западный Узбекистан). "Узб. геология ж., Узб. геол. ж.", 1966, № 3, 39-44 [РЖГео, 1966, 11В21]
2. Александров А.Л., Кудинов Б.П., Борголов И.Б. Тантал и ниобий в гранитах центральной части Байкало-Патомского нагорья. В сб. "Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сиб. платформы". М., "Недра", 1971, 132-134 [РЖГео, 1971, 8В32]
3. Александров И.В. Ниобий в углекислых растворах и соображения о миграции редких элементов в гидротермальных условиях. "Геохимия", 1967, № 6, 684-693 [РЖГео, 1967, 12В20]
4. Александров И.В., Трустикова Т.А. Ниобий и тантал во фторидно-фосфатных растворах. "Геохимия", 1973, № 6, 839-847 [РЖГео, 1973, 9В5]
5. Александров И.В., Трустикова Т.А., Тулицин Б.П. Ниобий и тантал в углекислых растворах. "Геохимия", 1969, № 6, 673-682 [РЖГео, 1969, 12В18]
6. Амшинский Н.Н., Долгушина А.А., Козлов А.М., Марнич И.В. О некоторых чертах геохимического различия рудоносных и безрудных гранитоидов (на примере Алтая). "Тр. Сиб. НИИ геол. геофиз. и минеральн. сырья", 1969, вып. 104, 161-172, [РЖГео, 1971, 5В54]

7. Амшинский Н.Н., Марнич И.В., Молчанов В.И., Орлова Л.И., Горб А.М. Редкие и редкоземельные элементы в акцессорных минералах гранитоидов Горного Алтая. В сб. "Акцессорн. минералы в решении вопр. металлогении и происхождения магматич. комплексов", М., 1968 (1969), 239-245 [РЖГео, 1970, 7В30]
8. Амшинский Н.Н., Орлова Л.М., Марнич И.В. Распределение редких элементов в гранитоидных телах разной морфологии (на примере некоторых массивов Алтая). "Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, 96, № 1, 22-29 [РЖГео, 1967, 8В34]
9. Бершов Л.В., Марфунин А.С., Минеева Р.М. Электронный и парамагнитный резонанс тетраэдрического комплекса  $(MnF_4)^{2-}$  в шеелите. Ж. эксперим. и теорет. физ.", 1965, 49, вып. 3 (9), 743-746
10. Беус А.А. Распределение тантала и ниобия в мусковитах из гранитных пегматитов. "Геохимия", 1966, № 10, 1216-1221 [РЖГео, 1967, 5В16]
11. Беус А.А., Ситнин А.А. Геохимические особенности распределения тантала в земной коре. В сб. "Геохим. поиски эндоген. месторожд. редк. элементов". М., "Недра", 1968, 5-13, [РЖГео, 1969, 3В54]
12. Беус А.А., Ситнин А.А. Основные черты геохимии тантала в послемагматических процессах. В сб. "Геохим. поиски эндоген. месторожд. редк. элементов". М., "Недра", 1968, 56-59 [РЖГео, 1969, 2В65]
13. Беус А.А., Ситнин А.А. Геохимические особенности распределения тантала в гранитоидах. "Геохимия", 1968, № 5, 579-585 [РЖГео, 1968, 11В37]
14. Бровчук И.Ф., Недашковский П.Г., Овчарек Э.С. Возрастные взаимоотношения палеозойских гранитоидов Малого Хингана и распределение в них тантала и ниобия. В сб. "Геохим. циклы Дальнего Востока". Владивосток, 1969, 77-82
15. Бушляков И.Н. Распределение ниобия и тантала в гранитоидах Верхисетского массива на Урале. "Ежегод. Ин-т геол. и геохимии Уральск. фил. АН СССР, 1970", Свердловск, 1971, 95-96 [РЖГео, 1971, 8В31]
16. Бушляков И.Н. Геохимия редких элементов в гранитоидах Верхотурско-Верхисетского мегаантиклинория.

