

Академия наук
СССР



ПЕТРОЛОГИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ИНДИКАТОРНЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ

Издательство · Наука ·

Академия наук СССР



Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ИНДИКАТОРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

3454



Издательство
"Наука"
Москва
1981



Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций.
М.: Наука, 1981.

В работе показана роль магматических формаций при анализе истории развития различных регионов СССР. Подчеркнуто индикаторное значение некоторых магматических формаций для выявления отдельных, наиболее специфических особенностей режимов формирования подвижных областей Земли и их металлогенических особенностей. Сборник содержит статьи по формациям основных—ультраосновных, кислых и щелочных магматических пород, затронуты вопросы их развития во времени и пространстве, генезиса, связи с ними рудообразовательных процессов. Сборник может служить пособием при формационном анализе развития магматизма, при геотектонических реконструкциях формирования различных участков земной коры, при металлогенических исследованиях.

Ответственный редактор
М.А. ОСИПОВ

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
ИНДИКАТОРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *О.А. Харнас*
Художник *Н.В. Илларионова*. Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Петракова*. Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 17206

Подписано к печати 22.12.80. Т — 19348. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 25 + 1,0 вкл. Уч.-изд.л. 32,2. Тираж 750 экз. Тип.зак. 1780
Цена 4р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение всего многообразия проявлений закономерных ассоциаций магматических пород во времени и пространстве — одна из важнейших геологических задач. Специфические ассоциации горных пород (магматические формации) были всегда одним из главных объектов региональных петрографических исследований и являлись основой многих теоретических построений учения о магматизме и развитии верхних оболочек Земли. При этом формационные исследования тесно связывались и с возможностями металлогенических прогнозов.

Особенно актуальным стало исследование магматических формаций (формационный анализ) при реконструкции тектоно-магматических режимов развития подвижных областей Земли. Выявлено, что магматизм зачастую является более чутким индикатором геодинамических процессов, чем осадочные формации. Это естественно, поскольку магматизм, как и тектоника, является первичным отражением эндогенных режимов Земли в отличие от осадочных экзогенных процессов, вторичных по своей природе. Однако в силу ряда исторических причин именно осадочные процессы раньше чаще принимались за индикаторные при геотектонических построениях в связи с изучением эволюции земной коры. В последние годы наметился большой интерес к изучению магматической геологии, к разного рода петрологическим региональным исследованиям и в первую очередь к изучению роли естественных магматических ассоциаций — формаций, закономерно проявляющихся в разные этапы развития различных зон земной коры. Теперь уже многие ветви геологических дисциплин — геотектоника и геофизика, литология и металлогения — в той или иной степени нуждаются в петрологических исследованиях для лучшего обоснования получаемых результатов.

Можно сказать, что каждая из магматических формаций отражает какую-либо закономерность (или закономерности) в развитии земной коры. Однако среди всего многообразия ассоциаций магматических пород можно выделить те, которые наиболее ярко характеризуют специфические черты, присущие отдельным этапам эволюции Земли. Такие формации можно назвать индикаторными. Так, для раннего докембрия индикаторной является формация автономных анортозитов, а для протерозоя, эпохи становления древних платформ, — формация гранитов-рапакиви и т.д. Если говорить о связи магматизма с оруденением, то давно известно, что на оловянно-вольфрамовое, бериллиевое и другое редкометальное оруденение индикаторными являются определенные типы гранитоидов. В последнее время хо-

рошо изучена формация кимберлитов, с которыми связаны единственно известные коренные месторождения алмазов. Несмотря на то что далеко не все кимберлиты алмазоносны, сам факт присутствия кимберлитоподобных пород уже является индикатором на возможное присутствие алмазоносных разностей.

Сборник содержит статьи, в которых излагаются материалы по конкретным формациям основных — ультраосновных, кислых и щелочных пород. Часть статей характеризует закономерности развития разных магматических формаций в определенных регионах, а также роль, которую играет та или иная магматическая формация вообще и в конкретном регионе — в частности. Подчеркнуты различные особенности формаций, указывающие либо на специфику геодинамического развития регионов, либо акцентирующие внимание на их металлогеническом изучении, либо оттеняющие еще какие-то специфические черты их геологической истории. Не все статьи равнозначны по глубине разработок затрагиваемых вопросов. Так, наряду с обобщающими статьями, в которых можно видеть зрелые теоретические положения, в сборник включены статьи описательные или затрагивающие лишь какой-то узкий вопрос. Такие статьи принадлежат молодым авторам. Не все статьи в равной степени отражают индикаторные особенности описываемых формаций. В некоторых статьях можно увидеть отдельные высказывания дискуссионного характера. Однако хотелось бы надеяться, что дальнейшее развитие этого направления даст дополнительные материалы, привлечет к подобным работам большее число исследователей и в конечном итоге позволит создать стройную теорию, способную существенно углубить наши познания о магматической эволюции Земли и закономерностях образования магматогенных месторождений полезных ископаемых.

Е.Д. АНДРЕЕВА

О РОЛИ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ СРЕДИ АССОЦИАЦИЙ ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНЫХ ПОРОД

Под щелочными габброидами понимается довольно обширное сообщество магматических образований, относящихся к группе основных пород щелочного (фельдшпатоидного) ряда. Для щелочных габброидов, как и для других семейств фельдшпатоидных пород, характерно наличие четко обособленных по соотношению щелочей серий: калиевой, калиево-натриевой и натриевой.

Каждой серии свойственны специфические особенности состава, металлогении и условий формирования. Щелочные габброиды с характерными для них типоморфными признаками служат своего рода индикаторами формационной принадлежности определенной группы щелочных пород. По наличию того или иного петрографического вида в пределах провинции и ассоциации можно судить о характере проявленного магматизма и специфике металлогении. Так, например, присутствие шонкинитов определяет наличие калиевой ассоциации щелочно-основных пород, а преобладание тералитов свидетельствует о развитии натриевой ассоциации пород.

Щелочные габброиды сравнительно мало распространены в природе и редко образуют самостоятельные обособленные тела. Чаще всего они являются представителями естественных петрографических серий ассоциации щелочно-основных пород. Почти постоянными спутниками щелочных габброидов являются ультраосновные щелочные породы (уртиты, ийолиты), фельдшпатоидные сиениты, а также породы субщелочного ряда (биотитовые пироксениты, титанавгитовое бесфельдшпатоидное габбро, щелочные сиениты, монзониты и др.). Щелочные габброиды не характерны для карбонатитовых и гранитоидных комплексов.

Особенностью щелочных габброидов, как и ассоциации в целом, является то, что они приурочены к определенным тектоническим структурам земной коры — орогенным областям, реже — к щитам и к платформам, но во всех случаях к зонам повышенной активности. В этом отношении щелочные габброиды, как и ассоциация щелочно-основных пород в целом, членами которых они являются, могут служить также и индикатором тектонического режима вмещающих структур.

На территории Советского Союза крупнейшими провинциями, где проявился щелочногабброидный магматизм, являются Кузнецкий Алатау, Восточное Забайкалье (Витимское нагорье), Кавказ, Кольский п-ов, Карелия,

Алдан, Северный Тянь-Шань, Памир и др. Из зарубежных провинций интерес представляют Швеция, Чехословакия, Португалия, Италия, Юго-Западная Африка, США, Западная Аляска, Канада, Монголия, Польша, Югославия, Мадагаскар, ФРГ и др.

Для каждого вида щелочных габброидов известны свои эффузивные аналоги, а нередко и представители жильной фации. Иногда plutонические и вулканические комагматы совмещены пространственно в пределах одних и тех же петрографических провинций и тектонических структур. Формирование щелочных габброидов происходило в различные эпохи щелочного магматизма, известны образования различного возраста от древних докембрийских до самых молодых неогеновых.

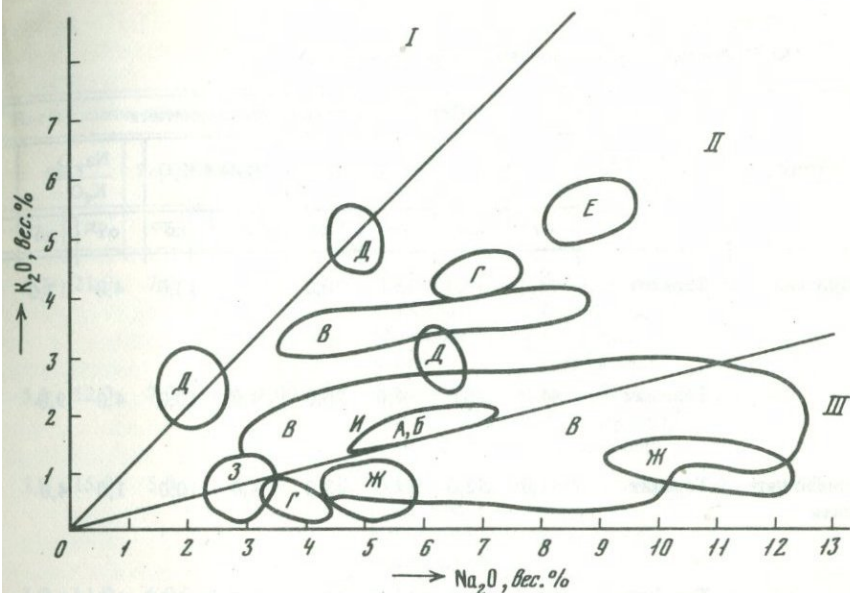
В петрохимическом отношении семейство щелочных габброидов резко отличается от других семейств щелочных пород, занимая определенное место в систематике магматических пород [22]. По содержанию SiO_2 щелочные габброиды укладываются в интервал 44–53%, а по сумме щелочей ($\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} = 4\text{--}13\%$) занимают положение выше "фельдшпатоидной" линии в том же кремнекислотном интервале. Между щелочными габброидами и ультраосновными щелочными породами, с одной стороны, и средними — с другой, имеются промежуточные по составу разновидности. Последние наблюдаются также на "границе" щелочных и субщелочных пород.

Петрохимические особенности каждого вида в пределах семейства приведены в табл. 1. Под видом понимается совокупность разновидностей, отличающихся либо минеральным составом, либо структурными и текстурными особенностями. Таким образом, термины "тералит", "эссексит", "тешенит", "шонкинит" носят собирательный характер. Как видно из табл. 1, каждый из видов щелочных габброидов характеризуется довольно значительными колебаниями в содержании как главных окислов, так и породообразующих минералов, сохраняя при этом одинаковый или близкий порядок цифр. Главное отличие видов между собой обуславливается прежде всего разным характером фельдшпатоида (нефелин, анальцим, псевдолейцит, содалит и др.) и полевого шпата (плагиоклаз, а также калиевый или калиево-натриевый полевой шпат).

Тералиты среди щелочных габброидов — наиболее распространенные породы. По составу они ближе всего стоят к породам уртит-мельтейгитового ряда; переходные к ним разновидности нередко попадают в поле развития этих пород на классификационной диаграмме. Все разновидности тералита обязательно содержат тот или иной фельдшпатоид. По количественным соотношениям главных породообразующих минералов среди тералитов выделяются лейкократовые и меланократовые разновидности, а также разновидности по характеру цветного минерала и фельдшпатоида (см. табл. 1). Тералиты имеют различную текстуру и структуру: для нормального вида характерна гипидиоморфнозернистая структура, а также встречаются пегматоидные, мелкозернистые, полосчатые такситовые разновидности.

Разновидностям тералита нередко присваивались термины местного значения, часть из которых не получила распространения, а поэтому не рекомендуется к употреблению [21].

Тералиты по своему генезису могут быть магматическими, метасоматическими, контактово-реакционными, но они мало отличаются по минераль-



Фиг. 1. Положение тералитов в калиевой (I), калиево-натриевой (II), и натриевой (III) сериях

Провинции распространения: А – ФРГ; Б – Швеция; В – Кузнецкий Алатау; Г – Мадагаскар; Д – Италия; Е – Канада; Ж – Восточное Забайкалье; З – Монголия; И – Кольский п-ов

ному составу и химизму. Известны жильные тералиты мелкозернистой или порфиоровидной структуры. Эффузивные аналоги тералитов – тефриты и их многочисленные разновидности. Тералиты редко образуют самостоятельные обособленные тела, чаще всего они входят в состав сложных многофазных интрузивных тел и являются членами естественных рядов ассоциации щелочно-основных пород. Такие ряды могут быть полными, как, например, в Кузнецком Алатау и Восточном Забайкалье (титанавгитовое габбро → тералит → эссексит → уртит (ийолит) → фойяит), или сокращенными, где некоторые члены ряда отсутствуют.

Химизм тералитов, как любого вида щелочных габброидов, четче всего определяется поведением щелочей. Среди них по отношению натрия к калию отчетливо обособляются две серии пород – натриевая и калиево-натриевая (фиг. 1). Только некоторые разновидности тералита отличаются исключительно высоким содержанием натрия по сравнению с калием, и тогда они относятся к натриевой серии. Это лейкократовые тералиты, в которых содержание нефелина и других фельдшпатоидов, а также плагиоклаза составляет не менее 70%. Они характерны для таких петрографических провинций, как Кузнецко-Минусинская, Забайкальская, Мадагаскар, Монголия (см. рис. 1, III, В, Ж, Г, З). Соотношение светлых минералов в лейкотералитах может быть различным: в лейкотералитах горы Горячей (Кузнецко-Минусинская провинция) есть разновидности, в которых содержание нефелина достигает 60%, плагиоклаза – 20%; в сайженских (Забай-

Таблица I

Особенности состава щелочных габброидов (в г/т)

Серия	Главные виды	Петрохимическая характеристика							
		SiO ₂		Al ₂ O ₃		Na ₂ O + K ₂ O		$\frac{Na_2O}{K_2O}$	
		от	до	от	до	от	до	от	до
Натриевая	Тералит	43,0	49,0	18,0	30,0	7,0	13,0	4,0	12,0
	Тешенит	44,0	50,0	14,0	20,0	4,0	10,0	4,0	9,0
Калиево-натриевая	Тералит	41,0	52,0	14,0	23,0	4,0	10,0	1,0	4,0
	Тешенит	43,0	51,0	10,0	21,0	3,5	10,5	1,0	4,0
	Эссексит	46,0	53,0	11,0	21,0	3,5	10,0	1,3	3,8
	Шонкинит	43,0	51,0	7,0	19,0	3,0	10,0	1,0	2,0
Калиевая	Шонкинит	43,0	52,0	10,0	19,0	3,0	11,0	0,1	1,0

* Символы минералов: *Amf* – амфибол, *Anc* – анальцит, *Ap* – апатит, *Bi* – биотит, *Can* – канкринит, *Chl* – хлорит, *Gjn* – гаюин, *Gr* – гранат, *Ne* – нефелин, *Ol* – оливин, *Or* – ортоклаз, *Pl* – плагиоклаз, *Ps-Lc* – псевдолейцит, *San* – санидин, *Sod* – содалит, *Sph* – сфен, *TiAv* – титанавит, *TiMt* – титаномагнетит, *Il* – ильменит.

калье) – нефелина до 50%; в лейкотералитах Мадагаскара – не больше 20%, в то же время плагиоклаза – до 60%.

В калиево-натриевой серии сосредоточены преимущественно нормальные (мезократовые) тералиты с содержанием цветных минералов 30–60%, а отношение нефелина к плагиоклазу в них 1:2. Встречаются подобные разновидности в тех же провинциях, что и натриевые, а также на Кольском п-ове, на Тянь-Шане, в Италии, ФРГ, Швеции, Канаде, Чехословакии и др.

Петрохимическая характеристика						Минеральные парагенезисы		Аксессуары минералы
CaO		Fe ₂ O ₃ +FeO		TiO ₂		Главный вид*	Разновидность	
от	до	от	до	от	до			
3,7	21,0	7,0	14,0	0,3	2,4	TiAvg+Pl ₅₀₋₈₀ ⁺ +Ne±Ol±Amf± ±Sod±Gjn±Can± ±Anc	Амфиболовая, гаюиновая, оливиновая, содалитовая	TiMt + Ap
5,0	12,0	7,0	14,0	1,00	3,5	TiAvg+Pl ₅₀₋₈₀ ⁺ +Anc±Ne±Ol± ±Amf±Chl	Амфиболовая, нефелиновая, оливиновая	TiMt + Ap
3,0	15,0	5,0	15,0	0,4	3,0	TiAvg+Pl ₄₅₋₆₀ ⁺ + Ne ± Sod ± ±Ps-c ±San ± ±Ol±Amf±Bi	Псевдолейци- товая, санидиновая	TiMt + Ap
3,0	11,0	6,0	15,0	0,5	3,5	TiAvg+Pl ₃₀₋₇₀ ⁺ +Anc±San±Ne± ±Ps-Lc±Ol± ±Amf±Bi±Chl	Биотитовая, ортоклазовая, нефелиновая	TiMt + Ap
4,0	12,0	4,0	18,0	0,2	3,8	TiAvg+Pl ₄₀₋₅₀ ⁺ +Or+Ne±Sod± ±Can±Anc± ±Gjn±Bi±Amf± ±Ol	Анальцимовая, канкритовая, гаюиновая	TiMt + Ap ± ±Sph ±суль- фиды
3,0	18,0	7,0	15,0	0,3	4,8	Avg+Or+Ne ± ±Ps-Lc±Amf± ±Bi±Ol	Нефелиновая, сфеновая	Mt + Ap ±Sph
6,0	19,0	7,0	14,0	0,4	2,9	Avg+Or+Ps-Lc± ±Ne±Pl ₂₀₋₃₀ ± ±Bi±Ol±Amf	Псевдолейци- товая, биоти- товая, пла- гиоклазовая, безоливиновая	Mt+Ap±Il± ±Sph±суль- фиды

Примечание. Для составления таблицы использовался аналитический материал по щелочным габброидам Советского Союза и мира (для каждого вида учитывалось около 300-400 ан.).

(см. фиг. 1, П, А, В, Д, Е, З, И). Кроме щелочей, характерным петрографическим признаком для тералитов, особенно натриевой серии, является повышенная роль глинозема (см. табл. 1).

Даже минимальные содержания глинозема в тералитах значительно превосходят содержание его в других щелочных габброидах. Это позволяет рассматривать тералиты как руду на алюминий наряду с высокоглинозестыми уртитами и ийолитами, с которыми они часто ассоциируют. Сле-

дует подчеркнуть также значение оснований, особенно кальция, для химизма тералитов, максимальное содержание которого довольно часто достигает 20% и более (см. табл. 1). Как правило, кальция больше в тералитах натриевой серии, что касается магния, то он резко подчинен кальцию и его максимальные количества не превышают 6% при более низких средних значениях.

Постоянный и существенный компонент в химизме тералитов — железо в окисной и закисной формах. В тералитах Кольского п-ова, Мадагаскара, Восточного Забайкалья, Италии закисного железа в два-три раза больше, чем окисного; в других же провинциях эти соотношения близки и довольно редко находятся в обратной зависимости. Для химизма тералитов обеих серий характерен титан, содержание которого резко колеблется, особенно в зависимости от провинциальной принадлежности. Например, тералиты Кольского п-ва и Мадагаскара содержат около 3%, а тералиты Восточного Забайкалья — 0,8%.

В тералитах, как и в других щелочных габброидах, присутствуют элементы-примеси, присущие как основным, так и щелочным породам (табл. 2). Средние значения элементов-примесей в тералитах сопоставлялись с кларками в базальтических породах [543] и в нефелиновых сиенитах [119]. Оказалось, что в тералитах во много раз больше, чем в базальтических породах, петрогенных элементов (бериллия, стронция, бария и галлия), но меньше в два-три раза, чем элементов группы железа. В то же время ванадия и никеля в тералитах больше, чем в нефелиновых сиенитах. По сравнению с базальтическими породами в тералитах больше (кроме меди) рудных металлических элементов: цинка, молибдена, свинца и олова.

Редкие элементы не являются типоморфными для тералитов, как и для других щелочных габброидов и в целом для ассоциации щелочно-основных пород. Однако их поведение представляет интерес. Содержание циркония и ниобия в них в 1,5–2 раза, а иттрия — в 4 раза выше, чем в базальтических породах, тогда как по сравнению с нефелиновыми сиенитами содержание этих элементов в тералитах примерно во столько же раз ниже. Сумма редких земель в тералитах составляет 50 и 60 г/т, что в 5–6 раз ниже кларка для нефелиновых сиенитов, и в то же время сумма цериевых редких земель в семь–десять раз превышает сумму иттриевых земель, что характерно вообще для щелочных пород. Тералиты характеризуются повышенными содержаниями редких щелочей по сравнению с базальтическими породами (за исключением рубидия, но значительно пониженными по сравнению с нефелиновыми сиенитами).

Летучие компоненты в тералитах играют существенную роль. Главными из них являются фосфор и двуокись углерода. Среднее значение последнего в тералитах по всем известным провинциям больше, чем в других щелочных габброидах. Повышено также содержание хлора, фтора и бора, а сера — на уровне кларка для базальтических пород (табл. 3).

По своему химизму тералит — типичный представитель натриевой серии пород. Для него характерно повышенное содержание глинозема, особенно в лейкократовой существенно нефелиновой разновидности, являющейся потенциальной рудой на глинозем (Горячегорское месторождение в Кузнецком Алатау, Сайженское — на Витимском плоскогорье).

Эссекситы стоят ближе всего к тералитам и по условиям формирования, и по составу. Они часто встречаются вместе в единых массивах, являясь обязательными членами естественных серий. Под эссекситами понимается также определенное сообщество пород, представленных различными разновидностями, отличающимися характером цветных и салических (преимущественно фельдшпатоидов) минералов, разными их соотношениями, различными текстурами и структурами. В отличие от тералита в эссексите присутствует калиевый полевой шпат и более кислый плагиоклаз — андезин (нередко зональный с основным ядром и более кислой олигоклазовой оторочкой). В эссекситах фельдшпатоид представлен нефелином, но могут присутствовать также содалит, канкринит, нозеан, анальцим, гаюин, цеолиты и др. Цветные минералы, как и в тералитах, представлены пироксеном (титанавгит), иногда — амфиболом (керсутит, баркевикит, гастингсит), реже — оливином и биотитом. Для эссексита характерны неравномернозернистые такситовые полосчатые структуры. В отличие от тералитов среди эссекситов встречаются бесфельдшпатоидные разности, относящиеся к субщелочному ряду пород, но здесь они рассматриваться не будут.

Эссекситы, как и тералиты, гетерогенны. Магматические эссекситы слабают иногда небольшие тела в ассоциации с щелочными и основными породами. Метасоматические и контактово-реакционные эссекситы образуются при нефелинизации габброидов или диоритов, а иногда почти не отличаются по составу от магматических. Эффузивными аналогами эссексита являются нефелин-ортоклазовые базальты, фельдшпатоидные трахибазальты. Имеются переходные разности к меланократовым фельдшпатоидным сиенитам с плагиоклазом, а также к бесфельдшпатоидным субщелочным основным и средним породам.

Среди эссекситов выделяются лейко- (10–30% цветных минералов) и меланократовые (60–80%) разновидности, из которых чаще встречаются первые. Типичный эссексит содержит 30–60% цветных минералов.

Главные цветные минералы эссексита представлены титанавгитом, эгирин-авгитом, нередко — амфиболом и биотитом. По сравнению с другими щелочными габброидами в них реже присутствует оливин. Довольно часто встречаются эссекситы канкринитовые (ронгстокит, Чехословакия), содалитовые (Карелия), анальцимовые (Шотландия). Эссексит отличается от всех щелочных габброидов более высоким (до 53%) содержанием кремнезема (см. табл. 1), а от тералита — меньшим содержанием глинозема. По отношению натрия к калию (1,3–3,8) он относится к калиево-натриевой серии (фиг. 2, П, А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К, Л, М, Н, О). На химизме эссекситов сказывается также провинциальная принадлежность. Так, например, эссекситы Канады, Карелии, Мадагаскара, Алжира (области активизации древних щитов) содержат TiO_2 2–5%, эссекситы Кузнецкого Алатау — менее 1%. Содержание железа в химизме эссекситов всех известных провинций непостоянно, но важно подчеркнуть, что во всех случаях закисная форма железа значительно преобладает над окисной.

Геохимические особенности эссекситов (см. табл. 2) определяются теми же элементами-примесями, что и тералиты. В эссекситах меньше стронция и галлия, но значительно больше бериллия и бария, чем в тералитах; меньше, чем в других щелочных габброидах, титана. Содержание никеля, вана-

Таблица 2

Геохимические особенности щелочных габброидов (в г/т)

Главные виды	Петрогенные элементы				Элементы группы железа	
	Be	Sr	Ba	Ga	Ti	Mn
Тералит	3-5	800-3 000	100-2 000	20-540	3 000-20 000	500-2 000
	4	2 120	580	110	6700	1 100
Эссексит	1-50	100-2 240	100-5 820	10-50	100-10 000	80-2 000
	19	1530	1 510	30	5 000	1 310
Тешенит	1-8	500-2 000	80-440	20-30	5 000-20 000	800-2 000
	4	1 030	280	20	12 500	1 400
Шонкинит	1-8	500-2 000	300-2 000	5-20	3 000-8 000	500-2 000
	4	1 060	1 470	10	550	1 200
Кларк для базальтических пород [543]	1	465	330	17	13 800	1 500
Кларк для нефелиновых сиенитов СССР [119], $n \cdot 10^{-4}\%$	-	-	-	-	-	-

Примечание. Здесь и далее в числителе — интервалы колебаний, в знаменателе — среднее значение.

Таблица 2 (окончание)

Главные виды	Рудные металлические элементы			Редкие элементы	
	Zn	Cu	Mo	Zr	Nb
Тералит	80-500	4-80	2-4	20-300	20-70
	260	35	3	210	40
Эссексит	50-500	5-200	-	50-800	10-80
	270	102	3	330	40
Тешенит	80-100	20-50	-	200	200-220
	90	30	-	40	120
Шонкинит	80-100	20-80	-	50-300	10-60
	90	50	8	140	30
Кларк для базальтических пород [543]	105	87	1,5	140	19
Кларк для нефелиновых сиенитов СССР [119], $n \cdot 10^{-4}\%$	-	-	-	390	110

Элементы группы железа					Рудные металличе- ские элементы	
Ni	V	Co	Cr	Sc	Pb	Sn
7-160	10-200	10-54	20-200	10-20	10-80	0,0-50
30	50	30	50	10	30	30
50	2-500	50	20-2000	10	10-200	5
	150		110		100	
20	80-300	20	10	-	20	20
	190					
17-300	160-500	16-100	27-1 000	10-30	1-50	1-20
99	290	50	239	20	17	9
130	250	48	170	30	6	15
8	54	7	28		23	4,9

Редкие элементы				Редкие щелочи		
р.э. +		сумма (в вес. %)		Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Y	Ce + La	TR _{cc}	TKY			
50-200	50	85,4-90,5	9,5-14,6	11-28	10-20	1-4
90		87,2	12,7	24	16	2
50	20-80	-	-	2-54	20-120	1-3
	50			39	92	2
20-50		89,6	8,6	16-18	22	1
30				17		
30-200	50	-	-	34	240	13
70						
21	48+15	-	-	17	30	1,1
				40	200	6,9
-	-	-	-	-	-	-

Таблица 3

Главные виды	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂
Тералит	0,76–1,76	0,02–1,56	0,01–0,09
	1,16	1,01	0,037
Эссексит	0,46–1,29	0,15–0,32	0,04–0,82
	0,9	0,26	0,43
Тешенит	2,65–3,28	0,47–1,55	0,08–0,22
	2,97	1,21	0,10
Шонкинит	0,04–3,1	0,03–2,5	0,02–0,37
	1,2	1,05	0,11

дия, хрома значительно превосходит кларковое для нефелиновых сиенитов, но ниже, чем кларк для базальтических пород. По сравнению с тералитами и тешенитами в эссекситах больше никеля, кобальта и хрома, что их сближает с шонкинитами. В эссекситах резко преобладает свинец и медь по сравнению и с тералитами, и с кларком для базальтических пород, а содержание олова, наоборот, очень низко. Содержание цинка и молибдена то же, что и в тералитах.

Содержание редких элементов в эссекситах более высокое, чем в других щелочных габброидах, циркония и ниобия — выше, чем в тералитах и базальтических породах, но ниже, чем в нефелиновых сиенитах, а иттрия — ниже, чем в тералитах, но выше, чем в основных породах. Цериевые редкие земли (Ce + La) на уровне кларка в базальтических породах. Содержание редких щелочей, в частности лития, в эссекситах близко к нефелиновым сиенитам, а цезия и особенно рубидия значительно ниже, но во много раз выше, чем в основных породах.

В эссекситах среди летучих компонентов главная роль принадлежит сере, хлору и фтору: их содержание выше, чем в других щелочных габброидах.

Эссекситы не представляют интереса в металлогеническом отношении, с ними не связаны непосредственно какие-либо полезные ископаемые. Однако присутствие этих пород в определенных комплексах и провинциях свидетельствует о развитии щелочно-основного магматизма. Эссекситы широко распространены как на территории Советского Союза, так и за рубежом. Они часто встречаются совместно с другими щелочными габброидами как натриевой, так и калиевой серий: с тералитами — в едином комплексе основных и щелочных пород таких провинций, как Кузнецкий Ала-тау, Средняя Азия, США, Франция, ФРГ, с шонкинитами — в сложных комплексах интрузий центрального типа в пределах зон повышенной активности древних щитов и платформ (Канада, Карелия, Мадагаскар, Чехословакия, Швеция, Италия, Алжир и др.); с тешенитами — в гипабиссальных телах Шотландии, Кавказа, Северо-Востока СССР и др.

Тешениты — полнокристаллические анализимсодержащие породы, в отличие от тералитов и эссекситов формировавшиеся исключительно в гипабиссальных условиях. Довольно часто встречается также жильная фация

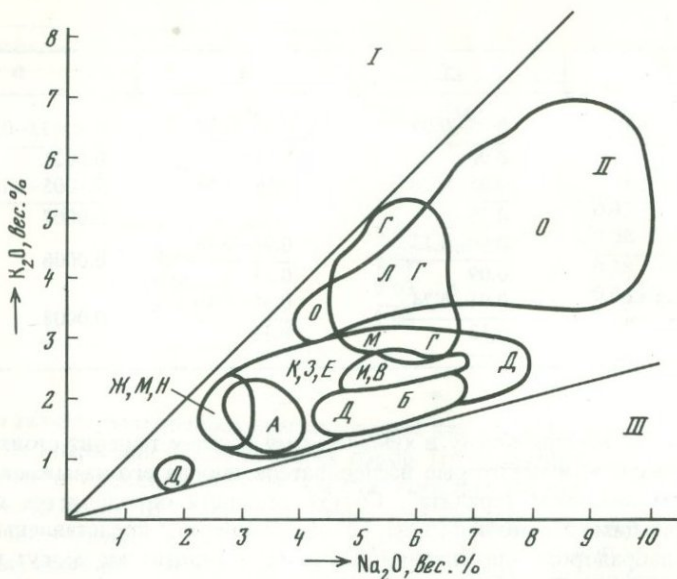
CO ₂	Cl	F	B
0,18–1,68	0,05–0,09	0,03–0,38	0,00032–0,008
0,78	0,06	0,24	0,0021
0,22–0,88	0,05–0,88	0,16–0,48	0,0005–0,001
0,45	0,35	0,32	0,0007
0,29	0,04–0,13	0,08–0,16	0,0008
	0,09	0,11	
0,05–3,54	0,01–0,24	0,05–0,40	0,0008
0,92	0,13	0,12	

тешенитов. По минеральному и химическому составу тешенит стоит ближе всего к тералиту, и некоторые исследователи иногда его называют "гипабиссальным аналогом тералита". Состав тешенита определяется присутствием анальцима вместо нефелина. Главные минералы представлены титанавтитом, лабрадором или битовнитом, реже — анортитом; могут присутствовать керсутит, баркевикит, оливин, биотит, хлорит, нефелин, цеолиты, калиевый полевой шпат. Для тешенитов характерно наличие многообразия структур, а именно — тонкозернистая, грубозернистая и пегматоидная, и текстур — офитовая, порфириовидная, пойкилитовая. Под термином "тешенит" следует понимать совокупность разновидностей, отличающихся по преобладающему цветному минералу или по характеру фельдшпатоида. Среди тешенитов, как и среди других видов щелочных габброидов, выделяются нормальные, лейко- и меланократовые разновидности с теми же соотношениями цветных и силикатных минералов, что у тералитов и эссекситов.

Тешениты, как и тералиты, представлены двумя сериями — натриевой (фиг. 3, Ш, А, В, К, Л, М) и калиево-натриевой (П, А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К, Л, М, Н). Очень редко встречается ортоклазовый лейцитсодержащий тешенит, в котором содержание калия выше натрия; последний попадает в калиевую серию (I, А).

Тешениты натриевой серии известны в Шотландии, на Кавказе (Грузинская срединная глыба), в Чехословакии (Центральная Чехия), в Калифорнии, на Северо-Востоке СССР (Омолонская глыба). Это в основном лейкократовые разновидности с высоким содержанием анальцима (до 40%) и анортита. Большая часть тешенитов относится к калиево-натриевой серии и имеет более широкое распространение на Кавказе, в Кузнецком Алатау, на Северо-Востоке СССР, в Австралии, на Сахалине, в Польше, Чехословакии, Японии, Югославии и др.

Тешениты обычно встречаются в форме пластовых и дайковых интрузий, силлов, небольших штоков в ассоциации с эссекситами и анальцимовыми сиенитами. Нередко им сопутствуют диабазы, базальты, кринаниты и другие породы основного, а иногда — ультраосновного и среднего состава.

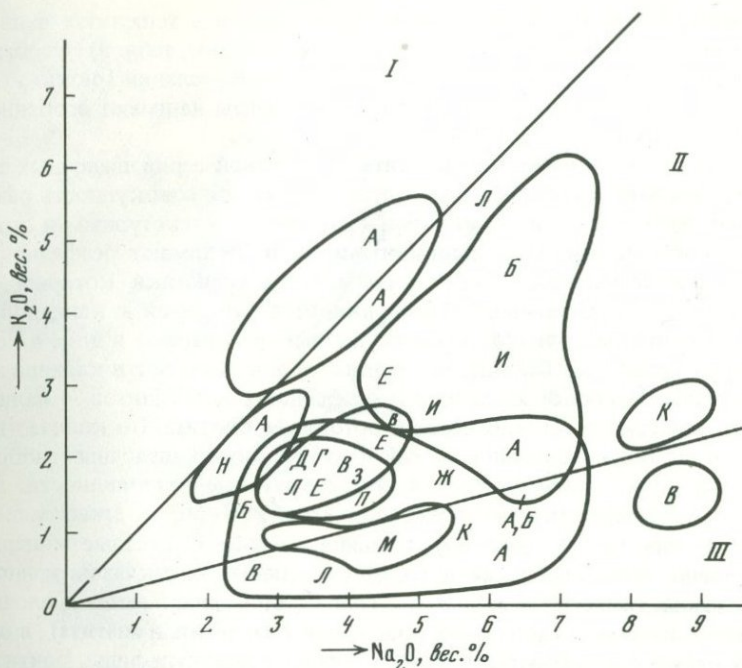


Фиг. 2. Положение эссеситов в калиевой (I), калиево-натриевой (II), натриевой (III) сериях

Провинции распространения: А – Карелия; Б – Канада; В – Бразилия; Г – США; Д – Испания; Е – ФРГ; Ж – Средняя Азия; З – Таласский Алатау; И – Центральная Сахара (Алжир); К – Швеция; Л – Чехословакия; М – Франция; Н – Мадагаскар; О – Кузнецкий Алатау

Тешениты по химизму мало отличаются от рассмотренных выше щелочных габброидов натриевой и калиево-натриевой серий. По содержанию некоторых окислов они ближе стоят к эссеситам. По сравнению с тералитами в них меньше глинозема и кальция, но больше – титана. Среди тешенитов иногда появляются разновидности с повышенным содержанием щелочей (до 12%), что для них не совсем типично. Это анортоклазовые, биотитовые, цеолитовые тешениты, которые встречаются в Ахалцихском и Кузнецком районах Кавказа, в Шотландии, в Кузнецком Алатау (Теляшкин Улус), в Калифорнии.

Интересным оказалось сопоставление тешенитов разных провинций по поведению титана. Последний постоянно в довольно значительных количествах присутствует в тешенитах всех известных провинций, а в породах Шотландии, Японии, Кузнецкого Алатау его содержание особенно высоко (4–10%). Титан входит в состав главных цветных породообразующих минералов (титанавгит, керсутит), а также в акцессорный титаномagnetит. Как и в других видах щелочных габброидов, значительное место в магматизме тешенита отводится железу. Окисная его форма резко преобладает над закисной, что их отличает от более глубинных образований – тералита, эссесита и шонкинита. Такое соотношение окисного и закисного железа свойственно тешенитам таких провинций, как Чехословакия, Польша, Кузнецкий Алатау и др.



3454
 Фиг. 3. Положение тешенитов в калиевой (I), калиево-натриевой (II), натриевой (III) сериях

Провинции распространения: А – Кавказ; Б – Кузнецкий Алатау; В – Шотландия; Г – Австралия; Д – Сахалин; Е – Польша; Ж – Япония; З – Уругвай; И – США; К – Калифорния; Л – Северо-Восток СССР (Омолонская глыба); М – Чехословакия; Н – Югославия

Не менее отчетливо выявляются особенности тешенитов – пород гипабиссальной фации – по поведению микроэлементов. По сравнению с более глубинными образованиями (тералиты, эссекситы, шонкиниты) в тешенитах заметно снижается содержание никеля, хрома, кобальта, а скандий вообще отсутствует, в то время как количество титана и ванадия резко возрастает; содержания бериллия, стронция, бария и галлия довольно низкие.

Рудные металлические элементы по сравнению с тералитами, эссекситами и базальтическими породами содержатся в значительно меньших количествах, свинца – меньше, чем в нефелиновых сиенитах, молибден отсутствует совсем. Ниобия в тешенитах больше, чем в других щелочных габброидах, в базальтических породах и нефелиновых сиенитах; циркония – примерно столько же, сколько в тералитах и эссекситах, но больше, чем в основных породах. В тешенитах, как и в тералитах, цериевые земли резко преобладают над иттриевыми.

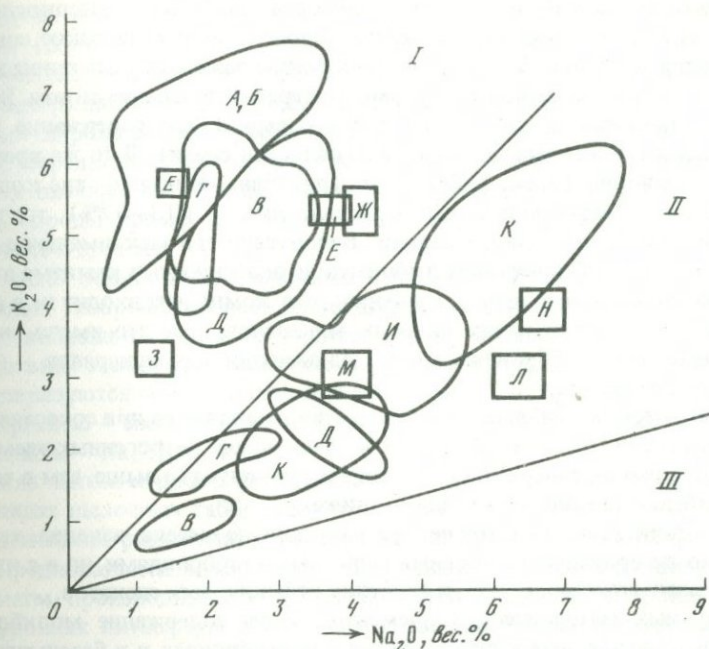
Специфика тешенитов определяется поведением редких щелочей – лития, рубидия, цезия: содержание этих элементов значительно ниже, чем в других щелочных габброидах, особенно калиевых, а рубидия – даже ниже кларка для основных пород. При формировании тешенитов существенную

роль играли фосфор и вода. Содержание последней в тешенитах в два и три раза выше, чем в других щелочных габброидах (см. табл. 3). Особенно высокое содержание суммарной воды в тешенитах Югославии (около 5%) и Польши (> 5%). Все остальные летучие компоненты не имеют особенного значения для химизма тешенитов.

Шонкиниты — типичные представители калиевой серии щелочных габброидов. Под этим названием также подразумевается совокупность разновидностей, отличающихся по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям. Под шонкинитами часто понимают бесфельдшпатоидные пироксен-ортоклазовые породы, характеристики которых мы касаться не будем. Основная часть шонкинитов относится к калиевой серии, но известны разновидности (нефелиновые, цеолитовые и др.), в которых натрия несколько больше, чем калия, и они попадают в калиево-натриевую серию. Наиболее характерная особенность шонкинитов — наличие калиевых минералов: псевдолейцита, ортоклаза, биотита. По количественным соотношениям в шонкинитах, как и во всех других щелочных габброидах, выделяются лейкократовые и меланократовые разновидности. Для типичной разновидности характерно присутствие 30–60% цветных минералов: пироксена (авгит, диопсид), оливина и биотита; светлые минералы представлены псевдолейцитом и (или) нефелином, ортоклазом и иногда плагиоклазом (олигоклазом). В отличие от описанных выше щелочных габброидов, помимо акцессорных минералов (магнетита и апатита), в шонкинитах нередко встречаются ильменит, сфен, гранат, сульфиды. Почти для каждой разновидности шонкинита в литературе существует определенный термин. В данном случае мы ими не пользуемся, считая более правильной терминологию для разновидностей следующую: нефелиновый, псевдолейцитовый, биотитовый, плагиоклазовый, безоливиновый, сфеновый, лейкократовый, меланократовый шонкинит. Для шонкинитов наиболее характерны мелкозернистые и порфировидные, в то время как пегматоидные и крупнозернистые неизвестны.

Шонкиниты калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} < 1$; фиг. 4, I, А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З) распространены в Советском Союзе в следующих провинциях: Таласский Алатау (Ирису, Каинды), Алдан (Инагли и др.), Казахстан (Ишимский массив), Урал, Камчатка; за рубежом — США (Монтана, Шонкин-Сэг), Западная Аляска, Канада (Британская Колумбия, Онтарио) и др. Это псевдолейцитовые шонкиниты, состоящие из пироксена (до 40%), псевдолейцита (до 35%), ортоклаза (20–30%), биотита (до 8%), оливина (5–10%). Чаще всего они встречаются в ассоциации с калиевыми ультраосновными бесфельдшпатоидными породами (биотитовые и ортоклазовые пироксениты) и средними породами (псевдолейцит-нефелиновые и щелочные сиениты), а также с миссуритами и фергуситами.

Известны следующие естественные ассоциации калиевых пород, в состав которых входят шонкиниты: в Таласском Алатау — биотитовый пироксенит → шонкинит → фергусит → щелочной сиенит (нефелиновый сиенит); в Казахстане — биотитовый перидотит → шонкинит → монцонит → нефелиновый сиенит; на Алдане — биотитовый перидотит → шонкинит → пуласкит; в Западной Аляске — биотитовый пироксенит → ийолит, малигнит → шонкинит → бороланит → ювит → фойяит.



Фиг. 4. Положение шонкинитов в калиевой (I), калиево-натриевой (II), натриевой (III) сериях

Провинции распространения: А — Алдан; Б — Аляска; В — Таласский Алатау; Г — Камчатка; Д — США; Е — Канада; Ж — Казахстан; З — Бразильская Колумбия; И — Белоруссия; К — Испания; Л — ФРГ; М — Центральная Сахара; Н — Норвегия

Шонкиниты калиево-натриевой серии более редки. Это — преимущественно разновидности, содержащие нефелин (нозеан, гаюин, содалит, анальцит) с небольшим количеством псевдолейцита или без него, почти при тех же соотношениях цветных минералов. Они развиты на Кольском п-ве, в Белоруссии (Припятская впадина), в Испании, в ФРГ, Норвегии, Алжире и др. (см. фиг. 4, II, В, Г, Д, И, Л, М, Н), где нередко ассоциируют с другими щелочными габброидами калиево-натриевой серии, в частности с эссекситами, а иногда, в случае полиформационных комплексов, даже с карбонатами (Кайзерштуль, ФРГ; Маунтин-Пасс, США). Известны шонкиниты гибридного генезиса в связи с гранитоидными интрузиями на Урале (Бердяушский массив) и в США (Миннесота). Шонкиниты, как правило, образуют небольшие штоки, кольцевые и куполообразные тела, иногда — жилы.

Петрохимическая характеристика шонкинитов приведена в табл. 1. Как и другие щелочные габброиды, они отличаются недосыщенностью кремнезема и повышенной ролью оснований и щелочей. Однако при сопоставлении шонкинитов разных провинций выявляется определенная специфика как по роли щелочей и глинозема, так и по поведению железа и титана. Так, например, шонкиниты Камчатки и Средней Азии отличаются наиболее низким содержанием щелочей и глинозема, а шонкиниты США, Алдана,

Британской Колумбии и Аляски — наиболее щелочные и высокоглинозистые. В целом для шонкинитов характерно довольно высокое содержание кальция и магния. В химизме шонкинитов заметная роль принадлежит железу, особенно закисной его форме. Интересно поведение титана. В нефелиновых шонкинитах (калиево-натриевая серия) его содержание выше, чем в псевдолейцитовых шонкинитах (калиевая серия). В то же время известны провинции (Урал, Узбекистан, Тянь-Шань, Монтана), где количество титана в составе шонкинитов довольно низкое (0,3—0,8%), тогда как в шонкинитах Португалии, Испании, Белоруссии его максимальное значение достигает 5%. Подчеркнем любопытную особенность в химизме шонкинитов по отношению к титану, а именно: этот компонент входит не в состав главных породообразующих цветных минералов, как это имело место в других щелочных габброидах, а в состав акцессорных минералов — ильменита, сфена и биотита.

Геохимические особенности шонкинитов выявляются при сопоставлении их с тералитами, эссекситами и тешенитами. Среди петрогенных элементов выделяется барий, содержание которого в три—пять раз выше, чем в тералитах и особенно тешенитах, а галлия — ниже.

В шонкинитах почти в три-четыре раза больше никеля, ванадия, хрома и не только по сравнению с другими щелочными габброидами, но и с кларками для базальтических пород, и особенно нефелиновых сиенитов.

Из рудных металлических элементов лишь содержание молибдена в шонкинитах выше, чем в других щелочных габброидах и в базальтических породах. Все другие элементы этой группы в химизме шонкинитов не играют существенной роли. Мало в них и редких элементов, особенно циркония. Следует подчеркнуть характер поведения редких щелочей, особенно рубидия и цезия, содержание которых в шонкинитах почти в три раза выше, чем в эссекситах и примерно в десять раз выше, чем в тешенитах и тералитах. В химизме шонкинитов важное значение имеют фосфор и двуокись углерода.

Подводя итог изложенному, еще раз подчеркнем, что рассмотренные виды интрузивных горных пород (тералиты, эссекситы, тешениты и шонкиниты) характеризуются сходными чертами химизма и минерального состава, позволяющими объединить их в единое семейство щелочных габброидов. В них отчетливо выявляются особенности состава, характерные для самого семейства и в то же время присущие основным и щелочным породам.

Низкие содержание кремнезема и важная роль оснований приближает их к габброидам; повышенная роль глинозема и щелочей сближает их с урритами, ийолитами и фельдшпатоидными сиенитами.

По характеру цветных минералов и их соотношению они ближе стоят к основным породам, а обязательное присутствие фельдшпатоидов делает их родственными с щелочными породами.

Важное значение в химизме щелочных габброидов имеют такие элементы, как железо, титан, никель, кобальт, ванадий, хром и другие, что указывает на идентичность их с химизмом основных пород, а концентрация алюминия, натрия, калия, редких и редкоземельных элементов (циркония, ниобия, церия и др.) свидетельствует об их родстве с щелочными породами (фиг. 5, см. вкл.).

В более ранних публикациях [21] автором было определено место щелочных габброидов среди других интрузивных образований и показано соотношение их с габбро, нефелиновыми сиенитами, урритами и ийолитами. Подчеркивалось, что породы данного семейства являются постоянными членами широко распространенной в природе щелочно-основной ассоциации пород. Нередко они тесно сопряжены в пространстве и во времени с основными и щелочными породами и связаны с ними генетически. Существуют также породы промежуточного состава, взаимно переходящие из одного семейства в другое.

Помимо общих типохимических особенностей, каждый вид семейства щелочных габброидов имеет индивидуальные петро- и геохимические черты, позволяющие считать их индикаторными образованиями среди щелочно-основной ассоциации. Калиевые щелочные габброиды — шонкиниты — характеризуются повышенным содержанием K, Co, V, Cr, Ba, Rb, Cs; калиево-натриевые — эссекситы — Na, K, Ga, Be, Pb, Li, F; натриевые — тералиты и тешениты — Na, Ti, Al, Fe, P.

Такая закономерность распределения и накопления элементов в отдельных видах щелочных габброидов позволяет судить об источнике и составе магматических расплавов, характере эволюции и условиях их формирования. Предполагается возможность образования щелочных оливин-базальтовых магм, производными которых являются щелочные габброиды, на разных уровнях литосферы в условиях первичной неоднородности мантии и продуктов ее дегазации. На химизме отдельных видов щелочных габброидов сказались определенные (глубинные или гипабиссальные) условия, с образованием абиссальных со всеми им присущими чертами (шонкиниты, эссекситы, тералиты) и гипабиссальных (тешениты) представителей. Состав каждого вида щелочных габброидов испытал на себе влияние характерных особенностей той или иной петрографической провинции, что выявилось в перераспределении и накоплении таких элементов, как титан, глинозем, щелочи, фосфор. Это может иметь практическое значение при выявлении и оценке потенциально рудоносных провинций.

УДК 552.11+552.321+552.331

Е.В. ШАРКОВ, О.А. БОГАТИКОВ

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫХ СЕРИЙ ПОРОД КАК ОТРАЖЕНИЕ РЕЖИМОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

Как известно, кумулятивные минералы интрузивных пород представляют собой парагенезис твердых фаз, выделявшихся при затвердевании интрузива. Последовательность смены этих парагенезисов в разрезе расслоенных серий отражает последовательность выделения ассоциаций твердых фаз

¹ Или минералы кумулуса — близкие к идиоморфным кристаллы, образующие индивидуальные зерна, выделявшиеся из главного объема расплава. Детальную характеристику структур пород расслоенных интрузий см. в кн. Л. Уэйджера и Г. Брауна [404] и Э. Джексона [512].

при кристаллизации исходных расплавов плутонов [437]. Важной особенностью этих парагенезисов является то, что снизу вверх по разрезу расслоенных серий, часто при качественном сохранении той же минеральной ассоциации, сами минералы согласованно обогащаются низкотемпературными составляющими, темноцветные фазы (оливины, пироксены, шпинели) — железом, плагиоклаз — натрием и т.д. Это явление, давно известное как скрытая расслоенность [404], позволяет в качестве независимых переменных на фазовых диаграммах систем использовать не минералы фиксированного состава, а серии твердых растворов, благодаря чему удается одновременно учесть максимально возможное число компонентов реальных пород, не искажая фазовых соответствий.

Ввиду малочисленности экспериментальных данных представляется целесообразным начать обсуждение проблемы с рассмотрения парагенезисов минеральных фаз в породах реальных интрузий. В настоящее время известны два типа подобных массивов: сиенит-габбровые интрузии, пользующиеся широким распространением в Алтае-Саянской области, и щелочно-габброидные — на Балтийском щите.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ СЛАГАЮЩИХ ИХ ПОРОД

В связи с тем, что минеральный состав интрузий этих регионов несколько различен, представляется целесообразным рассмотреть их отдельно.

Сиенит-габбровые интрузии Алтае-Саянской области

В настоящее время в Алтае-Саянской области выделено значительное количество подобных образований [68], [153], однако наиболее изученными из них являются Патынский и Кизирский массивы, рассмотренные ниже.

Патынский массив расположен в пределах одноименного антиклинория каледонид в Горной Шории [68]. Он представляет собой округлое в плане тело площадью около 50 км², сложенное породами основного ряда. Несмотря на отсутствие в данном эрозионном срезе собственно сиенитов, интрузив благодаря значительному сходству базитов с аналогичными породами сиенит-габбровых интрузий должен быть отнесен именно к этому типу образований. Массив образован серией пород от ультрамафитов до анортозитов, связанных между собой промежуточными разновидностями и зонами ритмичного переслаивания. Главными породообразующими минералами здесь являются: плагиоклаз, оливин, титанавгит (*CPx*), титаномагнетит (*TiMgt*)¹, апатит (*Ap*). Именно эти минералы встречаются в качестве кумулятивных фаз. На долю остальных минералов (бурая роговая обманка, биотит, сульфиды) обычно приходится не более 5–6% объема пород, они встречаются исключительно в интерстициях между зернами и в дальнейшем изложении не рассматриваются.

¹ Наряду с собственно магнетитом в состав этой рудной фазы входят также ильменит и ульвешинель, образовавшиеся, вероятно, при распаде твердого раствора и окислении некогда гомогенного титаномагнетита (титан-железистой шпинелевой фазы).

Как и подавляющее большинство расслоенных массивов, Патынский массив в поперечном разрезе имеет воронкообразную форму и автономную чашеобразную внутреннюю структуру. Периферические части массива сложены такситовыми крупнозернистыми габбро, в которых близ контакта часто отмечаются мелкозернистые разновидности ("беербахиты"), вероятно, представляющие собой зону закалки интрузии. Их химизм отвечает субщелочному базальту (см. таблицу).

Внутренняя часть плутона характеризуется четко выраженной ритмичной расслоенностью [68]. Ритмы имеют следующий разрез: троктолит ("форелленштейн") (минералы кумулула $Pl + Ol$) → оливковое габбро ($Pl + Ol + CPx$) → габбро ($Pl + CPx \pm Ap$). В нижней части разреза интрузии в основании ритмов нередко отмечаются анортозиты (Pl), а в верхней — разрез ритмов заканчивается феррогаббро ($CPx + Pl + TiMgt \pm Ol \pm Ap$). В верхней (центральной в плане) части массива феррогаббро преобладают. Среди них здесь наблюдаются маломощные прослои косвитов ($CPx + TiMgt + Ap$), казанскитов ($Ol + CPx + TiMgt + Ap$) и линзы сплошных титаномагнетитовых руд. На самых верхних гипсометрических уровнях встречаются своеобразные пегматоидные габбро ($Pl + CPx \pm Ol$), возможно, являющиеся останцами верхней краевой группы интрузии.

Кизирский (Крыжинский, Казырский) массив (Восточный Саян) описан в работах А.П. Лебедева и О.А. Богатикова [247], Д.М. Орлова [148] и др. Он как по размеру, так и по строению весьма близок к описанному выше, отличаясь наличием сиенитов, которые образуют крупное линзовидное тело в восточной и два небольших штокообразных — в центральной части интрузии.

Плутон имеет чашеобразную внутреннюю структуру и образован тремя "сериями" пород. Как и в Патынском массиве, внешнее кольцо интрузии образовано мезократовыми, часто такситовыми габброидами, выделяемыми здесь в качестве "нижней серии". Очевидно, они представляют собой боковую краевую группу интрузии. Их химизм приведен в таблице. Внутренняя часть плутона образована ритмичным переслаиванием лейкократовых ("средняя серия") и мезо-меланократовых ("верхняя серия") пород. Среди образований "средней серии" преобладают анортозиты, троктолиты, оливковые и безоливиновые габбро. Верхняя серия сложена преимущественно мезократовыми габброидами с большим количеством рудных разновидностей, в том числе косвитов и казанскитов. Снизу вверх по разрезу отдельных ритмов и этих серий в целом намечается отчетливая тенденция к уменьшению основности плагиоклаза от An_{85-60} до An_{40-35} и повышению железистости темноцветных минералов, в частности оливина, — от Fa_{30} до Fa_{60} . По структуре и составу главных породообразующих минералов перечисленные породы Кизирского массива полностью аналогичны соответствующим разновидностям пород Патынского массива.

Как уже указывалось, щелочные породы встречены в восточной и центральной частях интрузии. Характер их соотношений с породами основного состава двойственный — наряду с секущими контактами, устанавливаемыми для штокообразных тел центральной части массива, наблюдаются и постепенные переходы между ними, типичные для линзовидного тела сиенитов в восточной части интрузии. Промежуточные разновидности

Химизм исходных расплавов щелочно-габброидных интрузий

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	47,50	43,02	45,20	43,36
TiO ₂	1,63	2,72	2,33	2,71
Al ₂ O ₃	16,90	17,43	12,01	15,00
Fe ₂ O ₃	3,01	3,90	5,42	5,05
FeO	6,30	9,11	11,71	9,30
MnO	0,15	0,17	0,20	0,16
MgO	7,54	6,79	9,91	7,67
CaO	13,55	12,76	10,31	13,60
Na ₂ O	2,38	2,48	2,39	2,09
K ₂ O	0,17	0,38	0,33	0,70
P ₂ O ₅	Не опр.	0,12	—	—
П.п.п.	1,09	0,72	—	—
С у м м а	100,22	99,45	100,0	100,0
Qu	—	—	1,1	—
Ab	22,57	13,43	23,03	10,72
An	38,38	41,11	24,11	24,64
Di	28,8	26,54	29,1	37,0
Ol	10,3	12,92	23,2	11,0
Ne	—	5,95	—	5,8

1 — Эндоконтактовое мелкозернистое габбро (беербахит) Патынского массива [68]; 2 — средний состав эндоконтактных пород Кизирского массива [148]; 3 — состав исходного расплава массива Гремяха-Вырмес [437]; 4 — состав исходного расплава Елетьозерского массива [437]. Анализы 3–4 пересчитаны на безводной основе. Результаты пересчета на компоненты приведены к 100%.

в этом случае представлены олигоклазовыми габбро (диоритами), причем ориентировка первичных структур и текстур полностью сохраняется. Состав породообразующих минералов при переходе от габбро к сиенитам закономерно меняется — происходит обогащение темноцветных минералов железом, а плагиоклаза — ортоклазовой составляющей, вплоть до его превращения в анортотоклаз (*Or*). Сам парагенезис минералов при этом часто остается прежним (*Ol*, *CPx*, полевой шпат, *TiMgt*, *Ap*, амфибол). В сиенитах преобладающим минералом является щелочной полевой шпат (микропертит), который во многих случаях является единственным кумулятивным минералом. Иногда вместе с ним встречаются идиоморфные кристаллы оливин-гортонолита, пироксен-эгирин-авгита и титаномagnetита, но их количество обычно невелико.

Аналогичные соотношения между габбро и сиенитами были установлены А.П. Кривенко [232] в массиве Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау), где эти породы путем закономерного переслаивания сменяют друг друга. Такие наблюдения, а также то, что габбро и сиениты слагают единое в структурном отношении тело, позволили некоторым исследователям этих массивов придти к выводу о том, что все разнообразие пород рассматриваемых плутонов произошло при дифференциации единого магма-

тического расплава, и указанные выше парагенезисы пород представляют собой единый сингенетический ряд. Судя по результатам изучения разрезов отдельных ритмов и массивов в целом, породы в этом ряду сменяют друг друга в следующей последовательности: анортозит → троктолит → оливиновые габбро → габбро → рудные (титаномагнетитовые) габбро и ультрамафиты → олигоклазовые габбро (диориты) → сиениты. В этом ряду в той же последовательности происходит постепенное изменение состава главных породообразующих минералов: повышение железистости оливинов (от состава хризолита до гортонолита) и содержания натрия в клинопироксенах вплоть до появления эгирин-авгита, повышение натриевости плагиоклаза от битовнита до олигоклаза с последующим увеличением содержания в нем ортоклазовой молекулы до превращения его в щелочной полевой шпат (анортотлаз). Обращает на себя внимание сравнительно слабое повышение железистости клинопироксенов по сравнению с оливином [232].

Щелочно-габбровые интрузии Балтийского щита представлены массивами Гремяха-Вырмес и Елетъозера.

Интрузия Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров), описанная А.А. Полкановым, Н.А. Елисеевым и другими [329], представляет собой линзообразное тело площадью около 60 км², прорывающее гнейсы кольской серии. По мнению этих исследователей, pluton образовался в три фазы с возникновением трех комплексов пород: 1) перидотитов — пироксенов — габбро-анортозитов — акеритов-пуласкитов; 2) нефелиновых сиенитов — ювитов — ийолитов; 3) щелочных сиенитов — щелочных гранитов. Однако, по данным А.А. Кухаренко и других [244], И.Д. Батиевой [51] и личным наблюдениям одного из авторов, последняя группа пород не относится к плутону, а представляет собой самостоятельную интрузию.

Вдоль контакта с гнейсами повсюду отмечается полоса эндоконтактных габбро и габбро-норитов, представляющих собой зону закалки интрузии. Их химизм отвечает щелочному базальту (см. табл.). Ближе к центру развита расслоенная серия, образованная ритмичным чередованием оливинитов (кумулят — *Ol*), перидотитов (*Ol + CPx*; титанавгит), диаллагитов (*CPx*), оливиновых габбро (*Ol + CPx + Pl ± Ap*), габбро (*CPx + Pl ± Ap*), анортозитов (*Pl ± Ap*), олигоклазовых (щелочных) габбро и акеритов (*CPx + Pl + TiMgt + Ap*) с прослоями рудных ультрамафитов (гортонолититов, гортонолитовых верлитов и пироксенитов, аналогов косвитов и казанскитов сиенит-габбровых интрузий). Они переслаиваются в указанном порядке, причем в нижней части разреза преобладают ультрамафиты, в верхней габброиды и рудные ультрамафиты. Характерной особенностью *Ol*-содержащих пород массива, в отличие от интрузий Алтае-Саянской области, является наличие шпинель-пироксеновых венцовых структур вдоль границ *Ol* и *Pl*, свидетельствующих о величине давления в процессе затвердевания массива порядка 8±2 кбар [242, 493]. Характер разреза в целом близок к отмечаемому в массивах в Алтае-Саянской области, однако здесь наблюдаются магнезиальные ультрамафиты, но практически отсутствуют троктолиты. Аналогичную эволюцию претерпевает и состав минералов: снизу вверх растет железистость фаз (опять-таки клинопироксена в значительной мере меньше, чем оливина) и быстро снижается ос-

новность плагиоклаза от основного лабрадора до олигоклаза, часто антипертитового.

Далее по разрезу следует линзообразное тело щелочных пород, расположенное в центральной части массива. Вдоль его контакта с подстилающими габброидами наблюдается переслаивание пород с щелочным полевым шпатом и нефелином: пуласкитов-лаурвикитов ($Or + CPx + TiMgt + Ap \pm \pm Pl$), шонкинитовых нефелиновых сиенитов ($CPx + Or + Ne + TiMgt + + Ap$) и мельтейгитов-якупирангитов ($Ne + CPx + TiMgt + Ap$ со значительным количеством интерстициальных биотита и керсутита). Клинопироксен в этих породах представлен эгирин-авгитом, а плагиоклаз — антипертитом, переполненным вростками калиевого полевого шпата иногда неправильной формы с тенденцией к замещению плагиоклаза.

В центральных частях щелочной серии устанавливается ритмичное переслаивание главным образом ийолит-уртитов ($Ne + Ap$) — ювитов и фойяитов ($Ne + Or + Ap$) — малиньитов ($Ne + Or + Aeg + Ap$).

Западная часть массива образована ритмичным переслаиванием пород типа щелочных габбро, акеритов и пуласкитов с прослоями рудных ультрамафитов, т.е. пород, аналогичных подстилающим собственно щелочные образования.

Предшествующими исследователями щелочные породы рассматривались в качестве самостоятельной интрузивной фазы. Однако наличие полной гаммы переходных разновидностей и зон взаимного переслаивания, скорее, свидетельствуют о том, что щелочные породы являлись конечным членом серии перидотитов-акеритов и образовались в результате фракционной кристаллизации единого объема расплава.

Другим примером щелочно-габбровых интрузий является Елетьозерский массив в Северной Карелии [69, 244]. В отличие от предыдущего массива, он подобно интрузиям Алтае-Саянской области в плане имеет концентрически-зональное строение. Внешняя часть плутона образована мощным поясом габброидов. Здесь вслед за мелкозернистыми габбро и габбро-норитам зоны закалки следует будинированный горизонт пироксенитов (диаллагитов) [69], за которыми идет зона развития весьма однородных крупнозернистых, часто такситовых габбро нередко с оливином, аналогичных породам внешних зон сиенит-габбровых интрузий. Внутренняя часть интрузива образована ритмичным переслаиванием анортозитов, рудных оливинитовых габбро и перидотитов, андезитовых и олигоклазовых рудных габбро, а также рудных ортоклазовых габбро. Все эти породы являются близкими аналогами пород массива Гремяха-Вырмес и поэтому более подробно не рассматриваются. Существенной особенностью зон переслаивания центральной части массива является последовательность смены пород в ритмах, важная для дальнейшего обсуждения. А.А. Кухаренко и другие [244], исходя из модели гравитационно-кинетического фракционирования, считают, что разрез ритмов должен начинаться с меланократовых пород и кончатся анортозитами. Однако этому противоречат приводимые в этом сборнике данные о брекчировании анортозитовых слоев и их цементации материалом меланократовых прослоев.

Щелочные и нефелиновые сиениты образуют линзообразное тело в центральной части массива. Так же как и в случае предыдущей интрузии,

они на основании косвенных соображений выделяются в качестве самостоятельной фазы, однако прямые доказательства этому отсутствуют вследствие исключительно плохой обнаженности этой части плутона.

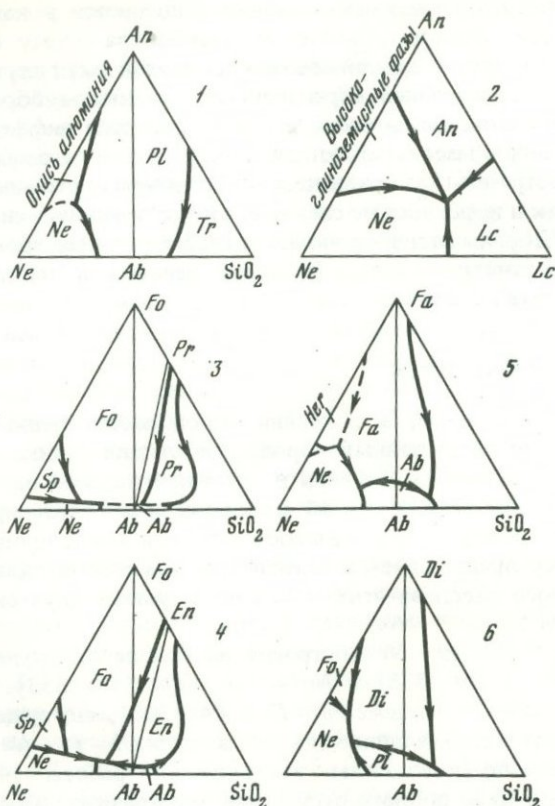
Как видно из приведенной характеристики щелочно-габбровых интрузий, они в целом отличаются более высокой степенью дифференцированности по сравнению с массивами Алтае-Саянской области, особенно Гремяха-Вырмес, где встречены как сравнительно высокомагнезиальные оливиниты и верлиты, так и нефелиновые сиениты, отсутствующие в сиенит-габбровых интрузиях. Другим отличием является слабое развитие троктолитов в образованиях Балтийского щита. Однако в целом как те, так и другие весьма похожи друг на друга.

Характеристика систем

Как было показано выше, в сложении пород рассмотренных интрузий принимают участие пять главных породообразующих силикатов: оливин, клинопироксен, плагиоклаз, нефелин и щелочной полевой шпат или ортоклаз. При этом для ранних стадий кристаллизации характерны первые три минерала, а последние два появляются лишь в конце процесса затвердевания. Поэтому представляется целесообразным рассматривать кристаллизацию исходного расплава этих массивов в рамках двух систем: $Ol - CPx - Pl - Ne$ и $CPx - Pl - Ne - Or$.

Система $Ol - CPx - Pl - Ne$ построена на основании изучения систем (фиг. 1): $Di - Ne - Qu$ [533] и $Ne - Fo - Qu$ [535, 553]. Учитывались результаты работ по системе $Fo - Di - An$ [308], что существенно изменило конфигурацию поля шпинели (Sp) на грани $Ol - Pl - Ne$. Грань $Ol - Pl - CPx$ построена по результатам предыдущей работы [437], а грань $Ol - CPx - Ne$ в виду полного отсутствия экспериментальных данных — путем интерполяции.

Особую сложность представляло выявление строения очень важной грани $CPx - Pl - Ne$, общей для этой системы и системы $CPx - Pl - Ne - Or$. Экспериментальные данные здесь ограничены тройной системой $Di - Ne - Qu$ и двойной $An - Ne$, как частью систем $Ne - An - SiO_2$ [531] и $Ne - An - Lc$ [494]. Первая система учитывает поведение всех трех компонентов, но при этом плагиоклаз представлен своей наиболее низкотемпературной, а клинопироксен — наиболее высокотемпературной разновидностями, вследствие чего она не удовлетворяет главному условию построения обобщенных систем, предусматривающих синхронное изменение состава твердых растворов в вершинах диаграмм [437]. Система $An - Ne$ изучена в условиях, где отсутствуют фемафильные компоненты, и поэтому тоже не может быть непосредственно использована при построении обобщенной диаграммы. Существенно, что поля кристаллизации Pl и Ne разделены областью существования глиноземистых фаз, в частности корунда. Это позволяет предположить, что в системах, содержащих магний и железо, в этом месте может кристаллизоваться шпинелевая фаза. Поэтому на диаграммах системы $Ol - Pl - CPx - Ne$ этот участок показан, как поле кристаллизации шпинели.

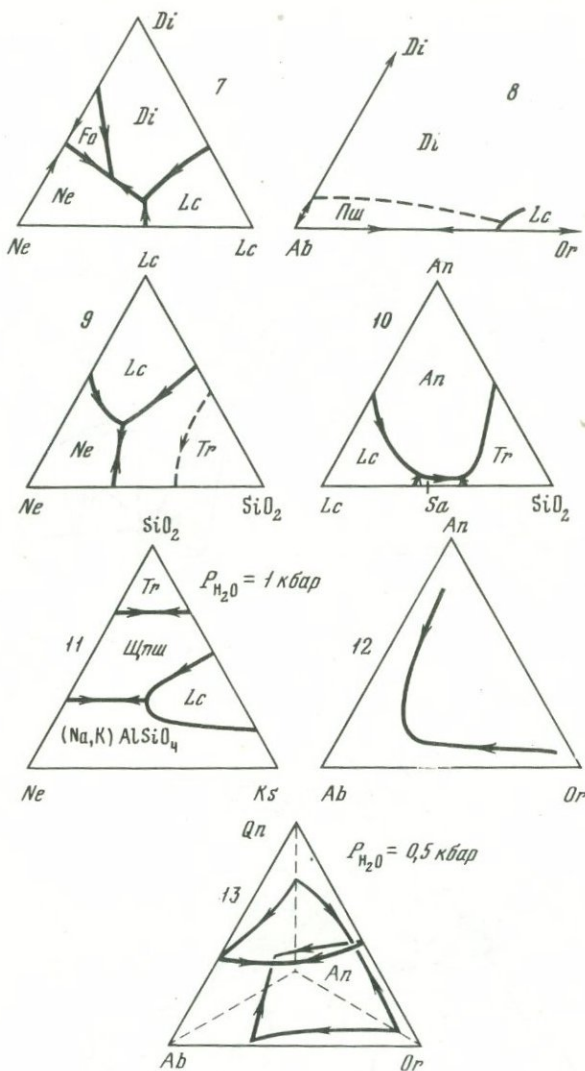


Фиг. 1. Диаграммы состояния различных систем, использовавшихся при построении моделей (см. Фиг. 2 и 3)

1 - $An - Ne - SiO_2$, $P=1$ атм; 2 - $Ne - Lc - An$, $P=1$ атм [494]; 3-4 - $Fo - Ne - SiO_2$: 3 - $P=1$ атм [535], 4 - $P=9$ кбар [553]; 5 - $Fa - Ne - SiO_2$; 6 - $Ne - Di - SiO_2$ [533]; 7 - $Di - Ne$ - кальсилит [538]; 8 - $Di - Ab - Or$ [526]; 9 - $Ne - Lc - SiO_2$; 10 - $An - Lc - SiO_2$ [532]; 11 - $Ks - Ne - SiO_2$, $P_{H_2O}=1$ кбар [489]; 12 - $Ab - An - Or$ [544]; 13 - $Ab - An - Or - SiO_2 (H_2O)$, $P_{H_2O}=0,5$ кбар [228, 229]

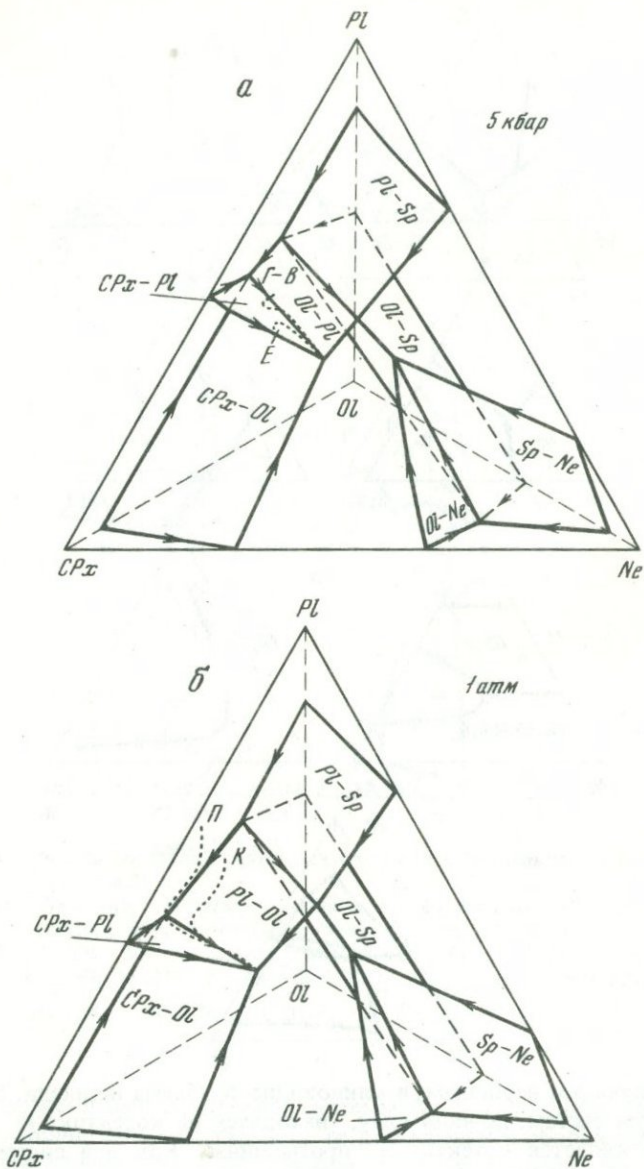
Как уже указывалось, строение системы $Ne - Di - SiO_2$ не удовлетворяет условию непосредственного ее применения в обобщенной диаграмме. Действительно, согласно данным по этой системе, Ne-содержащие парагенезисы должны предшествовать парагенезисам с щелочным полевым шпатом, чего не наблюдается в реальных интрузиях, где повсеместно фиксируется обратная закономерность (см. выше). Следовательно, строение системы $CPx - Pl - Ne$ должно обеспечить переход расплава в псевдочетверную систему $CPx - Pl - Ne - Or$, что возможно только в случае, когда поверхность $Pl - Ol$ достигает указанной грани (фиг. 2).

Как видно из фиг. 2, система $Ol - CPx - Pl - Ne$ представляет собой комбинацию объемов кристаллизации минеральных фаз, прилегающих

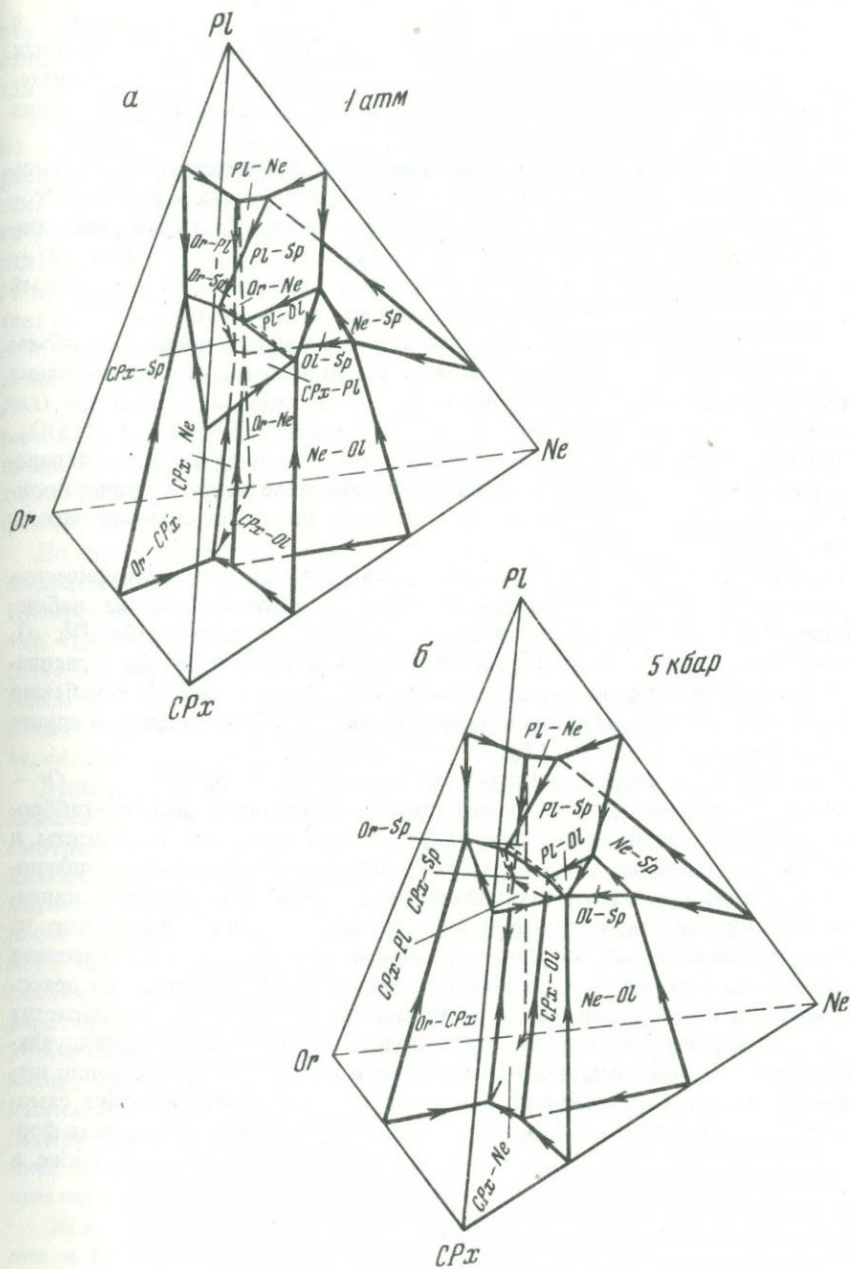


к соответствующим вершинам, и клиновидного объема шпинели. Термальный минимум систем, по-видимому, находится на котектике $Pl - CPx - Ol$, которая является котектикой "протыкания". Как и в системе $Ol - CPx - Pl - Qu$ [437], с увеличением давления происходит сокращение поля $Ol - Pl$, практически исчезающего при давлениях выше 10 кбар. В дальнейшем происходит расширение объема клинопироксена за счет сокращения объемов оливина и плагиоклаза. Обращает на себя внимание, что в реальных парагенезисах интрузий роль шпинелеподобной фазы играет титаномagnetит.

Система $CPx - Pl - Ne - Or$ построена по данным изучения систем кальсилит - $Ne - SiO_2$ [489], [67], $Ne - Lc - An$ [494], $Lc - An - SiO_2$



Фиг. 2. Пространственные модели системы $Ol - Cpx - Pl - Ne$ при разных давлениях
 а - 1 атм, б - 5 кбар
 Ol - оливин, Cpx - клинопироксен, Pl - плагиоклаз, Ne - нефелин, Sp - шпинель
 1-4 - пути кристаллизации интрузий: 1 - Патынской, 2 - Кизирской, 3 - Гремяха-Вырмесской, 4 - Ельтьезерской



Фиг. 3. Пространственные модели системы $Cpx - Pl - Ne - Or$ при разных давлениях
 а - 1 атм, б - 5 кбар

[532], $Ab - Di - Lc$ [538] и $Ab - Di - Or$ [526], $Ab - An - Or$ [544] и $Ab - An - Or - Qu$ (H_2O) [288, 229] (фиг. 3) с учетом рассмотренных выше данных по системе $Pl - Ne$ в присутствии железа и магния. В системах, кристаллизовавшихся при 5 кбар и выше, объем существования Lc не учитывался.

Система состоит из объемов, прилегающих к соответствующим вершинам, а также клиновидных объемов Ol и Sp , прилегающих к ребрам $CPx - Ne$ и $Ne - Pl$ соответственно. Система характеризуется тремя реакционными точками: $Ol - Pl - CPx - Sp$, $Pl - Sp - CPx - Or$ и $Sp - CPx - Pl - Ne$. Первая из них приводит к исчезновению Ol , вторая — Sp . Термальный минимум системы располагается на котектике $Or - Ne - CPx$.

Существование первой реакционной точки очевидно, поскольку объем оливина не принадлежит этой системе. По-видимому, его исчезновение связано с реакциями типа: $3MgFeSiO_4 + 1/2 O_2 \rightarrow Fe_3O_4 + 3MgSiO_3$ (гиперстеновая молекула авгита) и $MgFeSiO_3 + TiO_2 \rightarrow FeTiO_3 + MgSiO_3$, приводивших, с одной стороны, к появлению железо-титановой шпинелевой фазы, а с другой — к стабилизации состава железистости клинопироксена, что, как указывалось выше, характерно для исследованных парагенезисов.

Существование подобных реакций подтверждается и петрографическими данными. Нередко в шлифах вокруг гортонолитового оливина наблюдаются реакционные каемки титаномагнетита ([329], см. табл. IV, δ). Необходимым условием подобных реакций является повышение в расплаве потенциала кислорода, что, по данным Л.Н. Когарко [208], неизбежно следует за повышением концентрации щелочей, вызванной в данном случае фракционированием Pl , Ol и CPx .

Существование второй реакционной точки — $Pl - Sp - CPx - Or$ — менее очевидно, но следует из характера парагенезисов щелочно-габбровых интрузий, где на смену акерит-пуласкитам приходят лаурвикиты и нефелиновые сиениты. Судя по петрографическим наблюдениям, плагиоклаз в акерит-пуласкитах неустойчив, переполнен антипертитами калиевого полевого шпата, которые в ряде случаев отчетливо его замещают.

При дальнейшем повышении щелочности (и окисленности) расплава неустойчивой становится и шпинелеподобная фаза. Как следует из петрографических наблюдений, уже в шонкинитовых сиенитах титаномагнетит в виде самостоятельной фазы отсутствует, а наблюдаются индивидуальные кристаллы малотитанистого магнетита и ильменита. В собственно щелочных породах (нефелиновых сиенитах) окислы железа и титана самостоятельных минеральных фаз обычно не образуют, а входят в состав ферросиликатовой и акмитовой молекул эгирин-авгита и эгирина, а также в состав сфена.

Составы исходных расплавов интрузий, определенные на основании химизма их эндоконтактных зон, приведены в таблице. Все они отвечают составу щелочных и субщелочных базальтов. Анализы были пересчитаны на главные компоненты системы $Ol - CPx - Pl - Ne$ и по этим координатам

определено положение фигуративных точек в объеме тетраэдра и соответственно — последовательность выделения твердых фаз в процессе их кристаллизации.

Кристаллизация происходит в условиях низких давлений. Как видно из фиг. 2, фигуративные точки исходных расплавов изученных интрузий располагаются довольно близко друг от друга, хотя парагенезисы слагающих эти массивы пород существенно различны. Кристаллизация Кизирского и Патынского массивов (см. фиг. 2, а) должна начаться с выделения плагиоклаза. Затем расплав попадает на котектическую поверхность $Ol - Pl$ и, следуя по ней, с одновременным выделением этих минералов достигает моновариантной кривой $Ol - Pl - CPx$. Перемещаясь вдоль этой кривой, расплав должен покинуть объем системы $Ol - CPx - Pl - Ne$. Его дальнейшая кристаллизация может быть рассмотрена в рамках системы $CPx - Pl - Ne - Or$. Здесь расплав будет следовать по кривой $Ol - Pl - CPx$ вплоть до реакционной точки $Ol - Sp - Pl - Ne$, а после фракционирования Ol — по котектике $Pl - CPx - Sp$ вплоть до следующей реакционной точки $Pl - CPx - Sp - Or$, где уже плагиоклаз является метастабильной фазой.

До этого момента теоретически ожидаемая и реально наблюдаемая последовательность выделения минеральных фаз таких массивов, как Кизирский, и в меньшей мере Патынский, совпадает: $Pl \rightarrow Pl + Ol \rightarrow Pl + Ol + CPx \rightarrow Pl + Ol + CPx + Sp \rightarrow Pl + CPx + Sp \rightarrow Pl + CPx + Sp + Or$ (в Патынском массиве последний парагенезис отсутствует; см. фиг. 2, а и 3, а). Появление парагенезисов $Ol + CPx + Sp$ (казанскитов) и $CPx - Sp$ (косвитов) связано с местными отклонениями тренда кристаллизации расплава, следующего вдоль поверхности $CPx - Sp$.

Дальнейшая эволюция расплава должна происходить в сторону парагенезисов с нефелином. Однако, как следует из результатов изучения рассмотренных сиенит-габбровых массивов, кристаллизовавшихся в условиях низких давлений (0,5–1 кбар (?) [68]), в реальных малоглубинных магматических камерах этого не происходит. Здесь наиболее низкотемпературными образованиями оказываются сиениты, состоящие из одного щелочного полевого шпата (нордмаркиты). Представляется вероятным, что возникновение такого "полевошпатового барьера" связано с явлением неразличимости (полной смесимости) полевых шпатов, экспериментально устанавливаемой в системе $Ab - Or - Qm$ при низких давлениях. По-видимому, преодолеть этот барьер удастся только в условиях повышенных давлений. Об этом свидетельствуют находки даек нефелиновых сиенитов, обнаруженных в районе Патынского массива и явно связанных с эволюцией более глубинного очага, поскольку в пределах массива Ne -содержащие парагенезисы отсутствуют.

Об этом же свидетельствуют результаты изучения массивов Гремяха-Вырмес и Ельтеозеро, кристаллизация которых, судя по наличию в породах венцовых (коронарных) пироксен-шпинелевых структур, происходила при давлении 8 ± 2 кбар. Как видно на фиг. 2, б, кристаллизация массива Гремяха-Вырмес должна начаться с выделения Ol , а затем — CPx . После этого расплав попадает на котектику $Ol - CPx - Pl$, а дальнейшая его кристаллизация должна происходить так же, как и при более низких

давлениях вплоть до реакционной точки $Pl - CPx - Or - Sp$. Однако в отличие от сиенит-габбровых массивов здесь устанавливается переход от сиенитов (пуласкитов — лаурвикитов) через шонкинитовые сиениты к нефелиновым разновидностям. Общая последовательность смены парагенезисов следующая: $Ol \rightarrow Ol + CPx \rightarrow Ol + CPx + Pl \rightarrow (CPx + Pl) \rightarrow (Pl) \rightarrow Ol + CPx + Pl + Sp \rightarrow (Ol + Sp) \rightarrow Ol + CPx + Sp \rightarrow CPx + Pl + Sp \rightarrow CPx + Pl + Sp + Or \rightarrow CPx + Sp + Or \rightarrow (CPx + Or) \rightarrow Sp + CPx + Or + Ne \rightarrow CPx + Or + Ne (Ne + Or, Ne)$. В скобках здесь указаны парагенезисы, связанные с частными отклонениями пути кристаллизации реального расплава в условиях реальной магматической камеры.

В отличие от рассмотренного массива кристаллизация Елетьезерской интрузии должна начаться с выделения CPx (см. фиг. 2, б). Следующим парагенезисом, судя по диаграмме, должен быть $CPx + Pl$, а затем — $CPx - Pl - Ol$. Дальнейшая кристаллизация этого плутона должна идти так же, как и Гремяхи-Вырмес, что и действительно имеет место.

Таким образом, проведенное исследование показало, что парагенезисы минералов кумулула сиенит-габбровых и щелочно-габбровых интрузий могут быть достаточно корректно описаны в рамках систем $Ol - CPx - Pl - Ne$ и $CPx - Pl - Ne - Or$.