- "Тр. Ин-та геол. и геохимии Уральск, науч. центр АН СССР", 1972, вып. 93, 189-216 [РЖГео, 1972, 2В41]
17. Бушляков И.Н. Химический состав и элементы-примеси роговых обманок и биотитов из гранитоидов Верхисетского массива (Средний Урал), "Тр. Ин-та геол. и геохимии. Уральск, науч. центр АН СССР", 1973, вып. 100, 125-133 [РЖГео, 1974, 6В29]
  18. Герасимовский В.И., Карпушина В.А. О соотношении ниобия и тантала в магматических породах, "Геохимия", 1965, № 6, 757-758 [РЖГео, 1966, 1В22]
  19. Герасимовский В.И., Карпушина В.А. О содержании ниобия и тантала в нигерийских гранитах. "Геохимия", 1967, № 6, 730-733 [РЖГео, 1967, 12В19]
  20. Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Дербаремдикер М.М., Лаговская Е.А., Славкина С.П., Брюханов В.М. Распределение акцессорных элементов в интрузивных и постмагматических образованиях Вознесенского рудного района. В сб. "Геохим. циклы Дальнего Востока, Владивосток, 1969, 97-104
  21. Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б., Полевских Р.И., Стрижкова А.А., Мушенко Л.В., Иванов В.С., Никифорова И.К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. В сб. "Геохим. критерии потенциальн. рудонос. гранитоидов. Симпозиум. Ч.1. Докл." Иркутск, 1970, 83-145 [РЖГео, 1970, 11В74]
  22. Гоншвили Б.А. Распределение некоторых редких элементов в гранитоидах Верхней Сванетии. "Тр. Кавказск. ин-та минеральн. сырья. Сер. геол.", 1965, вып. 6(8), 123-132 [РЖГео, 1967, 4В40]
  23. Гордиенко В.В., Гордиенко Л.И. Геохимические особенности пегматитоносных турмалин-мусковитовых гранитов Кольского полуострова. В сб. "Минералогия и геохимия", Вып. 4. Л., Ленингр. ун-т 1972, 85-97 [РЖГео, 1972, 7В26]
  24. Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. О природе примеси рублидия в калиевом полевоом шпате. "Геохимия", 1967, № 4, 478-481
  25. Гребенников А.М. Акцессорные минералы-индикаторы редкометалльных гранитоидов Кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. В сб. "Вопр. регион. геол. и метал. Забайкалья". 1968, вып. 4, 172-174 [РЖГео, 1969, 9В324]
  26. Гребенников А.М., Гайворонский Б.А., Пьяников А.Я. Минералого-геохимическая специализация мезозойских гранитоидов Харалгинского рудного района Центрального Забайкалья. "Изв. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР", 1971, 7, № 4, 20-28 [РЖГео, 1972, 5В49]
  27. Гребенников А.М., Огородников В.Д., Пьяников А.Я., Чабан Н.Н. Минерально-геохимические особенности вольфрамоносных и танталоносных массивов гранитов Кукульбейского интрузивного комплекса. "Изв. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР", 1971, 7, № 6, 34-40 [РЖГео, 1972, 7В96]
  28. Данилин Е.Д. О корреляционных связях тантала с другими рудными элементами в апогранитах Сибири. "Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР", 1972, вып. 149, 79-83 [РЖГео, 1973, 3В10]
  29. Джамалетдинов Н.К. К распределению бериллия, ниобия, тантала и олова в гранитоидах Лолабулак-Кетменчинской зоны. "Узб. геология ж., Узб. геол. ж.", 1968, № 2, 39-44 [РЖГео, 1968, 11В47]
  30. Джамалетдинов К.К. Особенности распределения ниобия, тантала и олова в пегматитах некоторых массивов Западного Узбекистана "Зап. Узбекист. отд. Всес. минерал. о-ва", 1970, вып. 23, 152-158 [РЖГео, 1971, 6В31]
  31. Дистлер В.В., Батырев В.А. Изучение редких элементов в вольфрамите рентгеновским микроанализатором. "Геол. рудн. месторожд". 1967, 9, № 1, 92-96 [РЖГео, 1967, 8В33]
  32. Дистлер В.В., Шулик Л.С. Распределение редких элементов в вольфрамитах редкометалльного рудного узла. В сб. "Очерки геохимии эндоген и гиперген. процессов. М., "Наука", 1966, 52-64 [РЖГео, 1966, 11В22]
  33. Еськова Е.М. Ниобий. В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов М., "Наука", 1964, 1, 342-382