По сравнению с ранее изученными парагенезисами минералов, возникающих при кристаллизации толеитовых расплавов [437], здесь намечаются существенные отличия. Во-первых, практически полностью отсутствует ортопироксен, столь характерный для насыщенных SiO_2 расплавов. Здесь ортопироксен отмечается только в образованиях зоны закалки и как составная часть аутометаморфических коронарных структур. Во внутренних частях интрузий ортопироксен может встречаться только в форме инвертированного пижонита в составе интерстициального материала. Во-вторых, повсеместно на средних — поздних этапах кристаллизации появляются парагенезисы с широким развитием титаномагнетита, т.е. дифференциация базальтов этого типа происходит по "фенеровскому" пути [376, 484].

Опыт исследования парагенезисов пород интрузий в рамках двух смежных систем показывает, что в случае обобщенных диаграмм состояния типа, рассмотренных выше, грани диаграмм не являются термальными барьерами, и расплав в процессе фракционной кристаллизации может переходить из одной системы в другую, что не согласуется с выводами теоремы Алькемаде [450] для простейших физико-химических систем. Более того, как следует из приведенного материала, в процессе кристаллизации реальных магматических расплавов в реальных магматических камерах, наряду с чисто термальными зависимостями, существенную роль играют изменения химических потенциалов различных компонентов, например возрастание окислительного потенциала расплава при увеличении его щелочности. Очевидно, это обстоятельство необходимо иметь в виду при анализе магматических процессов с помощью физико-химических диаграмм.

Таким образом, проведенное исследование показало, что парагенезисы минералов сиенит-габбровых интрузий являются четкими индикаторами режимов кристаллизации щелочных и субщелочных базальтов в условиях

интрузивных камер разной глубинности, а районы развития таких интрузий — определить как области проявления магматизма этого типа. В случае если давление во время затвердевания плутонов отвечало литостатическому, открывается возможность определения глубины формирования этих образований. С другой стороны, определение времени и места появления рудных парагенезисов в процессе затвердевания сиенит-габбровых интрузивов позволяет использовать парагенетический анализ для целей прогнозирования титано-магнетитового и ильменитового оруденения.

УДК 552.323.3

Ю.И. ДМИТРИЕВ

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП БАЗАЛЬТОВ ОКЕАНСКИХ СТРУКТУР РАСТЯЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

К океанским структурам растяжения относятся глобальная система срединно-океанических хребтов и разломы краевых морей [131, 252, 513, 514]. В зонах срединно-океанических хребтов, площадь которых равняется площади всех материков нашей планеты [134], в ходе базальтового магматизма ($5000-6000 \times 10^6$ м³/год [450]) формируется океаническая кора. Раскрытие разломов окраинных морей также сопровождается процессами базальтового вулканизма. Общепланетарное развитие базальтов, связанных с океанскими структурами растяжения, и известные здесь проявления рудной минерализации [149], экономический потенциал которых еще предстоит оценить, являются достаточными основаниями считать задачу изучения этих базальтов одной из первоочередных задач современной петрологии. Этим, однако, не исчерпываются причины, привлекающие к исследованию океанских базальтов все большее количество ученых.

Сравнительное изучение пород океанической коры и континентальных офиолитов выявило между ними сходство, позволившее рассматривать участки развития базит-гипербазитовой офиолитовой ассоциации на материках в качестве блоков древней океанской литосферы [324]. Для реконструкции тектонической обстановки в океанах прошлого Земли требуются надежные критерии выделения формаций базальтов океанических структур растяжения, и прежде всего формаций срединно-океанических хребтов, которые тектонисты относят к структурам геосинклиналей [321] и начальных фаз образования островных дуг [167].

В результате драгировок и глубоководного бурения в акватории Мирового океана за последнее десятилетие было установлено, что среди базальтов срединно-океанических хребтов резко преобладают афировые, реже плагиофировые толеитовые базальты [130, 413, 471, 522 и др.].

Анализ оригинальных работ и обзоров по магматизму океана [169] показывает, что для надежной идентификации базальтов современных и древних океанских структур растяжения необходима выработка комплексных петрографических, петрохимических и геохимических критериев



Фиг. 1. Схема расположения скважин (1) на Восточно-Тихоокеанском поднятии

на основе соответствующего всестороннего изучения геологически хорошо привязанных образцов.

Наилучшим образом для такого рода исследований являются керны глубоководного бурения, пространственная и геологическая позиция которых достаточно определена, а образцы пород менее затронуты вторичными процессами по сравнению с материалом драгировок.

В настоящей работе использованы результаты изучения базальтов из кернов скважин, пробуренных с корабля "Гломар Челленджер" в ходе 6-го (1969 г.) и 31-го (1973 г.) рейсов в Филиппинском море и полученных из кернохранилища Проекта глубоководного бурения (Скриппсовский океанографический институт, Калифорния, США), кернов скважин, пройденных на Восточно-Тихоокеанском поднятии в 54-м рейсе "Гломара Челленджера" (1977 г.) с участием автора, а также образцов, поднятых при драгировании дна Филиппинского моря в 17-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" (1976 г.), в котором автор также участвовал.

Все аналитические данные, приведенные в работе, получены в лабораториях ИГЕМ АН СССР и частично — в Центральной лаборатории Управления геологии при Совете Министров Латвийской ССР. Химические анализы выполнены Ю.В. Долининой, Е.М. Нактинас, М. Зилгалве. Определения отдельных элементов сделаны С.И. Вронской, С.А. Горбачевой, В.М. Жаровой, Л.Ф. Карташевой, Т.Н. Колобаевой, А.Н. Мерзляковой, Э.И. Тихомировой, Е.П. Фроловой. Определение химического состава породообразующих минералов на микрозонде осуществлено Г.Н. Муравицкой.

Вещественный состав толеитовых базальтов зон растяжения краевых морей охарактеризован на основе изучения пород из скважин и дражных проб в Филиппинском море (фиг. 2). Исследованы образцы керна скважины 253 в зоне Тайванского разлома [506], скважины 54 в зоне Япского разлома [502] и фрагменты базальтов, поднятых при драгировании Япского разлома (станция 1398) [70, 152, 507].

Петрография и минералогия толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря

По петрографическим признакам среди толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и разломов Филиппинского моря выделяются афировые, плагиофировые и плагиоклаз-пироксенофировые базальты.

Афировые базальты были встречены во всех изученных скважинах Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также в скважине 54 в зоне Япского разлома Филиппинского моря. В совокупности с литературными данными полученные материалы позволяют рассматривать афировые базальты в качестве индикаторного члена базальтовых формаций океанских структур растяжения.

В структурном отношении они представляют собой весьма разнообразную ассоциацию от пород стекловатых и весьма тонкозернистых с вариолитовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами до пород достаточно крупнозернистых с интерсертальной, долеритовой, офитовой и призматически-офитовой структурами. Общим структурным признаком, объединяющим все эти базальты, является отсутствие или незначительное (менее 2%) содержание вкрапленников, которые в этом случае представлены плагиоклазом и редко — оливином.

Афировые базальты состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, рудного минерала, в различной степени раскристаллизованного мезостазиса и не всегда присутствующего оливина, количество которого достигает 5% (табл. 1). Вторичные минералы представлены смектитом, амфиболом и тальком. В миндалинах, количество которых не превышает 1,8%, а размер 0,9 мм (средний размер 0,4 мм), содержатся смектит и кальцит.

Плагиоклаз представлен микролитами в слабодискристаллизованных разностях базальтов и образует лейсты со средним размером 0,1 × 0,6 мм в более крупнозернистых породах. Состав плагиоклаза колеблется от битовнита An_{73} до андезита An_{34} (табл. 2). Наиболее часто встречаются плагиоклазы в диапазоне составов $An_{69} - An_{64}$. Максимальное содержание анортитового компонента характерно для плагиоклаза вкрапленников, минимальное — для вещества периферии зональных индивидов. Обогащение плагиоклаза альбитовой составляющей сопровождается увеличением в нем содержания титана и железа при уменьшении концентраций магния. Чем больше альбитовой составляющей содержит плагиоклаз, тем больше железа содержит ассоциирующийся с ним моноклинный пироксен. Так, лабрадору An_{67} сопутствует авгит $En_{41,5} Wo_{39,0} Fs_{19,5}$, лабрадору An_{57} — авгит $En_{39,1} Wo_{39,3} Fs_{21,6}$, а андезин An_{38} находится в графическом

срастании с авгитом $En_{38,4}Wo_{28,5}Fs_{33,1}$. Последняя ассоциация, по-видимому, представляет собой продукт кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой эвтектики.

Моноклинный пироксен образует сноповидные агрегаты кристаллитов в наименее раскристаллизованных разностях афировых базальтов. В виде субпараллельных агрегатов призматических кристаллов и ксеноморфных выделений он выполняет интерстиции между индивидами плагиоклаза и, как уже говорилось, образует графические срастания с последними. Моноклинный пироксен афировых базальтов представлен авгитом со следующими вариациями содержаний основных компонентов $En_{54,9-27,9}Wo_{43,4-19,9}Fs_{16,8-33,1}$ (табл. 3). Наиболее распространены авгиты с содержанием ферросилитовой молекулы 19–25%. Наиболее железистые пироксены ($En_{34}Wo_{36}Fs_{30}$) образуют графические агрегаты с плагиоклазом и сростки с рудным минералом. В хорошо раскристаллизованных разностях афировых базальтов, где средний размер выделений моноклинного пироксена составляет $0,5 \times 0,5$ мм, наблюдаются зональные и сдвойникованные зерна этого минерала.

Оливин в афировых базальтах чаще всего встречается в виде единичных идиоморфных зерен со средним размером $0,1 \times 0,2$ мм, но иногда его содержание достигает 5%. Оливин обычно замещен вторичными минералами, а там, где он сохранился, его состав был определен как хризолит Fa_{14-22} (табл. 4).

Рудный минерал содержится в виде мельчайших выделений и скелетных зерен в стекловатом мезостазисе базальтов, в сростках с моноклинным пироксеном и в виде ксеноморфных выделений в интерстициях, средний размер которых 0,1 мм. По своему химическому составу это Fe-Ti-окисный минерал, который обычно называют титаномагнетитом (табл. 5).

При сопоставлении афировых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и Япского разлома Филиппинского моря (см. табл. 1, 2 и 3) можно видеть, что последние содержат больше плагиоклаза и с более высоким содержанием анортитового компонента, больше оливина и меньше рудного минерала. Моноклинный пироксен афировых базальтов Филиппинского моря имеет более кальциевый состав по сравнению с аналогичными минералами афировых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Плагифириновые базальты по своему количественно-минеральному составу близки афировым базальтам, но отличаются от них прежде всего наличием вкрапленников плагиоклаза, количество которых может достигать 11%, а также несколько меньшим содержанием оливина и большим — стекловатого мезостазиса (см. табл. 1).

Плагиоклаз вкрапленников имеет состав от битовнита An_{76} до лабрадора An_{69} . Микролейсты плагиоклаза в основной массе породы представлены лабрадором An_{65} (см. табл. 2).

Моноклинный пироксен в составе основной массы породы содержит авгит состава $En_{46,9}Wo_{37,3}Fs_{15,8}$ (см. табл. 3).

Рудный минерал представлен титаномагнетитом с содержанием TiO_2 19,6–22,9% (см. табл. 5). Плагифириновые базальты были встречены в зонах Тайванского и Япского разломов Филиппинского моря.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря (в об. %)

Компоненты	Восточно-Тихоокеанское						
	афировые базальты						
	1	2	3	4	5	6	7
Вкрапленники:							
плагиоклаз							
моноклин- ный пироксен							
оливин							
Минералы основной массы							
породы:							
плагиоклаз	36,8	43,7	55,9		45,0	39,0	40,5
моноклин- ный пироксен	47,7	30,6	34,2		45,3	46,2	39,0
оливин	—	3,0	—		1,1	—	1,0
рудный	5,0	7,3	5,2		5,4	6,5	5,8
мезостазис	10,5	15,4	4,7		3,2	8,3	13,7

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Афировые базальты

1. Обр. 429-3-1-115
2. Обр. 428А-5-4-35
3. Обр. 428А-5-1-40
4. Обр. 422-5-1-10
5. Обр. 422-9-3-30
6. Обр. 422-7-1-30
7. Среднее из 50 подсчетов

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты

8. Обр. 421-3-1-120
- 8А. Среднее из 17 подсчетов

Примечание. Здесь и далее в номерах образцов из керна скважин первое число означает скважину, второе — керн, третье — секцию керна, четвертое — расстояние.

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты достаточно широко распространены в изученном сечении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В скважине 423 плагиоклаз-пироксенофировые базальты слагают весь разрез целиком, в скважинах 420 и 421 в подчиненном количестве сопровождаются афировыми базальтами, в скважине 422 подстилают толщу афировых базальтов. Среди образцов из зон разломов Филиппинского моря плагиоклаз-пироксенофировые базальты обнаружены не были.

По своему облику плагиоклаз-пироксенофировые базальты резко отличаются от афировых и плагиофировых базальтов. Прежде всего бросаются

поднятые		Филиппинское море							
8	8А	9	9А	плаггиофировые базальты					
				10	11	12	13	14	15
1,2	2,6			3,7	7,3	10,9	4,8	14,5	6,7
0,6	3,0				0,5				
20,0		45,0	53,5	26,4	32,4		21,9	27,2	26,9
46,2		41,9	37,7	64,3	27,0		34,9		42,2
—		2,1	2,0				2,8	0,6	0,7
10,4		4,4	3,5	5,6					
21,6	94,4	6,6	3,3		32,8	89,1	35,6	57,7	23,5

Зоны разломов Филиппинского моря

Афировые базальты

9. Обр. 54-9-1-44

9А. Среднее из 2 подсчетов

Плаггиофировые базальты

10. Обр. 293-18-1-135

11. Обр. 1398/Д2-11

12. Обр. 1398/Д2-6

13. Обр. 1398/Д2-17

14. Обр. 1398

15. Среднее из 4 подсчетов

ние в сантиметрах от начала секции. В ан. 8, 8А, 11–15 рудный минерал входит в состав мезостаза.

в глаза структурные отличия. В своем подавляющем большинстве плаггио-оклаз-пироксенофировые базальты — весьма слабо раскристаллизованные породы со стекловатой и криптокристаллической основной массой, в которой в количестве до 10–11% содержатся вкрапленники пироксена и плаггиоклаза (см. табл. 1). Базис породы имеет витрофировую, вариолитовую, гиалопилитовую, пилотакситовую и, в наиболее хорошо раскристаллизованных разностях, микроинтерсертальную структуру. В основной массе породы различаются: микролиты плаггиоклаза, сноповидные агрегаты зародышевых кристаллов моноклинного пироксена и тонкодисперсные

Таблица 2

Состав плагиоклаза базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря

Номер п.п.	Кристаллохимическая формула	Название, % <i>Ап</i>
1	$(\text{Na}_{1,235}\text{Ca}_{2,650}\text{Fe}_{0,011}\text{Mg}_{0,051}\text{K}_{0,011})_{3,958}$ $(\text{Si}_{9,819}\text{Al}_{6,003}\text{Ti}_{0,011})_{15,833}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₉
	$(\text{Na}_{1,361}\text{Ca}_{2,276}\text{Fe}_{0,120}\text{Mg}_{0,045}\text{K}_{0,009})_{3,811}$ $(\text{Si}_{9,648}\text{Al}_{6,366}\text{Ti}_{0,014})_{16,028}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₄
	$(\text{Na}_{2,105}\text{Ca}_{1,532}\text{Fe}_{0,126}\text{K}_{0,024})_{3,787}$ $(\text{Si}_{10,857}\text{Al}_{5,012}\text{Ti}_{0,023})_{15,892}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₄₄
2	$(\text{Na}_{1,476}\text{Ca}_{2,406}\text{Fe}_{0,109}\text{Mg}_{0,070}\text{K}_{0,011})_{4,072}$ $(\text{Si}_{9,237}\text{Al}_{6,789}\text{Ti}_{0,007})_{16,033}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₄
3	$(\text{Na}_{2,241}\text{Ca}_{1,257}\text{Fe}_{0,101}\text{K}_{0,026})_{3,625}$ $(\text{Si}_{10,686}\text{Al}_{5,406}\text{Ti}_{0,014})_{16,106}\text{O}_{32}$	Андезит, <i>Ап</i> ₃₈
4	$(\text{Na}_{1,330}\text{Ca}_{2,515}\text{Fe}_{0,115}\text{Mg}_{0,060}\text{K}_{0,009})_{4,029}$ $(\text{Si}_{9,749}\text{Al}_{6,088}\text{Ti}_{0,005})_{15,842}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₇
	$(\text{Na}_{1,791}\text{Ca}_{2,131}\text{Fe}_{0,148}\text{Mg}_{0,074}\text{K}_{0,015})_{4,159}$ $(\text{Si}_{10,195}\text{Al}_{5,550}\text{Ti}_{0,015})_{15,760}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₅₇
5	$(\text{Na}_{1,436}\text{Ca}_{2,730}\text{Fe}_{0,086}\text{Mg}_{0,022}\text{K}_{0,011})_{4,285}$ $(\text{Si}_{9,489}\text{Al}_{6,286}\text{Ti}_{0,016})_{15,891}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₆
6	$(\text{Na}_{1,406}\text{Ca}_{2,643}\text{Fe}_{0,092}\text{Mg}_{0,054}\text{K}_{0,004})_{4,199}$ $(\text{Si}_{8,978}\text{Al}_{7,034})_{16,012}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₆
	$(\text{Na}_{1,903}\text{Ca}_{2,218}\text{Fe}_{0,149}\text{Mg}_{0,043}\text{K}_{0,013})_{4,326}$ $(\text{Si}_{9,390}\text{Al}_{6,567})_{15,957}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₅₆ (центр зерна)
	$(\text{Na}_{2,727}\text{Ca}_{1,278}\text{Fe}_{0,137}\text{Mg}_{0,024}\text{K}_{0,028})_{4,194}$ $(\text{Si}_{10,091}\text{Al}_{6,002})_{16,093}\text{O}_{32}$	Андезит, <i>Ап</i> ₃₄ (край зерна)
8а	$(\text{Na}_{1,018}\text{Ca}_{2,579}\text{Fe}_{0,084}\text{Mg}_{0,067}\text{K}_{0,009})_{3,757}$ $(\text{Si}_{9,410}\text{Al}_{6,613})_{16,023}\text{O}_{32}$	Битовнит, <i>Ап</i> ₇₃ (вкрапленник)
8б	$(\text{Na}_{1,251}\text{Ca}_{2,150}\text{Fe}_{0,142}\text{Mg}_{0,034}\text{K}_{0,013})_{3,590}$ $(\text{Si}_{9,675}\text{Al}_{6,442}\text{Ti}_{0,014})_{16,131}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₅
	$(\text{Na}_{1,429}\text{Ca}_{1,973}\text{Fe}_{0,146}\text{Mg}_{0,018}\text{K}_{0,015})_{3,581}$ $(\text{Si}_{9,821}\text{Al}_{6,307}\text{Ti}_{0,019})_{16,147}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₀
9	$(\text{Na}_{1,175}\text{Ca}_{2,874}\text{Mg}_{0,041}\text{K}_{0,011})_{4,101}$ $(\text{Si}_{9,518}\text{Al}_{6,216}\text{Fe}_{0,088})_{15,822}\text{O}_{32}$	Битовнит, <i>Ап</i> ₇₃ (вросток в моно- клинный пироксен)
	$(\text{Na}_{1,360}\text{Ca}_{2,651}\text{Mg}_{0,074}\text{K}_{0,009})_{4,094}$ $(\text{Si}_{6,695}\text{Al}_{5,987}\text{Fe}_{0,146})_{15,828}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₈ (вросток в моно- клинный пироксен)
10	$(\text{Na}_{1,20}\text{Ca}_{2,728}\text{Fe}_{0,115}\text{Mg}_{0,107})_{4,07}$ $\text{Si}_{9,391}\text{Al}_{6,472})_{15,863}\text{O}_{32}$	Вкрапленники Битовнит, <i>Ап</i> ₇₃

Таблица 2 (окончание)

Номер п.п.	Кристаллохимическая формула	Название, % <i>Ап</i>
10	$(\text{Na}_{1,249}\text{Ca}_{2,721}\text{Fe}_{0,123}\text{Mg}_{0,109})_{4,202}$ $(\text{Si}_{9,347}\text{Al}_{6,485})_{15,832}\text{O}_{32}$	Битовнит, <i>Ап</i> ₇₀
	$(\text{Na}_{1,281}\text{Ca}_{2,674}\text{Fe}_{0,007}\text{Mg}_{0,068})_{4,12}$ $(\text{Si}_{9,489}\text{Al}_{6,361})_{15,85}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₉
11	$(\text{Na}_{0,966}\text{Ca}_{3,022}\text{Fe}_{0,052}\text{Mg}_{0,046})_{4,086}$ $(\text{Si}_{9,291}\text{Al}_{6,542})_{15,833}\text{O}_{32}$	Битовнит, <i>Ап</i> ₇₆ (вкрапленник)
	$(\text{Na}_{1,437}\text{Ca}_{2,559}\text{Fe}_{0,077}\text{Mg}_{0,062})_{4,135}$ $(\text{Si}_{9,622}\text{Al}_{6,226})_{15,848}\text{O}_{32}$	Лабрадор, <i>Ап</i> ₆₅
Восточно-Тихоокеанское поднятие		Зоны разломов Филиппинского моря
Афировые базальты		Афировый базальт
1. Обр. 429-3-1-115		9. Обр. 54-9-1-44
2. Обр. 428А-5-4-35		
3. Обр. 428А-5-1-40		Плагиифировые базальты
4. Обр. 422-5-1-10		10. Обр. 293-18-1-135
5. Обр. 422-9-3-30		11. Обр. 1398/Д-2-11
6. Обр. 422-7-1-30		
Плагииоклаз-пироксенофировые базальты		
8а. Обр. 422-10-1-3		
8б. Обр. 421-3-1-17		

Таблица 3

Состав моноклинного пироксена базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря

Номер образца	Кристаллохимическая формула	Название, % <i>En</i> , <i>Wo</i> , <i>Fs</i>
1	$(\text{Ca}_{0,649}\text{Na}_{0,022})_{0,671}$ $(\text{Mg}_{0,986}\text{Fe}_{0,297}\text{Mn}_{0,009}\text{Al}_{0,036}\text{Ti}_{0,018})_{1,346}$ $(\text{Si}_{1,917}\text{Al}_{0,088})_2\text{O}_6$	Авгит, <i>En</i> _{48,9} <i>Wo</i> _{33,3} <i>Fs</i> _{17,8}
	$(\text{Ca}_{0,719}\text{Na}_{0,025})_{0,744}$ $(\text{Mg}_{0,871}\text{Fe}_{0,304}\text{Mn}_{0,009}\text{Al}_{0,049}\text{Ti}_{0,023})_{1,256}$ $(\text{Si}_{1,930}\text{Al}_{0,070})_2\text{O}_6$	Авгит, <i>En</i> _{43,6} <i>Wo</i> _{37,2} <i>Fs</i> _{19,2}
	$(\text{Ca}_{0,682}\text{Na}_{0,031})_{0,713}$ $(\text{Mg}_{0,881}\text{Fe}_{0,368}\text{Mn}_{0,017}\text{Al}_{0,025}\text{Ti}_{0,024})_{1,315}$ $(\text{Si}_{1,901}\text{Al}_{0,099})_2\text{O}_6$	Авгит, <i>En</i> _{43,4} <i>Wo</i> _{35,2} <i>Fs</i> _{21,4}
	$(\text{Ca}_{0,633}\text{Na}_{0,025})_{0,658}$ $(\text{Mg}_{0,846}\text{Fe}_{0,420}\text{Mo}_{0,012}\text{Al}_{0,035})_{1,323}$ $(\text{Si}_{1,892}\text{Al}_{0,108})_2\text{O}_6$	Авгит, <i>En</i> _{42,7} <i>Wo</i> _{33,2} <i>Fs</i> _{24,1}

Таблица 3 (продолжение)

Номер образца	Кристаллохимическая формула	Название, % <i>En</i> , <i>Wo</i> , <i>Fs</i>
1	$(Ca_{0,387}Na_{0,007})_{0,394}$ $(Mg_{1,085}Fe_{0,426}Mn_{0,011}Al_{0,045}Ti_{0,014})_{1,581}$ $(Si_{1,984}Al_{0,016})_2O_6$	АВГИТ, $En_{54,9}Wo_{19,9}Fs_{25,2}$
	$(Ca_{0,539}Na_{0,030})_{0,569}$ $(Mg_{0,962}Fe_{0,358}Mn_{0,011}Al_{0,058}Ti_{0,028})_{1,417}$ $(Si_{1,943}Al_{0,057})_2O_6$	АВГИТ, $En_{48,4}Wo_{28,7}Fs_{29,9}$
	$(Ca_{0,709}Na_{0,043})_{0,752}$ $(Mg_{0,626}Fe_{0,586}Mn_{0,017}Al_{0,030}Ti_{0,039})_{1,298}$ $(Si_{1,941}Al_{0,059})_2O_6$	АВГИТ, $En_{30,5}Wo_{36,7}Fs_{32,8}$
2	$(Ca_{0,796}Na_{0,027})_{0,823}$ $(Mg_{0,778}Fe_{0,271}Al_{0,075}Ti_{0,029})$ $(Si_{1,945}Al_{0,055})_2O_6$	АВГИТ, $En_{39,5}Wo_{41,6}Fs_{19,1}$
3	$(Ca_{0,6}Na_{0,042})_{0,642}$ $(Mg_{0,772}Fe_{0,611}Mn_{0,018}Cr_{0,002}Ti_{0,005})_{1,408}$ $(Si_{1,906}Al_{0,071}Ti_{0,023})_2O_6$	АВГИТ (центр зерна), $En_{37,7}Wo_{31,3}Fs_{31}$
	$(Ca_{0,550}Na_{0,018})_{0,568}$ $(Mg_{0,765}Fe_{0,638}Cr_{0,002}Mn_{0,017})_{1,422}$ $(Si_{1,956}Al_{0,044})_2O_6$	АВГИТ (край зерна), $En_{38,4}Wo_{28,5}Fs_{33,1}$
4	$(Ca_{0,763}Na_{0,028})_{0,791}$ $(Mg_{0,843}Fe_{0,306}Mn_{0,007}Al_{0,036}Ti_{0,046})_{1,338}$ $(Si_{1,827}Al_{0,173})_2O_6$	АВГИТ, $En_{41,5}Wo_{39,0}Fs_{19,5}$
	$(Ca_{0,774}Na_{0,022})_{0,796}$ $(Mg_{0,792}Fe_{0,333}Mn_{0,006}Al_{0,047}Ti_{0,049})_{1,227}$ $(Si_{1,817}Al_{0,183})_2O_6$	АВГИТ, $En_{39,1}Wo_{39,3}Fs_{21,6}$
5	$(Ca_{0,716}Na_{0,043})_{0,759}$ $(Mg_{0,836}Fe_{0,253}Mn_{0,010}Al_{0,072}Ti_{0,050})_{1,221}$ $(Si_{1,920}Al_{0,080})_2O_6$	АВГИТ, $En_{42,4}Wo_{38,1}Fs_{19,5}$
6	$(Ca_{0,714}Na_{0,018})_{0,732}$ $(Mg_{0,936}Fe_{0,298}Mn_{0,007}Al_{0,015}Ti_{0,018})_{1,274}$ $(Si_{1,953}Al_{0,047})_2O_6$	АВГИТ, $En_{46,7}Wo_{36,5}Fs_{16,8}$
	$(Ca_{0,691}Na_{0,035})_{0,726}$ $(Mg_{0,684}Fe_{0,584}Mn_{0,013}Ti_{0,006})_{1,287}$ $(Si_{1,931}Al_{0,054}Ti_{0,028})_2O_6$	АВГИТ, $En_{34}Wo_{36}Fs_{30}$ (сросток с рудным минералом)
8а	$(Ca_{0,652}Na_{0,023})_{0,675}$ $(Mg_{1,044}Fe_{0,114}Mn_{0,003}Al_{0,094})_{1,255}$ $(Si_{1,990}Al_{0,010})_2O_6$	АВГИТ, $En_{54,1}Wo_{35}Fs_{10,9}$ вкрапленник, центр зерна
	$(Ca_{0,663}Na_{0,021})_{0,684}$ $(Mg_{1,031}Fe_{0,128}Mn_{0,003}Cr_{0,018}Al_{0,086}Ti_{0,013})_{1,279}$ $(Si_{1,966}Al_{0,034})_2O_6$	АВГИТ, $En_{52,5}Wo_{34,8}Fs_{12,7}$ вкрапленник, край зерна
8б	$(Ca_{0,730}Na_{0,024})_{0,757}$ $(Mg_{0,972}Fe_{0,168}Mn_{0,006}Cr_{0,003}Al_{0,069}Ti_{0,046})_{1,264}$ $(Si_{1,828}Al_{0,172})_2O_6$	АВГИТ, $En_{48,3}Wo_{37,4}Fs_{14,3}$ вкрапленник

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	Кристаллохимическая формула	Название, % En, Wo, Fs
86	$(Ca_{0,626} Na_{0,019})_{0,645}$ $(Mg_{0,887} Fe_{0,255} Al_{0,118} Ti_{0,030})_{1,290}$ $(Si_{1,928} Al_{0,072})_2 O_6$	Авгит, $En_{45,8} Wo_{33,3} Fs_{20,9}$
9	$(Ca_{0,425})$ $(Mg_{1,053} Fe_{0,365} Mn_{0,013} Al_{0,068} Ti_{0,016})_{1,940} Si_{2,005} O_6$	Авгит, $En_{54,3} Wo_{21,9} Fs_{23,8}$
	$(Ca_{0,861} Na_{0,005})_{0,866}$ $(Mg_{0,670} Fe_{0,363} Mn_{0,007} Al_{0,044} Ti_{0,046})_{1,130}$ $(Si_{1,872} Al_{0,128})_2 O_6$	Авгит, $En_{33,6} Wo_{43,4} Fs_{23}$
	$(Ca_{0,817} Na_{0,016})_{0,833}$ $(Mg_{0,690} Fe_{0,449} Mn_{0,01} Al_{0,009})_{1,158}$ $(Si_{1,875} Al_{0,12})_{1,995} O_6$	Авгит, $En_{34,7} Wo_{41,8} Fs_{23,5}$
	$(Ca_{0,777} Na_{0,026})_{0,803}$ $(Mg_{0,560} Fe_{0,643})_{1,205}$ $(Si_{1,869} Al_{0,106} Ti_{0,047})_2 O_6$	Fe-авгит, $En_{27,9} Wo_{40} Fs_{32,1}$
11	$(Ca_{0,743})$ $(Mg_{0,848} Fe_{0,293} Mn_{0,008} Ti_{0,045} Al_{0,055})_{1,249}$ $(Si_{1,869} Al_{0,131})_2 O_6$	Авгит, $En_{46,9} Wo_{37,3} Fs_{15,8}$
Восточно-Тихоокеанское поднятие		Зоны разломов Филиппинского моря
Амировые базальты		Афировый базальт
1. Обр. 429-3-1-115		9. Обр. 54-9-1-44
2. Обр. 428А-5-4-35		Плагιοфировый базальт
3. Обр. 428А-5-1-40		11. Обр. 1398/Д2-11
4. Обр. 422-5-1-10		
5. Обр. 422-9-3-30		
6. Обр. 422-7-1-30		
Плагιοклаз-пироксенофировые базальты		
8а. Обр. 422-10-1-25		
8б. Обр. 421-3-1-120		

Таблица 4

Состав оливина афировых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (2, 5) и зон разломов Филиппинского моря (9) *

Номер образца	Кристаллохимическая формула	Название, % Fa
2	$(Mg_{1,608} Fe_{0,351} Mn_{0,008} Ca_{0,014})_{1,981}$ $(Si_{1,005} Al_{0,006})_{1,011} O_4$	Хризолит, Fa_{18}
5	$(Mg_{1,695} Fe_{0,284} Mn_{0,005} Ca_{0,011})_{1,995} Si_{1,003} O_4$	Хризолит, Fa_{14}
9	$(Mg_{1,743} Fe_{0,270} Mn_{0,005} Ca_{0,010} Ni_{0,001})_{2,029} Si_{0,985} O_6$ $(Mg_{1,578} Fe_{0,437} Mn_{0,008} Ca_{0,014})_{2,037} Si_{0,980} O_4$	Хризолит, Fa_{14} Хризолит, Fa_{22}

* 2 — обр. 428А-5-4-35; 5 — обр. 422-9-3-30; 9 — обр. 54-9-1-44

Таблица 5

Химический состав рудного минерала базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (1–8) и зон разломов Филиппинского моря (9–11) (в вес. %)

Номер п.п.	Название породы, номер образца	SiO ₂	TiO ₂
2	Афировый базальт 428А-5-4-35	0,74	19,4
3	428А-5-1-40	0,31	18,2
5	422-9-3-30	0,80	21,0
6	422-7-1-30	0,98	22,5
8	Плаггиоклаз-пироксенофирový базальт 421-3-1-120	5,00	27,0
9	Афировый базальт 54-9-1-44	0,96	22,7
10	Плаггиофирový базальт 1398/Д2-11	1,6 1,2	22,9 19,6

выделения рудного минерала. В некоторых образцах (скв. 420) в количестве до 1,1% содержится оливин.

Моноклинный пироксен, количественно преобладающий среди вкрапленников, представлен зональным автитом с изменением состава от $En_{5,4},_1Wo_{35,0}Fs_{10,9}$ в ядре до $En_{5,2,5}Wo_{34,8}Fs_{12,7}$ — на периферии (см. табл. 3). Размер фенокристаллов моноклинного пироксена достигает $0,6 \times 0,5$ мм. Они встречаются в виде гломеропорфировых агрегатов, в том числе вместе с плаггиоклазом, содержат вросстки лейст плаггиоклаза и в периферических зонах образуют с плаггиоклазом графические прорастания. Наблюдаются простые двойники моноклинного пироксена. Выделения пироксена в основной массе породы ($En_{5,4,3-4,5,8}Wo_{21,9-33,3}Fs_{20,9-23,8}$) имеют более железистый состав по сравнению с вкрапленниками.

Плаггиоклаз вкрапленников, максимальный размер которых достигает $0,2 \times 1,2$ мм, имеет состав битовнит $An_{7,3}$. Выделения плаггиоклаза в основной массе породы представлены лабрадором $An_{6,5-6,0}$ (см. табл. 2).

Рудный минерал плаггиоклаз-пироксенофирových базальтов отличается от рудного минерала афировых и плаггиофирových базальтов существенно более высокими содержаниями TiO₂ (см. табл. 5).

Специфической особенностью плаггиоклаз-пироксенофирových базальтов является нередко наблюдаемая полосчатость слабо раскристаллизованных разновидностей этих пород. Полосы имеют ширину до 12 мм и отличаются интенсивностью бурой окраски. Под микроскопом видно, что светлые полосы содержат значительно больше микроразделов плаггиоклаза и моноклинного пироксена, которые обычно имеют субпараллельную ориентировку, в то время как в составе темных полос отчетливо преобладает вулканическое стекло. Миндалины в плаггиоклаз-пироксенофирových базальтах содержатся в количестве до 2,1%. Средний размер миндалин составляет 0,2 мм, максимальный достигает 0,5 мм. Полость миндалин или пуста, или выполнена смектитом.

Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	С у м м а
3,0	75,4	0,56	0,85	0,21	100,16
1,3	76,2	0,65	0,65	0,10	97,41
1,9	75,0	0,70	1,70	0,17	101,27
2,4	75,0	0,60	1,00	0,25	102,73
3,0	64,4	0,79	0,29	0,88	101,36
1,6	76,6	0,77	0,72	0,27	103,62
2,4	70,4	0,51	1,1	0,24	98,91
2,3	75,2	0,49	0,56	0,25	99,60

Характер изменения структур базальтов в кернах изученных скважин позволяет составить представление об условиях формирования сложенных этими породами тел.

Афировые базальты образуют три типа разрезов. Первый тип представлен афанитовыми и весьма тонкозернистыми базальтами со стекловатыми оторочками, небольшим содержанием миндалинов и зонами вторичных изменений вдоль трещин. Мощность сложенных этими базальтами тел, по-видимому, не превышает нескольких десятков сантиметров. Вероятно, базальты этого типа слагают блоки шаровых лав и маломощные потоки (скв. 429). Разрез второго типа начинается стекловатыми и афанитовыми породами, которые по направлению вниз сменяются тонкозернистыми базальтами с небольшим, а затем с максимальным для данного тела содержанием миндалинов. Ниже количество миндалинов снова становится незначительным, а порода приобретает наиболее крупнозернистое сложение. Разрез завершается тонкозернистыми базальтами. Подобного рода асимметричное строение базальтовых тел с прикровлевой зоной миндалекаменных пород типично для лавовых потоков и покровов, которые, по-видимому, и вскрыты скважинами 428 и 428 А.

В третьем типе разрезов наблюдается симметричное чередование относительно хорошо раскристаллизованных массивных пород с более тонкозернистыми базальтами с миндалинами. Симметричное уменьшение степени раскристаллизованности пород вверх и вниз от центральной зоны тела характерно для пластообразных интрузивных тел (силлов). Силловый характер залегания базальтовых пород можно предполагать, например в скв. 422. Однако, судя по небольшому количеству миндалинов в этих породах, они могут слагать мощный поток базальтов, излившихся на глубине в несколько километров, когда давление вышележащей водной толщи препятствовало выделению летучих из расплава и его остывание происходило в условиях, приближающихся к гипабиссаль-

ным условиям кристаллизации трапповых силлов континентальных платформ.

Плагิโอклаз-пироксенофирные базальты, судя по их весьма слабой раскристаллизованности, наличию стекловатых разностей с трахитоидной полосчатой текстурой и асимметричным строением сложенных ими тел с прикровлевой миндалекаменной зоной, залегают в форме маломощных потоков. Высокое (10–15%) содержание миндалин в плагิโอклаз-пироксенофирных базальтах по сравнению с афировыми и плагифирированными базальтами и присутствие в них трубчатых миндалин (скв, 420, 421, 423), указывающих на струйный характер дегазации лав, являются признаками излияния плагิโอклаз-пироксенофирных базальтов на меньших глубинах или более высокого содержания летучих в исходных расплавах.

При сравнении ассоциации толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря можно видеть, что на срединно-океаническом хребте в ассоциацию входят афировые и плагิโอклаз-пироксенофирные базальты, в то время как в зонах растяжения краевого моря в изученных структурах отмечены афировые и плагифирированные базальты.

Петрохимия и геохимия толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря

Для определения специфических особенностей слабо раскристаллизованных в своей массе базальтов того или иного формационного типа данные по их петрохимии и геохимии имеют первостепенное значение и широко используются в мировой литературе. При решении поставленного вопроса об индикаторных признаках базальтов океанских структур растяжения было естественно сравнить имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря со средними анализами базальтов аналогичных структур и океанских толеитовых базальтов других формационных типов (табл. 6).

Прямое сопоставление химических анализов пород, как правило, недостаточно информативно и в практике обычно используются различные системы пересчетов, коэффициенты и вариационные диаграммы.

Для идентификации принадлежности изученных базальтов к породам толеитового типа была использована диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (фиг. 3,а), на которой видно, что все проанализированные породы располагаются в пределах поля толеитовых базальтов.

В работах, посвященных характеристике толеитовых базальтов различных океанских структур (срединно-океанических хребтов, океанических островов, островных дуг), приводятся петрохимические и геохимические характеристики пород той или иной геологической приуроченности и чаще всего такие соотношения, как K/Rb , Ba/Sr и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Отмечается, что для толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов отношение K/Rb лежит в пределах 700–1700 [476], Ba/Sr меньше 0,20 [482], а $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ меньше 0,10 [554].

Таблица 6

Химический состав толеитовых базальтов различных структурных зон океана (в вес.%)

Компо- ненты	Восточно-Тихоокеанское поднятие							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,97	51,53	49,41	49,96	48,94	49,59	49,90	50,73
TiO ₂	1,88	1,70	1,74	1,66	1,60	1,67	1,71	2,75
Al ₂ O ₃	13,99	15,36	15,27	14,45	15,70	14,39	14,76	13,90
Fe ₂ O ₃	2,59	2,03	2,95	5,65	1,89	2,52	2,94	4,63
FeO	8,14	6,60	6,69	5,31	6,91	7,06	6,78	5,94
MnO	0,22	0,18	0,15	0,16	0,20	0,22	0,19	0,17
MgO	7,91	6,51	8,08	5,63	8,79	7,98	7,48	6,11
CaO	11,90	11,92	11,49	11,58	11,87	12,80	11,93	11,15
Na ₂ O	2,70	2,57	2,77	2,66	2,73	2,63	2,68	2,78
K ₂ O	0,10	0,12	0,12	0,48	0,19	0,15	0,19	0,47
H ₂ O ⁻	0,39	0,17	0,37	0,50	0,21	0,15	0,30	0,44
H ₂ O ⁺	0,55	0,52	0,80	0,84	0,53	0,57	0,63	0,74
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,14	0,16	0,13	0,14	0,20
CO ₂	0,27	0,26	0,20	0,24	—	—	0,16	—
S	0,09	0,10	0,08	0,15	0,08	0,06	0,09	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,13	0,06	0,08	0,06	0,04	0,07	0,04
V ₂ O ₅	0,11	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08
BaO	0,015	0,011	0,012	0,011	0,011	0,006	0,011	0,011
SrO	0,014	0,016	0,015	0,015	0,021	0,017	0,016	0,016
С у м м а	100,41	99,91	100,41	99,58	99,94	100,05	100,05	100,19

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Афировые базальты

1. Обр. 429-3-1-115
 2. Обр. 428А-5-4-35
 3. Обр. 428А-5-1-40
 4. Обр. 428А-5-1-10
 5. Обр. 422-9-3-30
 6. Обр. 422-7-1-30
 7. Среднее из 6 анализов
- плаггиоклаз-пироксенофировый базальт
8. Обр. 421-3-1-120

Сравним эти данные с соответствующими коэффициентами по базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия и разломов Филиппинского моря, а также с коэффициентами, рассчитанными по средним анализам толеитовых базальтов различных структурных зон океанической коры (табл. 7).

Как можно видеть, во величине K/Rb к среднестатистическим толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов наиболее близки плаггиофировые базальты зон разломов Филиппинского моря, в то время как типичные для Восточно-Тихоокеанского поднятия афировые базальты

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Разломы Филиппинского моря						
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,73	44,78	49,11	48,92	50,00	47,84	47,90
TiO ₂	1,13	1,02	1,35	1,56	1,30	1,43	1,30
Al ₂ O ₃	17,21	16,67	15,95	14,99	15,65	17,65	16,35
Fe ₂ O ₃	5,42	1,69	4,88	3,05	6,24	7,01	4,71
FeO	4,01	9,60	5,16	8,39	5,12	4,20	6,01
MnO	0,15	0,31	0,15	0,19	0,14	0,20	0,19
MgO	7,68	11,12	6,84	7,05	5,85	4,64	7,20
CaO	12,12	9,74	10,46	10,29	11,79	12,07	11,08
Na ₂ O	2,70	1,42	3,14	3,32	1,73	1,80	2,35
K ₂ O	0,24	0,19	0,26	0,25	0,43	0,43	0,30
H ₂ O ⁻	0,61	—	1,04	0,38	0,87	1,51	0,73
H ₂ O ⁺	1,47	2,92	0,78	0,73	0,30	0,90	1,18
P ₂ O ₅	0,10	0,10	—	0,19	0,37	0,30	0,18
CO ₂	0,53	0,14	0,35	0,60	—	—	0,27
S	0,04	0,11	0,02	0,07	—	—	0,04
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05
V ₂ O ₅	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
BaO	0,011	0,002	0,008	0,02	0,005	0,07	0,009
SrO	0,020	0,009	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03
С у м м а	100,29	99,95	99,63	100,11	99,98	100,08	99,91

Зоны разломов Филиппинского моря

Афировый базальт

9. Обр. 54-9-1-44

Плагιοфировые базальты

10. Обр. 293-18-1-135

11. Обр. 1398/Д2-11

12. Обр. 1398/Д2-6

13. Обр. 1398/Д2-17

14. Обр. 1398

15. Среднее из 5 анализов.

характеризуются существенно более низкими значениями этого коэффициента.

Отношения Ba/Sr в тихоокеанских структурах растяжения значительно превышают средние значения, рассчитанные для срединно-океанических хребтов, а в афировых базальтах достигают значений, типичных для щелочных базальтов.

Коэффициент $K_2O/Na_2O + K_2O$ наиболее близок среднестатистическим значениям для срединно-океанических хребтов и рифтовых зон в афировых базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия, однако в плагιοфировых

Средние анализы базальтов структурных зон

16	17	18	19	20	21	22	23
50,25	49,78	48,59	50,00	47,50	49,8	49,4	51,1
1,56	1,29	1,31	1,30	1,58	1,5	2,5	0,83
16,09	16,92	14,58	15,33	13,46	16,0	13,9	16,1
2,72	1,94	4,67	1,38	5,31	10,0	12,4	11,8
7,20	7,32	6,33	9,30	6,55			
0,19	0,16	0,17	0,13	0,24			
7,02	0,18	7,02	8,0	6,87	7,5	8,4	5,1
11,81	11,34	12,17	11,6	11,28	11,2	10,3	10,8
2,81	2,77	2,55	2,53	2,61	2,75	3,13	1,96
0,20	0,16	0,15	0,04	0,13	0,14	0,38	0,40
		2,10	0,29	3,00			
			0,58	П.п.п.			
0,15	0,14		0,13	0,65			
			0,04				
					0,03	0,025	0,005
					0,001	0,01	0,005
					0,013	0,035	0,0225
100	100	99,64	100,65	99,18	98,9	99,48	98,12

Средние анализы толеитовых базальтов различных структурных зон океана

16: Среднее из 6 анализов базальтов

Восточно-Тихоокеанского поднятия [482]

17: Среднее из 7 анализов базальтов

Срединно-Атлантического хребта [482]

18: Среднее из 12 анализов базальтов

Срединно-Индийского хребта [505]

19: Среднее из 4 анализов базальтов

Красного моря [503]

20: Среднее из 7 анализов Аденского залива [504]

21: Базальт срединно-океанических хребтов [479]

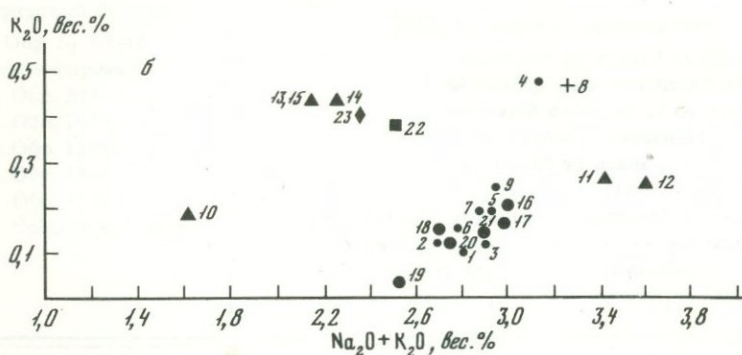
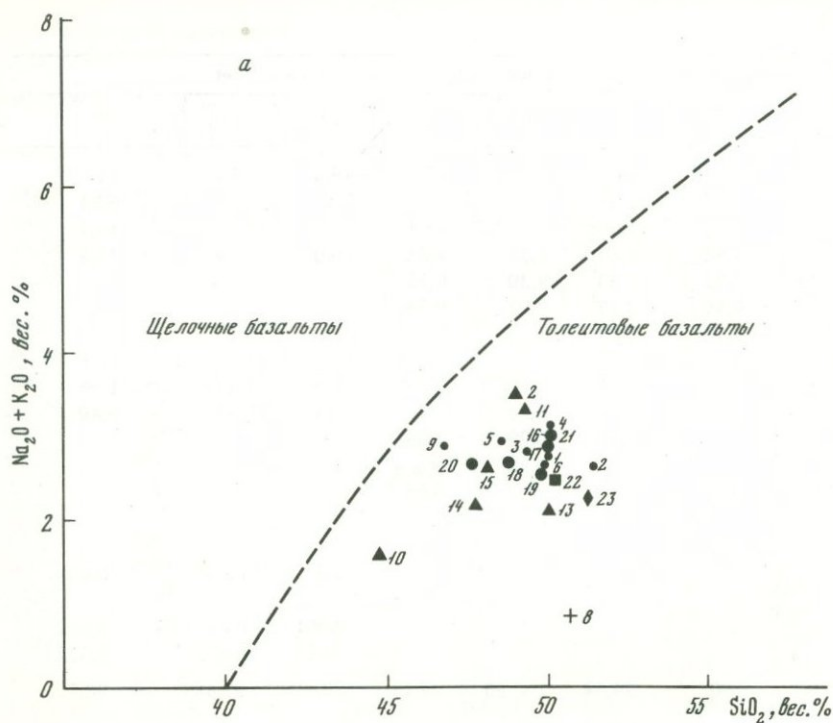
22: Базальт океанических островов [479]

23: Базальт островных дуг [479]

базальтах Филиппинского моря отклонения от средних значений местами весьма значительны и превышают цифры, типичные для океанских островов и островных дуг (см. табл. 7, фиг. 3, б).

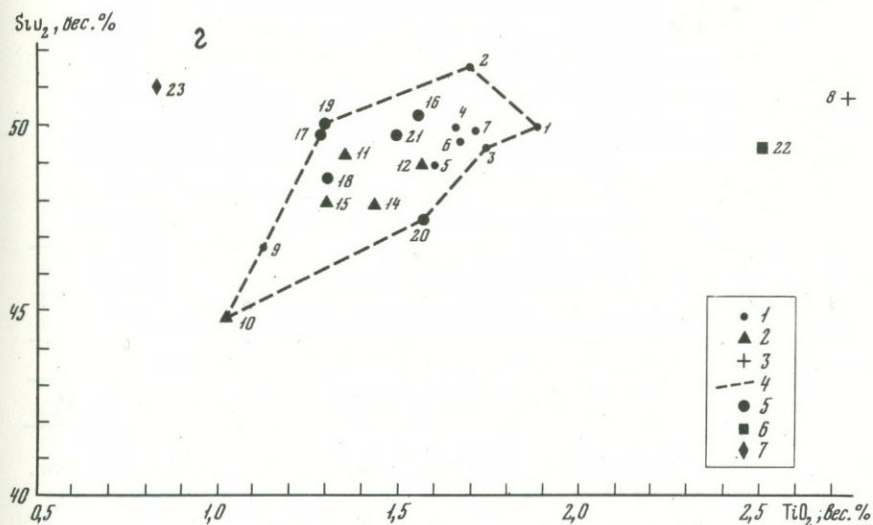
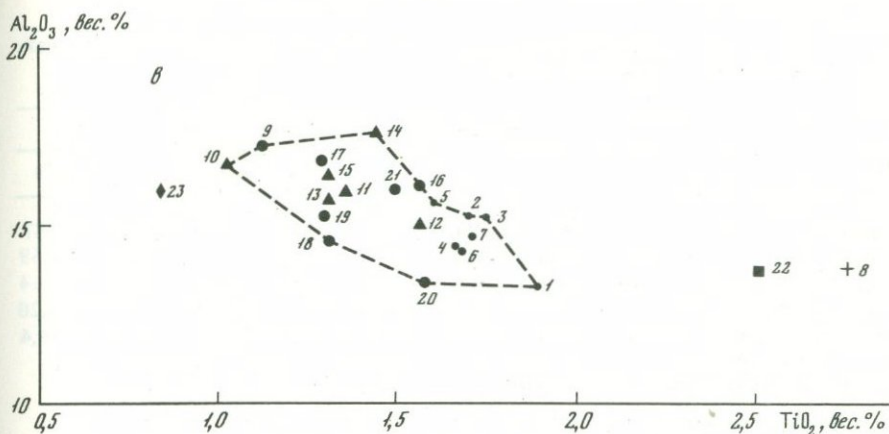
Не дали положительных результатов для надежной идентификации толеитовых базальтов океанских структур растяжения и такие используемые в петрохимии основных пород отношения, как $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{FeO} + \text{MgO}$, FeO/MgO , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$.

Думается, что причиной малой эффективности использования упомянутых выше коэффициентов для достаточно уверенного выделения среди



Фиг. 3. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - K_2O (а), $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - Al_2O_3 (б), $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ (в)

1 - афировые базальты, 2 - плагифиоровые базальты, 3 - плагноклаз-пироксеновые базальты, 4 - границы поля толейтовых базальтов океанских структур растяжения, 5 - средний базальт океанских срединных хребтов и рифтовых зон, 6 - средний базальт океанских островов, 7 - средний базальт островных дуг



океанических толеитовых базальтов пород, приуроченных к определенным геологическим структурам, является использование в них элементов, первичные содержания которых в породах могут быть изменены за счет обменных реакций с морской водой [498].

Естественно было предположить, что лучшие результаты могут быть получены при использовании элементов, менее подвижных в процессах гипергенного преобразования базальтовых пород в подводных условиях. К числу таких элементов, по-видимому, можно отнести титан, алюминий и кремнезем.

Результаты использования коэффициентов TiO_2/Al_2O_3 и SiO_2/TiO_2 (см. фиг. 3, а, б) показывают, что, действительно, с их помощью можно вполне четко отличить толеитовые базальты срединно-океанических хребтов и других океанических структур растяжения от толеитовых базальтов островов и островных дуг.

Таблица 7

Геохимические и петрохимические характеристики толеитовых базальтов различных структурных зон океана

	Восточно-Тихоокеанское поднятие							
	1	2	3	4	5	6	7	8
K/Rb		~615	~580	436	< 955	< 760	~544	787
Ba/Sr	1,07	0,69	0,80	0,73	0,52	0,35	0,69	0,69
K ₂ O/Na ₂ O + K ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,15	0,07	0,05	0,06	0,14
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,14	0,11	0,11	0,11	0,10	0,12	0,11	0,20
SiO ₂ /TiO ₂	26,6	30,3	28,4	30,1	30,1	29,7	29,2	18,4

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Афировые базальты

1. Обр. 429-3-1-115

2. Обр. 428А-5-4-35

3. Обр. 428А-5-1-40

4. Обр. 428А-5-1-10

5. Обр. 422-9-3-30

6. Обр. 422-7-1-30

7. Среднее из 6 анализов

Плагиноклаз-пироксенофировый базальт

8. Обр. 421-3-1-120

Таблица 7 (продолжение)

	Разломы Филиппинского моря						
	9	10	11	12	13	14	15
K/Rb		623	764	1389	1194	860	996
Ba/Sr	0,55	0,22	0,16	0,4	0,25	0,23	0,25
K ₂ O/Na ₂ O + K ₂ O	0,08	0,12	0,08	0,07	0,20	0,19	0,13
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,06	0,06	0,08	0,10	0,08	0,08	0,08
SiO ₂ /TiO ₂	41,4	43,9	36,3	31,4	38,5	33,5	36,7

Зоны разломов Филиппинского моря

Афировый базальт

9. Обр. 54-9-1-44

Плагинофировые базальты

10. Обр. 293-18-1-135

11. Обр. 1398/Д2-11

12. Обр. 1398/Д2-6

13. Обр. 1398/Д2-7

14. Обр. 1398

15. Среднее из 5 анализов

Таблица 7 (окончание)

	Средние анализы базальтов							
	16	17	18	19	20	21	22	23
K/Rb						1160	630	660
Ba/Sr						0,08	0,29	0,22
K ₂ O/Na ₂ O + K ₂ O	0,07	0,05	0,06	0,02	0,05	0,05	0,15	0,17
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,10	0,08	0,09	0,08	0,12	0,09	0,18	0,05
SiO ₂ /TiO ₂	32,2	38,6	37,1	38,5	30,1	33,2	19,8	61,6

Средние анализы толеитовых базальтов различных структурных зон океана

16. Среднее из 6 анализов базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия [482]

17. Среднее из 7 анализов базальтов Срединно-Атлантического хребта [482]

18. Среднее из 12 анализов базальтов Срединно-Индийского хребта [504]

19. Среднее из 4 анализов базальтов Красного моря [503]

20. Среднее из 7 анализов Аденского залива [504]

21. Базальт срединно-океанических хребтов [479]

22. Базальт океанических островов [479]

22. Базальт островных дуг [479]

На этих диаграммах видно, что афировые и плагиофировые базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря, а также средние базальты других срединно-океанических хребтов и рифтовых зон образуют компактную группу, четко отграниченную от фигуративных точек толеитовых базальтов океанических островов и островных дуг.

Более того, на диаграммах TiO₂/Al₂O₃ и SiO₂/TiO₂ отчетливо выявляется петрохимическая самостоятельность плагиоклаз-пироксенофировых базальтов, которые, как уже говорилось, существенно отличаются от других пород Восточно-Тихоокеанского поднятия и Филиппинского моря и по петрографическим признакам.

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты отличаются от других толеитовых базальтов исследованного региона наибольшими содержаниями Va₂O₅, TiO₂ и наименьшими MgO. На диаграммах TiO₂/Al₂O₃ и SiO₂/TiO₂ эти породы ассоциируют с толеитовыми базальтами океанических островов и, вероятно, относятся к тому же формационному типу.

Принципиальная близость химизма афировых и плагиофировых базальтов, позволяющая в совокупности с другими признаками объединить их в единую формацию толеитовых базальтов океанских структур растяжения, не маскирует некоторые черты состава, отличающие их друг от друга. При сопоставлении химических анализов и петрохимических коэффициентов афировых и плагиофировых базальтов выявляется, что для плагиофировых базальтов зон разломов Филиппинского моря характерны более высокие значения содержания Al₂O₃ и коэффициента SiO₂/TiO₂, в то время как значения содержаний TiO₂ и Va₂O₅ и коэффициента TiO₂/Al₂O₃ понижены по сравнению с афировыми базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе петрографического, петрохимического и геохимического изучения толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря установлено, что к формационному типу базальтов океанских структур растяжения относятся афировые и плагиофировые базальты с отношением $TiO_2/Al_2O_3 = 0,06-0,14$ и отношением $SiO_2/TiO_2 \approx 27-44$. Более высокие значения TiO_2/Al_2O_3 и низкие SiO_2/TiO_2 характерны для толеитовых базальтов океанических островов, а более низкие значения TiO_2/Al_2O_3 и более высокие SiO_2/TiO_2 типичны для толеитовых базальтов островных дуг.

УДК 552.321.6

В.Ф. МОРКОВКИНА, С.И. ГАВРИЛОВА, Н.В. ТРОНЕВА

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Гипербазиты и ассоциирующие с ними габброиды, пироксениты, амфиболиты и плагиограниты, составляющие так называемую габбро-гипербазитовую формацию, ныне вместе с осадочно-вулканогенными образованиями объединены термином офиолиты либо офиолитовая ассоциация.

Генезис и механизм становления офиолитов, время появления их в пределах континентальной коры, характер связи с окружающими (вмещающими) эвгеосинклинальными образованиями широко дискутируются.

Геологические исследования разновозрастных складчатых регионов и изучение океанического дна дали основание А.В. Пейве и другим [320, 323] выдвинуть гипотезу о заложении геосинклиналей на меланократовом фундаменте, сложенном ультраосновными и основными породами, и о дальнейшем преобразовании коры океанического типа в кору континентальную в ходе развития геосинклиналей. Ассоциацию гипербазитов складчатых зон с этих позиций принимают за тектонически перемещенные фрагменты океанической коры геологического прошлого. При этом с определенностью устанавливается наличие временного разрыва между образованием меланократового фундамента и лежащих на нем типичных эвгеосинклинальных толщ.

Проведенные нами исследования офиолитов Малого Кавказа показали, что сложная петрогенетическая и тектоническая история их формирования, залегание в виде аллохтонов — тектонических пластин, блоков, серпентинитового меланжа, олистолитов и олистостромовых горизонтов — весьма затрудняют выявление главных закономерностей формирования ассоциации и связанных с ней месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Последние в большинстве случаев приурочены к серпентинитам и продуктам их преобразования, изредка — к оливиновым породам. Так, непосредственно в серпентинитах находятся месторождения хрома, жадеи-

титов, нефрита, корунда, рубина и др.; в карбонатизированных серпентинитах, в том числе лиственитах — бария, цинка, ртути, мышьяка.

Наблюдаемые особенности строения и мигматитоподобные соотношения пород ассоциации и связанные с ними рудопроявления трудно объяснимы с позиций становления интрузивов ультраосновной и основной магм или их постмагматической деятельности. Нет также основания связывать рудопроявления в гипербазитах с воздействием более поздних проявлений кислого магматизма, которые, как правило, отсутствуют в данном районе и не установлены на глубине.

С нашей точки зрения, наиболее конструктивным методом выявления общих закономерностей формирования связанных с гипербазитами полезных ископаемых является поведение рудных элементов в ходе петрогенных процессов, объективно отражающее взаимосвязь петро- и рудогенеза, термодинамическую обстановку, химизм среды, перемену условий в связи с тектоникой — перемещением в новые уровни коры, характером нарушенности и проницаемости пород и т.д.

В данной статье сделана попытка выявить некоторые особенности поведения и распределения Cr, Ni, Ti и других рудных элементов в ходе метасоматических преобразований дисперсных петельчатых серпентинитов, играющих роль субстрата в формировании гипербазит-габбровой серии офиолитовой ассоциации Малого Кавказа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОФИОЛИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Офиолиты распространены на Малом Кавказе в виде двух обособленных поясов или полос: северного — Севано-Акеринского и южного — Вединского.

Севано-Акеринский пояс сложен в основном ультраосновными и основными породами, которые образуют около 50 массивов разной формы и величины, наиболее крупными из которых являются: Джил-Сатанахачский, Караиман-Зодский (Армения), Чайкенд, Левчайский, Лачинский и другие (Азербайджан). В совокупности эти массивы составляют прерывистый пояс северо-восточного простирания шириной до 50 км. Массивы расположены среди вулканогенно-осадочных образований, возраст которых датируется от палеозоя до эоцена, что послужило причиной выделения разновозрастных интрузивов, а следовательно, и неоднократного проявления ультраосновного и основного магматизма [28, 316, 317, 440, 441 и др.]. Большинство исследователей, однако, придерживается мнения о становлении интрузий основной и ультраосновной магм в сантонских вулканогенно-осадочных толщах [5, 9, 13, 14, 100, 190 и др.], хотя отмечается внедрение интрузий и в эоцене [3, 317 и др.].

В последнее время укрепилось представление о позднемеловом возрасте офиолитов, в связи с новыми данными о наличии гальки гипербазитов в альб-сенонских отложениях [200, 272, 315 и др.], а также радиологическими данными о возрасте слюды, микроклина и амфибола (168 млн. лет) из плагиигранитов, секущих серпентиниты с явлениями их амфиболизации, что доказывает заведомо доюрский возраст серпентинитов [288,

290]. Появились также факты о раннемеловом-позднеюрском возрасте радиоляритов, перемежающихся с серпентинитами в урочище Аджарис (Азербайджан) на основании определения фауны [191]. Радиологические определения возраста полевого шпата габброидов Левчайского массива указывают на еще более древний возраст офиолитовой ассоциации — 458 млн. лет [200].

С позиции концепции, развиваемой А.В. Пейве и его школой [323], гипербазит-базитовые массивы и тела Севано-Акеринского пояса в их современном залегании рассматриваются в качестве тектонических блоков, пластин, серпентинитового меланжа, а также олистолитов и олистостромовых толщ. Так, согласно А.Л. Книпперу [200], Севано-Акеринский офиолитовый пояс представляет собой тектонический меланж, в котором заключены самые разнообразные по возрасту и происхождению породы. По мнению С.Д. Соколова [381], в пределах Сарыбабинского синклинория основная масса офиолитов залегает в виде аллохтонов, становление которых и формирование олистостромовых толщ охватывает юру — нижний мел.

Наши исследования показали, что действительно массивы Севано-Акеринского пояса с окружающими породами находятся в тектонических соотношениях, но местами меловые известняки лежат на размытой поверхности гипербазитов с горизонтами базальных серпентинитовых песчаников и конгломератов [290]. Несомненно также тектонические перемещения гипербазитов с их брекчированием и милонитизацией в краевых зонах, однако без существенного нарушения петрографического облика и внутреннего строения пород в центральных частях массивов.

Вединский пояс расположен на юге Армении (Араратская долина) и представлен одним крупным Цртутским массивом и рядом мелких тел серпентинитов и ассоциирующих с ними габброидов. Они расположены среди сильно измененных пород вулканогенно-осадочной (хосровской) толщи, возраст которой датируется как поздний мел [14, 28]. По мнению М.Г. Ломизе [253], офиолиты района Веди представляют собой "цветной меланж", залегающий в виде тектонических покровов, перемещенных с севера на юг на 14—15 км. Согласно С.Д. Соколову [381], офиолитовый комплекс Веди (гипербазиты, габброиды и осадочно-вулканогенные образования) находится в аллохтонном залегании в центральной части синформной структуры и имеет необычный для офиолитов разрез. Он состоит из двух покровов: нижнего — сложенного эффузивно-терригенным материалом и радиоляритами юрского возраста и верхнего — серпентинит-габброидного доверхнеконьякского возраста. Наличие в составе меловых отложений олистостромового горизонта (подводно-оползневые образования) и изменение его мощности по простирацию свидетельствуют, по мнению С.Д. Соколова, о поступлении офиолитового материала с севера.

В целом для Малого Кавказа, как части Альпийской зоны, А.В. Пейве и другие [323] допускают существование юрского океанического бассейна (Тетиса) с корой океанического типа. Начиная с альба, офиолитовые массы фундамента вместе с нарощенной корой испытывали тектонические перемещения, надвиги и меланжирование, образование олистостромового горизонта и захоронения его наползающими массами офиолитов.

Таким образом, сложная тектоническая история Малого Кавказа, какой она представляется в настоящее время тектонистам, а также не менее сложные современные соотношения между породами офиолитовой ассоциации создают большие трудности в выявлении закономерностей становления и самих пород и связанных с ними месторождений.

Тем не менее, проведенные нами петрографические исследования показывают, что между породами обоих поясов существует определенное сходство в наборе пород, мигматитоподобном характере их сочетаний и соотношений, связи их с окружающими породами и т.д., что доказывает существование общих для обоих поясов закономерностей формирования, отражающих сходную в целом их геологическую историю.

Вместе с тем с определенностью выявляются и существенные различия между ними. Так, в Вединском поясе широко развита в отличие от Севано-Акеринского пояса кора выветривания серпентинитов нередко с их опализацией вплоть до образования прожилков опала, представляющего практический интерес; почти полностью отсутствуют породы высоких ступеней метаморфизма — гранатовые амфиболиты, гранатовые слюдяные сланцы, гранулиты, глаукофановые породы, а также листвениты и гранитоиды, характерные для Севано-Акеринского пояса. В составе вулканогенно-осадочной толщи Вединского пояса преобладают не спилиты, как это отмечается в Севано-Акеринском поясе, а представители толеит-андезитового ряда, перемежающиеся с серпентинитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами. Здесь же широко развиты породы красноцветной толщи, часть из которых, возможно, образовалась за счет переотложения коры выветривания серпентинитов. Выявляются также отчетливые различия в количественном соотношении гипербазитов и габброидов и резко иной облик и состав последних в Вединском поясе. Породы каждого пояса обладают своеобразием химизма породообразующих минералов, поведения и распределения рудных элементов, характера рудной специализации, а также разной степенью вовлечения эвгеосинклинальных образований в метасоматические петрогенные процессы. Так, породы вулканогенно-осадочной толщи Севано-Акеринского пояса одновременно с серпентинитами подверглись амфиболитизации, гранитизации, ослюдению и прениитизации, что увеличило количество петрографических разновидностей и завуалировало соотношения между офиолитовой ассоциацией и вулканогенно-осадочными образованиями.

В Вединском поясе широко проявлена карбонатизация серпентинитов (субстрата) с образованием мономинеральных кальциевых пород, которая в равной мере захватила и вулканогенные образования, придав им облик мигматитов, а местами пород, сходных с мандельштейнами. Карбонатизация серпентинитов Веди проявляется весьма разнообразно. Нередко обычного облика серпентиниты при микроскопических исследованиях обнаруживают до 50% черного карбонатного вещества с обилием рудной (?) пыли. Мономинеральные разности содержат нитевидные полоски, микроскопические линзы и участки серпентинита, а также рассеянные зерна хромшпинелида, новообразования хлорита, кварца, реже диоксида. Эти породы имеют кристаллически-зернистое строение и сходны с мраморами, за которые их обычно и принимают при картировании, выделяя как осадочные образования.

Таблица 1

Содержание SrO и BaO (в %) в карбонатных породах среди серпентинитов (среднее из трех)

Место взятия пробы	BaO	SrO	SrO/BaO
Из прожилка (мощность 1,5–2 см)	0,01	0,01	1,00
Из участков (2–3 см в поперечнике)	0,023	0,062	2,70
Из полосы (мощность до 1 м)	0,025	0,03	1,2
Из линзовидного тела мраморовидной карбонатной породы (3×15 м)	0,0046	0,016	3,48

Сложены они белым, изредка желтоватым кальцитом, содержащим примесь Ba и Sr, количество которых варьирует, сохраняя отношение Sr/Ba больше единицы (табл. 1).

Поскольку карбонатизация серпентинитов характерна для ряда складчатых зон (Северный Кавказ, Тянь-Шань и др.), на карбонатные апосерпентинитовые породы в дальнейшем следует обратить внимание исследователей с целью выявления времени и места их формирования в общем процессе становления офиолитов, критериев различия их с аналогичного типа осадочными образованиями, а также возможности их рудоносности (Ba, Zn, Pb и др.).

Таким образом, своеобразии строения и состава пород каждого пояса указывает на определенную специфику их геологической истории.

ПОВЕДЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ПЕТРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Прежде чем перейти к выявлению распределения и поведения рудных элементов, следует заметить, что петрогенные процессы в данном случае ограничены габброизацией, дегидратацией и карбонатизацией дисперсного петельчатого серпентинита с изотропным веществом в ячейках, природа которого остается дискуссионной. Именно эти процессы, с нашей точки зрения, привели к образованию пород гипербазит-базитового ряда и карбонатных мономинеральных разностей. Дегидратация петельчатого серпентинита явилась главной причиной образования существенно оливиновых пород, а габброизация — различного типа габброидов, включая родингиты. Многочисленные реликты петельчатого серпентинита в этих породах со всеми стадиями его постепенного перехода в них не позволяют сомневаться в том, что именно дисперсный петельчатый серпентинит является тем субстратом, в котором совершались многочисленные процессы его преобразований или его эволюция. Более того, обычные хризотил-бастилизардит-антигоритовые серпентиниты являются продуктом раскристал-

лизации и многократной перекристаллизации дисперсных петельчатых серпентинитов или субстрата, который является, по-видимому, наиболее близким аналогом протопланетарного вещества.

Название "петельчатый серпентинит" не точно отражает сущность субстрата, так как серпентиновые минералы в нем наблюдаются лишь вдоль полигональной трещиноватости, присущей ему как дисперсному веществу, а ячейки, ограниченные петлями серпентина, сложены рентгеноаморфным изотропным веществом. На данном этапе изученности реликтовый субстрат условно назван нами петельчатым серпентинитом, от которого он отличается более высоким содержанием MgO , FeO .

Д.С. Штейнберг и И.С. Чашухин [445] рассматривают петельчатые серпентиниты в качестве раннего продукта серпентинизации дунитов и перидотитов, связанной с автотематоморфизмом. По их мнению, к этому типу серпентинизации "... относится подавляющая часть серпентинизированных дунитов и перидотитов, т.е. существенно оливиновых пород. Под микроскопом он характеризуется знаменитой петельчатой структурой, обусловленной развитием сети жилок поперечно-волоконистого серпентина, безразличной к контурам зерен оливина. ... Поперечно-волоконистые жилки состоят из сростков серпентина и брусита, по-видимому, в форме тончайших волокон немалита. Брусит настолько дисперсный, что не обнаруживается под микроскопом..." (с. 133).

В изученном нами реликтовом петельчатом серпентините на основании химического, рентгеноструктурного и термического анализов устанавливается брусит в количестве около 46% [287].

Реликты петельчатого серпентинита находятся в породах офиолитовых поясов Урала, Кавказа, Тянь-Шаня и других, а по данным Г. Хесса [501], петельчатый серпентинит с изотропным серпентином типа девейлита в ячейках характерен для гипербазитов Санта-Паул, принимаемых за аналог вещества верхней мантии.

На основании проведенных экспериментов по дегидратации петельчатого серпентинита В.А. Путин и другие [335] пришли к заключению о возможно планетарном его характере, отмечая, что его обезвоживание совершается через дисперсную аморфную фазу.

Все это указывает на гораздо более сложную природу ранних серпентинитов петельчатой структуры, чем автотематоморфическая серпентинизация дунитов и гарцбургитов, сама магматическая природа которых к тому же является дискуссионной.

В петельчатых серпентинитах как в субстрате прослеживаются разнообразные и разновременные преобразования, обусловившие, в конечном итоге, пестроту пород офиолитовых поясов. Как было установлено ранее [286, 287, 291], преобразования субстрата сопровождаются его дегидратацией, непрерывным перераспределением и миграцией элементов, характер проявления и скорость которых зависят от P - T условий, химизма среды и особенностей развития самих петрогенных процессов.

В условиях свободной миграции элементов и выделенной при дегидратации воды (пара) происходит рассеивание и вынос рудного вещества за пределы полей преобразований, а в условиях затрудненной миграции — его перераспределение и локальная миграция внутри системы.

В определенных условиях рудные элементы входят в состав породообразующих минералов — оливина, пироксена, амфибола, хлорита, цоизита и др. В частности, элементы группы платины входят в состав хромшпинелидов, магнетита, сульфидов и других, приуроченность которых к трещинкам в серпентинитах свидетельствует об их формировании в уже полностью консолидированных серпентинитах и о перемещении элементов из полей метасоматизма. Хром часто входит в состав пироксенов, цоизита и амфиболов, титан — в пироксены и амфиболы, которые нередко приурочены к трещинам и плоскостям расщепления серпентинитов, создавая полосчатые породы.

В условиях, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, преобразования серпентинитов сопровождаются в основном перераспределением рудных элементов внутри системы с явлениями их миграции в реликты породы-хозяина, т.е. в петельчатые серпентиниты, где при благоприятных условиях для собирательной перекристаллизации и развития мощных полей преобразований можно ожидать локализации значительных масс рудного вещества. Этот вывод подтверждается резко повышенным содержанием и высокохромистым составом хромшпинелидов в реликтах серпентинита среди габброидов.

Однако подобный механизм поведения характерен в основном для элементов, содержащихся в самом субстрате (хром, никель, платина, частично золото, титан, железо). Что касается элементов, не свойственных ультраосновным породам (олово, свинец, мышьяк, ртуть, редкие земли и др.), то следует, скорее всего, допустить их привнос либо в ходе процессов преобразования субстрата, либо в связи с кислым магматизмом, включая и вулканическую деятельность.

В данной статье приводятся результаты изучения химизма хромшпинелидов, ильменита и сульфидов различных пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, проведенного на микроанализаторе "Cameca" Н.В. Троновой.

Сравнительный анализ химизма этих минералов в различных породах ассоциации дает важную информацию о поведении и характере распределения рудных элементов в ходе породообразования, о взаимосвязи петрогенных и рудообразующих процессов, об условиях рассеивания и накопления элементов и т.д.

Распределение Cr, Ni и Ti в рудных минералах

В ультраосновных и основных породах изученной ассоциации хром главным образом входит в состав хромшпинелидов, распределение и особенности химизма которых обнаруживают зависимость от петрографического типа пород. В плотных петельчатых серпентинитах хромшпинелиды образуют акцессорную до густой вкрапленности, прерывистые полоски и линзовидные обособления, согласные с расщепленностью серпентинита, а также неправильной и округлой формы тела, размером до 10 X 20 м. Характер рудопроявлений, морфология рудных тел, структура и текстура руд в петельчатых серпентинитах Шоржинского месторождения деталь-

но изучены и описаны ранее [63, 3, 103]. Хромшпинелиды этого месторождения, согласно данным Г.С. Арутюняна [25], обнаруживают колебания в содержании главных окислов в пределах одного рудного тела (в вес.%): Cr_2O_3 — 51,3–61,8; Al_2O_3 — 8,9–13,6; MgO — 10,8–15,3.

В хризотил-антигоритовых серпентинитах Сатанахачского массива рудные тела наблюдаются в виде узких полос, гнезд, линз и прожилков различного направления. Хромшпинелиды в них имеют, в отличие от таковых Шоржинского массива, более глиноземистый состав и широкий диапазон колебаний (в вес. %): Cr_2O_3 — 43,6–53,3; Al_2O_3 — 7,6–17,1; MgO — 8,5–16,9.

Даже из приведенных данных отчетливо видна зависимость состава хромшпинелидов рудных тел от характера вмещающих их серпентинитов, а также приуроченность к петельчатым серпентинитам (субстрату) наиболее высокохромистых разностей (хромита).

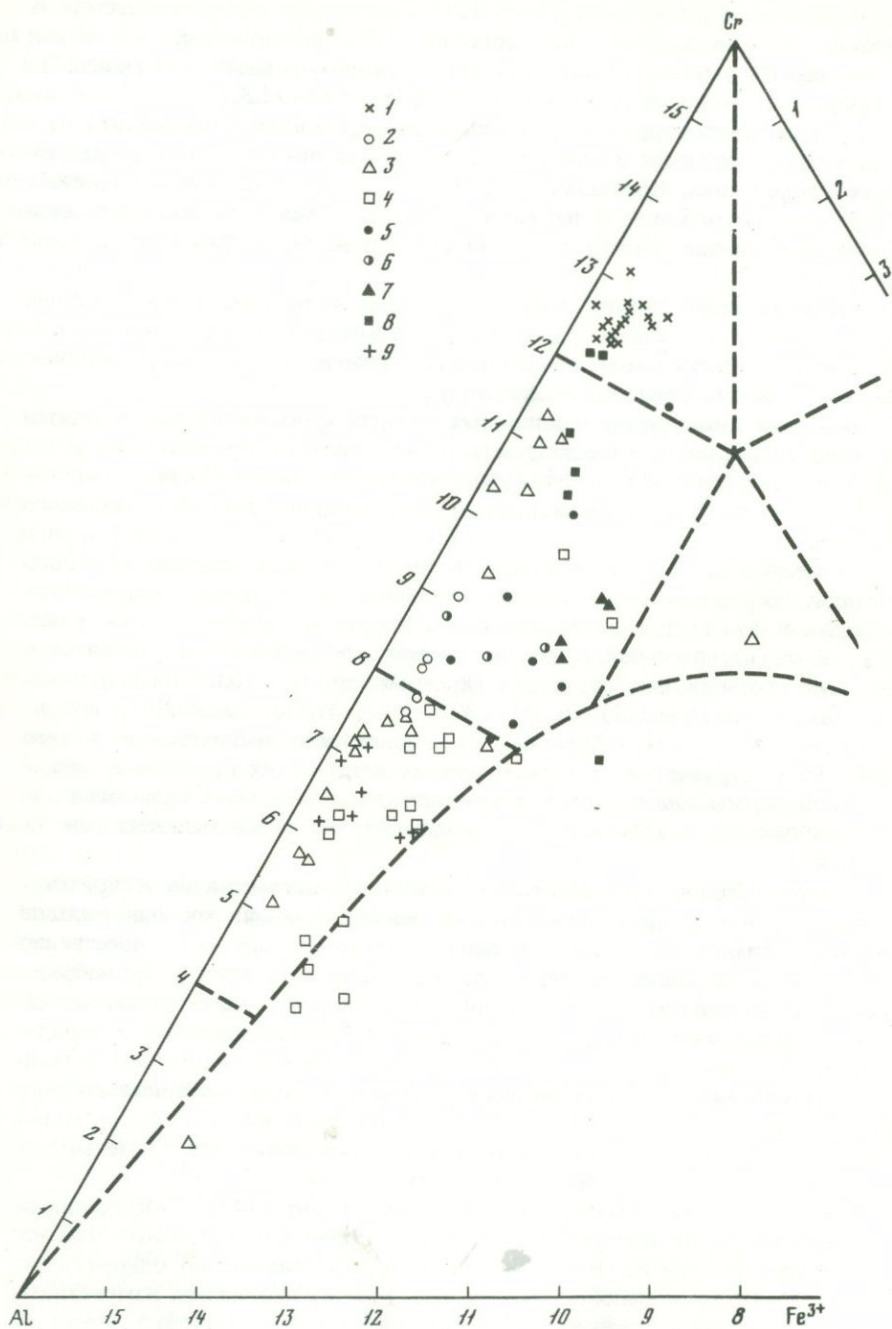
В свежих существенно оливиновых породах хромшпинелиды находятся в виде аксессуарной вкрапленности, реже образуют прожилки и гнезда до 5 м в поперечнике с неясно выраженными границами. Состав хромшпинелидов в них близок хромшпинелидам рудопроявлений Сатанахачского массива.

В меланократовых габброидах, в том числе троктолитах, хромшпинелиды сосредоточены в участках плотного петельчатого серпентинита, образуя в нем густую вкрапленность, а в крупных реликтах его — участки и линзы сплошной руды. По составу хромшпинелиды относятся к высокоглиноземистым разностям (хромпикотиты) с колебанием в содержании окислов (в вес.%): Cr_2O_3 — 30,1–40,2; Al_2O_3 — 20,3–30,9.

В лейкократовых габброидах хромшпинелиды наблюдаются в виде небольших струйчатых сегрегаций, узких и коротких прожилков, неправильной формы обособлений. Характерно, что плотная полевошпатовая и цоизитовая масса этих пород часто переполнена микровключениями пикотита.

Таким образом, непостоянство состава хромшпинелидов в пределах одного рудного тела, а также высокохромистый состав хромшпинелидов в петельчатых серпентинитах и высокоглиноземистый — в существенно оливиновых породах подтверждают взаимосвязь пороодо- и рудообразования. С другой стороны, эти данные противоречат образованию петельчатых серпентинитов в результате ранней гидратации дунитов и перидотитов, поскольку их серпентинизация не могла привести к столь существенному изменению состава реликтового хромшпинелида, особенно в сторону увеличения в нем хрома. Этот вывод подтверждается, как будет видно ниже, различным составом и аксессуарного хромшпинелида в петельчатых серпентинитах и существенно оливиновых породах.

По данным Д.С. Штейнберга и И.С. Чащухина [445]: "Аксессуарный хромшпинелид не обнаруживает никаких признаков вторичных изменений в ходе ранней серпентинизации, оставаясь совершенно однородным. Учитывая чувствительность хромшпинелидов ко вторичным изменениям, что проявляется в замещении его магнетитом в антигоритовых серпентинитах и метадунитах, а также силикатами — антигоритом и хлоритом, указанную однородность можно рассматривать как убедительное доказа-



тельство равновесности минерала и описываемой ассоциации" (135–136 с.).

Изучение акцессорных хромшпинелидов из разных пород Севано-Акеринского пояса показало, что по составу они представлены хромитом, хромшпинелидом, алюмохромитом, субферрихромитом и пикотитом. Последний характерен именно для существенно оливиновых пород (дунитов), тогда как хромит типичен для петельчатых серпентинитов (см. диаграмму).

Как показано на диаграмме, акцессорные хромиты с содержанием Cr_2O_3 56,9–63,8% присутствуют только в плотных петельчатых серпентинитах, тогда как составы хромшпинелидов оливиновых пород обнаруживают наиболее широкие пределы колебаний, образуя с хромшпинелидами габброидов единое поле.

Даже в пределах одного штуфа гарцбургита с полосками серпентинита содержание окислов в хромшпинелидах составляет (в %): Cr_2O_3 – 12,27–46,75; Al_2O_3 – 20,98–54,29. Обнаруживается, что наиболее глиноземистые разности приурочены к полоскам гарцбургита, а высокохромистые – серпентинита. Из этого факта следует вывод, что существенно оливиновый состав полосок есть продукт дегидратации серпентинита (субстрата), в ходе которой происходила избирательная миграция хрома в породу-хозяина или в реликты субстрата с образованием в нем хромита.

Средние содержания рудных элементов в акцессорных хромшпинелидах (табл. 2), вычисленные на основании опубликованных ранее данных [290], показывают, что в породах ряда серпентинит–дунит–габбро изменение состава хромшпинелидов идет в направлении уменьшения содержания хрома, никеля и марганца, но резкого увеличения алюминия и магния. Железистость хромшпинелидов в этом ряду также постепенно снижается.

Все это указывает на подвижность хрома, активное участие его в процессах формирования пород офиолитовой ассоциации, зависимость его поведения от химизма среды, оказывающего решающее влияние на состав хромшпинелида. Эти данные еще раз убеждают в том, что петельчатые серпентиниты с высокохромистым акцессорным хромшпинелидом не являются продуктом ранней серпентинизации дунитов и перидотитов, содержащих глиноземистый акцессорный хромшпинелид.

Титан распределен в хромшпинелидах пород этого ряда неравномерно и его поведение отличается от хрома. Наблюдаются повышенные содержания титана в хромшпинелидах габброидов, а не серпентинитов, как это характерно для хрома (см. табл. 2). Кроме того, Ti входит в состав пороодообразующих минералов – клинопироксена, амфиболов, хлорита, цоизита и др. Так, в роговых обманках количество его достигает 3,5%, что позволяет относить их к керсутиту. Следует также отметить, что тесно

←
Диаграмма составов хромшпинелидов пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа

1–4 – Севано-Акеринский пояс: 1 – лизардитовые серпентиниты, 2 – полиминеральные серпентиниты, 3 – дуниты, гарцбургиты, энстатиты, 4 – габброиды и родингиты; 5–9 – Вединский пояс: 5 – полиминеральные серпентиниты, 6 – серпентиниты из коры выветривания, 7 – энстатиты, 8 – габброиды, 9 – карбонатизированные серпентиниты

Таблица 2

Средние составы аксессуарных хромшпинелидов в породах Севано-Акеринского гипербазитового пояса (в %)

Компоненты	Петельчатый серпентинит (14)	Дуниты, гарцбургиты (11)	Габброиды (14)
Cr ₂ O ₃	54,18	34,56	30,98
Al ₂ O ₃	14,27	32,42	33,40
TiO ₂	0,12	0,04	0,33
MgO	9,88	14,63	14,27
MnO	0,28	0,23	0,19
NiO	0,08	0,10	0,15
FeO/FeO + MgO	52,2	40,2	37,0

связанные с гипербазитами амфиболиты, актинолититы и горнблендиты, как правило, содержат повышенное, местами значительное количество сфена, ильменита и рутила.

В Вединском поясе нами изучены главным образом аксессуарные хромшпинелиды, так как значительных рудопроявлений здесь не обнаружено.

В ультраосновных и основных породах пояса хромшпинелиды рассеяны в виде неравномерной, местами до густой, вкрапленности, реже образуют неправильной формы скопления, гнезда и узкие прожилки, приуроченные к плоскостям расщепления серпентинитов. Их состав и величина зерен непостоянны не только в разных типах пород, но и в пределах штуфа одной разновидности (табл. 3). При этом выявляются некоторые различия в их составе по сравнению с аксессуарным хромшпинелидом пород северного пояса.

В серпентинитах Вединского пояса, представленных в основном хризотилowymi разностями различной структуры, хромшпинелиды окружены широкими каемками магнетита и по составу относятся к алюмохромиту с высокой железистостью.

В серпентинитах коры выветривания и опализации хромшпинелиды имеют аналогичное строение и близкий состав, но отличаются более высоким содержанием магния.

В свежих энстатитах хромшпинелид представлен также алюмохромитом с высокой железистостью, характерной для породы в целом (в энстатите $FS=15$).

В габброидах, содержащих полосы и участки плотного петельчатого серпентинита, реликтовый характер которого подтверждается пересечением его прожилками мелкозернистого пироксена и плагиоклаза, по составу идентичных габброидам, хромшпинелиды находятся только в этих реликтовых участках и представлены хромитом. В самих габброидах рудные минералы представлены в основном магнетитом, иногда в сростании с зеленой шпинелью, развитие которой приурочено к границе плагиоклаза и пироксена с серпентинитом реликтовых участков. Возможно, высокохро-

мистый состав акцессорного хромшпинелида в данном случае связан с миграцией из него алюминия на образование шпинели. Подобные явления отмечаются в массиве Лизард [490].