34. Залашкова Н.Е., Ситнин А.А. Особенности распределения редких элементов в танталоносных апогранитах в биотитовых гранитах. "Геол. рудн. местор." 1967, 9, № 6, 52-64 [РЖГео 1968, 9В33]
35. Знаменский Е.Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. В кн. "Химия земной коры". М., "Наука", 1964, 2, 301-316 [РЖГео., 1965, 3В35]
36. Знаменский Е.Б., Бабкин А.С., Скурский М.Д. О характере тантало-ниобиевой минерализации, связанной с гранитами. "Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР", 1966, № 2, 2 23-30 [РЖГео, 1967, 7В21]
37. Знаменский Е.Б., Конусова В.В., Кринберг И.А., Пополитов Э.И., Флерова К.В., Цыханский В.Д., Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. "Геохимия", 1962, №9, 800-806 [РЖГео, 1963, 2В13]
38. Знаменский Е.Б., Кринберг И.А., Пополитов Э.И., Флерова К.В. Распространенность ниобия в гранитоидах бассейна р. М. Белой в Восточном Саяне "Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минералог. о-ва", 1962, вып. 4, 69-77 [РЖГео, 1963, 10В34]
39. Знаменский Е.Б., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыханский В.Д., Кринберг И.А. Тантал и ниобий в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья. "Геохимия", 1968, № 1, 106-109 [РЖГео, 1968, 9В31]
40. Знаменский Е.Б., Макагон В.М., Макагон Л.Д., Шмакин Б.М. Титан, ниобий, тантал, цирконий и гафний в слюдах мусковитовых пегматитов (Мамский район). В сб. "Геохимия пегматитов Вост.Сибири". М., "Наука", 1971, 134-141 [РЖГео, 1971, 10В37]
41. Знаменский Е.Б., Нестеренко Г.В., Цыханский В.Д., Конусова В.В. Распространенность ниобия и тантала в трапхах. В сб. "Пробл. геохимии". М., "Наука", 1965, 410-417 [РЖГео 1966, 2В21]
42. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титансодержащих минералов в гранитоидах. В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., "Наука" 1964, 57-62 [РЖГео, 1964, 11В52]
43. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И. Цыханский В.Д. Особенности поведения Nb, Ta, Zr и Hf в гранитоидах разного генезиса "Ежегодник по работам 1970 г. Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР", Иркутск, 1971, 54-64 [РЖГео, 1972, 1В50]
44. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И., Цыханский В.Д. Поведение ниобия, тантала, циркония и гафния в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей. В сб. I. Междунар. геохим. конгр. 1971. Т. 3, кн. 2". М., 1972, 69-82 [РЖГео, 1972, 6В60]
45. Знаменский Е.Б., Флерова К.В., Цыханский В.Д., Кринберг И.А. Ниобий, тантал, цирконий и гафний в протерозойских гранитоидах Северного Прибайкалья. В сб. "Вопр. геохимии изверж. горн. пород и рудн. месторожд. Вост. Сибири". М., "Наука", 1965, 77-87 [РЖГео, 1966, 6В15]
46. Зубков Л.Б. О формах нахождения элементов-примесей в касситеритах. "Науч. тр. Н.-и. и проект. ин-т редкомет. пром-сти", 1971, 35, 41-69 [РЖГео, 1972, 1В3]
47. Зуев В.Н. Зубков Л.Б., Зубанина К.Б., Уткина Т.Ф. Новые данные о формах нахождения Nb и Ta в вольфрамите. "Докл. АН СССР. Сер. геол.", 1966, 166 № 1, 194-197 [РЖГео, 1966, 7В213]
48. Зуев В.Н. Зубков Л.Б., Чистов Л.Б. О формах нахождения тантала и ниобия в грейзенизированных вольфрамитоносных гранитах и вольфрамитах одного из месторождений СССР. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамит. месторожд." Л., Ленингр. ун-т, 1967, 21-33 [РЖГео, 1968, 7В36]
49. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е. Тантал и ниобий в вольфрамитах. "Геол. рудн. месторожд.", 1972, 14, № 2, 67-77 [РЖГео, 1972, 8В28]
50. Ивсйлов А.С., Латыш Г.Н., Чиркова В.М., Липская В.И., Черняк А.С. Дополнительные данные о формах нахождения тантала и ниобия в вольфрамитах. "Геохимия", 1973, № 9, 1401-1404 [РЖГео, 1973, 1В3]
51. Калинин Е.П. Кларки Торговско-Кефталыкского гранитоидного массива (Приполярный Урал). В сб. "Геол. и полезн. ископ. Урала. Ч. I. "Свердловск, 1969, 240-242 [РЖГео, 1969, 12В27]