В интенсивно карбонатизированных серпентинитах и массивных мономинеральных карбонатных разностях хромшпинелиды также присутствуют, но их состав отличен от хромшпинелида серпентинитов и их реликтов в габброидах. По составу хромшпинелиды карбонатных пород соответствуют хромшпинелидам габброидов северного пояса, образуя совместно с ними единое поле (см. диаграмму).

В данном случае факт одинакового состава хромшпинелида габброидов и апосерпентинитовых карбонатных пород, резко различных по условиям и времени образования, еще раз доказывает взаимосвязь формирования породообразующих минералов и хромшпинелида, который не является реликтовым минералом ни серпентинита, ни дунита. Возможно, этот факт отражает какие-то общие закономерности миграции и перераспределения элемента в ходе дегидратации субстрата, сопровождающей оба процесса.

Другой особенностью хромшпинелидов пород Вединского пояса, кроме высокой железистости, следует считать значительную примесь в них титана. В хромшпинелидах серпентинитов содержание титана составляет 0,31%, а габброидов — достигает 1,19%. Хромшпинелиды хлоритизированных и карбонатизированных серпентинитов бедны титаном (0,09%), но сами породы обогащены ильменитом, сфеном и рутилом.

Вообще ильменит, рутил и сфен являются характерными минералами пород Вединского пояса. Особенно ими обогащены хлоритизированные серпентиниты, кварц-альбитовые и кварц-эпидот-хлоритовые прожилки в серпентинитах, где эти минералы концентрируются на границе прожилков с серпентинитом, в котором содержание TiO в среднем составляет 0,2–0,3%.

С определенностью устанавливается зависимость между появлением этих минералов и обеднением титаном породообразующих минералов и хромшпинелидов. Так, в богатых ильменитом родингитах, распространенных в Цртутском массиве (левый берег руч. Кюсюз), спектральным анализом титан не обнаружен ни в гроссуляровой массе, ни в пироксене, тогда как в безильменитовых разностях содержание титана в них достигает 0,5%.

Таким образом, в ходе породообразования титан, как и хром, непрерывно мигрирует, чутко реагируя на малейшие изменения химизма среды и термодинамических условий.

Изучение ильменитов из пород Вединского пояса (табл. 4) показало, что в серпентинитах и их карбонатизированных разностях они содержат значительную примесь Al_2O_3 , MgO и Cr_2O_3 , величина которых уменьшается в ильменитах амфиболитов и кварц-альбитовых прожилков, но возрастает примесь MnO .

Титан в изоморфной форме входит также в состав магнетитов. Его содержание в магнетите из серпентинитов не превышает 0,05%, тогда как в гарцбургитах и габброидах магнетиты содержат TiO_2 1–4%.

Никель является одним из характерных рудных элементов офиолитов и анализ его поведения также позволяет судить о взаимосвязи породо-

Таблица 3

Хромшпинелиды пород Вединского гипербазитового пояса (в %)

Компоненты	Петельчатый серпентинит				
	199/71		169/72		
Al ₂ O ₃	23,15	15,90	21,49	22,88	19,21
Cr ₂ O ₃	42,05	48,94	41,91	37,43	36,92
V ₂ O ₅	—	—	0,27	0,27	0,30
TiO ₂	0,28	0,31	0,45	0,29	0,28
FeO _{общ}	25,60	27,78	26,63	27,95	26,19
MgO	9,68	8,38	10,71	10,65	10,75
MnO	0,34	0,28	0,30	0,30	0,30
NiO	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—
Сумма	101,10	101,59	101,76	99,77	93,95

Число катионов в элементарной ячейке

Al	7,21	4,80	6,25	6,71	5,99
Cr	7,21	9,91	8,18	7,37	7,75
V	—	—	0,03	0,03	0,06
Ti	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06
Fe ³⁺	1,52	1,20	1,48	1,83	2,10
Fe ²⁺	4,12	4,76	4,02	4,00	3,71
Mg	3,80	3,20	3,94	3,96	4,26
Mn	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06
Ni	—	—	—	—	—
FeO/FeO + MgO	52,0	59,7	50,46	50,28	46,6

Таблица 3 (продолжение)

Компоненты	Энстатит				Реликты серпентинита в меланократовом габбро		
	228/71		145/71				
Al ₂ O ₃	18,83	15,98	19,64	16,81	15,78	14,33	16,43
Cr ₂ O ₃	41,62	41,91	41,27	43,94	53,14	53,66	52,89
V ₂ O ₅	0,50	0,48	0,50	0,41	0,29	0,29	0,30
TiO ₂	0,29	0,29	0,29	0,27	0,19	0,19	0,19
FeO _{общ}	31,90	32,74	32,00	30,79	17,40	17,59	16,71
MgO	7,41	6,59	7,54	8,11	13,25	11,92	15,04
MnO	0,43	0,37	0,40	0,35	0,13	0,14	0,15
NiO	—	—	—	—	0,09	0,12	0,09
ZnO	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,48	98,36	101,64	100,68	100,28	98,25	101,79

Хлоритизированный серпентинит		Серпентинит с прожилками опала			Реликты серпентинита в габбро		
124/71		163/72			134/71		
24,87	20,59	23,12	22,94	20,37	11,84	19,04	11,46
43,54	44,80	43,16	44,14	42,64	58,96	32,52	59,14
0,25	0,50	—	—	—	0,16	0,15	0,16
0,02	0,07	0,29	0,29	0,28	0,09	1,19	0,08
18,54	23,65	19,18	18,69	20,36	15,95	38,99	14,14
13,93	9,89	14,22	12,71	14,35	12,45	5,40	13,33
0,38	0,16	0,25	0,27	0,24	0,20	0,27	0,18
—	—	—	—	—	0,03	0,03	0,06
—	—	—	—	—	0,06	0,09	—
101,53	99,65	100,22	99,04	98,24	99,39	97,69	98,55

Число катионов в элементарной ячейке

7,01	6,15	6,60	6,74	5,98	3,62	5,98	3,46
8,22	8,98	8,26	8,68	8,37	12,09	6,85	12,02
0,03	0,09	—	—	—	0,03	0,03	0,03
—	0,02	0,06	0,06	0,06	0,02	0,24	0,03
0,75	0,76	1,05	0,51	1,58	0,25	2,83	0,46
2,96	4,25	2,84	3,38	2,65	3,12	5,87	2,84
4,96	3,73	5,14	4,57	5,32	4,82	2,14	5,11
0,07	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
—	—	—	—	—	—	—	—
37,38	56,47	35,58	42,56	33,2	39,41	73,25	35,72

Слабо карбонатизированный серпентинит		Неравномерно карбонатизированный серпентинит			Карбонатизированный серпентинит		Карбонатная порода по серпентиниту
135/72		175/72			132a/72		137/72
35,71	33,03	30,31	9,78	31,46	33,27	32,26	34,52
34,28	35,58	31,17	53,90	31,50	37,23	39,33	34,87
0,36	0,39	0,37	0,30	0,23	—	—	0,32
0,04	0,04	0,23	0,14	0,12	0,07	0,07	0,07
14,16	15,15	26,78	25,87	26,78	13,41	13,65	14,70
15,60	16,12	11,26	8,93	11,72	16,38	16,58	15,88
0,16	0,20	0,29	0,42	0,29	0,13	0,13	0,16
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100,31	100,51	100,41	99,34	102,10	100,49	102,02	100,52

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	Энстатит				Реликты серпентинита в меланократовом габбре			
	228/71				145/71			
Число катионов в элементарной ячейке								
Al	5,69	5,02	5,88	5,11	4,68	4,40	4,74	
Cr	8,42	8,82	8,25	8,95	10,57	11,02	10,24	
V	0,09	0,10	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	
Ti	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	
Fe ³⁺	1,72	1,98	1,71	1,83	0,63	0,47	0,91	
Fe ²⁺	5,10	5,34	5,07	4,82	3,02	3,36	2,50	
Mg	2,83	2,61	2,85	3,11	4,97	4,62	5,49	
Mn	0,09	0,08	0,09	0,08	0,02	0,01	0,02	
Ni	—	—	—	—	0,02	0,03	0,01	
FeO/FeO+MgO	64,34	67,20	64,03	60,74	62,19	42,07	31,30	

Таблица 4

Средний состав ильменитов из пород Вединского пояса (в %)

Окислы	Серпентинит	Карбонати- зирванный серпентинит	Амфиболит	Кварц-аль- битовые жи- лы в серпен- тините
Al ₂ O ₃	0,15	3,38	0,13	0,03
TiO ₂	47,34	36,99	49,89	49,47
V ₂ O ₅	0,02	0,02	—	—
Cr ₂ O ₃	0,17	1,09	0,05	—
FeO	43,94	38,05	47,16	46,66
MgO	1,74	1,79	0,11	0,02
MnO	0,71	0,19	0,82	2,66

и рудообразующих процессов. Как правило, он находится в виде изоморфной примеси в силикатах, а также в рудных окислах и сульфидах.

Для Севано-Акеринского пояса, по данным Г.С. Арутюняна [25], среднее содержание никеля в породах составляет (в вес. %): в серпентинитах — 0,162, дунитах — 0,39, гарцбургитах — 0,25, лерцолитах — 0,36, энстатитах — 0,08, диопсидитах — 0,07, а в такситовых габброидах — 0,04, что почти в три раза превышает кларк для габброидов (по А.П. Виноградову).

В этих породах никель не образует самостоятельных минералов, а входит в состав породообразующих силикатов, где содержание его находится в прямой зависимости от их магнезиальности. Так, в олигине ($Fa = 7-10$) дунитов содержание его колеблется (в вес. %) от 0,08 до 0,82, составляя в среднем 0,46; в оливине ($Fa = 7-14$) перидотитов — в пределах 0,08—

Слабо карбонатизированный серпентинит	Неравномерно карбонатизированный серпентинит	Карбонатизированный серпентинит	Карбонатная порода по серпентиниту				
135/72	175/72	132а/72	137/72				
Число катионов в элементарной ячейке							
9,65	8,96	8,57	3,08	8,70	9,00	8,65	9,35
6,20	6,47	5,91	11,40	5,83	6,77	7,09	6,29
0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	—	—	0,06
0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
0,08	0,50	1,41	1,41	0,45	0,22	0,25	0,28
2,63	2,42	3,97	4,37	4,80	2,36	2,35	2,55
5,34	5,53	3,98	3,55	4,10	5,61	5,62	5,43
0,03	0,04	0,06	0,10	0,06	0,03	0,03	0,03
—	—	—	—	—	—	—	—
33,04	30,43	49,9	55,17	53,95	29,63	29,5	31,95

1,0, в среднем — 0,39; в такситовых габброидах содержание никеля в оливине ($Fa = 8-18$) — 0,13; в энстатите — 0,12; диопсиде — 0,06.

Содержание NiO в субстрате составляет 0,20–0,43 вес. % [287]. Это дает основание принимать субстрат в качестве источника никеля, который в ходе метасоматических процессов, в частности габброизации, рассеивается и, возможно, уходит из системы, тогда как в ходе изохимической дегидратации субстрата остается на месте и входит в состав породообразующих минералов, главным образом оливина. Кроме силикатов, никель обнаруживается в составе хромшпинелида, магнетита и сульфидов. Так, его содержание в хромшпинелиде габброидов значительно выше, чем в таковых серпентинитов и дунитов. При этом выявляется прямая зависимость его количества от содержания Al и Mg в хромшпинелиде, и обратная — с хромом и их железистостью (см. табл. 2). Б.С. Абовян [4] отмечает наличие в хромшпинелидах прожилков сульфидов никеля — пентландита и миллерита.

В магнетитах серпентинитов содержание никеля не превышает сотых долей процента, тогда как в магнетите габброидов и существенно оливинных пород количество его достигает 0,34%.

Недостаток количественных определений не позволяет с определенностью выявить поведение никеля в породах и минералах Вединского пояса. Однако можно предположить, что содержание никеля здесь будет низким, поскольку породы и минералы пояса характеризуются высокой железистостью, с которой никель связан обратной зависимостью.

Содержание никеля в аксессуарных сульфатах — пирите, халькопирите и пирротине — низкое, не более 0,1%. Исключением являются сульфиды карбонатизированных серпентинитов, где содержание никеля в пирите достигает 0,4%.

Среди акцессорных сульфидов изредка определяется пентландит, химизм которого меняется в зависимости от состава породы (табл. 5). Непосредственно в серпентинитах пентландит не обнаружен. В габброидах и родингитах Севано-Акеринского пояса пентландит находится в ассоциации с хромшпинелидом в реликтовых участках серпентинита. В обеих породах пентландит содержит заметную примесь Co, Cu, Pb, реже — As. В карбонатизированных серпентинитах Веди пентландит также ассоциирует с хромшпинелидом и содержит те же примеси, но в меньшем количестве.

Таким образом, в результате изучения химизма хромшпинелидов и некоторых других рудных минералов пород и руд офиолитовых поясов Малого Кавказа выявляется определенная зависимость их состава и характера примесей от химизма пород и породообразующих минералов, что отражает общие для них условия образования. Отсюда очевидно, что распределение и поведение рудных элементов в ходе петрогенных процессов может служить надежным индикатором термодинамического режима и химизма породо- и рудогенеза. При этом рудные минералы более заметно, чем породообразующие силикаты, фиксируют малейшие изменения условий и химизма среды, от которых зависят скорость и характер миграции, перераспределения и концентрации элементов, в том числе рудных.

Мигматитоподобное строение пород офиолитовой ассоциации, их структурно-текстурные особенности и морфология распространения имеют общие черты с характером строения рудных тел и рудопроявлений, что заставляет предполагать сходный механизм их образования и взаимосвязь петро- и рудогенеза. Подтверждением служат изменчивый химический состав породообразующих и рудных минералов, присутствие в последних элементов примесей субстрата, прямая зависимость между хромом и магнезиальностью пород, обратная — между никелем и железистостью пород и минералов, а также высокохромистый состав хромшпинелидов (хромитов) петельчатых серпентинитов и их реликтов среди габброидов, образующих самостоятельное поле на диаграмме (см. фиг. 1). Широкий разброс составов хромшпинелидов существенно оливиновых пород и обособление их от поля развития хромшпинелидов петельчатых серпентинитов противоречат аподунитовой природе последних.

В исходном субстрате, за который на данном этапе его изученности нами принимается петельчатый серпентинит с изотропным и рентгеноаморфным веществом в ячейках, содержание Cr_2O_3 составляет 0,23–0,53 вес. %, и, следовательно, источником хрома для рудопроявлений и формирования рудных тел может быть сам субстрат. Его длительная эволюция, выраженная в метасоматических и изохимических преобразованиях и сопровождаемая непрерывной перегруппировкой и миграцией элементов внутри системы, служит одной из главных причин концентрации хрома в реликтах породы-хозяина (субстрата). В дальнейшем важная роль принадлежит процессу собирательной перекристаллизации как одной из форм эволюционного процесса, которая обеспечивает стягивание хрома в определенные локальные участки, формирование рудных минералов, их очищение от примесей до химической однородности и образование рудных тел, а также перекристаллизацию самого субстрата.

Таблица 5

Составы пентландитов

Элементы	Севано-Акеринский пояс				Вединский пояс
	Родингиты		Габброиды		Карбонати- зированный серпентинит
S	30,22	25,22	23,06	21,25	26,17
Mn	0,05	0,10	0,04	0,06	Не обн.
Fe	29,87	28,42	26,60	26,21	35,50
Co	1,32	1,35	1,53	0,86	0,37
Ni	32,56	41,79	47,86	48,62	37,10
Cu	6,16	3,80	0,37	1,97	0,43
Zn			Не обнаружено		
As		Не обнаружено		0,39	0,08
Cd	0,03	0,02	0,05	0,09	Не обн.
Pb	0,25	0,71	0,50	0,48	0,27
С у м м а	100,46	101,43	99,01	99,93	99,92

Содержание в субстрате NiO в количестве 0,20–0,43% и повышенное по сравнению с кларком (по А.П. Виноградову) содержание элементов группы платины, кобальта и других также дает основание рассматривать его в качестве источника указанных элементов, накопление которых и формирование месторождений происходит за счет миграции из крупных полей и зон развития метасоматизма, расположенных как вблизи, так и на значительном удалении от места рудообразования. Агентами их переноса могут быть также вода, сера, фтор и другие летучие. Привнос рудных элементов в связи с петрогенными процессами не вызывает сомнения. Так, сульфидная минерализация в серпентинитах проявляется только в тех случаях, когда на них наложены альбитизация, карбонатизация, хлоритизация и др.; ртутно-мышьяковая минерализация и рудопроявление отмечаются в лиственитах; бариевая — в карбонатизированных серпентинитах; меди и титана — в апосерпентинитовых амфиболитах; титана — в связи с их альбитизацией и т.д.

Как было показано ранее, метасоматические преобразования петельчатого серпентинита (субстрата) сопровождаются его дегидратацией. При этом в зависимости от условий выделявшаяся вода (состояние ее остается неясным) может сохраняться в системе, уходить за ее пределы и мигрировать в ее пределах. На основании экспериментальных данных [529] предполагается, что в зонах дегидратации за счет высвобожденной воды (пара) возникает высокое внутреннее давление, которое может быть причиной тектонических явлений — перемещения блоков коры, землетрясений, взбросов и др. Кроме того, дегидратация вызывает развитие микротрещиноватости в субстрате, делает его проницаемым и восприимчивым к разного рода преобразованиям. Учитывая неравномерное проявление метасо-

матоза, возрастание скорости миграции и диффузии элементов при дегидратации [215], способность воды (пара) растворять, переносить и переносить элементы и химические соединения, а также проницаемость субстрата и другие порожденные дегидратацией его особенности, можно объяснить присущее офиолитовым поясам обилие минеральных ассоциаций и многообразии петрографических видов пород.

Петрогенные процессы и взаимосвязанная с ними геохимическая миграция элементов отражают определенные этапы геологической истории Малого Кавказа, которая имеет свою специфику в каждом поясе. Так, в Севано-Акеринском поясе широко проявлены дегидратация субстрата с образованием существенно оливиновых и пироксеновых пород, амфиболитизация, габброизация, а также процессы, обусловившие развитие гранат-пироксеновых, гранат-амфиболовых и гранат-слюдяных сланцев. В Вединском поясе преобладают явления карбонатизации, хлоритизации, окварцевания, цеолитизации и опалитизации. Анализ приведенного и опубликованного материала позволяет высказать предположение, что условия формирования пород северного пояса соответствовали в основном гранулитовой и амфиболитовой фациям, тогда как южного — зеленосланцевой фации. Проступают также различия в количественных соотношениях общих для них видов пород и рудной специализации; для северного пояса характерна Cr, Au, Hg и Ni минерализация, для южного — титана.

Все это, а также различный характер пород вулканогенно-осадочных толщ свидетельствуют о некоторых особенностях геологического развития каждого пояса. Учитывая современные взгляды на формирование офиолитов в разных тектонических структурах [324], можно полагать, что Севано-Акеринский пояс характеризует океаническую или близкую ей структуру, Вединский — континентальных окраин, что подтверждается наличием в его терригенной толще материала континентальной коры — аркозовых и кварцевых песчаников, конгломератов и др.

Дальнейшая тектоника — перемещения блоков и пластин, меланжирование, оползневые и подводно-оползневые явления в значительной мере изменили и завуалировали первичные соотношения и привели в соприкосновение породы, различные по минеральному составу, возрасту и условиям формирования, сохранив, однако, общие закономерности становления и рудной минерализации в обоих поясах. Поэтому в столь сложно построенных регионах, как складчатые зоны, в дополнение к петрографическим исследованиям важным критерием в решении проблемы офиолитов и связанных с ними рудопроявлений является характер поведения и распределения рудных элементов в ходе петрогенных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-петрографические исследования офиолитовой ассоциации Малого Кавказа в совокупности с анализом поведения и изменения химизма рудных элементов в ходе петрогенных процессов позволяют сделать следующие выводы.

Петрогенные процессы совершаются преимущественно в плотных пелитчатых серпентинитах (субстрате). Общая направленность петрогенных

процессов в сторону силификации субстрата, образования все более сложных по химизму, изоморфизму и структурному мотиву минералов отражает общую эволюцию субстрата в ходе геологической истории данного региона, а осуществляемая при этом геохимическая миграция, перераспределение рудных и петрогенных элементов способствуют формированию разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых.

Развитие петрогенных процессов сопровождается непрерывным перераспределением и миграцией элементов, зависящих от локально возникающих условий. В глубинных условиях при высоком внешнем (литостатическом) давлении происходит миграция хрома из зон и полей метасоматоза (габброизации) в реликты породы-хозяина (субстрата), где дальнейшая длительная и многократная собирательная перекристаллизация обеспечивает формирование рудных минералов и локализацию месторождений. Источником хрома в данном случае следует считать сам субстрат.

Установленное различие в строении, характере проявления и интенсивности развития петрогенных процессов обоих поясов, а также разная металлогеническая специализация слагающих их пород свидетельствуют о специфике геологической истории каждого пояса, обусловленной скорее всего приуроченностью их к раннему типу тектонических структур. Наличие в терригенных толщах Вединского пояса корового материала позволяет связывать его формирование со структурой континентальных окраин.

Наряду с петрографическими особенностями поведение и распределение рудных элементов в связи с петрогенными процессами является важным критерием закономерностей формирования пород и руд офиолитовых ассоциаций и взаимосвязи их с геологической историей региона.

УДК 552.323.6

В.И. ГОНЬШАКОВА

РАЗНООБРАЗИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ

Прежде чем перейти к существу вопроса, целесообразно остановиться на рассмотрении термина "кимберлит", поскольку до последнего времени единого определения этого термина не существует, так же как не существует и единой общепризнанной классификации кимберлитовых пород.

Вопросам терминологии и классификации кимберлитов посвящено немало работ [276, 204 и др.]. В марте 1969 г. в Москве проходил специальный семинар по терминологии и классификации кимберлитовых пород, итогом которого явилась статья Б.И. Прокопчука и Е.В. Францесон [333], в которой было предложено следующее определение терминов: кимберлит — ультраосновная с щелочным уклоном горная порода порфировой структуры существенно оливинового состава, содержащая в переменных количествах флогопит, ильменит, пироп, пироксен, апатит,

перовскит и некоторые другие минералы. Кимберлит является материнской средой алмаза. Кимберлитовая брекчия — горная порода брекчиевой текстуры, состоящая из обломков кимберлита ранних генераций, родственных включений и вмещающих пород, связанных кимберлитовым материалом или продуктами его изменения; кимберлитовая брекчия является материнской породой алмаза. А. Моор [523] выделяет моменты, общие для указанных определений: кимберлиты являются ультраосновными, калиевыми порфиристыми породами, акцессорным минералом которых может быть алмаз.

Б.М. Владимиров и М.М. Одинцов [92] определяют кимберлиты как ультраосновные, обогащенные калием, порфиристые породы, в которых оливин и флогопит являются главными составными частями; диопсид-авгит, монтичеллит и мелилит — викарирующими, а пироп, алмаз и пикроильменит — характерными для отдельных разновидностей примесями.

Б.А. Мальков [260] подчеркивает, что кимберлиты, в отличие от меймечитов, содержат первично-магматический кальцит в качестве постоянного компонента и что микролиты кальцита из кимберлитов аналогичны описанным в инъекционных карбонатных и карбонатитовых лавах современных излияний.

Первооткрыватели сибирских кимберлитов — Н.Н. Сарсадских и Л.А. Попугаева, а также более поздние сибирские исследователи: А.В. Уханов, С.М. Табунов, В.Г. Лопатин, Н.П. Сурина и другие — причисляют к кимберлитам не только алмазоносные с пиропом породы, но также оливин-монтичеллитовые, иногда с нефелином, породы, в составе которых алмаз, пироп, хромдиопсид и энстатит отсутствуют. Известно, что сибирские и африканские кимберлиты далеко не все алмазоносны.

И.П. Илупин, А.А. Панкратов и Е.Д. Черный [179] важнейшими признаками для отнесения пород к кимберлитам считают не только петрографические и минералогические данные, но и петрохимические и геологические.

Обобщая данные упомянутых исследователей, а также новые данные, полученные за последнее время по вещественному составу кимберлитовых пород Приазовья, нами совместно с И.П. Илупиным [196] предложено относить породы к кимберлитовому ряду только с учетом четырех главнейших факторов. Остановимся на них.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Развитие кимберлитовых пород в пределах древних платформ (щитов, антеклиз), в частности в зонах сочленения прогибов и поднятий, контролируемых глубинными разломами большой протяженности. Перспективные на обнаружение кимберлитов районы характеризуются проявлением сложнейшей блоковой тектоники. Проявление во многих случаях щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного типа магматизма с образованием серии пород: кимберлиты — пикритовые порфиристы — щелочные базальтоиды¹ [129, 47]. Среди щелочных базальтоидов особенно важно

¹ Последние наблюдаются не всегда.

наличие фельдшпатоидных разностей — псевдолейцитовых и милилитовых базальтоидов, вероятно, генетически теснейшим образом связанных с кимберлитами. Данный вопрос требует дальнейшего изучения, но уже установленные факты свидетельствуют о существовании этой закономерности. Так, например, отмечается связь псевдолейцитовых и (или) мелилитовых базальтоидов с кимберлитами для районов Приазовья, восточного склона Анабарского поднятия, для отдельных районов Южной и Западной Африки [515]. Наличие среди пород указанной серии разновидностей со специфическим для кимберлитов химическим, петрографическим и минеральным составом.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР

По петрографическому составу мы, в соответствии с представлениями многих исследователей, относим к кимберлитам ультраосновную породу с повышенной щелочностью (калий обычно преобладает над натрием), кластически-порфировидной или порфировой структуры и существенно оливинного состава. Во вкрапленниках преобладает оливин; в слюдяных разностях, помимо оливина, в заметных количествах присутствует флогопит. Из аксессуаров обычны ильменит (пикроильменит), хромшпинелиды и гранат-пироп и (или) альмандин-пироп. Пироксен редок. Характерны включения гипербазитов (дуниты, оливиниты, перидотиты) с гранатом и без граната. Основная масса породы состоит из стекла, полностью замещенного серпентином и карбонатом; иногда присутствуют микролиты карбоната (одни авторы рассматривают эти микролиты как псевдоморфозы по мелилиту или по пироксену, другие — как первично-магматический карбонат), монтчеллит, обычны пылевидные выделения рудного минерала. Состав оливина варьирует от $Fa = 5-6$ до $15-16\%$. До сих пор было принято считать, что для кимберлитов характерен оливин с содержанием железистой составляющей $9-10\%$ и только в редких случаях — до 15% . Серия кимберлитовых пород, выявленная в приазовской части Украинского щита, как правило, включает оливин с содержанием Fa $12-14\%$, редко — до $6-7\%$, а иногда — до $16-17\%$. Указанный состав оливина отмечается и для некоторых кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы, но это считается исключением, в то время как для Приазовья — правилом, что, по-видимому, является отражением специфики образования пород.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Минеральный состав пород во многом определяет их химический состав. Как известно, кимберлитам, в отличие от других ультрабазитов (платформенных и складчатых областей), свойственно повышенное содержание глинозема, не достигающее, однако, значений, характерных для базальтоидов (для кимберлитов Якутии обычны колебания $1,3-8,9\% Al_2O_3$); повышенное содержание титана ($0,4-4,5\% TiO_2$); повышенное содержание щелочей ($0,06-2,4\% K_2O$, $0,01-0,4\% Na_2O$, обычно с преобладанием

K_2O над Na_2O); повышенное содержание фосфора (0,1–1,5% P_2O_5). Отношение содержания $SiO_2 : MgO$ в кимберлитах обычно близко к единице.

При анализе химического состава кимберлитовых пород Приазовья выявляются определенные отклонения их от общеринитых норм. Так, например, суммарное содержание окислов железа ($FeO + Fe_2O_3$ 11–16%) заметно выше, чем в большинстве кимберлитовых тел Сибири и Африки ($FeO + Fe_2O_3$ 6–11% и ниже). Повышенная железистость оливина — главного порообразующего минерала приазовских кимберлитов, таким образом, теснейшим образом связана с их химическим составом.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Главным признаком, отличающим кимберлиты от других ультрабазитов, служит их аксессуарный минеральный состав, и в первую очередь наличие алмаза, пироба и (или) альмандин-пироба, пикроильменита, а также хромдиоксида, хромшпинелидов, иногда — циркона и апатита.

Обнаружение алмазов легко позволяет диагностировать породу как кимберлит (при наличии других перечисленных признаков), но, как известно, содержание алмазов в кимберлитах крайне мало, поэтому диагностику кимберлитов следует производить по другим, более распространенным минералам. При этом следует учитывать, что пироп не для всех кимберлитовых тел и не для всех провинций мира является широко распространенным минералом: в некоторых районах более обилён гранат пироп-альмандинового ряда с преобладанием альмандиновой составляющей. В этих случаях наличие пироп-альмандинового граната следует считать одной из определяющих особенностей кимберлитовых пород при обязательном наличии других признаков, в частности других названных выше аксессуарных минералов, не характерных для ультрабазитов платформенных и складчатых областей (или имеющих несколько иной компонентный состав — например, различные ильменитов, диоксилов, хромшпинелидов в кимберлитах и ультрабазитах) [129].

Существенной особенностью кимберлитовых пород является также их геохимическая специфика: повышенное по сравнению с нормальными ультрабазитами содержание ряда малых и редких элементов (Sr, Ba, р.з.э, Zr, Nb, Th, U) и заметно повышенное содержание летучих компонентов (P, F, H_2O , CO_2) [84, 496, 180, 196]. Эта особенность объясняет широкое развитие аутометасоматических процессов, сопровождающих формирование кимберлитовых тел, с образованием в большинстве случаев нацело или почти нацело серпентинизированных или карбонатизированных пород. Все изложенное, с нашей точки зрения, должно определять породу как кимберлит. Известны массивные (порфиновые) кимберлиты, слагающие преимущественно жилы, а также кимберлитовые брекчии, выполняющие главным образом трубки взрыва. Обе разновидности объединяются в группу кимберлитовых пород.

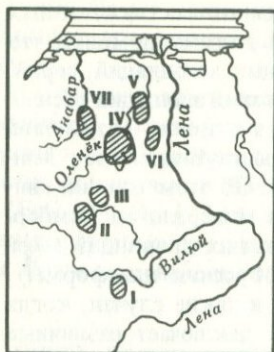
Учитывая полученные новые данные по кимберлитовым породам Приазовья, которые, как было показано выше, по петрографическим и мине-

ралогическим особенностям значительно отличаются от так называемых классических кимберлитов Якутии и Африки, мы должны помнить, что разнообразие состава пород в пределах определенных ассоциаций, серий, формаций — явление естественное, зависящее от условий эволюции расплава, формирования конкретных кимберлитовых тел, а главное — от состава исходного расплава, определяемого гетерогенностью глубинных зон Земли как по латерали, так и по вертикали [378, 379]. Об этом хорошо свидетельствуют существующие различия в химизме и минералогии кимберлитовых пород как отдельных крупных кимберлитовых провинций мира (Африканская, Северо-Американская, Сибирская, Русская платформы), так и в пределах каждой из провинций. Нередки и такие случаи, когда одно кимберлитовое тело (трубка Дальняя и др.) включает различные разновидности кимберлитов [178]. Но главное внимание привлекает наличие разнообразия петрологических типов кимберлитов в пределах одной кимберлитовой провинции. Так, например, в пределах Якутской кимберлитовой провинции выделяется несколько различных по возрасту и петрогеохимии групп кимберлитов [92, 233]: посткаледонские (девонские, возможно, нижнекаменноугольные), постгерцинские (триасовые) и киммерийские (юрские). Полихронность и многофазность кимберлитового образования в настоящее время устанавливаются для всех алмазоносных провинций мира.

Различные по возрасту кимберлиты занимают и различную геологическую структурную позицию [261]. В.А. Благулькина [64] условно выделяет в пределах Якутской кимберлитовой провинции три петрохимических типа кимберлитов: I — маложелезистый слабощелочной (Батуобинский, Алаakitский, Далдынский и Мунский районы), II — маложелезистый субщелочной (Котуйский, Укукитский, Лучаканский районы) и III — железистый субщелочной (Куонамский, Чадобецкий районы) (фиг. 1). Кимберлиты указанных петрохимических типов различаются соответственно и по своему петрографическому составу. В.А. Благулькина объясняет это различие зарождением кимберлитовой магмы на неодинаковой глубине, неоднородностью ее состава и различными условиями формирования кимберлитов в тот или иной период времени.

Таким образом, включение в группу кимберлитовых пород и "железистых" разновидностей, подобных развитым в Приазовье, является естественной закономерностью и особенностью магматических образований, принадлежащих к одному формационному типу. Акцентирование внимания на этом вопросе является весьма важным в практическом отношении, так как обнаружение кимберлитовых пород, подобных приазовским, в том или ином регионе может явиться ключом к открытию новых кимберлитовых провинций, заключающих классические, в том числе и практически интересные тела.

Выделенные среди кимберлитовых пород Якутии разновидности, как отмечалось, не все алмазоносны. Минералогическим критериям алмазоносности кимберлитов Якутии посвящено огромное количество работ (А.П. Бобривич, Н.Н. Сарсадских, Н.В. Соболев, В.А. Милашев, В.С. Ровша, Г.И. Смирнов, М.А. Гневушев и др.). Главные признаки сводятся к следующему: 1) наличие в породах спутников алмаза — граната—фиоле-



Фиг. 1. Схема размещения кимберлитовых полей Западной Якутии

I – Мало-Батуобинское, II – Далдыно-Алакитское, III – Мунское, IV – Средне-Оленекское, V – Нижне-Оленекское, VI – Приленское, VII – Куонапское

тогового и лилового хромсодержащего пироба ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 4$ до 16 вес. %), пикроильменита ($\text{MgO} > 10\%$) и хромшпинелида с высоким содержанием Cr_2O_3 ($> 60\%$) [379]; 2) благоприятным признаком, указывающим на возможную алмазоносность кимберлитов, является широкое проявление ассоциации минералов высо-

ких давлений. "Степень развития барофильной ассоциации (гранатизации) оценивается по соотношению некоторых элементов в минералах барофильной и небарофильной ассоциаций или даже просто по соотношению весовых количеств этих минералов" [340, с. 1446].

Анализ имеющегося материала позволил считать В.С. Ровше [340], что наиболее перспективными в отношении алмазоносности могут быть те кимберлитовые тела, которые содержат повышенное количество минералов – спутников хромовой группы с резким преобладанием ассоциации высоких давлений (присутствие большого количества пироба и относительно малого количества хромшпинелида и пироксенов, особенно ромбического). Присутствие же больших количеств орто- и клинопироксенов совместно с хромшпинелидом является явно отрицательным признаком. Широкое развитие минералов титановой группы и слюды не является благоприятным признаком. Значительные содержания ильменита нельзя расценивать как прямой отрицательный фактор.

Результаты сравнительного анализа состава классических кимберлитов и кимберлитов повышенной железистости (на примере Приазовья) [196], представлены в таблице. Использование в классификационных целях четырех главнейших факторов, указанных выше, может помочь в решении сложной проблемы алмазоносности в целом, учитывая существование ряда геологических и петрологических факторов, нередко трудно объяснимых, как, например: 1) наличие близко одна от другой расположенных кимберлитовых трубок, одна из которых алмазоносна, другая непродуктивна; 2) наличие в пределах одной кимберлитовой провинции (Якутия) преимущественно лиловых высокохромовых и высокомагнезиальных пиробов, в другой (Урал)¹ оранжево-желтых безхромовых альмандинпиробов [380], сходных с содержащимися в кимберлитовых породах Приазовья [127]; 3) наличие в последних титан-хромитов [129], которые, по мнению Н.В. Соболева [379], в ассоциации с хромовым пиробом относятся к области устойчивости алмазов (давление около 40 кбар); 4) слабо разработанная технология извлечения из материнской породы алмазов мелкого класса.

¹ Следует понимать как восточную окраину Русской платформы в период образования первоисточников алмазов.

Указанным перечнем фактов не ограничивается список вопросов, возникающих в связи с проблемой генезиса кимберлитов и их алмазоносности. Но уже и этот перечень подчеркивает трудность указанной проблемы и заставляет со всей серьезностью относиться к обнаружению даже таких "неклассических" разновидностей кимберлитов, как Приазовские.

С целью выявления парагенетического взаимоотношения различных разновидностей кимберлитов Якутии, Приазовья и родственных им пород — пикритовых порфиритов (Якутия) и щелочных базальтоидов (Приазовье) В.Г. Хитровым был предложен метод многомерного непараметрического кластер-анализа [196] по 10 ведущим микроэлементам (Co, Ni, Cr, Mn, Ba, Nb, Zr, Ga, Be, La). Результаты многомерного кластер-анализа показали общее геохимическое сходство кимберлитовых пород обеих провинций, достаточно наглядно иллюстрируемое обобщенной вариационной диаграммой (фиг. 2). На диаграмме наглядно видна геохимическая связь кимберлитов указанных провинций с родственными им пикритовыми порфиритами. Обращает на себя внимание также теснейшая геохимическая связь кимберлитовых пород Приазовья I этапа и заключенных в них обломков оливинитов и дунитов с глубинными включениями (дунитами, перидотитами) из кимберлитов Якутии (Далдынское, Алаkitское, Укуйтское и Куойкское поля). Это не противоречит выдвинутой нами концепции [196] близости составов субстрата, из которого генерировались кимберлиты Якутии и Приазовья. Данное предположение подтверждается, во-первых (см. фиг. 2), наиболее высокими корреляционными связями многомерного состава глубинных включений Якутии (M) с кимберлитами I этапа Приазовья ($\rho = 0,64$) и, во-вторых, близостью абсолютных содержаний ведущих микроэлементов: хрома, никеля, кобальта. Вместе с тем повышенное содержание в последних некоторых элементов (марганца, ванадия, меди, титана, циркония, галлия, фосфора, ниобия и натрия) подчеркивает их геохимическую специфику — повышенную щелочность по сравнению с глубинными включениями Якутии. Об определенном различии кимберлитов Якутии и Приазовья свидетельствует и более железистый химический состав пород и повышенная железистость главного породообразующего минерала оливина в последних (Fa_{9-10} и Fa_{10-14} соответственно). Указанные различия, как отмечалось, могут быть объяснены менее глубинным уровнем генерации магматического очага (очагов) в Приазовской провинции по сравнению с Якутской при определенной близости исходного субстрата для тех и других.

На диаграмме видно определенное геохимическое различие между кимберлитами Якутии и особенно Приазовья с щелочными базальтоидами Приазовья (лимбургиты, авгититы). Нам представляется, что рассматриваемая диаграмма, построенная на весьма представительном материале, в совокупности с таблицей может служить дополнительным средством при классификации этой весьма сложной группы пород, и в частности для выделения среди них кимберлитовых пород, как практически интересных, так и безрудных.

Резюмируя изложенное, еще раз хотелось бы подчеркнуть следующее.

1. Сложность распознавания разнообразной серии пород кимберлитового ряда, особенно среди генетически родственных им пород на закрытых

Таблица

Схема генетической классификации кимберлитовых пород (составлена и др. [67], В.В. Ковальского [205], В.А. Милашева [276, 277], И.С. Рожкова

Геологический фактор		Петрографический	
размещение кимберлитов	залегание кимберлитов	фация и группа	текстура
<p>Приуроченность к древним платформам, имеющим докембрийский, реже нижнепалеозойский фундамент.</p> <p>Наличие региональных зон глубинных разломов наибольшей глубины заложения. Благоприятные для проявления кимберлитового магматизма участки с интенсивными и наиболее глубинными нарушениями земной коры (с наименьшей мощностью) и главным образом узлы их пересечения, определяющие групповое размещение кимберлитовых тел</p>	<p>Жилы, реже дайки или участки в последних и в трубчатых телах</p>	<p>Гипабиссальная. Порфировые кимберлиты: базальтоидные (слюды меньше 5%) и слюдяные (слюды больше 5%)</p>	<p>Массивная, реже — флюидальная. Иногда встречаются включения различных пород (до 5%)</p>
	<p>Трубчатые тела, реже — дайки, дайкообразные тела и силлы</p>	<p>Жерловая. Эруптивные брекчии, реже — туфобрекчии порфировых базальтоидных и слюдяных кимберлитов</p>	<p>Брекчиевая, редко — флюидальная. Включения подразделяются на: а) глубинные (ультрабазиты с гранатом и без граната, эклогиты); б) автолиты — кимберлиты ранних фаз; в) ксенолиты — чуждые породы (кристаллические сланцы, осадочные породы, траппы и др.)</p>

В.И. Гоньшаковой и И.П. Илупиным с использованием схем А.П. Бобривича и Е.В. Францесон [341], Н.Н. Сарсадских [335])

фактор	Петрохимический фактор		
	ультраосновной тип (I)	ультраосновной-щелочной тип (II)	щелочно-ультраосновной тип (III)
структура и состав связующей массы	До 0,5% TiO_2 . Характерен для базальтоидных кимберлитов	0,5–2,5% TiO_2 . Характерен для базальтоидных и слюдяных кимберлитов	Более 2,5% TiO_2 . Характерен для слюдяных кимберлитов
	То же	То же	То же
То же, но среди включений могут быть глубинные, автолиты, ксенолиты. В туфобрекчиях состав цемента гидрохимический			

Таблица (окончание)

Минералогический фактор		
первичные породообразующие минералы	главные акцессорные минералы	
	гранат	пикроильменит и перовскит
В базальтоидных кимберлитах, во вкрапленниках и в основной массе главный минерал оливин (Fa 6–16%). Редки: слюда – флогопит (до 5%), пироксены – энстатит, диопсид и хромдиопсид, редко – авгит. В основной массе иногда присутствует мелилит и (или) клинопироксен. В слюдяных кимберлитах те же минералы, но содержание слюды превышает 5%	Пироп высокохромовый ($Cr_2O_3 > 3\%$)	Отсутствуют или встречаются в небольшом количестве
	Присутствует широкая гамма пиропов	Могут присутствовать оба минерала с преобладанием пикроильменита
	Пироп редок, широко развиты пироп-альмандины*	Развит пикроильменит перовскит редок
	Пиропа мало, преобладают оранжево-красные разновидности, обогащенные титаном	Оба минерала присутствуют в большом количестве
	То же	То же

* Данная разновидность (альмандин-пироповая субфация) развита на Приазовском и Канадском (?) щитах.

территориях, какой является, в частности, Русская платформа (где магматические породы обычно скрыты под чехлом осадочных пород до глубин от 60 до 500 м, в противоположность Якутской провинции, позволяющей часто фиксировать кимберлитовые тела, выходящие на поверхность, обычными аэрогеологическими средствами), требует применения при исследовании всех четырех факторов, указанных в таблице.

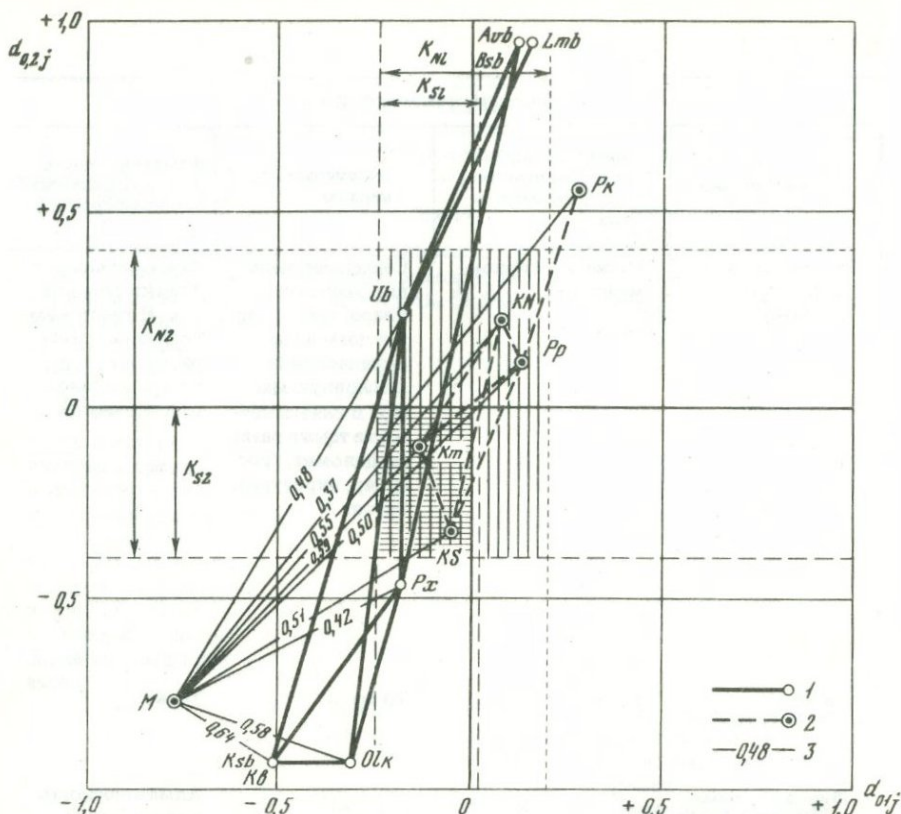
2. Наличие в районе пород кимберлитового ряда неклассического типа (Приазовский тип и др.) может служить индикатором возможного при-

Минералогический фактор

хромшпинелид	характерные ак- цессорные мине- ралы кимберли- тов	вторичные ми- нералы	Алмазоносность и петрохимический тип кимберлитов
Высокохромо- вый (Cr_2O_3 45–60%)	Магнетит, циркон, муассанит	Серпентин, каль- цит, магнетит, кварц, тальк, хло- рит (замещают вкрапленники и основную мас- су). В связующей массе также разви- ты доломит, грос- суляр, пироаурит, брусит	Алмазоносны. Характерны для I и II типов ким- берлитов (ульт- раосновного и ультраосновно- го-щелочного)
То же	То же	То же	То же
Широкая гамма от высокотитанис- тых (TiO_2 6–11%) до высокохромо- вых (Cr_2O_3 55–62%) Присутствует	"	"	Алмазоносность маловероятна
То же	"	"	Неалмазоносны. Характерны для III типа кимбер- литов (щелочно- ультраосновного) То же

сутствия в исследуемом (или близком к нему) районе кимберлитов "классического" типа, а среди них и алмазоносных разновидностей.