52. Калинин Е.П. Распределение концентраций ниобия и тантала в коагматических интрузивных и эффузивных породах кислого ряда. В сб. "Вопр. геол. и магматизма Урала". Свердловск, 1970, 90-94 [РЖГео, 1971, 3В37]
53. Калинин Е.П., Голдин Б.А. Распределение тантала и ниобия в апрогранитах гранит-гранодиоритового массива Маньхамбо (Южная часть Печорского Урала). "Геохимия", 1967, № 3, 312-320 [РЖГео, 1967, 10В22]
54. Капустин Ю.Л., Капитонова Т.А. О форме нахождения редких элементов в слюдах. "Зап. Всес. минерало-ва", 1972, 101, № 6 346-360 [РЖГео, 1973, 4В9]
55. Каширин К.Ф., Кондрашова В.А., Шмакин Б.М. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). В сб. /Вопр. геохимии изверж. горных пород и рудн. месторожд. Вост. Сибири". М., "Наука", 1965, 23-47 [РЖГео, 1966, 4В61]
56. Кокорин Ю.Г., Коган Р.И. Некоторые особенности распределения тантала и ниобия в амазонитовых гранитах. "Тр. Ун-т дружбы народов им. Патриса Лумумбы", 1968, 39, 229-237 [РЖГео, 1969, 3В50]
57. Косалс Я.А., Мазуров М.П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива Юго-западное Прибайкалье). "Геохимия", 1970, № 6, 731-743 [РЖГео, 1970, 9В28]
58. Костецкая Е.В., Петрова З.И. Распределение некоторых редких элементов (Li, Rb, Mo, Sn, Nb) и элементов-минерализаторов (F, Cl) в биотитах из Джидинского гранитоидного комплекса (Западное Забайкалье). "Геохимия", 1966, № 9, 1057-1062 [РЖГео, 1966, 12В31]
59. Кошмурадов О. О распределении ниобия и тантала в некоторых гранитоидных массивах Северного Нурау. В сб. "Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана". Ташкент, 1966, 110-113
60. Красильникова А.В., Летников Ф.А. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов Кокчетавской глыбы. В сб. "Аксессуарные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов". М., 1969 315-319 [РЖГео, 1970, 7В32]
61. Кузьменко М.В. К геохимии тантала и ниобия. Тр. ИМГРЭ АН СССР", 1959, вып. 3, 3-25 [РЖГео, 1960, № 9, 16966]
62. Кузьменко М.В. О роли слюд в процессе концентрации тантала. "Докл. АН СССР" 1961, 140, № 6, 1411-1414 [РЖГео, 1962, 4В24]
63. Кузьменко М.В. Тантал в кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов "Наука", 1964, 1, 383-402
64. Кузьменко М.В. Факторы концентрации тантала в процессах эндогенного минералообразования в свете идей К.А. Власова. "Научн. собрания Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редк. элементов АН СССР, 1968, вып. 2, 5-26 [РЖГео, 1970, 5В31]
65. Кузьменко М.В. Особенности распределения тантала и ниобия в континентальной земной коре. В сб. "Редкометаллн. месторожд., их генезис и методы исслед. М., "Недра", 1972, 209-226, [РЖГео, 1973, 4В38]
66. Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. М., "Наука" 1968
67. Лавриненко Л.Ф., Мищенко В.С. Геохимия колумбитоносных гранитов Старо-Дубовского массива (Приазовье). "Геохимия". 1969, № 7, 867-880 [РЖГео, 1970, 1В40]
68. Летников Ф.А. К геохимии тантала и ниобия в постмагматических процессах. В сб. "Геол., геохимия и минералогия месторожд. редк. элементов Казахстана" Алма-Ата, 1966, 104-106 [РЖГео, 1967, 4В81]
69. Летников Ф.А. Красильникова А.В., Степаненко Н.И. Некоторые особенности распределения тантала в гранитоидах Кокчетавской глыбы. В сб. "Геол., геохимия и минералогия месторожд. редк. элементов Казахстана". Алма-Ата, 1966, 89-92 [РЖГео, 1967, 3В50]

70. Ляхович В.В. Средние содержания Та, Nb и Ti в биотитах гранитоидов. "Геохимия", 1970, № 10, 1215-1224 [РЖГео, 1971, 1В42]
71. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов М., "Недра", 1972, 200 стр.
72. Ляхович В.В. О биотите как индикаторе рудоносности гранитоидов В. сб. "Геол. рудн. месторожд.", 1973 15, № 1, 41-51 [РЖГео, 1973, 6В78]
73. Ляхович В.В. К геохимии минералов гранитоидов В сб. "Актуальн. вопр. соврем. петрогр." М., "Наука", 1974, 249-259
74. Максимюк И.Е., Иванов В.В. Вольфрамит В сб. "Средн. содержания элементов-примесей в минералах." М., "Недра", 1973, 90-95 [РЖГео, 1973, 8В54]
75. Маликова И.Н., Потапьев В.В., Дорош В.М., Сухаренко А.В. Распределение тантала и ниобия в породах и минералах многофазных гранитоидных тел. В сб. "Гранитоид. массивы Сибири и оруденение". Новосибирск, "Наука", 1971, 208-221 [РЖГео, 1972, 6В49]
76. Марченко Е.Я., Сидоренко Т.Я. Ниобий и тантал в акцессорном цирконе гранитоидов Коростенского плутона (докембрий УССР). "Докл. АН СССР", 1968, 179, № 3, 694-696 [РЖГео, 1968, 10В37]
77. Марченко Е.Я., Сухицька Н.Я., Чашка О.І. Ніобій і тантал в акцесорному магнетит гранітоїдів докембрію Приазов'я. "Доповіді АН УРСР", 1969, Б, № 12, 1072-1076 [РЖГео, 1970, 4В33]
78. Минеев Д.А., Кузьмина А.А., Лавришева Т.И. Корреляционные связи между элементами в минералах группы пироклора. В сб. "Стат. методы геол. исслед." Вып. 4. М., 1971, 53-62 [РЖГео, 1972, 5В5]
79. Могаровский В.В., Мельниченко А.К. Закономерности распределения ниобия и тантала в гранитоидах Гиссарского плутона (Центральный Таджикистан). "Геохимия", 1968, № 9, 1088-1096 [РЖГео, 1969, 3В51]
80. Нарсеев В.А. О возможной связи тантала, ниобия, сурьмы, висмута и фосфора в пегматитовом процессе. В сб. "Особенности распредел. редких элементов в пегматитах". М., "Наука", 1969, 180-184 [РЖГео, 1970, 3В88]
81. Нарсеев В.А., Бугаец А.Н. Геохимия титана, тантала и ниобия в гранитоидах Тарбагатай В сб. "Геол., геохимия и минералогия месторожд. редк. элементов Казахстана". Алма-Ата, 1966, 80-88 [РЖГео, 1967, 3В54]
82. Недашковский П.Г., Дербаремдикер М.М., Славкина С.П., Нарнов Г.А., Абисалов Э.Г. Распределение акцессорных элементов в гранитоидах Улканского массива. В сб. "Геохимические циклы Дальнего Востока", Владивосток 1969, 65-76
83. Некрасов И.Я. Распределение тантала и ниобия в магматических и постмагматических породах и минералах Северо-Востока СССР. В сб. "Эксперим. и теоретич. исслед. минеральн. равновесий". М., "Наука" 1968, 73-96 [РЖГео, 1969, 3В52]
84. Нестеренко Г.В., Знаменский Е.Б., Альмухамедов А.И., Цыханский В.Д. Ниобий, тантал, цирконий и гафний в процессе дифференциации трапповой магмы. "Геохимия", 1971, № 10, 1167-1181 [РЖГео, 1973, 2В24]
85. Никулин Н.Н. Особенности распределения скандия и тантала между касситеритом и вольфрамитом. В сб. "Вопр. геол. и минеральн. сырья Дальн. Востока". Хабаровск, 1971, 83-84 [РЖГео, 1972, 8В29]
86. Одикадзе Г.Л. О содержании акцессорного ниобия в гранитоидах Садонского интрузивного комплекса (Сев. Осетия). "Тр. Кавказск. ин-та минеральн. сырья Сер. геол.", 1965, вып. 6(8) 197-200 [РЖГео, 1967, 1В26]
87. Одикадзе Г.Л. Распределение тантала, ниобия, олова и фтора в слюдах из гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского кристаллического массива. "Геохимия", 1967, № 8, 916-927
88. Одикадзе Г.Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртинском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР. "Геохимия", 1968, № 10, 1211-1217 [РЖГео, 1969, 4В51]
89. Осадчий В.К. Новые данные о распределении ниобия и тантала в гранитах сфен-ортитового типа. "Геохимия и рудообразование. Респ. межвед. сб.", 1974, вып. 3, 51-56