3. Иллюстрированная диаграмма (см. фиг. 2) парагенетических взаимоотношений кимберлитовых пород "классического" (в том числе и алмазоносного) типа с неалмазоносным может быть использована исследователями с целью выделения практически интересных разновидностей кимберлитов.



Фиг. 2. Совмещенная диаграмма парагенетических взаимоотношений кимберлитовых пород (Брекчий) Приазовья и Якутии по результатам многомерного кластер-анализа (данные анализа В.Г. Хитрова [196])

$d_{0.1j}$ – показатель дискриминации породы по ее многомерному химическому составу (по 19 микроэлементам); $d_{0.2j}$ – показатель классификации (группирования) породы по ее многомерному корреляционному взаимоотношению с остальными породами. Наиболее отрицательным величинам обоих критериев соответствуют наиболее ультраосновные составы, положительным – относительно кислые: 1 – парные корреляции между составами пород Приазовья, превышающие уровень 0,90; 2 – то же для пород Якутии; 3 – связи составов глубинных включений (M) с составами остальных пород. Исходный каменный материал: породы Приазовья (материалы В.И. Гоньшаковой) – брекчии кимберлитов I этапа (Kb); включения (ксенолиты) оливинитов и дунитов в кимберлитах I этапа (Ksb); включения (ксенолиты) оливинитов и дунитов в щелочных базальтоидах (OLK); брекчии ультраосновных (кимберлитовых?) пород II этапа (Ub); пироксениты и рудные пироксениты (Px); брекчии щелочных базальтоидов (Bsb); брекчии авгититов (Avb); брекчии лимбургитов (Lmb)

Породы Якутии (материалы И.П. Илупина) – глубинные включения (M), представляющие собой преимущественно обломки дунитов и перидотитов из трубок Дальдьянского, Алакитского, Укукитского и Куойкского полей; кимберлиты (Km) – сборная проба из кимберлитов и глубинных включений северных и южных полей Якутской кимберлитовой провинции; кимберлиты (Ks) южных полей Якутии (от Мало-Батуобинского до Верхнемунского); кимберлиты северных полей Якутии (KN) из трубок Чомурдакского, Мерчимденского, Приленского, Куойкского кимберлитовых полей и дайки Средне-Оленекского кимберлитового района; пикритовые порфириды "палеотипные" (Pp) из районов Куойки, Лучакана, Куонапки, Укукита; пикритовые порфириды "кайнотипные" (Px)

*Л.М. АФАНАСЬЕВ, К.Н. БРАУН, Н.Г. ГЛАДКОВ,
В.А. ПАВЛОВ, М.Г. РУБ, О.И. ЯШУХИН*

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ, СОПРОВОЖДАЮЩИХСЯ ВОЛЬФРАМОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

По своему положению в ходе геолого-тектонического развития того или иного региона магматические гранитоидные формации подразделяются на две группы. Одни из них появляются на орогенном этапе развития складчатой области, формирование других связано с процессами тектономагматической активизации областей завершённой складчатости и стабильных геотектонических элементов земной коры. В связи с активизацией гранитоидный магматизм наиболее широко проявлялся в тех случаях, когда этот процесс приводил к возрождению в активизирующихся блоках и зонах обстановки, близкой к орогенной. Отсюда вытекает несомненный вывод, что гранитоидные формации являются характерными индикаторными образованиями орогенных режимов. Вместе с тем имеющиеся в распоряжении авторов материалы достаточно отчетливо показывают, что в подавляющем большинстве регионов мира именно с формациями периодов орогенной активизации пространственно, а в ряде случаев генетически или парагенетически связана основная масса промышленного вольфрамового, оловянного и редкометального оруденения.

Отмеченные обстоятельства определяют два основных аспекта петрологического изучения рассматриваемых гранитоидных формаций. С одной стороны, весьма важным представляется выявление зависимости состава гранитоидов от геологической предыстории развития вмещающей их структурно-формационной зоны, а с другой — необходимость совершенствования магматических критериев поисков оруденения и металлогенической оценки конкретных регионов требует выяснения специфических черт состава гранитоидных формаций, сопровождающихся тем или иным типом оруденения. Именно второму аспекту проблемы орогенных гранитоидных формаций на примере вольфрамоносных гранитоидов и посвящена настоящая статья.

Прежде чем переходить к изложению материалов, следует отметить, что на данном этапе изученности можно говорить о существовании, по крайней мере, двух генетических типов вольфрамоносных гранитоидных формаций [344]. Первый тип представлен дифференцированными ассоциациями гранитоидных пород, ранними членами которых являются биотит-роговообманковые граниты, реже гранодиориты, а наиболее поздними — аляскитовые или лейкократовые граниты нередко повышенной щелочности. С гранитоидами этого типа, которые мы относим к группам гранит-лейкогранитных и лейкогранитных формаций, обычно пространственно и генетически связаны месторождения вольфрамит-кварцевые, молибденит-вольфрамит-берилл-кварцевые, пегматитовые и грейзеновые.

Ко второму типу формаций относятся более интенсивно дифференцированные гранитоидные ассоциации, включающие широкий ряд пород от кварцевых монзонитов до граносиенитов и лейкократовых гранитов. С этими гранитоидами, которые мы относим к монзонит-граносиенит-гранитной группе формаций, обычно ассоциируют шеелитовые месторождения.

Рудоносные гранитоиды обоих типов могут входить в состав вулканоплутонических ассоциаций, причем среди вулканических членов таких ассоциаций, в которых участвуют рудоносные гранитоиды монзонитового ряда, обычно фиксируются андезиты нередко повышенной щелочности.

Особенности геологоструктурного положения рудоносных гранитоидов [314] в совокупности со спецификой их петрографического состава и геохимических особенностей [346] позволяют высказать предположение о разнотемпературной природе их исходных расплавов. Гранитоиды первого типа мы рассматриваем как продукты кристаллизации палингенных расплавов, возникших в результате переплавления сиалей, а формирование рудоносных гранитоидов второго типа связываем с дифференциацией более глубоких трахиандезитовых (или трахибазальтовых) магм.

Ниже на примере Западного Забайкалья и Казахстана, где широко развиты палингенные гранитоиды, сопровождающиеся вольфрамовым оруденением вольфрамит-кварцевой и молибденит-вольфрамит-кварцевой формаций, и Приморья, где вольфрамовое оруденение шеелитовой формации ассоциирует с гранитоидами монзонит-граносиенит-гранитной формации (второй тип), рассмотрены общие черты и региональные особенности вольфрамоносных формаций, представленных гранитоидами различных генетических типов.

ПАЛИНГЕННЫЕ (СИАЛИЧЕСКИЕ) ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Вольфрамоносные гранитоидные комплексы Западного Забайкалья

Проявление вольфрамоносных гранитоидов данного генетического типа в Западном Забайкалье по времени совпадает с мезозойской эпохой активизации, сопровождающейся высокой тектонической активностью и мощным развитием магматических процессов.

Наиболее мощная интрузивная деятельность проявилась в раннем мезозое, когда были сформированы породы вольфрамоносного булуктайского (бичурского) комплекса гранодиоритов — биотитовых гранитов и сиенитов (T_{2+3}). Позднемезозойский этап интрузивной деятельности отмечен внедрением многочисленных интрузий лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса (J_3), с которыми генетически связано подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений молибдена, вольфрама и олова рассматриваемого региона.

Вопросы генетических связей редкометального рудопроявления с лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами гуджирского комплекса, сопровождающими их дайковыми породами, детально изучали И.П. Куш-

нарев [246], М.М. Повилайтис [326, 327], Л.М. Афанасьев [35, 36, 37], В.И. Игнатович [176], Г.И. Туговик [398]. Петрографию и металлоносность палеозойских и мезозойских гранитоидов южной части Западного Забайкалья исследовали Л.М. Афанасьев [35, 36, 37], К.Н. Браун [81], Д.Ж. Жалсабон [163], Е.Н. Смелянский [373]. Гранитоидные формации Прибайкалья и Западного Забайкалья рассматривал В.А. Дворкин-Самарский [141]. Эффузивные образования изучали Ю.В. Комаров [214], А.И. Киселев [197], А.Я. Салтыковский [351], В.И. Турунхаев [400], а посленижнемеловые малые интрузии — М.Я. Розинов [342]. Широкое развитие мезозойских интрузивных образований в южной окраине Витимского плоскогорья было установлено в результате геологических исследований В.Г. Беличенко, Ю.В. Комарова, Ю.Б. Мусина, П.М. Хренова и Ю.А. Чернова. Особенности мезозойского магматизма в районах проявления вольфрамовых месторождений описаны Ф.Р. Апелъциным и Г.П. Токсубаевой [23]. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама рассмотрены в работе М.М. Повилайтис [327].

В последние годы Л.М. Афанасьев и К.Н. Браун [40] проводили исследования геологоструктурного положения ранне- и позднемезозойских интрузивных комплексов гранитоидов Западного Забайкалья; были детально изучены минеральный состав, петрохимические, геохимические и металлогенические особенности пород отдельных комплексов. Большое внимание уделяли исследованию эволюции мезозойского магматизма и вопросам установления генетических связей редкометальных месторождений с магматическими комплексами. В связи с этим ниже особое внимание уделяется лишь описанию геологоструктурных, петрохимических и геохимических особенностей вольфрамоносных гранитоидов ранне- и позднемезозойского комплексов.

Пояс тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья (орогенной активизации, по Ю.В. Комарову [214]) начинается на севере Монголии и протягивается в северо-восточном направлении через бассейны рек Джида, Уда, Хилка и центральную часть Витимского плоскогорья. Протяженность пояса составляет около 1600 км, ширина его около 300–400 км. Северо-западная граница пояса проходит по структурному шву, отделяющему байкальскую складчатую зону от каледонской. На юго-востоке пояс граничит с герцинской складчатой зоной.

В пределах пояса активизации выделяются [214] две структурно-формационные зоны: Малханская и Селенгино-Витимская. Первая расположена в восточной части области и граничит с герцинской складчатой зоной, вторая включает западную часть области активизации.

Для мезозойского тектогенеза, по данным М.М. Одинцова [307], Н.А. Флоренсова [408], Ц.О. Очирова с соавторами [311], Ю.В. Комарова [214], отчетливо выделяются ранне- и позднемезозойский этапы.

На раннемезозойском этапе проявились наиболее интенсивные тектонические движения, которые сопровождались извержением вулканогенных пород тамирской свиты (T_{1+2}) в юго-восточной части региона. В Селенгино-Витимской зоне тектоническая активность началась несколько позже, возможно, в среднем триасе, сопровождаясь отложением вулканокластических пород цаган-хунтейской свиты (T_2). После формирования

свиты происходило внедрение интрузий вольфрамоносного булуктайского (или бичурского) комплекса субщелочных гранитоидов. Гранитоиды этого комплекса широко распространены в бассейнах рек Джиды, Уда, Кудун, в Хамбинском и Боргойском хребтах, в Бичурской, Кударинской и Тамирской гривах и в ряде других пунктов. В северной части Забайкалья они широко развиты в пределах Витимского плоскогорья.

Массивы, как правило, локализованы вдоль разломов субширотного и северо-восточного простирания, приуроченных к крыльям синклинальных складок. Они имеют сложное многофазное строение. Так, например, в бичурском комплексе, по данным В.И. Игнатовича, Я.А. Косалса и других [177], выделяются интрузивы нескольких фаз внедрения. Породы первой фазы имеют небольшое распространение и представлены мелкими телами гранитов габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов (массив Ара-Киреть и др.). Наибольшим распространением пользуются породы второй фазы, занимающие около 80% площади выходов всего комплекса (массивы Тамирский, Бичурский и др.). Они большей частью представлены порфиroidными средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, в меньшей степени — граносиенитами. Лейкократовые граниты третьей фазы слагают небольшие штоки (массивы Окино-Ключевский и др.).

В бассейне р. Джиды раннемезозойские гранитоиды представлены главным образом лейкократовыми гранитами. Массивы этих гранитов (Байбинский, Тореатский, Бургултайский, Чемуртайский и ряд более мелких тел) приурочены к крупному субширотному разлому, протягивающемуся вдоль долины р. Джиды на 100 км. Некоторые массивы (Хурайский, Гегетуйский, Петропавловский) локализованы вдоль расположенного севернее субширотного разлома, проходящего вдоль левого склона р. Джиды. Булуктайский массив кварцевых сиенитов приурочен к разлому северо-западного направления. В низовьях р. Джиды Дабхорский массив гранитов и сиенитов внедрился вдоль разлома северо-восточного простирания и в современном виде представляет вытянутую в этом направлении гряду.

Раннемезозойские гранитоиды, развитые в других районах Селенгино-Витимской зоны (в бассейнах рек Уда и Кудун, на Витимском плоскогорье), также представлены главным образом гранитами, граносиенитами и сиенитами лейкократового облика, переходящими в биотитовые и роогообманковые разновидности.

Формирование раннемезозойских интрузивов гранитоидов происходило на фоне воздымания крупных блоков на небольших глубинах (1–5 км) преимущественно в районах широкого распространения вулканитов цаган-хунтейской свиты, с которыми весьма близки по химическому составу и представляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Массивы образуют интрузивные тела, имеющие в сечении размеры от 30–40 до 400–700 км². В плане они обычно овальной или удлинённой формы.

Гранитоиды раннемезозойского комплекса прорваны большим количеством жильных пород, образующих в отдельных массивах пояса значительной мощности и протяженности. Так, в Дабхорском массиве пояса дайковых пород имеет протяжение около 15 км при ширине около 4 км и характеризуется развитием многочисленных даек преимущественно

северо-восточного направления. Пояса дайковых пород значительной мощности и протяженности наблюдались также в массивах Боргойского и Цаган-Дабинского хребтов. Наибольшим развитием пользуются дайки сиенитового состава: микросиениты, сиенит-порфиры, бостониты. Часто наблюдаются дайки сиенит-диоритов, диоритов, диорит-порфиритов, эссекситов, трахидолеритов. В меньшей степени развиты дайки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Внедрение даек не подчинено определенной последовательности, что, вероятно, обусловлено развитием дайковых образований нескольких возрастов. В большинстве случаев наблюдалось пересечение даек более основного состава (диоритов, диорит-порфиритов) дайками сиенитового состава, которые пересечены дайками жильных гранитов.

В Западном Забайкалье, и особенно в бассейне р. Джида, значительно распространены и позднемезозойские гранитоиды гуджирского комплекса, представленные лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами.

Формирование комплекса происходило в связи с позднемезозойской фазой тектонической активизации Западного Забайкалья, когда интенсивные тектонические процессы обусловили возникновение большого количества крупных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Особенно интенсивно тектонические подвижки проявились в западной части бассейна р. Джида, в районах распространения кембрийских и докембрийских отложений, прорванных крупными палеозойскими батолитоподобными массивами гранитоидов. Крупные разломы часто развиты по границам кембрийских отложений с нижнепалеозойскими гранитоидами джидинского комплекса, а также вдоль контактов среднепалеозойских гранитоидов дабанского комплекса [146] или проходят вдоль осей антиклинальных складок второго порядка в кембрийских отложениях. Разломы развиты также в докембрийских отложениях и в массивах палеозойских гранитоидов. Перечисленным разломам и принадлежит ведущая роль в локализации интрузивов гуджирского комплекса. Так, к западному контакту Шаразаргинского массива палеозойских гранитоидов в верховьях р. Джида приурочены Кударинский, Ихе-Желгинский и другие штоки лейкократовых гранитов. Еще большее число рудоносных интрузивов лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса внедрилось вдоль крупного разлома, проходящего у восточного контакта этого массива и прослеженного в кембрийских отложениях на протяжении 70 км и более. Зона разлома имеет северо-западное простирание (330°). Вдоль этого разлома с юго-востока на северо-запад внедрились в виде цепочки тел интрузивы Айдзорский, Уленгинский, Долон-Модоский, Хасуртыйский, Первомайский (или Гуджирский), Бильчирский, Унтатский.

Два других разлома приурочены к осям антиклинальных складок в кембрийских отложениях и частично к контактовым зонам Шабартайского массива гранитоидов джидинского комплекса. К западному приурочены небольшие тела гранит-порфиров, выступающие вблизи контактовой зоны Шабартайского массива. Северо-западнее от этого массива небольшие штоки лейкократовых гранит-порфиров выступают вблизи р. Маргын-Шено, на северо-западном продолжении разлома внедрился Хайхатский

массив. К следующему разлому, проходящему восточнее Шабартайского массива, в направлении с юго-востока приурочены массивы лейкократовых гранитов — Джидотский (на правом склоне р. Джиды), Чемуртайский (в 6 км к северо-востоку от с. Цакир), Бороктинский.

Крупный разлом проходит вдоль западного контакта Харацайского массива гранитоидов джидинского комплекса с кембрийскими отложениями в среднем течении р. Джиды. К его юго-восточной части приурочен Булуктайский массив рудоносных лейкократовых гранитов, с которыми генетически связано Булуктайское молибден-вольфрамовое месторождение, и несколько небольших штоков гранит-порфиров. К северо-западной части разлома приурочен Дунду-Тарбагатайский массив и несколько тел лейкократовых гранит-порфиров в верховьях р. Хуртоги.

Небольшие тела гранитов, выступающие на левом склоне р. Хамней, и Цаган-Нугунский массив приурочены к разлому, расположенному вдоль р. Хамней — левого крупного притока р. Джиды. Между указанными крупными разломами отмечены мелкие разломы того же направления, к которым приурочены небольшие штоки и дайки гранитоидов гуджирского комплекса.

В восточной части зоны тектонической активизации небольшие интрузивы гранитов гуджирского комплекса развиты в бассейнах рек Кудар, Бичур, Уда и в ряде других мест, где интрузивы приурочены к разломам северо-восточного направления.

Позднемезозойские гранитоиды гуджирского комплекса, по данным Ю.М. Комарова [214], В.И. Игнатовича, Я.А. Косалса и других [177], значительно распространены также в северной части Западного Забайкалья, на Витимском плоскогорье и т.д.

Массивы гранитов представляют резко выраженные гиабиссальные образования, что подтверждается их геологоструктурным положением, развитием в них пород с весьма неоднородным строением, меняющимся в пределах небольших участков.

Массивы гранитов гуджирского комплекса, как правило, имеют в сечении небольшие размеры (0,5–20 км²). Большею частью вскрыты только их апикальные части, сложенные порфировидными и мелкозернистыми гранитами или гранит-порфирами. По форме интрузивные тела представляют штоки, линзы, дайки и межформационные залежи. В плане имеют удлиненную линзовидную или неправильную форму, вытянуты вдоль зон разломов и часто сопровождаются сателлитами гранит-порфиров. Массивы большей частью расширяются с глубиной, имеют пологие контакты, погружающиеся под породы кровли под углами 50–60°. Так, например, по данным бурения юго-восточный контакт Первомайского массива падает на юго-восток под углом 60°, а северо-западный и северо-восточный контакты имеют крутое падение к северо-западу и к северо-востоку. В связи с тем что у большинства массивов вскрыты только апикальные части, можно предполагать, что вдоль крупных зон разломов есть массивы, не выступающие на дневную поверхность.

Тектонические нарушения, сопровождавшиеся катаклизмом гранитоидов гуджирского комплекса, возобновлялись многократно. Многие массивы разбиты сетью трещин нарушений, заполненных в дальнейшем

многочисленными дайками жильных гранитов, гранит-порфиров и аплитов. Как показало детальное картирование, в Первомайском массиве наибольшее развитие получили трещины северо-западного направления ($300-330^\circ$) с крутым падением на северо-восток под углами $70-90^\circ$. Вдоль трещин этого направления граниты сильно раздроблены, местами рассланцованы, содержат большие участки с зеркалами скольжения, вдоль плоскостей которых происходили перемещения отдельных блоков. К трещинам нарушений северо-западного простирания приурочена большая часть кварцевых жил и прожилков с молибденитом. Значительное распространение получили трещины северо-восточного и широтного простирания. С глубиной интенсивность трещиноватости, а также молибденовой минерализации заметно уменьшается.

Контактовое воздействие гранитных интрузий гуджирского комплекса на вмещающие породы проявлено весьма интенсивно и характеризуется широким развитием кварц-альбит-биотитовых роговиков и скарнированных пород. Ширина зоны контактово-измененных пород вблизи Первомайского, Булуктайского, Долон-Модонского, Хасуртйского массивов достигает $0,5-1,0$ км.

Интрузивы позднемезозойских рудоносных гранитов гуджирского комплекса сложены почти исключительно лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами или теми и другими вместе. Породы внутренних частей многих массивов, расположенных на расстоянии нескольких десятков километров друг от друга, характеризуются одинаковым минеральным составом, но отличаются быстрой сменой структур даже в пределах небольших расстояний. Породы эндоконтактов в большинстве массивов имеют такой же минеральный состав, как и породы внутренних частей, но отличаются несколько повышенным содержанием кварца и микроклина и мелкозернистой или порфировой структурой. Только в отдельных массивах (Булуктайский и др.) в эндоконтактах развиты небольшие участки лейкократовых граносиенитов. В лейкократовых гранитах и гранит-порфирах наблюдается следующая последовательность кристаллизации минералов: первым выделялся альбит-олигоклаз, представленный идиоморфными призматическими кристаллами, затем крупные кристаллы пертитизированного микроклина, затем биотит с частью акцессорных минералов.

Интрузии лейкократовых гранитов сопровождаются разнообразными жильными породами, широко развитыми в пределах интрузивных тел и во вмещающих породах. Среди них выделяются породы двух этапов формирования, отличающиеся друг от друга по минеральному составу, химизму, времени внедрения и характеру распространения. Последовательность внедрения жильных пород первого и второго этапов установлена на основании наблюдавшихся взаимных пересечений даек. Среди жильных пород раннего этапа от древних к молодым выделяются: микрограниты и гранит-порфиры; пегматиты; аплиты и порфировидные аплиты. Они развиты преимущественно среди интрузивных тел и выходят за их пределы лишь на небольшие расстояния. Жильные породы позднего этапа также пользуются значительным распространением. В порядке последовательности внедрения среди них выделяются сиенит-порфиры, бостониты и меланократовые сиениты.

Переходя к характеристике состава гранитоидов ранне- и позднемезозойского комплексов Западного Забайкалья, следует отметить, что достаточно подробное описание их петрографии и петрогеохимии приведено в более ранней работе Л.М. Афанасьева и К.Н. Браун [40]. В связи с этим ниже мы ограничиваемся сравнительным рассмотрением лишь главных черт состава гранитоидов раннемезозойского (булуктайского) и поздне-мезозойского (гуджирского) комплексов в объеме, необходимом для целей данной статьи.

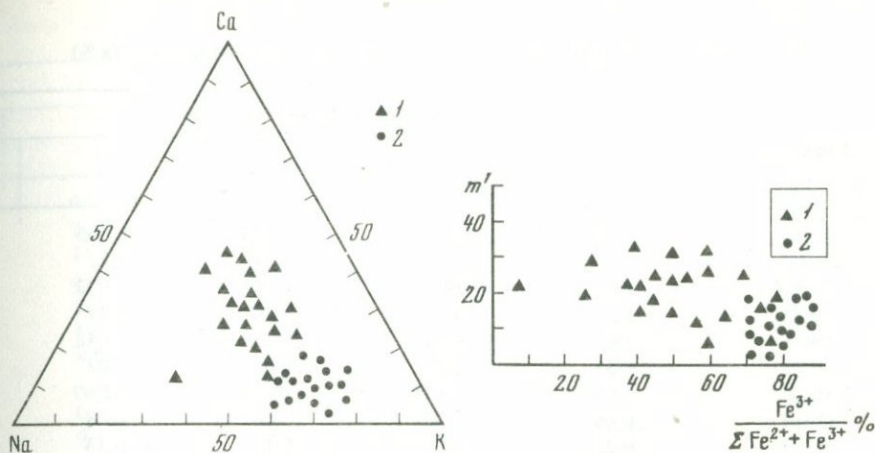
Как отмечалось выше, в составе булуктайского комплекса преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и граносиениты. Кварцевые диориты, гранодиориты имеют ограниченное распространение, приурочены главным образом к эндоконтактовым частям массивов и несут все признаки влияния процессов гибридизма (обилие ксенолитов, неравномерное распределение скоплений темноцветных минералов, резкие колебания на небольших площадях количественных соотношений породобразующих минералов и др.).

Главными породообразующими минералами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов булуктайского комплекса являются плагиоклаз (20–30%), калиевый полевой шпат (25–40%), кварц (20–40%), биотит (1–10%), роговая обманка (1–3%). В кварцевых диоритах и гранодиоритах несколько увеличивается содержание плагиоклаза (40–45%), роговой обманки (2–10%) и биотита (2–6%). Из акцессорных минералов встречены сфен, апатит, магнетит, циркон, флюорит, гранат, турмалин, ортит, молибденит, вольфрамит.

Массивы гранитоидов гуджирского комплекса сложены в основном лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами. Характерной особенностью этих пород является присутствие в них темно-серого каплевидного кварца, большого количества калишпата, наличие миароловых пустот. Из темноцветных встречается лишь биотит. Среди акцессорных минералов развиты циркон, апатит, торит, монацит, ортит, циртолит, анатаз, гранат, флюорит, тантало-ниобаты, молибденит, гюбнерит, ильменит, пирит, турмалин.

Петрохимическое изучение вольфрамоносных гранитоидов Западного Забайкалья показало, что породы раннемезозойского комплекса характеризуются большей основностью по сравнению с гуджирскими гранитами и достаточно невыдержанным составом. Для них свойственно несколько необычное соотношение окислов щелочей (7–8%) и железа (4–6%), что, вероятно, является результатом гибридизма и ассимиляции вмещающих пород. Указанные особенности химизма пород булуктайского комплекса затрудняют их сопоставление со средними типами, по Р. Дзэли, однако в целом гранитоиды раннемезозойского комплекса относятся к группе субщелочных пород, несколько обогащенных железом и магнием с тенденцией к пересыщению глиноземом в поздних дифференциатах.

Лейкократовые граниты гуджирского комплекса относятся к группе ультракислых пород с высоким содержанием кремнезема (71–76%), глинозема (14–17%) и щелочей (8–10%), с постоянным преобладанием калия над натрием и относительно небольшим количеством железа, магния и кальция. Граниты отличаются повышенным содержанием F, S,



Фиг. 1. Соотношение Na—Ca—K (в %) в гранитоидах Западного Забайкалья
1—2 — гранитоиды: 1 — раннемезозойские, 2 — позднемеозойские

Фиг. 2. Положение гранитоидов Западного Забайкалья в координатах $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$. Условные обозначения те же, что на фиг. 1

P_2O_5 , H_2O , что указывает на богатство исходной магмы летучими компонентами.

Как известно, важной петрохимической характеристикой интрузивных пород, отражающей уровень их щелочности, является соотношение Ca, Na и K. Как видно из диаграммы, построенной в указанных координатах (фиг. 1), наибольшей основностью обладают гранитоиды раннемезозойского комплекса, минимальное же количество кальция характерно для гуджирских гранитов. Наиболее высокая калиевоность отличает лейкократовые граниты гуджирского комплекса и поздние биотитовые граниты раннемезозойского комплекса. Характерно, что именно с указанными разностями гранитоидов обоих комплексов наиболее тесно ассоциирует вольфрамовое оруденение. Это подтверждает высказанный Ф.Р. Апельциным и Г.П. Токсубаевой [23] вывод о калиевом характере рудоносных гранитоидов Забайкалья.

Характерной особенностью гранитоидных комплексов региона является магнезиальность и степень окисленности составляющих их пород. Так, для гранитоидов раннемезозойского комплекса величина m' варьирует в пределах 5,5—33,6, а величина отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ составляет 40—60%. В гуджирских гранитах величина отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ достигает 77—88% при значениях коэффициента m' 7,5—14,7.

На диаграмме (фиг. 2) хорошо видно, что раннемезозойские гранитоиды обладают более высокой магнезиальностью и относительно низкой величиной отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ по сравнению с гуджирскими гранитами. Указанные особенности химизма пород булуктайского и гуджирского комплексов находят отражение и в составе их темноцветных минералов. В первую очередь это касается биотитов, состав которых достаточно чутко

Таблица 1

Химический состав биотитов из гранитоидов Западного Забайкалья (в %)

Компоненты	Раннемезозойский комплекс			
	1	2	3	4
SiO ₂	36,16	35,81	38,66	37,65
TiO ₂	4,15	4,48	2,31	2,81
Al ₂ O ₃	15,63	14,68	12,45	13,33
Fe ₂ O ₃	3,03	3,14	3,30	3,57
FeO	16,82	14,82	11,59	16,18
MnO	0,33	0,69	1,06	1,02
MgO	11,52	13,17	16,54	12,09
CaO	0,06	0,50	0,06	0,08
Na ₂ O	0,25	0,28	0,42	0,33
K ₂ O	8,86	8,71	3,45	9,38
H ₂ O ⁻	0,09	0,48	0,13	0,10
H ₂ O ⁺	2,95	2,59	2,19	2,43
F	0,24	0,45	2,92	1,92
CO ₂	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—
BaO	0,35	0,59	—	—
Li ₂ O	0,009	0,04	0,17	0,04
Rb ₂ O	0,039	0,04	0,049	0,098
Cs ₂ O	—	0,006	0,119	0,0035
С у м м а	100,49	100,48	101,37	101,14
F ₂ = O	0,10	0,19	1,22	0,80
С у м м а	100,39	100,29	100,15	100,34

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	Позднемезозойский (гуджирский) комплекс				
	10	11	12	13	14
SiO ₂	34,16	35,20	34,46	33,76	32,23
TiO ₂	3,03	3,12	2,89	3,07	1,97
Al ₂ O ₃	19,86	16,36	21,63	17,43	20,68
Fe ₂ O ₃	2,32	3,08	3,16	3,96	5,52
FeO	22,31	19,34	20,66	22,86	21,39
MnO	0,22	0,41	1,40	0,62	1,80
MgO	5,10	9,37	1,57	5,21	2,62
CaO	0,05	0,58	0,34	0,26	—
Na ₂ O	0,24	0,26	0,36	0,25	0,20
K ₂ O	8,66	8,34	9,70	8,46	9,27
H ₂ O ⁻	0,16	0,27	0,03	0,20	0,30
H ₂ O ⁺	3,93	2,31	2,54	3,54	3,26

Раннемезозойский комплекс

5	6	7	8	9
40,80	38,23	36,00	35,59	34,25
2,47	1,60	4,82	2,89	5,46
16,17	12,21	13,32	15,70	12,80
4,19	4,21	5,97	6,43	7,92
10,88	13,05	13,35	13,98	13,50
1,59	2,10	0,36	0,57	0,81
9,55	13,00	12,04	11,52	11,91
0,12	1,66	0,85	1,86	1,16
0,17	0,43	0,20	0,15	0,25
9,11	8,21	7,19	7,65	8,80
0,39	0,40	0,92	0,30	—
2,40	2,60	4,56	2,39	2,61
2,19	2,04	0,10	1,497	1,44
—	0,07	—	0,10	—
—	0,03	—	—	—
—	0,002	—	—	—
0,23	—	0,31	—	—
0,04	0,175	0,042	0,0125	0,121
0,079	0,026	0,03	0,0032	0,0646
0,015	0,01	0,003	0,0006	0,0136
101,09	100,15	100,06	99,68	101,10
0,92	0,85	0,04	0,20	1,02
100,17	99,30	100,02	99,48	100,08

Позднемезозойский (гуджирский) комплекс

15	16	17	18	19	20
37,59	34,40	32,74	34,10	33,61	35,40
2,42	2,46	3,72	3,00	2,84	4,63
15,26	16,17	19,19	16,60	16,69	13,61
6,20	6,25	6,67	6,97	7,63	8,69
20,61	20,00	19,84	20,10	17,58	12,66
0,72	1,90	0,46	1,90	0,79	2,45
3,49	4,33	3,64	4,71	7,81	8,12
0,23	2,00	0,10	1,33	0,28	1,63
0,18	0,58	0,24	0,26	0,12	0,62
7,71	8,89	8,37	9,31	6,43	6,56
0,26	0,30	0,17	0,24	0,20	0,30
4,05	2,54	4,06	2,21	4,40	3,62

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Позднемезозойский (гуджирский) комплекс				
	10	11	12	13	14
F	0,54	0,84	0,80	0,13	0,03
CO ₂	—	—	—	—	0,21
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,01
SrO	—	—	—	—	—
BaO	—	0,75	—	0,52	—
Li ₂ O	0,03	0,02	0,542	0,019	—
Rb ₂ O	0,053	0,03	0,113	0,036	—
Cs ₂ O	—	0,007	0,006	—	—
С у м а	100,60	100,29	100,19	100,32	—
F ₂ = O	0,23	0,35	0,35	0,05	—
С у м а	100,37	99,94	99,84	100,27	99,49

реагирует на физико-химические условия кристаллизации пород. Наиболее широко биотит распространен в гранитоидах раннемезозойского комплекса (2–10%), в то время как в лейкократовых гранитах содержание биотита не превышает 2%. Значительны и вариации его состава (табл. 1), зависящие от основности пород, активности щелочей, температуры образования и других факторов.

На диаграмме $Fe^{3+}-Ti-Mg-Fe^{2+}+Mn$ (фиг. 3,а) и $Al-Mg-Fe^{3+}+Fe^{2+}$ (фиг. 3,б) видно, что точки составов биотитов из гранитоидов рассматриваемых комплексов достаточно четко дифференцированы. Точки составов биотитов кварцевых диоритов и гранодиоритов раннемезозойского комплекса расположены в магниальной области диаграммы, биотиты из роговообманковых и биотитовых гранитов соответствуют переходной зоне от Mg-биотитов к Fe-биотитам. Значительно ниже в поле Fe-биотитов группируются точки составов биотитов из лейкократовых гранитов.

Из приведенных данных видно, что изменение состава биотитов происходит в соответствии с изменением основности пород и обусловлено главным образом различиями в соотношениях магния и железа. Многие исследователи считают, что повышенное содержание магния в биотите свидетельствует об относительно высокой температуре его кристаллизации. Следовательно, биотиты раннемезозойских гранитоидов более высокотемпературны, чем биотиты лейкократовых гранитов гуджирского комплекса.

Одним из важных признаков, указывающих на условия кристаллизации биотита, является его глиноземистость, которая определяется, как правило, щелочностью расплава и в меньшей степени — фугитивностью содержащейся в нем воды [263]. В изученных биотитах глиноземистость колеблется в пределах 15–19% для раннемезозойских и 19–26% для гуджирских гранитоидов. На диаграмме $Si/Al-(Mg+Fe)/Al$ (фиг. 4) точки составов биотитов гранитоидов булуктайского комплекса располагаются в поле

Позднемезозойский (гуджирский) комплекс

15	16	17	18	19	20
0,91	0,72	0,11	0,38	1,33	1,38
0,14	—	—	—	0,15	0,32
—	—	—	—	—	0,05
—	—	—	—	—	0,002
—	—	0,50	—	—	—
0,128	0,11	0,045	0,111	0,114	—
0,094	0,102	0,045	0,106	0,059	—
0,006	0,0037	0,002	0,0019	0,011	—
99,998	100,75	—	100,32	100,044	100,04
0,38	0,30	—	0,16	0,558	0,58
99,618	100,45	—	100,16	99,486	99,46

нормальной щелочности (поле III) [263]. Биотиты гуджирских лейкократовых гранитов кристаллизовались в условиях повышенной щелочности, что на диаграмме выражается группировкой их фигуративных точек составов в поле IV.

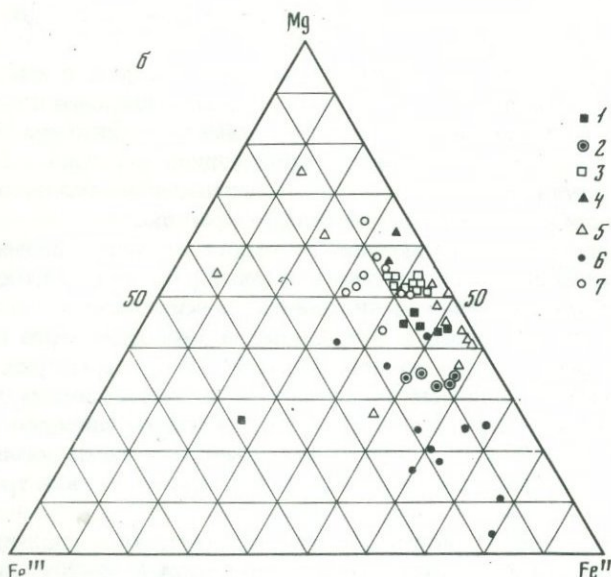
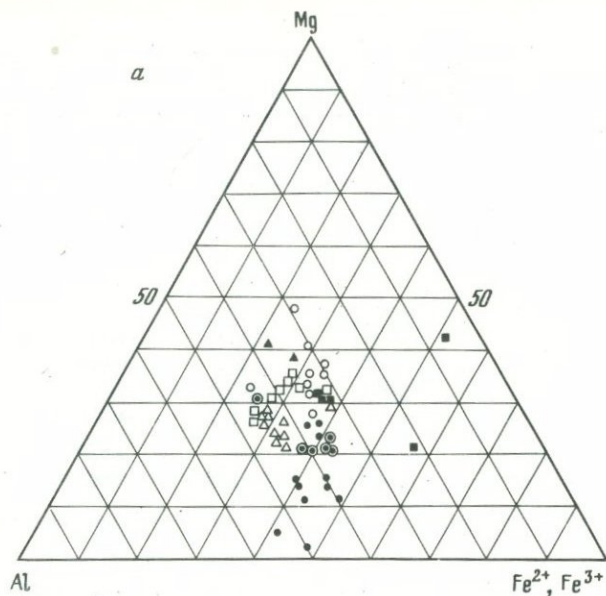
Таким образом, состав биотитов позволяет говорить о том, что режим кристаллизации расплавов гранитоидов раннемезозойского и гуджирского комплексов был неодинаков: раннемезозойские гранитоиды более высокотемпературные и их образование происходило в условиях нормальной щелочности; гуджирские граниты кристаллизовались в условиях повышенной щелочности и относительно низкой температуры.

Характерной особенностью пород каждого из рассматриваемых комплексов является состав их полевых шпатов. В раннемезозойских гранитоидах плагиоклаз представлен полисинтетически сдвойникованным олигоклазом № 25–28. Нередко встречаются и зональные зерна от андезина № 30–35 в центре зерна до олигоклаза № 26 по периферии. Калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми и призматическими зернами ортоклаза состава $Or_{63-70}Ab_{32-28}An_{5-2}$. Степень упорядоченности его значительно колеблется: $2V = 54-68^\circ$ (наиболее часты значения $2V = 65-66^\circ$), рентгеновская триклинность 0,0–0,3, оптическая триклинность 0,0–0,5.

Для гуджирских гранитов характерно отсутствие зональных плагиоклазов и кислый его состав (альбит–олигоклаз № 8–20). Калевый полевой шпат представлен как нерешетчатый ортоклазом, так и микроклином. Последний имеет $2V = 73-75^\circ$ и оптическую триклинность 0,85–0,95.

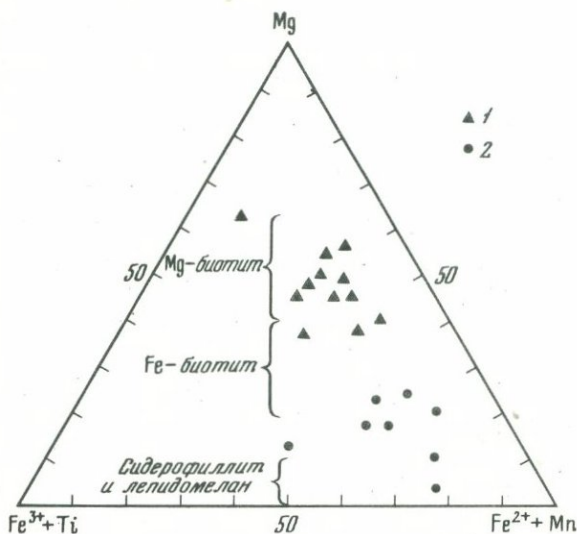
Гранитоиды булуктайского и гуджирского комплексов различаются между собой по набору, содержанию и составу акцессорных минералов.

Для гранитоидов раннемезозойского комплекса характерна сфен-апатит-магнетитовая ассоциация с постоянным присутствием циркона, апатита, флюорита (апатит-циркон-флюоритовая ассоциация). Кроме



Фиг. 3. Соотношения Al–Mg– $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (а) и $Fe^{2+} - Mg - Fe^{2+}$ (б) в биотитах вольфрамоносных гранитоидов

1–7 – биотиты: 1 – из граномонзонитов Дальнинского массива, 2 – из гранитов Биссерского массива, 3 – из гранодиоритов и граносиенитов Центрального массива, 4 – из грейзенов месторождения Восток-2, 5 – из граносиенитов и гранитов Лермонтовского массива, 6 – позднемезозойского (гуджирского) гранитоидного комплекса, 7 – из раннемезозойского (булуктайского комплекса)



Фиг. 4. Диаграмма составов [263] биотитов рудоносных гранитоидов Западного Забайкалья

1—2 — гранитоиды: 1 — раннемезозойские, 2 — позднемезозойские

того, встречаются монацит, ксенотим, торит, циртолит, ураноторит, рутил, тантало-ниобаты, ильменит, молибденит, гюбнерит.

Сфен является главнейшим акцессорным минералом гранитоидов раннемезозойского комплекса. Содержание его в гуджирских гранитах резко уменьшается, однако в последних сфен обогащен редкими и редкоземельными элементами, такими, как Y — 0,5%, Ce — 0,2%, Nb — 0,5%, Nd — 0,1% (табл. 2).

Детальное изучение апатита показало, что при переходе от основных гранитоидов к более кислым разновидностям в пределах раннемезозойского комплекса происходит увеличение валового содержания и изменение морфологии кристаллов от длиннопризматических прозрачных зерен к изометричным. Наибольшее количество апатита наблюдается в гранодиоритах и граносиенитах, что, по-видимому, отражает влияние процессов гибридности. В гуджирских гранитах апатит представлен двумя генерациями, причем игольчатые его выделения встречаются в виде включений в плагиоклазе и биотите, а изометричные (округлые) зерна присутствуют в парагенезисе с биотитом, ильменитом, цирконом. По составу апатит гранитоидов обоих комплексов относится к группе фторапатита, но апатит гуджирских гранитов отличается большим содержанием фтора (3,29%) и редкоземельных элементов (2,71%), чем апатит из раннемезозойских гранитоидов (F — 2,5%, TR — 1,01%).

Циркон в гранитоидах рассматриваемых комплексов является типоморфным акцессорным минералом и присутствует во всех разновидностях пород. В гранитоидах раннемезозойского комплекса содержание циркона увеличивается от ранних фаз к поздним. Наблюдаются и вариации в изме-

Таблица 2

Химический состав аксессуарных минералов рудоносных гранитоидов южной

Комплекс	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Раннемезозойский	Сфен	31,57	34,32	1,55	2,98	0,31
	Апатит	0,71	—	—	—	0,08
	Магнетит	1,60	0,47	0,72	67,80	28,57
	Турмалин	34,73	0,28	32,60	2,10	10,89
	Флюорит	0,35	—	—	—	—
Позднемезозойский	Гранат	37,45	0,11	20,05	0,74	16,93
	Сфен	30,31	34,57	1,52	3,00	0,29
	Апатит	0,73	—	0,27	—	0,11
	Магнетит	24,7	0,46	1,57	66,34	27,52
	Турмалин	36,42	0,38	30,20	4,15	7,25
	Флюорит	0,75	—	—	—	—
	Гранат	36,12 36,40	0,50 0,42	12,62 20,79	3,55 1,82	9,04 14,19

Таблица 2 (окончание)

Комплекс	Минерал	F	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Nb ₂ O ₅
Раннемезозойский	Сфен	0,63	0,0005	—	—	0,10
	Апатит	2,55	—	—	—	—
	Магнетит	—	—	—	—	—
	Турмалин	0,69	0,05	0,0016	0,0006	—
	Флюорит	48,44	—	—	—	—
Позднемезозойский	Гранат	—	Альмандин 39,7		Спессартин 52,7	
	Сфен	0,88	0,0005	—	—	0,29
	Апатит	3,29	—	—	—	—
	Магнетит	3,29	—	—	—	—
	Турмалин	1,54	0,218	0,0014	0,0006	—
	Флюорит	47,60	—	—	—	—
	Гранат	—	Альмандин 31,8 (2)		Спессартин 60,6 (2)	

нении облика кристаллов. Циркон сложного габитуса, прозрачный и светлоокрашенный, типичен для ранних дифференциатов гранитоидов, в биотитовых гранитах и гуджирских гранитах преобладает темноокрашенный циркон простых форм. По данным рентгеноспектрального анализа (см. табл. 2), темноокрашенный непрозрачный циркон содержит повышенные количества редких и редкоземельных элементов.

Гранат обнаружен в биотитовых гранитах раннемезозойского комплекса и в лейкократовых гуджирских гранитах. Встречается он в незначительных

части Западного Забайкалья (в вес. %)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
0,40	0,17	27,26	0,18	0,25	—	—
0,67	0,08	52,11	—	—	—	—
0,23	—	0,47	0,16	0,14	—	—
0,91	2,68	0,26	2,24	0,15	—	2,44
—	—	51,12	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	Пироп 6,9
22,17	1,65	0,24	0,21	0,10	—	—
0,44	0,13	26,22	0,10	0,13	—	Сл. 0,54
0,71	0,16	54,76	—	—	—	—
0,49	—	0,53	0,15	0,48	—	0,14
0,13	4,32	0,16	2,24	0,05	—	2,85
—	—	50,52	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	Пироп 0,35 (2)
27,47	0,1	3,11	0,21	0,10	—	—
24,09	0,08	1,74	0,21	0,18	—	—

Ta ₂ O ₅	P ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	SrO ₂	B ₂ O ₅
0,02	0,23	1,01	—	—	—	—
—	40,43	0,18	—	—	0,17	—
—	—	—	0,13	0,24	—	—
—	0,02	—	—	—	—	9,75
—	—	Не обн.	—	—	0,12	—
—	—	—	—	Гроссуляр 0,7	—	—
0,02	0,39	2,71	—	—	—	—
—	41,78	0,23	—	—	0,47	—
—	—	—	0,03	0,01	—	—
—	0,02	—	—	—	—	10,34
—	—	1,0	—	—	0,44	—
—	—	—	—	Гроссуляр 7,2 (2)	—	—

количествах (от единичных зерен до 25–35 г/т) в виде идиоморфных кристаллов в ассоциации с биотитом, апатитом и магнетитом. Изучение химического состава гранатов (см. табл. 2) показало, что гранаты рассматриваемых гранитов отличаются повышенным содержанием спессартитовой и альмандиновой составляющей. Это объясняется, вероятно, особенностью состава расплава, из которого образовались несущие их граниты, что фиксировалось также и в обогащении марганцем биотитов, аксессуарных магнетитов и вольфрамитов гранитоидов региона. Возможно, на состав гранатов

существенное влияние оказали и окислительно-восстановительные условия кристаллизации гранитоидов, так как высокая фугитивность кислорода в расплаве вызывает обогащение кристаллизующихся альмандиновых гранатов спессартитовой составляющей.

Изучение характерных для рассматриваемых гранитоидов редких и летучих элементов (Rb, Cs, Li, TR, Y, F, P, Nb, Th, W, Mo и др.) позволило выявить отличия их поведения в исследуемых породах. Ниже приведен анализ поведения лишь некоторых, наиболее важных элементов, которые имеют наибольшее значение для выяснения некоторых вопросов генезиса и рудоносности рассматриваемых раннемезозойских и позднемезозойских гранитоидов.

В гранитоидах раннемезозойского комплекса содержание рубидия близко кларковому. Заметно накопление его в последних дифференциатах комплекса — биотитовых гранитах. От кварцевых диоритов, граносиенитов (0,016%) к биотитовым гранитам (0,023%) содержание рубидия увеличивается почти в 1,5 раза. Литий в гранитоидах содержится в количествах ниже средних содержаний его в кислых породах и заметно увеличивается в биотитовых гранитах.

Для олова, свинца и цинка отмечаются содержания выше кларковых для подобных пород, причем при среднем содержании олова 0,0009% в отдельных пробах гранита Тореатского массива количество олова повышается до 0,0022%.

Молибден в гранитоидах содержится в количествах, равных кларку для гранитов, а граниты и граносиениты с амфиболом обеднены этим элементом. Среднее содержание вольфрама в гранитоидах раннемезозойского комплекса варьирует от 0,3 г/т в гранодиоритах до 0,7—0,9 г/т в биотитовых гранитах, повышенным содержанием отличаются также дайки бостонитов — 0,9—1,0 г/т. В непродуктивных гранитах таких массивов, как Тореатский и Дабхорский, содержание вольфрама не превышает 0,3—0,4 г/т. Лейкократовые граниты гуджирского комплекса характеризуются относительно высокими содержаниями рубидия и фтора, что коррелируется с высокой калиевостью этих пород. Кроме того, следует отметить, что прямая корреляция содержаний фтора и рубидия свойственна и для биотитов гуджирских гранитов [40]. Это хорошо согласуется со сложившимся в настоящее время представлением о связи, с одной стороны, рубидия с калием, с другой — с летучими (в рассматриваемых породах с фтором). Изучение характера распределения лития в гуджирских гранитах показало, что как и в случае рубидия существует прямая связь в накоплении лития и фтора.

Для лейкократовых гуджирских гранитов характерны и относительно повышенные содержания ниобия, иттрия и редкоземельных элементов. Главными концентраторами редких и редкоземельных элементов являются в данном случае акцессорные минералы — циркон, торит, апатит, сфен, ортит (см. табл. 2). Изучение характера распределения редкоземельных элементов, ниобия, иттрия в цирконах, апатитах и сфенах на электронно-зондовом микроанализаторе системы "Самеса" показало, что на ранних этапах кристаллизации они были равномерно распределены по всему зерну, а на поздних этапах образовывали включения собственных минералов.

Молибден и вольфрам в лейкократовых гранитах содержатся в количествах, значительно превышающих кларковые, и в основном концентрируются в биотите. Молибден в гранитах составляет 0,006–0,01%, вольфрам — 0,01–0,1%. Проведенное изучение некоторых минералов (биотита, апатита, циркона) на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самеса" показало, что в биотите молибден присутствует в виде микровключений собственно молибденовых минералов, а вольфрам почти равномерно распределен по всему зерну. Точно так же вольфрам равномерно распределен в зернах циркона, а в апатите он отмечается в составе включений вольфрамсодержащих минералов. Значительное количество молибдена содержится в полевых шпатах, составляющих 70% объема породы, хотя содержание молибдена в них не превышает 0,003%.

Ранне- и позднемезозойские гранитоиды Западного Забайкалья, сопровождающиеся вольфрамовым оруденением вольфрамит-кварцевой и молибденит-вольфрамит-кварцевой формаций, как правило, приурочены к зонам крупных тектонических разломов и представляют ультракислые породы с высоким содержанием кремнезема (71–76%), глинозема (14–17%) и щелочей (8–10%) с постоянным преобладанием калия над натрием и небольшими количествами железа, магния и кальция. Наиболее высокой калиевостью отличаются лейкократовые граниты гуджирского комплекса и поздние биотитовые граниты раннемезозойского комплекса, с которым тесно ассоциирует вольфрамовое оруденение.

Таким образом, рассмотренные мезозойские рудоносные комплексы, широко распространенные в южной части Западного Забайкалья, являются габбиссальными [40], породами сложного строения и состава. От ранних к более молодым комплексам происходит увеличение роли пород кислого состава. Если в раннемезозойском комплексе гранитоидов наблюдаются породы повышенной основности (кварцевые диориты, гранодиориты), то в гуджирском комплексе они не установлены. От раннемезозойских гранитоидов к лейкократовым гранитам позднемезозойского комплекса возрастает содержание кремнезема, глинозема, щелочей и уменьшается количество кальция, железа, магния. Гранитоиды изученных комплексов отличаются повышенным содержанием калия и летучих элементов (P, F, S).

Наряду с общими характерными особенностями, гранитоиды каждого комплекса отличаются только им присущими признаками состава. Раннемезозойские гранитоиды кристаллизовались на большей глубине, чем гуджирские граниты, в условиях нормальной щелочности. Для них характерно повышенное содержание свинца, цинка, ниобия, молибдена, вольфрама и олова.

Гуджирские граниты являются малоглубинными породами, образовавшимися в условиях повышенной щелочности и насыщенности летучими и редкими компонентами.

Вольфрамоносные гранитоиды Центрального Казахстана

подавляющее большинство вольфрамовых и вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана сосредоточено в пределах Северо-Западного Прибалхашья. Эта территория представляет северо-западную часть обширного Джунгаро-Балхашского мегасинклинория, который

в течение почти всего палеозоя развивался как сквозная геосинклиналь [41]. Частичное замыкание ее начинается в позднем девоне, когда на месте обширного геосинклинального прогиба обособляются краевые и центральные поднятия областей раннегерцинской стабилизации и разделяющий их прогиб Токрауского синклинория. К концу среднего карбона в связи с саурской фазой складчатости территория Токрауского синклинория превратилась в горную страну, которая явилась ареной мощной орогенной магматической деятельности, длившейся до перми. Если в верхнем палеозое орогенный вулканизм проявлялся почти исключительно в пределах позднегерцинского Токрауского синклинория, то сопровождающий его плутонический гранитоидный магматизм распространялся по всей территории современного Прибалхашья, охватывая и раннегерцинские поднятия. Среди позднегерцинских гранитоидов выделяется несколько разновозрастных гранодиорит-гранитных и гранитных интрузивных комплексов. Лейкократовые и аляскитовые граниты завершают развитие плутонического гранитоидного магматизма региона и объединяются обычно в единый акчатауский комплекс, с которым все исследователи связывают вольфрамовые и вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана [449 и др.].

Массивы гранитов акчатауского интрузивного комплекса распространены как в пределах позднегерцинской структуры Токрауского синклинория, так и на раннегерцинских поднятиях, образуя округлые или овальные в плане тела типа уплощенных цилиндров с куполовидной апикальной поверхностью, осложненной куполами второго порядка и гребневидными выступами. Внутреннее строение массивов довольно однотипно. Основную часть их объема занимают крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы, среди которых залегают пологие пластообразные, реже штокообразные тела гранитов дополнительных и жильных фаз внедрения. Выделяются две, реже три, дополнительные фазы внедрения, представленные средне- и мелкозернистыми порфиоровидными гранитами, а также мелкозернистые до тонкозернистых жильные граниты.

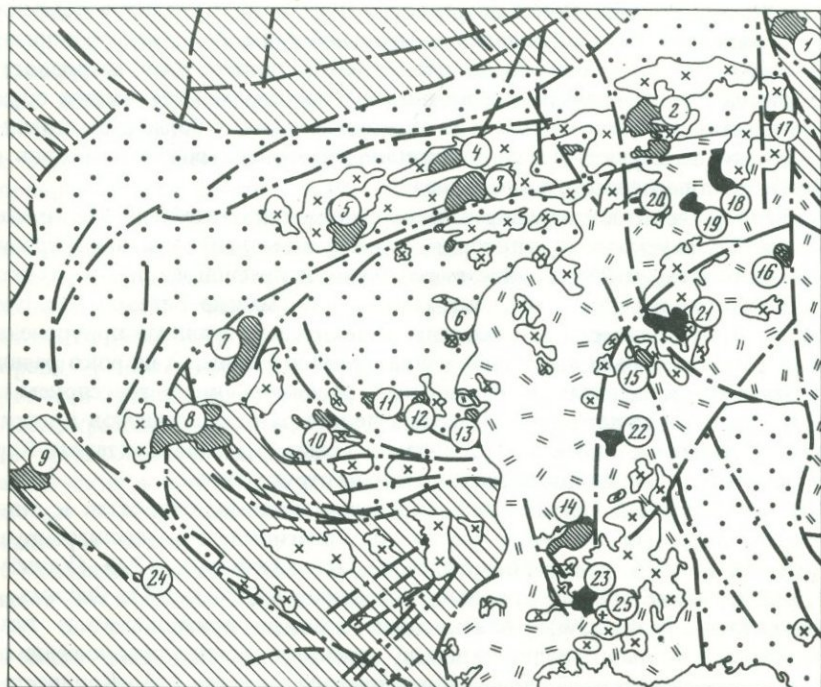
По вещественному составу в объеме акчатауского интрузивного комплекса довольно четко выделяются два петрографических типа гранитов, слагающих самостоятельные массивы: лейкократовые, с которыми ассоциируют все известные в Прибалхашье месторождения редких металлов, вольфрама и молибдена, и аляскитовые, сопровождающиеся лишь незначительными рудопроявлениями указанных элементов. Близкие значения колебаний и средних цифр радиологического возраста [189] лейкократовых (280–307, 292 млн. лет) и аляскитовых (282–312, 296 млн. лет) гранитов позволяют считать их разновозрастными. Сходны они и по химическому составу. Средние содержания главных породообразующих окислов в лейкократовых и аляскитовых гранитах соответственно следующие (в %): SiO_2 75,39 и 75,89; Al_2O_3 12,67 и 12,43; FeO' 2,92 и 2,53; MgO 0,22 и 0,19; CaO 0,70 и 0,54; Na_2O 3,67 и 4,07; K_2O 4,81 и 4,74. Как видно, содержания перечисленных окислов в обоих типах гранитов близки. Повсюду K_2O преобладает над Na_2O . Однако лейкократовые граниты характеризуются более высокой калиевостью, чем аляскитовые, в которых калиевость понижается в основном за счет повышения содержа-

ния в них Na_2O . Повышенная натриевость аляскитовых гранитов объясняется их расположением в пределах центральной зоны Токрауского синклиория, для которой характерна относительно повышенная натриевость магматизма, прослеживающаяся во всех герцинских магматических образованиях зоны. Лейкократовые и аляскитовые граниты более существенно различаются по структурному положению образованных ими массивов и по особенностям минерального состава.

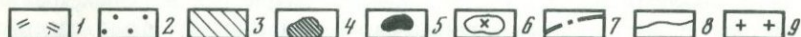
Массивы аляскитовых гранитов расположены исключительно в центральной зоне Токрауского синклиория, а интрузивы лейкократовых гранитов — в пределах раннегерцинских поднятий, в краевой части Токрауского синклиория и редко в его центральной зоне (массив Бегазы) (см. схему фиг. 5). Практически все массивы аляскитовых гранитов приурочены к крупным кольцевым структурам типа вулкано-кальдер с широко развитой системой кольцевых и радиальных расколов, часто трассируемых серией даек гранит-порфиров. Массивы лейкократовых гранитов приурочены в основном к линейным расколам и редко (массивы Бектаута, Каркаралинский) к редуцированным кольцевым структурам.

По минеральному составу лейкократовые граниты относятся к типу двуполевошпатовых гранитов. Количество плагиоклаза в них варьирует в пределах 16–17%, редко повышаясь до 20% (Акчатау) — 22% (Узунбулак). Содержание кварца довольно устойчиво (33,5–35,0%), биотита — незначительно (0,4–1,3%). Аляскитовые граниты принадлежат к типу однополевошпатовых калишпатовых гранитов (гиперсолъвус-граниты Боуэна), практически не содержащих плагиоклаза (< 1%). Количество кварца в них одинаково с таковым в лейкократовых гранитах (33,0–34,4%), а содержание биотита значительно ниже (0,2–0,6%). Они различаются и по химическому составу калиево-натриевых полевых шпатов. В лейкократовых гранитах калиево-натриевый полевой шпат содержит 37,2–47,9% (в среднем 40,9%) Ab -молекулы при нормативном составе $Or_{49,6-61,2} Ab_{37,2-47,9} An_{0,8-2,5}$. В калиево-натриевых полевых шпатах аляскитовых гранитов количество Ab повышается до 50,8–57,2% (в среднем 54%) при нормативном составе $Or_{42,3-48,7} Ab_{50,8-57,2} An_{0,5-2,2}$. Это различие состава калиево-натриевых полевых шпатов объясняет неодинаковый минеральный состав лейкократовых и аляскитовых гранитов при близком их химическом составе. Аляскитовые граниты кристаллизовались при более высоких температурах в области гиперсолъвуса в условиях полной смесимости альбитовой и ортоклазовой составляющих расплава, тогда как лейкократовые граниты кристаллизовались при более низких температурах в области ниже кривой солъвуса с образованием двух полевых шпатов. В результате часть альбитовой составляющей расплава использовалась на формирование кристаллов плагиоклаза.

В лейкократовых гранитах по составу выделяются три генерации плагиоклаза. Кристаллы первой генерации встречаются редко и представлены олигоклазом № 20–22. Вторая и третья генерации резко преобладают и сложены: вторая — олигоклазом № 10–18, а третья — альбитом № 0–8. В аляскитовых гранитах встречаются лишь единичные кристаллы плагиоклаза, которые представлены альбитом-алигоклазом № 0–14.



0 10 20 30 км



Фиг. 5. Схема размещения массивов лейкократовых и аляскитовых гранитов акчатауского интрузивного комплекса Центрального Казахстана (составлена О.И. Яшухиным с использованием геологоструктурной схемы А.А. Духовского)

1 – каменноугольные вулканогенные толщи позднегерцинской структуры Токрауского синклиория; 2 – силурийско-девонские песчано-сланцевые толщи раннегерцинских поднятий; 3 – каледонские структуры обрамления – краевой девонский вулканогенный пояс; 4–5 – позднегерцинский акчатауский интрузивный комплекс орогенных гранитоидов: 4 – лейкократовые граниты, 5 – аляскитовые граниты; 6 – прочие позднегерцинские интрузивные комплексы (гранодиорит-гранитные и биотитовых гранитов); 7 – глубинные разломы; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – массив Восточный Коунрад.

Массивы гранитов акчатауского интрузивного комплекса (цифры на схеме): 1 – Кувский, 2 – Каркаралинский, 3 – Котур-Кызылтау, 4 – Беректинский, 5 – Мурзатай-Катпарский, 6 – Узунбулак, 7 – Ортау, 8 – Сарытау-Кызылтау, 9 – Куу, 10 – Аиртау, 11 – Кызыл-Караганский, 12 – Керегетасский, 13 – Акчатауский, 14 – Бектауатинский, 15 – Бегазинский, 16 – Темирши, 17 – Бохтинский, 18 – Кентский, 19 – Кайнарбулакский, 20 – Улькен-Каракуу, 21 – Кызылрайский, 22 – Майтаский, 23 – Мамырский, 24 – Караобинский, 25 – Восточный Коунрад

В крупнозернистых разностях ранних фаз массивов лейкократовых гранитов биотит представлен двумя генерациями. Более ранняя его генерация представлена крупными шестигранными выделениями, которые включены в калинагровый полевой шпат, реже в плагиоклаз. Показатели преломления этой разности биотита $n_g \approx n_m = 1,620-1,627$, изредка до $1,659 \pm 0,002$, $n_p = 1,570-1,576 \pm 0,02$. С подобными выделениями биотита обычно ассоциируют циркон, апатит, иногда флюорит. Более поздний мелкочешуйчатый биотит образует скопления, нередко соединяющиеся в цепочки. В отличие от биотита ранней генерации, плеохроирующего от буровато-коричневого (по Nq) до светло-желтого, почти бесцветного (по Np), мелкочешуйчатый биотит плеохроирует в зеленоватых тонах и нередко несет включения магнетита, сфена, апатита и флюорита. В гранитах поздних фаз проявлена одна разновидность биотита, которая по оптическим свойствам подобна крупночешуйчатому биотиту крупнозернистых гранитов первой фазы.

Биотиты лейкократовых гранитов характеризуются достаточно высокими содержаниями щелочей ($K_2O + Na_2O \approx 10\%$), кремнезема (не менее 38%), глинозема (до 24%) и фтора (в среднем 2,5%), что сближает их со слюдами лейкократовых гранитов Западного Забайкалья. Это сходство подчеркивается и близкой железистостью биотитов обоих регионов.

Практическое отсутствие биотита в аляскитовых гранитах не позволило провести сравнительное изучение слюд в обеих разновидностях вольфрамоносных гранитов Центрального Казахстана. Однако и приведенный выше материал вполне отчетливо свидетельствует о том, что лейкократовые и аляскитовые граниты акчатауского интрузивного комплекса формировались одновременно из расплавов близкого химического состава в разных структурно-формационных зонах, отличающихся активностью тектонической обстановки. Если в краевых частях Токрауского синклиория и на раннегерцинских поднятиях к моменту формирования пермских гранитов устанавливается относительно спокойная тектоническая обстановка и путями подъема расплава являются в основном крупные линейные разломы, то в центральной зоне Токрауского синклиория в ряде мест продолжается активная тектоническая и вулканическая деятельность, которая привела к формированию крупных кольцевых структур типа вулкано-кальдер. Формирующиеся в этих узлах гранитные массивы имели сильно нарушенную радиальными и кольцевыми расколами кровлю. Это, вероятно, и способствовало относительно свободному удалению из расплава части флюидов, понижению их давления в расплаве и кристаллизации расплава при более высоких температурах в области гиперсольвуса при полной смесимости Ab -и Or -составляющих расплава с образованием гиперсольвусных аляскитовых гранитов. Спорадическое выделение плагиоклаза, появление двуполевошпатовых разностей в участках пологих погружений кровли тел аляскитовых гранитов показывает, что кристаллизация шла вблизи температур кривой сольвуса в интервале $660-700^\circ$. Потеря флюидов, по-видимому, происходила неоднократно. В отдельных массивах (Кызылрай, Майтас) мы видим, что вслед за аляскитовыми гранитами главной интрузивной фазы внедряются лейкократовые двупо-

левошатовые граниты первого дополнительного интрузива. Вероятно, к моменту их внедрения граниты главной интрузивной фазы, кристаллизуясь в апикальной части, залечивают ослабленные приразломные зоны, являвшиеся путями удаления флюидов из расплава во вмещающую среду. Последующие фазы внедрения (вторая дополнительная и жильные) вновь представлены аляскистыми гранитами, что говорит о подновлении разломов и продолжающемся удалении флюидов. Отделение флюидов в участках нарушений сплошности кровли, по-видимому, происходило довольно бурно. Здесь как в гранитах главной интрузивной фазы, так и в гранитах дополнительных и жильных фаз внедрения, образуются миаролитовые впадины до "пузыристых" разности, в которых миаролитовые пустоты иногда составляют до 20% объема породы (структура Улькен-Каракуу).

Периодическим удалением части флюидов из расплава во вмещающую среду через ослабленную тектоническими нарушениями в пределах кольцевых структур кровлю массивов и потерей вместе с ними части рудных элементов скорее всего объясняется относительно меньшая рудоносность аляскистых гранитов, с которыми связаны лишь отдельные рудопроявления, тогда как с лейкократовыми гранитами связаны все известные месторождения района. Этим же, по-видимому, объясняется и заметное геохимическое различие этих гранитов. Аляскистые граниты характеризуются более низкими, по сравнению с лейкократовыми, содержаниями почти всех элементов и особенно редкометальной и редкоземельной групп, хотя и сохраняются вышекларковые (гранитный кларк по [91]) содержания Sn и Mo в обоих типах гранитов. Аляскистые и лейкократовые граниты содержат соответственно (в г/т): Sn 3,3–4,6; Mo 2,0 и 3,4; Y 27,6 и 26,5; Yb 2,8 и 2,6; La 33,1 и 51,5; Sc 2,8 и 4,9; Rb 226 и 291 (подчеркнуты вышекларковые содержания). Заметно ниже в аляскистых гранитах содержание элементов полиметаллической группы (Pb 23,2 и 34,2; Zn 34,1–36,6) и элементов группы железа, в которой содержания Ni (7,7 и 6,8) и Cr (6,7 и 6,5) практически одинаковы, а содержание V в аляскистых гранитах значительно ниже (12,1 и 16,1). Заметно выше в аляскистых гранитах лишь содержание Cu и Zr—Cu 25,4 и 13,6; Zr 186 и 130.

Формации вольфрамоносных гранитоидов — дифференциатов трахиандезитовой магмы

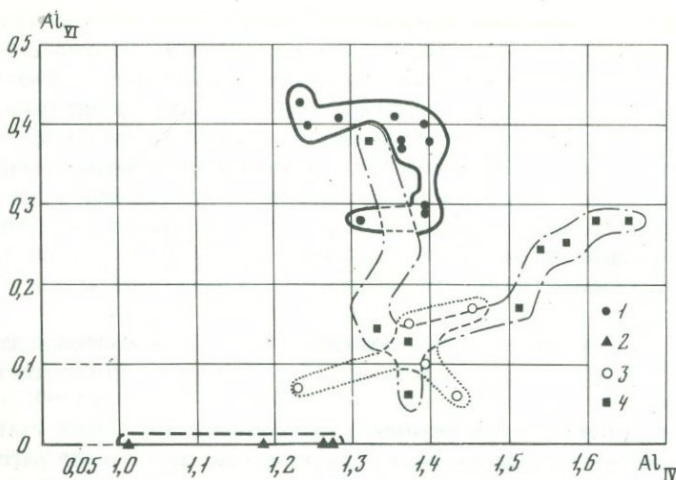
Рассматриваемые формации пользуются широким развитием на территории СССР. Они известны в Приморье, Средней Азии, Алтае-Саянской области и на Северном Кавказе, где сопровождаются промышленными месторождениями вольфрама шеелитовой формации. Авторами эти гранитоиды наиболее детально изучены в Приморье; мы приводим их характеристику в качестве примера гранитоидов этой формации. Рудоносные гранитоиды Приморья, сопровождающиеся вольфрамовыми месторождениями шеелитовой формации, наиболее широко проявлены в области, где формирование их связано с активизацией интрагеоантиклинальных блоков ранней стабилизации мезозойд Сихотэ-Алиня.

Как уже было отмечено, рассматриваемые гранитоиды относятся нами к монзонит-граносиенит-гранитной формации. При этом намечаются две ветви дифференциации: монзонит-гранитная (гранитоидные комплексы, подобные развитым на месторождении Восток-2) и монзонит-граносиенитовая (район Лермонтовского месторождения, березовско-араратский комплекс). В отличие от палингенных (сиалических) вольфрамоносных гранитоидов гранит-лейкогранитной формации, возникающих при активизации структур, заложившихся на коре континентального типа, вольфрамоносные гранитоиды монзонит-граносиенит-гранитной формации образуются при активизации структур, проявившихся в районах развития коры переходного типа.

Возраст рассматриваемых гранитоидов так же, как сопровождающего их оруденения, колеблется в пределах 110–130 млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

Не останавливаясь из-за ограниченного объема настоящей статьи, на подробной петрографической характеристике отдельных типов рассматриваемых гранитоидов, охарактеризуем лишь некоторые пороодообразующие и акцессорные минералы, являющиеся индикаторами генезиса и рудоносности этих гранитоидов.

Среди пороодообразующих минералов наибольшей информативностью обладают слюды. В рассматриваемых гранитоидах слюды представлены биотитами, которые содержат обычно повышенное количество магния и титана. Содержание окиси магния в них, в отличие от биотитов сиалических гранитоидов, колеблется в пределах 10–15%. Даже в биотитах грейзенов, сопровождающих эти гранитоиды, содержание магния достигает 14–15%. Содержание TiO_2 в описываемых биотитах колеблется в пределах 4–5%. Титан частично входит в биотит в виде изоморфной примеси, частично присутствует в виде микровключений, представленных иголочками рутила. Кроме того, как хорошо видно на диаграммах $Fe^{3+} + Ti - Mg - Fe^{2+} + Mn$ (см. фиг. 3, а) и $Al - Mg - Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (см. фиг. 3, б), для биотитов гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации характерно также повышенное количество алюминия и закисного железа (см. фиг. 4). Повышенное содержание магния в биотитах рассматриваемых гранитоидов свидетельствует об относительно высокой температуре кристаллизации расплава, что подтверждается определением температуры кристаллизации по биотиту и роговой обманке, которая соответствует 750–800°. Определение температуры кристаллизации по железистости биотита дает эти же цифры. Подтверждением относительно высокой температуры кристаллизации описываемых гранитоидов служит также повышенная титанистость биотитов. Многие исследователи отмечают, что повышение титанистости биотитов связано с повышением щелочности и температуры образования пород в результате изоморфизма $Ti \rightarrow Al$. Кроме того, повышенная магнизиальность и титанистость биотитов может быть индикатором генезиса гранитоидов, в частности связи их с глубинным источником. Как отмечали С. Коренбаум и другие [225], относительная (качественная) оценка температуры и давления, в которых происходит кристаллизация слюд, может быть получена при анализе распределения алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях. По данным Г.Ф. Сми-



Фиг. 6. Распределение алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях слюд 1-4 - поля гранитоидов массивов: 1 - Лермонтовского, 2 - Дальнинского, 3 - Биссерского, 4 - Центрального

та [372], возрастание температуры благоприятствует замещению кремния алюминием в тетраэдре, а увеличение давления способствует вхождению алюминия в октаэдрическую координацию. Как видно на диаграмме, показывающей количественные соотношения тетраэдрического и октаэдрического алюминия (фиг. 6), фигуративные точки состава биотитов гранитоидов Лермонтовского месторождения группируются в пределах поля, ограниченного $1,35-1,40Al_{IV}$ (в единичных случаях опускались ниже 1,35) и $0,28-0,41 Al_{VI}$. Таким образом, условия кристаллизации биотитов из гранитоидов района Лермонтовского месторождения были близкими. В то же время изменение содержания Al_{VI} в биотитах рассматриваемых гранитоидов связано, вероятно, с изменением давления флюидной фазы.

Сравнение содержания Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах гранитоидов района Лермонтовского месторождения с содержанием Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах Центрального массива (месторождение Восток-2) показывает, что они близки (см. фиг. 4), хотя биотиты гранитоидов Лермонтовки отличаются более высоким содержанием октаэдрического алюминия. Полученные нами материалы, как и данные Г.Б. Левашева [248], свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые биотиты гранитоидов Лермонтовки и Востока-2 характеризуются высоким содержанием алюминия в тетраэдре и в октаэдре. По-видимому, образование этих слюд происходило в высокотемпературных условиях при повышенном давлении флюида.

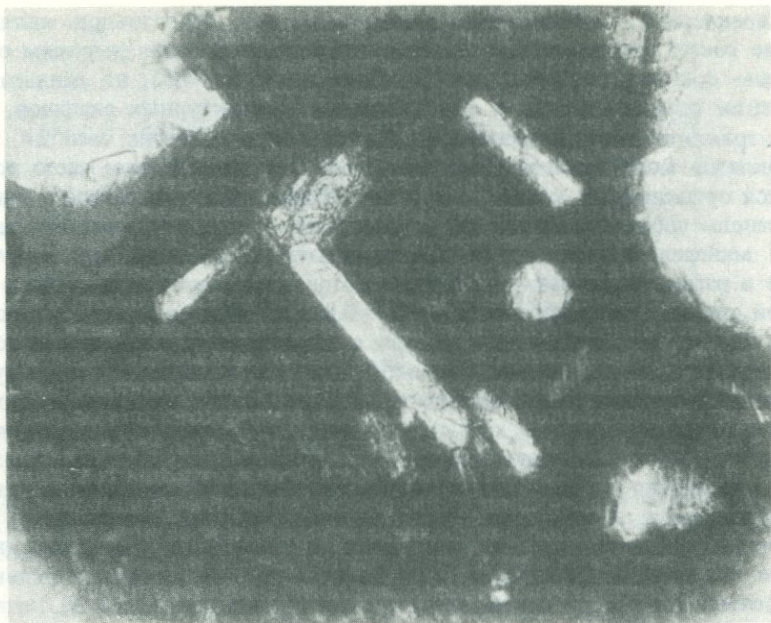
Для биотитов рассматриваемых гранитоидов характерна низкая железистость и низкая степень окисленности железа (0,01-0,24, редко до 0,3), что наряду с другими фактами также свидетельствует об относительно высокой температуре образования этих пород и глубинном источнике исходной магмы.

Характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов является также состав калиевых полевых шпатов, представленных высоким ортоклазом с низкой степенью упорядоченности (0,30–0,55, по данным оптических определений). По данным рентгеноструктурных анализов, степень триклинности составляет 0,3–0,4; угол оптических осей $2V$ этих ортоклазов колеблется в пределах 56 – 66° , причем наиболее часто встречаются ортоклазы, у которых $2V = 58^\circ$. Приведенные оптические данные и степень упорядоченности свидетельствуют о том, что кристаллизация этих минералов происходила при относительно высоких температурах. Реже в рассматриваемых гранитоидах встречаются ортоклазы с более высокой степенью упорядоченности (0,75–0,85) и большим углом оптических осей 74 – 78° . Возможно, это связано с воздействием постмагматических процессов, которые привели ко вторичной упорядоченности структуры.

Для плагиоклазов вольфрамоносных гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации характерно зональное строение, причем ядро сложено обычно андезином или лабрадором, а оболочка олигоклазом. Часто, особенно в Лермонтовском массиве, встречаются плагиоклазы с повторяющейся зональностью. Ядро в этих кристаллах представлено лабрадором № 58, затем идет более кислая зона с андезином № 40, далее вновь более основная с лабрадором № 54 и затем уже происходит постепенное поокисление зон. Так, четвертая зона представлена андезином № 38, пятая — олигоклазом № 28, шестая — олигоклазом № 22, седьмая — олигоклазом № 14.

Ведущими акцессорными минералами рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов являются апатит, шеелит, циркон, монацит, рутил, гранаты, ильменит. В единичных пробах встречается магнетит, иногда отмечаются ортит, сфен. Из всех отмеченных минералов особый интерес представляет апатит. Он является ведущим акцессорным минералом как вольфрамоносных гранитоидов (фиг. 7), так и сопровождающих их постмагматических образований (фиг. 8). Содержание апатита в гранитоидах составляет 48–300 г/т, оно увеличивается в грейзенизированных разностях и достигает максимума в кварц-слюдистых грейзенах, где он как и шеелит является уже одним из главных породообразующих минералов. Этот своеобразный кварц-apatит-слюдистый тип шеелитовых руд (фиг. 9) характерен для вольфрамовых месторождений шеелитовой формации Приморья.

В вольфрамоносных гранитоидах наблюдаются две генерации апатита. Апатит первой генерации образует игольчатые кристаллы в плагиоклазах и цветных минералах, апатит второй генерации присутствует в виде удлиненных призматических и короткостолбчатых кристаллов, тесно ассоциирующих с биотитом и другими акцессорными минералами (фиг. 10). Обычно это фторapatиты, содержание фтора в них колеблется от 1,9 до 3%, в единичных случаях достигает 3,96%; содержание хлора не превышает 0,8%. В рудах апатиты также представлены обычно фторapatитами и только в кварц-шеелитовых жилах месторождения Восток-2 установлены фторкарбонат-apatиты, что связано, вероятно, с влиянием вмещающей карбонатной среды. Интересно, что апатиты рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований содержат редкоземельные элементы. Максимальное количество редкозе-



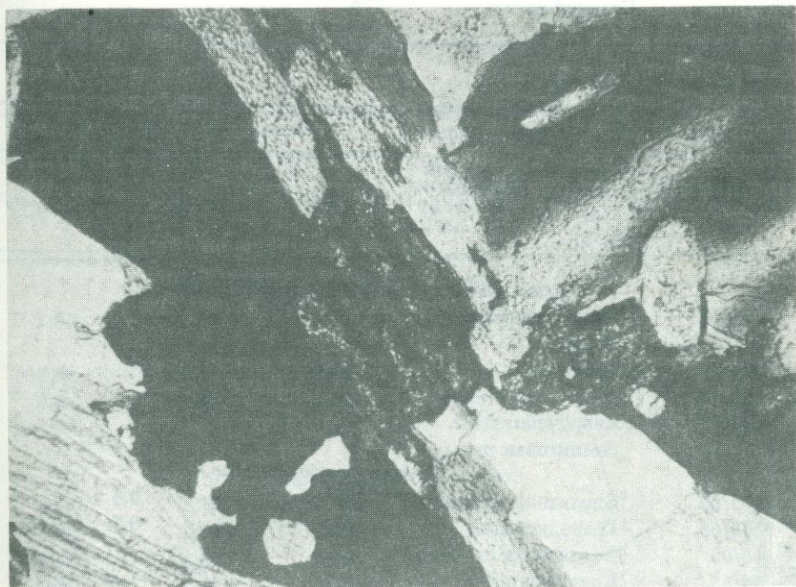
Фиг. 7. Акцессорный апатит (светло-серое) в биотите вольфрамоносных гранитоидов. Увел. 250, без анализатора



Фиг. 8. Кварц (1), апатит (2)-шеелитовые (темно-серые) руды. Увел. 60, без анализатора



Фиг. 9. Кварц-апатит (1) -слюдистый (2) тип шеелитовых руд. Увел. 70, без анализатора



Фиг. 10. Акцессорный апатит (1) в ассоциации с биотитом, сфеном (2) и магнетитом (черное). Увел. 125, без анализатора

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов в акцессорных апатитах вольфрамо-районов Приморья

Номер образца	Порода, из которой отобран апатит	Относительное содержание, %			
		TR ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₆ O ₁₁
Лермонтовское месторождение					
1008/71	Биотитовые граносиениты	0,06	19,0	26,0	3,9
1009/71	Грейзены	0,02	18,2	20,5	3,1
1009a/71	"	0,05	16,2	24,8	2,7
5002/71	Кварц-апатит-шеелитовые руды	0,01	20	35	5
Месторождение Восток-2					
2145/65	Биотитовые граниты	0,89	11,2	40,6	2,2
2364/65	Гранодиориты	1,36	13,0	33,7	5,06
140/65	Биотитовые грейзены	0,194	10,3	26,7	1,6
154/65	Кварц-апатит-шеелитовые руды	0,18	9,6	30,0	5,3
60/65	То же	0,108	14,5	25,4	1,6
5101/71	Средний апатит	0,14	9,3	28,0	1,4
		278			

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	Порода, из которой отобран апатит	Относительное содержание, %			
		Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃
Лермонтовское месторождение					
1008/71	Биотитовые граносиениты	—	—	—	—
1009/71	Грейзены	0,4	—	—	—
1009a/71	"	—	—	—	—
5002/71	Кварц-апатит-шеелитовые руды	—	—	—	—
Месторождение Восток-2					
2145/65	Биотитовые граниты	0,9	—	0,3	—
2364/65	Гранодиориты	5,06	0,3	0,5	—
140/65	Биотитовые грейзены	0,36	—	—	—
154/65	Кварц-апатит-шеелитовые руды	2,8	—	1,56	—
60/65	То же	0,64	—	—	—
5101/71	Средний апатит	—	—	—	—

носных магматических и постмагматических образований некоторых рудных

Относительное содержание, %					
Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃
Лермонтовское месторождение					
17,4	0,9	0,9	31,4	0,7	—
11,3	2,6	2,6	38,0	3,0	—
19,4	1,0	1,5	32,4	1,5	—
20	—	—	20	—	—
Месторождение Восток-2					
17,3	0,8	4,6	17,5	4,0	0,4
18,4	6,9	9,0	5,3	1,84	1,2
16,3	2,5	9,6	28,7	3,6	0,18
15,6	4,7	5,6	19,6	5,3	—
17,35	3,22	2,9	33,15	1,29	—
7,8	4,1	5,9	41,2	2,0	—

Относительное содержание, %			Подгруппы лантаноидов, % общей суммы		
La/Nd	Ce/Nd	Pr/Nd	лантановая La+Ce+Pr+Nd	иттриевая Y+Sm+Eu+Gd+Tb+Dy+Ho	скандиевая Er+Tu+Yb+Lu
Лермонтовское месторождение					
1,09	1,49	0,22	66,3	33,9	—
1,61	1,81	0,27	53,1	46,2	0,4
0,84	1,28	0,14	63,1	36,1	—
1,0	1,75	0,25	80,0	20,0	—
Месторождение Восток-2					
0,65	2,35	0,13	71,8	27,3	1,2
0,71	1,88	0,28	70,16	24,24	5,86
0,63	1,64	0,09	54,9	44,58	0,36
0,62	1,92	0,34	60,5	35,2	4,36
0,82	1,46	0,09	58,5	40,56	0,64
1,19	3,59	0,18	46,5	53,1	—
0,95	1,97	0,29	84,70	13,40	1,90

мельных элементов (до 1,36%) установлено в апатитах гранитоидов, а наиболее низкое — в апатитах гидротермальных кварц-щелочных жил. Содержание редкоземельных элементов в апатитах магматических и постмагматических образований района Лермонтовского месторождения значительно ниже, чем в апатитах подобных образований района месторождения Восток-2 (см. табл. 3).

Относительное содержание редкоземельных элементов в апатитах вольфрамоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований сопоставимо. И первые и вторые имеют цериево-иттриевый характер. По сравнению с содержанием различных редкоземельных элементов в среднем составе апатита, по Д.А. Минееву [278], рассматриваемые апатиты отличаются более высоким содержанием элементов иттриевой подгруппы (см. табл. 3). Так, в апатитах магматических и постмагматических образований района месторождения Восток-2 содержание элементов иттриевой подгруппы составляет 27,3–53,1%, в среднем 37,3 по сравнению с 13,4 в среднем типе апатита, по Д.А. Минееву [278]. Количество редкоземельных элементов иттриевой группы увеличивается от апатитов гранитов и гранодиоритов (24–27%) к апатитам грейзенов. Отмеченное, наряду с другими факторами, свидетельствует об изменении кислотности-щелочности растворов, т.е. кислотность растворов при грейзенизации увеличивается.

Апатиты магматических и постмагматических образований района месторождения Восток-2 отличаются от апатитов района Лермонтовского месторождения более высоким содержанием редкоземельных элементов, большим количеством среди них тяжелых элементов скандиевой подгруппы, более низким отношением $\frac{La}{Nd}$ (см. табл. 3).

Проведенное А. Портновым в ВИМСе изучение спектров люминесценции апатитов магматических пород и постмагматических образований показало, что они близки друг другу и несколько отличаются по содержанию редкоземельных элементов. Максимальное количество редкоземельных элементов установлено в магматических породах, а минимальное — в апатитах гидротермальных жил. Отмеченное подтверждается также результатами химических и спектральных анализов. Таким образом, идентичный состав редкоземельных элементов в апатитах гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований можно наряду с другими факторами использовать как один из признаков связи оруденения с данными магматическими ассоциациями.

Интересно, что апатиты вольфрамоносных гранитоидов характеризуются повышенным содержанием вольфрама, количество которого увеличивается от 80–90 · 10⁻⁴% в апатите гранитоидов до 150–400 · 10⁻⁴% в апатитах грейзенов и рудных жил.

Сравнение апатитов вольфрамоносных магматических и постмагматических образований с невольфрамоносными [173] показало, что последние отличаются отсутствием или незначительным содержанием вольфрама. Так например, апатиты невольфрамоносных скарново-магнетитовых руд хребта Джугдур содержат только 3,2 · 10⁻⁴% вольфрама, а апатиты рудников Расвумчорр и Центральный (Хибины) — 4–8 · 10⁻⁵%.