90. Осипова Г.А., Азарова Л.И., Бутенко Л.А., Ланкова Т.В. Элементы-примеси в касситеритах и микроминералах Ti, W, Cr. "Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972, № 1, 140-146 [РЖГео, 1972, 6В69]
91. Остафийчук И.М. О распределении молибдена и ниобия в гранитоидных породах Северного Казахстана. "Сб. научн. работ Н.-и. сектор Киевск. ун-та", 1968, № 4, 137-141 [РЖГео, 1969, 7В31]
92. Подольский А.М., Нумеров С.В., Голиков-Заволжский И.В., Минц М.В., Ларин В.Н. Тантал в аляскиных и субщелочных гранитах Восточной части Центрального Казахстана. "Геохимия", 1965, № 5, 574-580
93. Подольский А.М., Серых В.И., Шульга В.М., Казмин В.Н., Рыбалтовский Е.В. Распространение ниобия, тантала и титана в интрузивах аляскитов и гранитов Центрального Казахстана. "Геохимия", 1972, № 6, 676-685 [РЖГео, 1972, 9В34]
94. Подпорина Е.К. Тантал и ниобий в корках выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии "Докл. АН СССР", 1968, 181, № 2, 454-457 [РЖГео, 1969, 3В53]
95. Полевских Р.И. Геохимические особенности гранитоидов Вознесенского рудного района Приморья. В сб. "Вопр. геологии, геохимии и металлогении Сев.-Зап. сектора Тихоокеан. пояса". Владивосток, 1970, 185-189 [РЖГео, 1971, 4В81]
96. Полевских Р.И., Славкина С.П., Филиппова Т.Г. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных породах и постмагматических образованиях Юго-Западного Приморья. В сб. "Вопр. геол., геохимии и металлогении Сев.-Зап. сектора Тихоокеан. пояса", Владивосток, 1970, 189-193 [РЖГео, 1971, 1В43]
97. Пополитов Э.И., Знаменский Е.Б., Коваленко В.И., Цыханский В.Д. Распределение ниобия и тантала в кислых и щелочных породах Северо-Восточной Тувы. В сб. "Вопр. геохимии изверж. горн. пород и рудн. месторожд. Вост. Сибири", М., "Наука", 1965, 88-96 [РЖГео, 1966, 5В22]
98. Потапьев В.В., Аношин Г.Н., Маликова И.Н. Золото и тантал в "рудноносных" и "безрудных" гранитоидных массивах. В сб. "Металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим", 1968, 227-278. [РЖГео, 1969, 3В48]
99. Потапьев В.В., Маликова И.Н., Гребенников А.М., Дорош В.М. Геохимические признаки танталового оруденения в гранитоидах. "Докл. АН СССР", 1967, 173, № 4, 923-925 [РЖГео, 1967, 8Д39]
100. Пятенко И.К., Протогенов А.В., Ситнин А.А. Редкие элементы в магматических породах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. В сб. "Геохим. исследования". Вып. 1, М., 1970, 52-61 [РЖГео, 1971, 8В48]
101. Пятенко И.К., Ситнин А.А., Лавриненко А.Ф. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. "Сов. геология", 1966, № 12, 81-98 [РЖГео, 1967, 6В25]
102. Расулов Ш.К. К геохимии ниобия, тантала и титана в продуктах коры выветривания гранитоидов Карнабского массива (Западный Узбекистан). "Узб. геология ж., Узб. геол. ж.", 1972, № 1, 97-100 [РЖГео, 1972, 7В32]
103. Родзянко Н.Г., Нефедов Н.К., Свириденко А.Ф. Распределение малых элементов в породах неинтрузивного гранитоидного комплекса Тырнауза. "Сов. геология", 1968, № 4, 114-128 [РЖГео, 1969, 1В32]
104. Рыбалтовский Е.В., Казмин В.Н. Распределение ниобия в интрузивных породах северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. "Сов. геология", 1972, № 2, 108-120 [РЖГео, 1972, 7В31]
105. Северов Э.А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 1, 85-94 [РЖГео, 1963, 9В256]
106. Ситнин А.А. О содержании тантала и ниобия в слюдах из гранитоидов СССР. "Геохимия", 1966 № 9, 1063-1069 [РЖГео, 1966, 12В51]
107. Ситнин А.А. Роль слюд в процессе накопления редких щелочей, тантала и ниобия в гранитоидах. В сб. "Геохим. исследования". М. 1970, вып. 1, 24-27 [РЖГео, 1971, 9В81]
108. Ситнин А.А., Спомиор Ю.П., Агапова Л.И. Оценка потенциальной рудоносности гранитоидов на тантал и бериллий по особенностям геохимической специализации. В сб. "Геохим. поиски рудн. месторожд." М., "Недра", 1972, 27-32 [РЖГео, 1973, 2Д89]

109. Слепнев Ю.С., Мелентьев Г.Б. Особенности распределения тантала и ниобия в редкометальных гранитных пегматитах Саян. "Геохимия", 1962, № 3, 281-284
110. Смирнова Н.П., Мусковит. В сб. "Средн. содержания элементов-примесей в минералах". М., "Недра", 1973, 173-190 [РЖГео, 1973, 8В65]
111. Собаченко В.П., Костюкова Е.С., Кузнецова А.И., Легейдо В.А., Новиков В.М., Петров Л.Л., Смирнова Е.В., Цыханский В.Д. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов даванской и приморской зон глубинных разломов Прибайкалья "Геохимия", 1974, № 2, 233-242 [РЖГео, 1974, 6В55]
112. Соболев Р.Н. О распределении Nb в гранитоидах Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан) "Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968, № 8, 84-92 [РЖГео, 1969, 4В39]
113. Соболев Р.Н., Ситнин А.А. Тантал, ниобий и редкие щелочи в слюдах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан) "Айкакан ССР Гитутюннери Академия тегекагир. Гитутюннер ерки масин, Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1970, 23, № 4, 69-72 [РЖГео, 1971, 3В38]
114. Соболев Р.Н., Ситнин А.А., Дорохов И.Л. Элементы-примеси в слюдах из гранитоидов Токрауского синклиория и прилегающих районов Центрального Казахстана "Сов. геология", 1968, № 9, 119-123 [РЖГео, 1969, 4В56]
115. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961, 230 стр.
116. Таусон Л.В. Факторы изоморфного распределения редких элементов при кристаллизации магм. В сб. "Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза" М., "Наука", 1964, 28-39 [РЖГео, 1965, 7В56]
117. Урунбаев К. К распределению Nb, Ta, Mo, W, Pb, Zn, Cu в гранитоидах Куяндинского, Байбатагского и Кумушканского интрузивов (Западный Тянь-Шань). В сб. "Геол., минералогия и геохимия рудн. регионов Узбекистана". Ташкент, "Фан" 1969, вып. 20, 82-88 [РЖГео, 1970, 7В42]

118. Цхелишвили М.С. О распределении некоторых микроэлементов в породах Храмского массива. "Сакартвелос ССР Мецниеребата Академиис моамбе, Сообщ. АН ГрузССР", 1973, 71, № 2, 389-392 [РЖГео, 1973, 12В41]
119. Четырбоцкая И.И. Танталоносность вольфрамитов и каситеритов. "Геол. рудн. месторожд.", 1966, 8, № 3, 15-30 [РЖГео, 1966, 11Ж121]
120. Четырбоцкая И.И. Особенности распределения тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамит. месторожд." Л., Ленингр. ун-т, 1967, 112-129 [РЖГео, 1968, 10В39]
121. Шабатовский В.Д. Некоторые особенности распределения ниобия и тантала в гранитоидных интрузиях восточного борта Тургайского прогиба. "Тр. Всес. н./и. геол. ин-та", 1967, 123, 174-179 [РЖГео, 1967, 7В22]
122. Шавишвили И.Д. Основные черты петрологии Мерисского массива и поведение ниобия в процессе его становления. "Сакартвелос ССР, Мецниеребата Академиис моамбе, сообщ. АН ГрузССР", 1969, 56, № 3, 605-607 [РЖГео, 1970, 5В32]
123. Шербина В.В. Проблема геохимии редких элементов. "Геохимия", 1970, № 4, 439-445
124. Шмакин Б.М., Знаменский Е.Б., Арбатская С.Н., Иванова Л.А., Конусова В.В., Макагон Л.Л. О содержаниях титана, ниобия и тантала в слюдах мусковитовых пегматитов. В сб. "Вопр. минералогии горн, пород и руд. Вост. Сибири". Иркутск., 1972, 97-108 [РЖГео, 1973, 9В40]
125. Schöke, Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. "Heidelberg Beitr. Mineral und Petrogr.", 1960, 7, H.3, 166-206
126. Sitnin A.A. On the Mobilization of Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W in the Process of a High-temperature Metasomatism of Certain Granitoids. "Inter Union Geol. Sciencs. Ser. A № 2. Problems of Hydrothermal Ore Deposition". Stuttgart, 1970, 349-359
127. Viswanathan S.A. A geochemical Study of niobium distribution and of Nb-Ti and Nb-Zr relations in some phyllosilicates. "Curr. Sci." (India), 1973, 42, № 15, 524-527 [РЖГео, 1974, 2В13]



## СОДЕРЖАНИЕ

Р.П. Петров. Новые данные по региональной петрографии СССР и мира	5
Л.И. Зубатарева. Акцессорные минералы метаморфических пород	116
Е.С. Кабанова. Геохимия ниобия и тантала в гранитоидах СССР	154

Технический редактор А.П. Чернова

---

Т-02875 от 7/III-75 г.                      формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Печ. л. 15,0    Уч.-изд. л. 12,47              Тираж 800 экз.  
Цена 1р. 49 к.                                      Заказ 1221

---

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ  
Люберцы, Октябрьский проспект, 403

УДК 552.2

"Геохимия. Минералогия. Петрография" (Итоги науки),  
М., 1975, 8.

Выпуск содержит три обзора:

1. "Новые данные по региональной петрографии СССР и мира" (автор докт. геол.-мин. наук Р.П. Петров). Приведена сводка важнейших открытий новых массивов изверженных пород, новых данных по геологическому положению и возрастным взаимоотношениям, полученным в СССР и за рубежом в основном в последние 10 лет.

2. "Акцессорные минералы метаморфических пород" (автор канд. геол.-мин. наук Л.И. Зубатарева). Описано использование акцессорных минералов для установления первичной природы метаморфических пород и расчленения метаморфических толщ.

3. "Геохимия ниобия и тантала в гранитоидах СССР" (автор. канд. геол.-мин. наук Е.С. Кабанова). Освещены корреляционные зависимости и форма нахождения Nb и Ta в породообразующих минералах гранитоидов в связи с процессами пороодо- и рудообразования.