Наряду с вольфрамом и редкоземельными элементами, ведущим элементом апатитов рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов является стронций.

Проведенное нами совместно с Н.В. Троневой на электроннозондовом микроанализаторе "Самеса" изучение распределения вольфрама в апатитах вольфрамоносных гранитоидов показало, что в ряде кристаллов вольфрам распределен равномерно. Это позволяет предполагать возможность изоморфного вхождения вольфрама в апатит. Однако главным концентратом вольфрама в изученных апатитах являются присутствующие в них микровключения шеелита (фиг. 11, А) и вольфрамита (фиг. 11, Б). Все изложенное показывает, что апатиты вольфрамоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований обладают рядом общих геохимических особенностей, которые наряду с другими фактами свидетельствуют о их парагенетической связи, а также о том, что апатит является чутким индикатором повышенного содержания вольфрама в магматическом расплаве.

Выявленные типоморфные особенности апатитов (повышенное содержание вольфрама, нахождение его как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений, повышенное содержание редкоземельных элементов и стронция и др.), являющихся ведущими минералами вольфрамоносных гранитоидов и сопровождающей их шеелитовой минерализации, следует учитывать при поисках вольфрамовых месторождений шеелитовой формации.

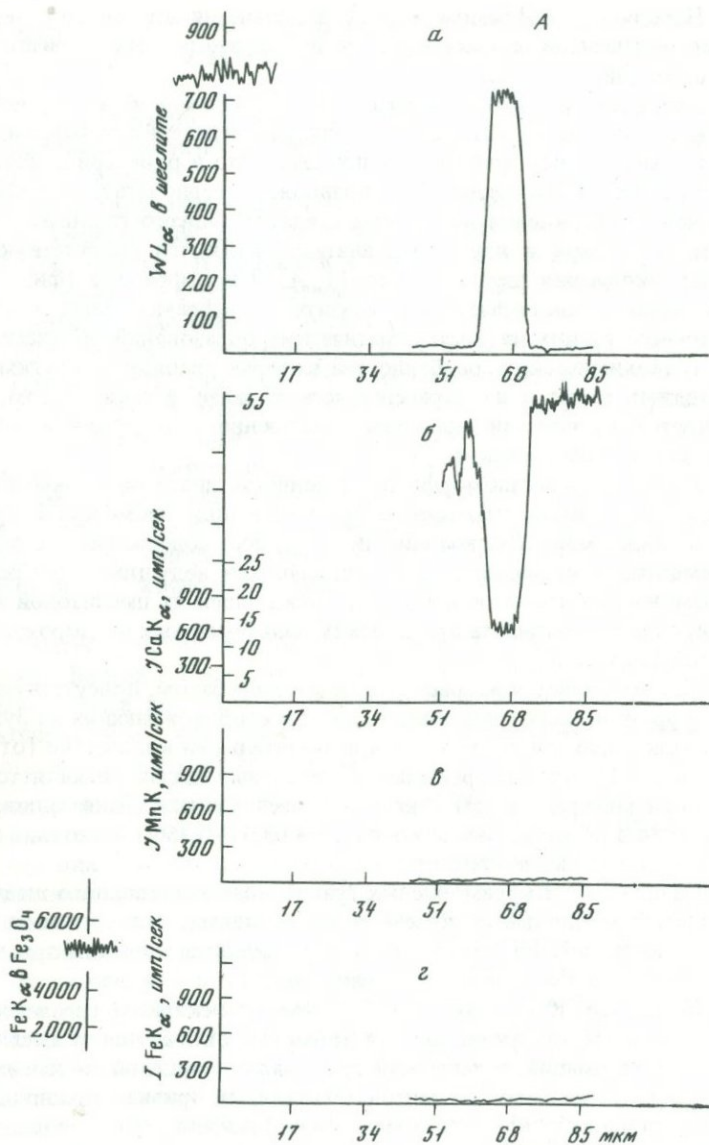
Шеелит является вторым сквозным минералом, присутствующим как в вольфрамоносных гранитоидах, так и в сопровождающих их рудных телах. В гранитоидах он встречается в незначительном количестве (от единичных зерен до 15 г/т). В грейзенах и кварцевых жилах он является ведущим рудным минералом (см. фиг. 9). В шеелитах как гранитоидов, так и рудных жил в незначительном количестве (0,03—0,25%) постоянно присутствуют редкоземельные элементы.

Наличие в вольфрамоносных гранитоидах акцессорного шеелита, содержащего однотипные редкоземельные элементы, с шеелитом гидротермальных жил наряду с другими факторами является одним из признаков связи этих жил с рассматриваемыми гранитоидами.

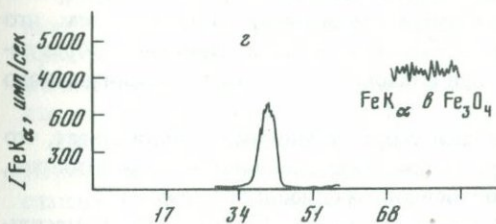
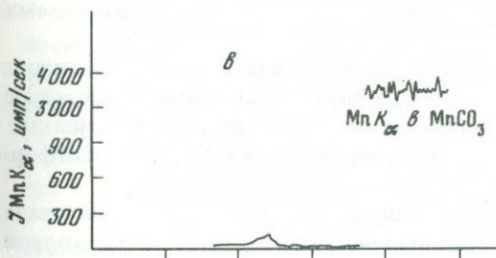
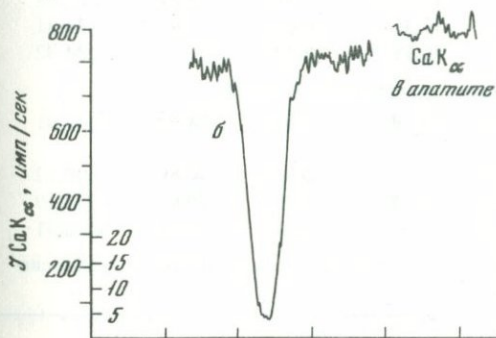
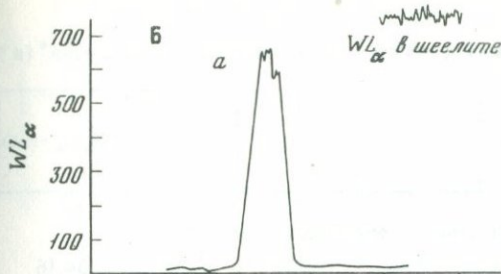
По данным Ю.Г. Иванова [173], шеелиты скарново-грейзеновой формации, наиболее продуктивной для Приморья, отличаются от шеелитов других рудных формаций, в частности грейзеново-кварцевой, меньшим количеством редкоземельных элементов. Отмеченный признак можно использовать при поисках вольфрамовых месторождений скарново-грейзеновой формации.

Гранаты встречаются относительно редко, в незначительном количестве только в вольфрамоносных гранитоидах. Они наблюдаются в виде зерен неправильной формы, реже в виде октаэдрических кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 0,2 мм. Обычно они ассоциируют с биотитом и другими акцессорными минералами — магнетитом, ильменитом, апатитом и др.

Химический состав акцессорных гранатов приведен в табл. 4. Из этой таблицы и фиг. 12, 13 видно, что акцессорные гранаты рассматриваемых



вольфрамоносных гранитоидов представлены пироп-альмандиновой разностью. Содержание пиропового компонента в них составляет 10–20%, содержание спессартинового компонента – 1,7–6%, в единичных случаях достигая 10%. В некоторых зернах граната присутствует хром в количестве 0,01–0,09%. Таким образом, акцессорные гранаты рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов, представленные пироп-альмандиновыми или пироп-гроссуляр-альмандиновыми разностями, сходны с акцессорными гранатами, характерными для вольфрамоносных гранитоидов



Фиг. 11. Разрез через микровключения шеелита в апатите (А) и вольфрамита в апатите (Б). Распределение вольфрама (а), кальция (б), марганца (в) и железа (z) в этом разрезе. Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения; нижние кривые — фоновые интенсивности этих же элементов

второго генетического типа, развитых в других регионах и являющихся производными трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы.

Магнетит в рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах встречается редко в незначительном количестве. Для него характерно повышенное содержание хрома, никеля, кобальта и ванадия, количество которых значительно превышает средние содержания этих элементов в магнетитах гранитоидов — дифференциатов магмы основного состава. Кроме того, эти магнетиты характеризуются также относительно высокими содержаниями магния и алюминия [345]. Все указанное свидетельствует о глубинном источнике вольфрамоносных гранитоидов, содержащих отмеченные акцессорные магнетиты.

Не останавливаясь на характеристике других акцессорных минералов, отметим только, что в рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах акцессорные минералы начали выделяться на ранних стадиях кристаллизации магмы. Об этом свидетельствует присутствие игольчатых кристаллов апатита в плагиоклазах, кристаллизовавшихся раньше минералов. Однако главная часть акцессорных минералов выделилась позднее в конечные стадии кристаллизации гранитов при образовании биотита. Некоторые акцессорные минералы, так же как апатит, продолжали кристаллизоваться

Таблица 4

Химический состав акцессорных гранитов вольфрамоносных гранитоидов* (в %)

Порода, номер образца	Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO
Район Лермонтовского месторождения					
Граносиенит, 94/76	1	37,62	0,09	20,95	34,16
„	2	36,04	0,11	21,57	32,82
„	3	37,46	0,09	20,67	34,31
„	Общее	36,19	0,09	21,97	34,32
Район месторождения Восток-2					
Граномонцит, обр. 90/76	1	39,09	0,06	21,00	33,01
„	4	39,41	0,06	20,80	30,32
Гранодиорит, 878/69	1	38,47	0,09	20,85	31,19
„		38,98	0,06	20,75	32,31

* Анализы выполнены Н.В. Троневой на электрозондовом микроанализаторе MS-4 системы "Самса".

и позднее, и явились ведущими минералами грейзенов и кварц-шеелитовых руд.

Низкое содержание магнетита и титаномагнетита в рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах свидетельствует о высокой температуре кристаллизации гранитоидов при невысоком окислительном потенциале; а наличие значительного количества фторсодержащего апатита – о фосфорно-фтористой специфике флюидного режима.

Незначительное количество того или иного акцессорного минерала в рассматриваемых гранитоидах обусловлено не только составом исходной магмы, но и условиями кристаллизации. В частности, относительно небольшое количество сфена в описываемых гранитоидах связано с тем, что титан концентрируется в биотите и рутиле, а также в ильмените, образуя вместо магнетита из-за недостаточно высокого окислительного потенциала.

Таким образом, рассмотрение акцессорных минералов показывает, что их ассоциации зависят от петрохимических особенностей гранитоидов, от условий их кристаллизации и особенностей флюидного режима.

Рассматривая петрохимические особенности вольфрамоносных гранитоидов монцитит-граносиенит-гранитной формации, можно отметить, что для них характерно повышенное содержание магния, щелочей (фиг. 14), в том числе и редких, вольфрама и летучих, особенно фтора и фосфора.

В рассматриваемых гранитоидах отмечается относительно низкий коэффициент железистости (47–56, редко до 60), значение которого повышается в гранитах.

Сравнение коэффициента железистости гранитоидов с коэффициентом железистости биотитов этих гранитоидов показало, что они хорошо со-

MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Гроссу- ляр + ан- драдит	Пироп	Альмандин	Спессар- тит
Район Лермонтовского месторождения							
1,02	5,13	0,99	0,00	2,80	20,30	74,60	2,30
4,88	3,86	1,04	0,00	2,89	14,96	71,38	10,77
0,76	5,09	3,57	0,01	11,08	19,76	67,45	1,71
2,70	4,12	0,93	0,09	2,59	16,10	75,30	6,01
Район месторождения Восток-2							
1,23	1,60	5,67	0,01	16,41	6,43	74,43	2,73
2,86	4,30	0,80	0,01	2,43	18,35	72,32	6,90
2,86	4,50	2,01	0,03	4,6	18,40	80,71	6,90
1,33	4,43	0,91	0,01	2,6	18,5	74,76	4,14

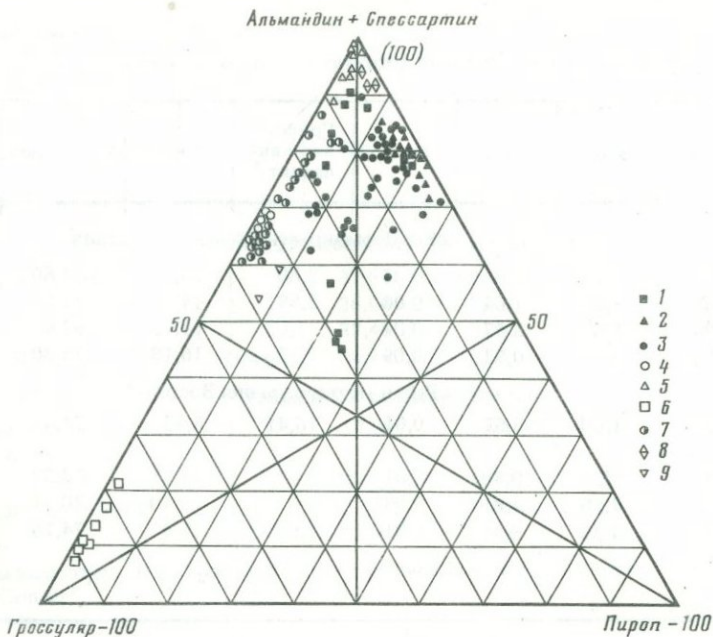
поставляются. Коэффициент окисления железа в описываемых вольфрамоносных гранитоидах, как и в слагающих их биотитах, относительно низкий (0,04–0,23, в единичных случаях выше), что говорит о низкой фугитивности кислорода. Это подтверждается относительно небольшим содержанием окисных минералов, в частности магнетита.

Как мы уже отмечали, низкая степень окисленности железа в гранитоидах и слагающих их биотитах свидетельствует наряду с другими фактами о глубинном источнике магмы, из которой кристаллизовались эти гранитоиды.

В то же время вольфрамоносные гранитоиды, развитые в районе Лермонтовского месторождения, отличаются от подобных гранитоидов, распространенных в районе месторождения Восток-2, значительно большим количеством глинозема и значительно меньшим количеством кальция, что хорошо видно на треугольной диаграмме Na₂O–CaO–K₂O (фиг. 15).

Повышенное содержание глинозема в гранитоидах, развитых в районе Лермонтовского месторождения, объясняется ассимиляцией глинистых сланцев, которая происходила, вероятно, на разных глубинных уровнях. Подтверждением отмеченного может служить наличие в граносиенитах Лермонтовского месторождения большого количества ксенолитов кварц-слюдистых сланцев (фиг. 16).

Повышенное содержание кальция в гранитоидах района месторождения Восток-2 объясняется ассимиляцией карбонатных пород. В результате даже самые кислые дифференциаты характеризуются повышенным содержанием окиси кальция. Эти данные подтверждены проведенными И.Н. Говоровым и Г.Н. Степановым [123] исследованиями по изучению газожидких включений в кварце грейзенов, шеелитовых, кварц-шеелит-арсено-



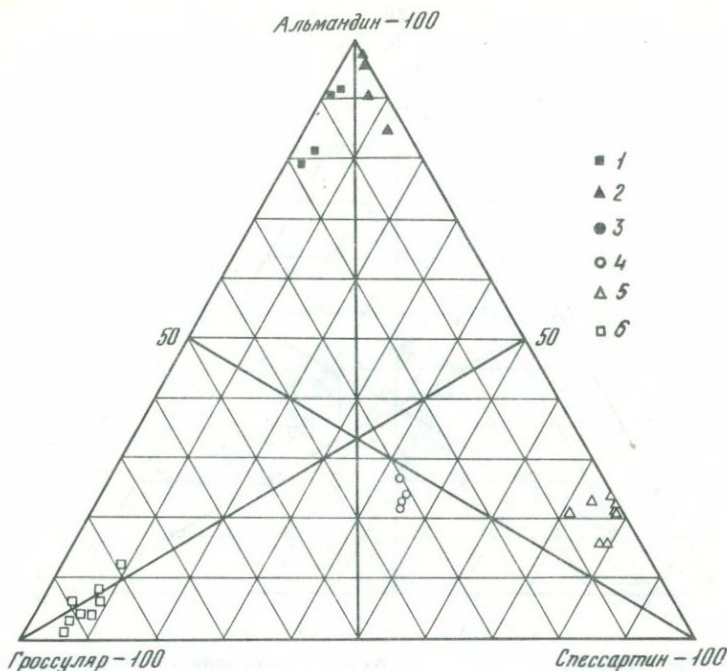
Фиг. 12. Состав аксессуарных гранатов, представленный в виде отношений "конечных молекул" (гроссуляр-альмандин + спессартин-пироп), в вольфрамоносных гранитоидах различных генетических типов

1 — раннемеловые вольфрамоносные гранитоиды монзонит-граносиенит-гранитной формации, район месторождения Восток-2 (Приморье); 2 — раннемеловые вольфрамоносные гранитоиды этой же формации, район Лермонтовского месторождения (Приморье); 3 — поздне меловые вольфрамоносные вулканоплутонические ассоциации западной части Кавалеровского района (трахиандезиты, монзониты, граносиениты); 4 — раннемезозойский (булуктайский) гранитоидный комплекс (Западное Забайкалье); 5 — поздне мезозойский (гуджирский) гранитоидный комплекс (Западное Забайкалье); 6 — верхнепалеозойские вольфрамоносные гранитоиды: Кара-Тюбе (Западный Узбекистан); 7 — сиалические гранитоиды Приморья; 8 — гимеридные граниты Словакии; 9 — граниты Южного Тянь-Шаня

пиритовых и кварц-пирротиновых жил. Упомянутые исследователи показали, что несмотря на определенную эволюцию химизма минералообразующих растворов во времени, общий тип их для всех отмеченных минеральных образований остается постоянным — натриево-кальциевый, сульфатно-бикарбонатный¹. Специфический натриево-кальциевый характер минерализующих растворов сопоставляется с повышенным содержанием кальция в вольфрамоносных гранитоидах, вскрытый в районе месторождения Восток-2, и наряду с другими фактами может служить одним из критериев парагенетической связи оруденения с этими гранитоидами.

Изучение изменения содержания редких щелочей в массивах вольфрамоносных гранитоидов до глубины 1000 м показало, что от глубоких

¹ Среди катионов преобладает Ca^{2+} , а среди анионов — HCO_3^- .



Фиг. 13. Состав аксессуарных гранатов, представленный в виде отношений "конечных молекул" (гроссуляр-альмандин-спессартин), в вольфрамоносных гранитоидах различных генетических типов.

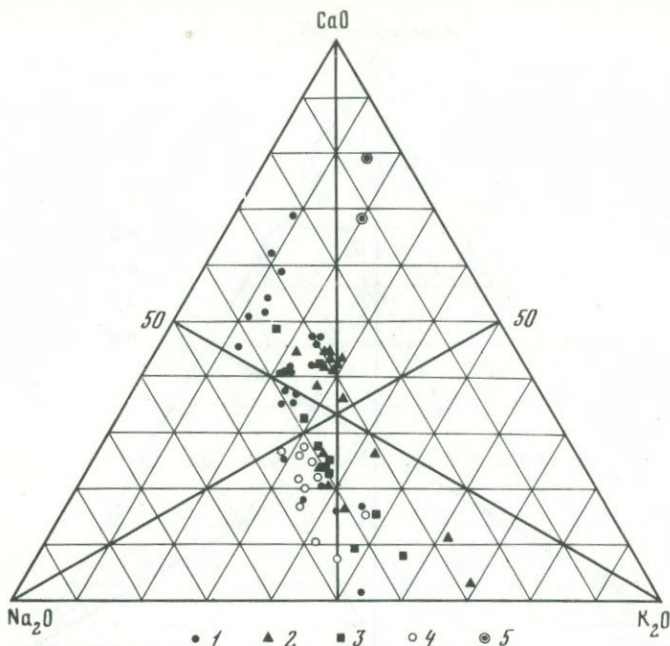
Раннемеловые вольфрамоносные гранитоиды монзонит-граносиенит-гранитой формации Приморья: 1 - район месторождения Восток-2; 2 - район Лермонтовского месторождения; 3 - позднемеловые вулканоплутонические ассоциации западной части Кавалеровского района (трахиандезиты, монзониты, граносиениты); 4 - раннемезозойский (булуктайский) гранитоидный комплекс Западного Забайкалья; 5 - позднемезозойский (гуджирский) гранитоидный комплекс Западного Забайкалья; 6 - верхнепалеозойские вольфрамоносные гранитоиды Кара-Тюбе (Западный Узбекистан)

горизонтов вверх по разрезу намечается небольшое увеличение содержания редких щелочей.

Изучение распределения рудных элементов и летучих компонентов в рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах и сопровождающих их постмагматических образованиях позволило выделить группу сквозных элементов, присутствующих как в интрузивных породах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях. В эту группу входят Li, Rb, Cs, Sr, TR, Y, F, P, W, Sc и др.

Ниже мы остановимся на кратком рассмотрении лишь некоторых из упомянутых выше элементов, имеющих наибольшее значение для выяснения характера связи вольфрамового оруденения с гранитоидными ассоциациями, а также для выяснения генезиса последних.

Фтор и фосфор являются ведущими летучими компонентами описываемых гранитоидных ассоциаций.



Фиг. 14. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ в раннемеловых вольфрамоносных гранитоидах Приморья

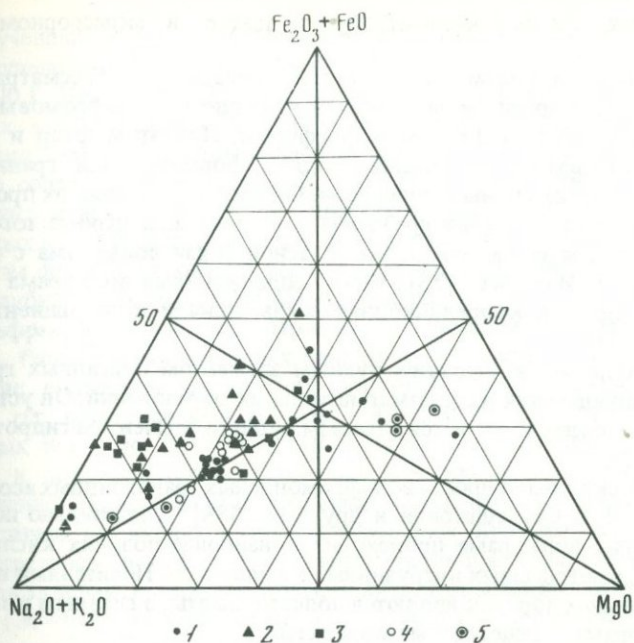
1 - гранодиориты и граносиениты Центрального массива (Восток-2); 2 - граномонциты и граносиениты Дальнинского массива; 3 - граниты Биссерского массива; 4 - граносиениты Лермонтовского массива; 5 - позднемеловые вулканоплутонические ассоциации базальт-габбро-монцитовой формации

Фтор постоянно присутствует в гранитоидах в количествах, превышающих в два-четыре раза средние содержания фтора в кислых магматических породах, по А.П. Виноградову [91]. Однако максимальное количество фтора, достигающее 1,5%, обнаружено в грейзенах.

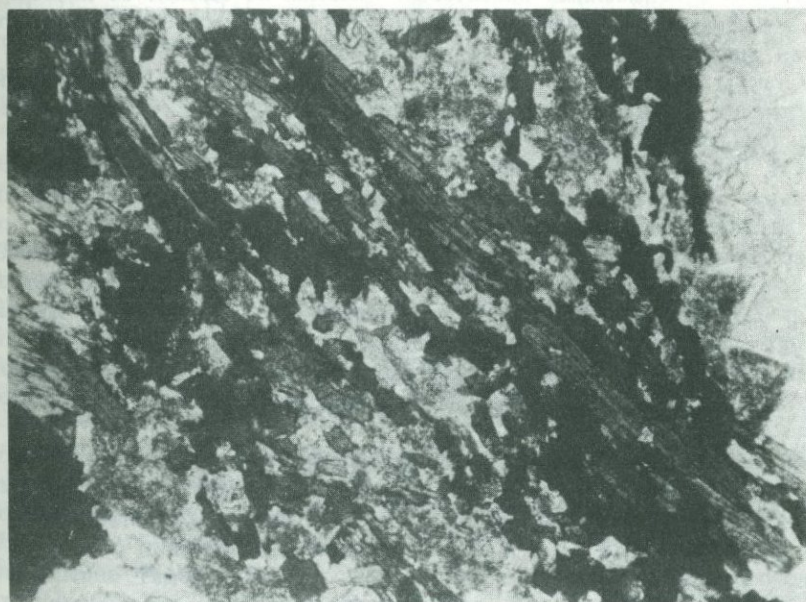
Изучение распределения фтора в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов показало, что он концентрируется в биотите (0,39–0,75%) и таких акцессорных минералах, как флюорит и апатит; содержание фтора в последнем достигает 3–3,5%. По данным количественных спектральных анализов, содержание фтора в калиевых полевых шпатах составляет 0,008–0,04%, а в кварце – 0,002–0,014%. Специальное изучение кварца этих пород показало, что фтор присутствует в составе газовых и газово-жидких включений. Максимальное количество фтора, достигающее 0,12%, обнаружено в кварце кварц-шеелитовых жил, что связано, вероятно, с присутствием в нем мелких кристаллов апатита.

В постмагматических образованиях – грейзенах и кварц-шеелитовых жилах – главным концентратором фтора являются фторсодержащие апатиты.

Главным концентратором фосфора как в гранитоидах, так и в постмагматических образованиях является апатит, содержащий 40,4–41,4% P_2O_5 .



Фиг. 15. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$ в раннемеловых вольфрамосных гранитоидах Приморья. Условные обозначения те же, что на фиг. 14



Фиг. 16. Шлиф № 857/75 (Лермонтовка). В граносенитах ксенолит биотитовых сланцев. Увел. 40, без анализатора

В гранитоидах фосфор концентрируется также в акцессорном монаците.

Таким образом, магма, из которой образовались рассматриваемые вольфрамоносные гранитоиды и сопровождающие их вольфрамовые месторождения, была богата фтором и фосфором. При этом фтор и фосфор начали фиксироваться на ранних стадиях формирования гранитоидов, входя в состав акцессорных минералов. Однако накопление их происходило позднее при образовании грейзенов и рудных жил. Кроме того, полученные материалы свидетельствуют о тесной связи вольфрама с фтором. По данным Ю.Г. Иванова [173], между содержаниями вольфрама и фтора наблюдается прямая корреляционная связь, причем коэффициент корреляции $r = 0,564$.

Вольфрам является ведущим рудным элементом описанных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований. Он установлен во всех гранитоидах и является главным рудным элементом гидротермальных жил.

Геохимические особенности вольфрамоносных гранитоидных ассоциаций исследованы З.Д. Студениковой и другими [388]; убедительно показано, что накопление вольфрама происходит в наиболее поздних кислых дифференциатах многофазных интрузивных комплексов. Носителями вольфрама в интрузивных породах являются полевые шпаты, а главным концентратом вольфрама — акцессорные минералы.

Г.Ф. Иванова [175], изучавшая граниты оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья, приходит к другим выводам. По ее данным, содержание вольфрама в неизменных биотитовых гранитах не зависит от наличия в них вольфрамового оруденения: в гранитах, сопровождающихся вольфрамовой минерализацией и не сопровождающихся ею, оно равно 1,2 г/т.

К таким же выводам пришли В.И. Сотников и Л.Г. Изюмова, изучавшие содержание вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью.

И.Н. Говоров, Г.Б. Левашов и другие [122] отмечают повышенное содержание вольфрама и дисперсии его содержания во всех породах охарактеризованного нами выше нижнемелового интрузивного комплекса, сопровождающегося вольфрамовой минерализацией скарново-грейзеновой формации. По мнению упомянутых авторов, высокая калиевоность магмы, проявляющаяся на ранних этапах ее эволюции, является наиболее важным физико-химическим условием реализации потенциальной вольфрамоносности гранитоидных магм. Как глубинная, так и внутрикамерная эволюция богатых калием расплавов должна сопровождаться значительным остаточным накоплением вольфрама.

По данным Ю.Г. Иванова [173], вольфрамоносные и невольфрамоносные гранитоидные интрузии Приморья достаточно четко различаются по среднему содержанию вольфрама (1,7 и 1,1 г/т), по величинам стандартных отклонений (1,8 и 0,9 г/т) и коэффициентам вариации (100 и 69%) содержаний вольфрама. А.А. Стрижкова [387] отмечает повышенное содержание вольфрама (до 4,5 г/т) в гранитоидах одного из районов Сихотэ-Алиня, сопровождающихся вольфрамовой минерализацией вольфрамит-кварцевой формации.

Полученные нами материалы подтверждают и развивают выводы З.Д. Студениковой и других [388], И.Н. Говорова, Г.Б. Левашева и других [122], Ю.Г. Иванова [173], Г.Б. Левашева [248] и других исследователей. Во всех гранитоидах вольфрамоносной монзонит-граносиенит-гранитной формации отмечается повышенное количество вольфрама, превышающее среднее содержание в кислых породах [91] в 1,5–2 раза. И.Н. Говоров [121] указывает на преимущественное остаточное накопление вольфрама в богатых калием расплавах и кристаллизационных гидротермах. Сходный механизм фракционирования вольфрама в присутствии калия допускается и для глубинных магмогенерирующих очагов.

Вольфрам в породах рассматриваемой формации установлен в полевых шпатах, биотите и акцессорных минералах — шеелите и апатите. Так, содержание вольфрама в биотитах описываемых гранитоидов составляет 3,5–15 г/т, в акцессорном апатите — 80–150 г/т, а в апатитах грейзенов и рудных тел — до 250–400 г/т. В апатитах невольфрамоносных магматических и постмагматических образований оно не превышает 5–10 г/т.

Изучение характера распределения вольфрама в апатитах показало, что частично он входит в виде изоморфной примеси, однако главным концентратором вольфрама в апатите являются присутствующие в нем микровключения шеелита и вольфрамита. Повышенное содержание вольфрама (30–100 г/т) установлено в цирконах, где он присутствует главным образом в виде микровключений вольфрамсодержащих минералов.

Таким образом, полученные нами материалы, как и данные И.Н. Говорова, Г.Б. Левашева и других исследователей, в отличие от данных В.Л. Ивановой [174], свидетельствуют о том, что обычно накопление вольфрама происходит в остаточных богатых калием расплавах. При этом месторождения вольфрамит-кварцевой формации пространственно и генетически связаны обычно с породами гранит-лейкогранитной и лейкогранитной формаций, а месторождения скарновой и скарново-грейзеновой формации ассоциируют с породами монзонит-граносиенит-гранитной формации.

Элементы группы железа. В рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах отмечаются высокие содержания хрома, никеля, кобальта и ванадия. Главным концентратором отмеченных элементов являются биотиты и такие акцессорные минералы, как магнетит. По данным количественного спектрального анализа содержание хрома в биотитах вольфрамоносных гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации составляет (в г/т) — 67–123, никеля 187–420, кобальта 11–29, а ванадия 210–294, в то время как в биотитах вольфрамоносных гранитов гранит-лейкогранитной формации содержание хрома обычно не превышает 4–6, никеля 21, кобальта 5, ванадия 53. Магнетит вольфрамоносных гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации отличается от магнетитов вольфрамоносных гранитоидов гранит-лейкогранитной формации большим количеством хрома, никеля, кобальта и ванадия.

Резюмируя все изложенное, следует отметить, что вольфрамоносные гранитоиды монзонит-граносиенит-гранитной формации характеризуются повышенным содержанием летучих компонентов, в частности фтора и фосфора, редкоземельных элементов, вольфрама, а также хрома, никеля,

кобальта и ванадия. Накопление летучих и вольфрама происходит в конечные этапы магматической деятельности при образовании гранитов заключительных фаз и субфаз и особенно при образовании рудных тел. В отличие от летучих и вольфрама, содержание редкоземельных элементов в постмагматических образованиях понижается. Это может быть связано со специфическими физико-химическими условиями, в которых происходило формирование рассматриваемых гранитоидов. Возможно, в постмагматическую стадию редкоземельные элементы были вынесены и отложились вдали от интрузии в благоприятных условиях.

Особый интерес представляет повышенное содержание в описываемых вольфрамоносных гранитоидах хрома, никеля, кобальта и ванадия, что наряду с геологическими и петрографическими данными позволяет предполагать связь этих гранитоидов с глубинным источником трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше фактический материал свидетельствует о существовании двух генетических типов гранитоидов, с которыми устанавливается генетическая или парагенетическая связь вольфрамового оруденения. Имеющиеся геолого-петрографические, петрохимические и геохимические данные позволяют предполагать связь двух установленных генетических типов рудоносных гранитоидов с разноглубинными источниками. Гранитоиды первого типа являются палингенными и образовались за счет магмы, возникшей при переплавлении сиаля, а гранитоиды второго типа имеют более глубинный источник и являются, вероятно, дифференциатами трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы.

Оба указанных типа вольфрамоносных гранитоидов обладают рядом общих геологоструктурных особенностей. Так, комплексы обоих типов слагают многофазные массивы, занимающие отчетливо дискордантное положение по отношению к элементам складчатых структур вмещающих их пород. Распределение таких интрузивов обычно определяется разломами, нередко обладающими чертами длительно живущих магмоконтролирующих структур. Однако разломы, контролирующие интрузивы рудоносных гранитоидов второго (монзонитоидного) типа, нередко определяют и распределение продуктов базитового магматизма. Кроме того, если рудоносные гранитоиды первого типа появляются как на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых областей, так и при активизации относительно стабильных структурных элементов и блоков с мощной континентальной корой, то рудоносные гранитоиды второго типа появляются только при тектоно-магматической активизации консолидированных блоков, в пределах которых фиксируется кора переходного типа или некоторое увеличение мощности "базальтового" слоя. Гранитоиды обоих типов относятся к существенно калиевым дифференцированным комплексам, однако процессы дифференциации более интенсивно проявлены в гранитоидах второго генетического типа.

Два упомянутых типа вольфрамоносных гранитоидов отличаются также особенностями состава некоторых порообразующих и аксессуарных

минералов, отражающих генетическую природу генерировавших их расплавов. Так, биотиты гранитоидов первого типа обычно железистые, коэффициент железистости колеблется в пределах 70–80%, в то время как биотиты гранитоидов второго типа существенно магниальные. Акцессорные магнетиты гранитоидов второго типа отличаются от соответствующих минералов гранитоидов первого типа значительно большим количеством хрома, ванадия, никеля и кобальта. Акцессорные гранаты гранитоидов первого типа представлены альмандиновыми и альмандин-спессартиновыми разновидностями, в то время как среди акцессорных гранатов гранитоидов второго типа преобладают гранаты пироп-альмандинового состава. При формировании рудоносных гранитоидов и вулканоплутонических ассоциаций как первого, так и второго типа большую роль играли летучие: для гранитоидов первого типа в основном фтор и бор, для гранитоидов второго типа, наряду с фтором и бором, хлор, сера, фосфор, CO_2 . Вольфрамоносные гранитоиды обоих генетических типов характеризуются повышенным количеством вольфрама и летучих компонентов, содержание которых и дисперсия содержаний резко увеличиваются в поздних наиболее кислых дифференциатах комплексов. Наблюдается прямая корреляционная связь вольфрама с летучими. Вольфрам входит в породообразующие и акцессорные минералы частично в виде изоморфной примеси. Главным концентратом вольфрама в акцессорных минералах, в частности в апатитах, являются присутствующие в них микровключения шеелита и вольфрамита.

Образование вольфрамоносных магматических комплексов, помимо общих геологических условий, определяется особенностями химизма вещества и глубиной пунктов магнеобразования, составом и количеством газовой фазы, полнотой процессов дифференциации с участием газовой фазы, приводящими к накоплению рудных элементов и летучих компонентов в остаточном магматическом расплаве, явлениями ассимиляции и гибридности, составом глубинных растворов, принимавших участие в магнеобразовании, и другими факторами. Полнота проявления большинства из отмеченных процессов во многом определяется условиями формирования гранитоидных интрузивов и в первую очередь глубиной их образования. Значение указанных факторов показано на конкретных примерах Западного Забайкалья, Центрального Казахстана и Приморья. В частности, как видно из сравнительного материала по этим регионам, сиалические гранитоиды первого типа Казахстана и Западного Забайкалья резко отличаются содержанием марганца, повышенные содержания которого установлены в Забайкалье. Особенно эффектно это видно на составе акцессорных гранатов, содержащих более 25% спессартиновой молекулы. Отмеченное еще раз подчеркивает значение состава субстрата, при переплавлении которого образовались эти гранитоиды. В то же время повышенные содержания магния, железа, хрома и других элементов группы железа в раннемезозойских (булуктайских) гранитоидах по сравнению с позднемезозойскими (гуджирскими) позволяют предполагать, что при формировании первых принимали участие глубинные эманации. Региональные отличия наблюдаются и в составе летучих. Так, если для сиалических гранитоидов первого типа в Казахстане преобладает фтор, то в Забайкалье наряду с фтором

присутствуют фосфор и сера, а в подобных гранитоидах Западного Узбекистана — бор.

В последние годы в связи с развитием новых методов исследования — определение изотопного состава серы и кислорода и состава газовой-жидких включений в однотипных минералах гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований, применение более чувствительных методов спектрального и химического анализов, исследования на электронно-зондовом микроанализаторе, электронном микроскопе — появились дополнительные материалы, свидетельствующие о том, что кварц-вольфрамитовые месторождения обычно связаны с гранитоидами первого типа, а шеелитовые месторождения скарновой формации с гранитоидами второго типа. Гораздо реже шеелитовые месторождения скарновой формации связаны с гранитоидами первого типа.

В заключение можно отметить, что полученные новые материалы, касающиеся особенностей состава вольфрамоносных формаций, позволяют высказать предположение о разноглубинных источниках вольфрама. Кроме того, эти материалы свидетельствуют о необходимости более широкого применения петрологических исследований при металлогенических построениях и перспективной оценке отдельных регионов.

УДК 552.321.1 + 553.212

Е.В. НЕГРЕЙ

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Формационное расчленение интрузивных образований в орогенных областях имеет важное значение для решения ряда геологических и петрологических задач. В регионах со сложным геологическим развитием особенно на позднеорогенном этапе, когда завершается формирование верхнего структурного этажа, особенностью тектонического режима является развитие крупных глубинных разломов, трассирующих кору на разную глубину. Эти длительно живущие глубинные разломы являются магмопроводящими структурами, в ареалах развития которых локализовано большое количество разновозрастных интрузивов. Возрастное их расчленение и объединение по ряду признаков в формации составляет первоочередную задачу исследований. Петрологической частью таких исследований является реставрация условий кристаллизации пород: температур, давлений воды и кислорода, кислотности и щелочности, влияния добавок летучих компонентов и т.д. Минеральный состав гранитов дает возможность с учетом экспериментальных данных проводить ориентировочную оценку физико-химических условий кристаллизации кислых расплавов разной глубинности. Именно такой подход был использован уральскими петрологами при расчленении гранитоидов Урала по степени водосодержания магм [443]. В Казахстане традиционным является расчленение интрузивных образований на комплексы, определение которых было дано В.С. Коптевым-Двор-

никовым в 1952 г. Верхнепалеозойские граниты (C_3-P_1) Казахстана большинством исследователей разделяются на нерудоносный калдырминский (C_3) и рудоносный (P_1) акчатауский комплексы. В результате детальных работ, проведенных автором статьи и О.И. Яшухиным в 1971–1974 г. в пределах Токрауской впадины и ее обрамления, в составе акчатауского комплекса было выделено две группы (формации) гранитов: моношпатовых гранитов типа гиперталькуса (аляскиты) и двуполевошпатовых лейкократовых гранитов. Выделение аляскитов в Кызылрайский комплекс проведено также В.И. Серых. Правомочность такого разделения определялась тем, что указанные формации пространственно разобщены, приурочены к различным структурно-формационным зонам, различаются минеральным составом, концентрациями редких щелочей и рудных элементов и степенью рудоносности. Отсутствие каких-либо переходов моношпатовых гранитов в двуполевошпатовые, а также их пространственная разобщенность дают основание говорить об их самостоятельности и независимости и рассматривать как производные магм различной глубинности. Практически собственно рудоносной является формация лейкократовых гранитов акчатауского комплекса, с интрузивами которых в регионе связаны все известные рудопроявления редких металлов. Формация моношпатовых гранитов является нерудоносной, так как только с единичными ее интрузивами связаны пегматиты с пьезосырьем. Общим для этих двух формаций является их лейкократовый состав.

Данные об особенностях состава моношпатовых гранитов для Центрального Казахстана крайне схематичны, так как до последнего времени они объединялись с лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса и им давалась общая петрографическая характеристика. В монографии "Минеральный и химический состав ультракислых гранитов Центрального Казахстана" они выделены как аляскиты либо как щелочные аляскиты. В связи с недостаточностью информации, касающейся в основном условий кристаллизации гранитов, автором было проведено дополнительное изучение петрохимии пород, химического состава биотитов, определены содержания фтора в породах возрастных рядов и проведено дополнительное радиологическое датирование возраста пород по различным минералам.

Как показали результаты детального исследования, термодинамический режим кристаллизации моношпатовых гранитов был существенно иным, чем гранитов рудоносного акчатауского комплекса и в целом определяется высокотемпературной кристаллизацией в условиях повышенной щелочности, низкого содержания воды и высокого парциального давления кислорода.

Наиболее подходящим описательным названием для аляскитов является термин граниты гиперталькуса, введенный О.Ф. Таттлом и Н.Л. Боуэном [544] для обозначения гранитов, в которых кристаллизация полевых шпатов протекает выше области талькуса при температурах, превышающих $660^{\circ}C$. Минеральный состав таких гранитов простой: они состоят из сложного калиево-натриевого полевого шпата 62–65%, содержащего до 50–55% альбитового компонента и кварца 32–35% при низком содержании биотита. Г.Б. Ферштагером и другими [407] такие граниты описаны в группе вулканических маловодных.

О.Ф. Таттл, В.К. Лутс и Р.Х. Джанс [545] отмечали, что граниты гиперсольвус часто ассоциируют либо переходят в гранофиры и риолиты, а в некоторых случаях в их составе присутствуют щелочные амфиболы и пироксены. Д.Х. Грином и И.Б. Ламбертом [137] граниты гиперсольвус были экспериментально получены при кристаллизации в сухих условиях при высоких давлениях (до 12,5 кбар) и температурах (1100°C), а граниты с двумя полевыми шпатами были при тех же давлениях закристаллизованы при более низких температурах (950°).

Судя по опубликованным в литературе данным, моношатовые аляскиты пользуются широким развитием в различных складчатых областях: Горном Алтае [303], Монголии [203], Урале [407], а также в Киргизии, Восточном Саяне, Южном Приморье и других, где они выделяются исследователями в составе позднеорогенных гранитных формаций различного возраста. В зависимости от состава темноцветного минерала (биотит или щелочные амфиболы и пироксены) моношатовые граниты описываются в составе либо щелочногранитных формаций, либо субщелочных лейкократовых гранитов и аляскитов.

В Центральном Казахстане позднегерцинская формация гранитов гиперсольвус пользуется широким распространением. Интрузивы, представляющие ее, размещены либо в зонах каледонской стабилизации — Ерментауский, Чингиз-Баянаульский, Атасу-Моинтинский антиклинории, либо в герцинских структурах — Токрауский и Баканаский синклинории. В каледонских структурах размещены интрузивы Большой Койтас, Баян-Аул (внешняя кольцевая часть интрузива), Восточно-Кызылтауский, Шунакский, Таятханский и Кызылтаский (последние три включены условно). В герцинских синклинорных структурах и зонах их ближнего обрамления расположены интрузивы Мамыр, Майтас, Кызылрай, Кент Юго-Западный, Улькен (в пределах Токрауского синклинория), Коктас Западный, Кызылтас, Котангель, Сарыкульджан и др. (в пределах Баканаского синклинория). Размещение интрузивов в каледонских структурах контролируется разломами, имеющими северо-западное меридиональное или субширотное направление, и узлами их пересечений. Формирование интрузивов связывается некоторыми исследователями с процессами тектоно-магматической активизации верхнепермского — нижнетриасового времени [466]; другие [285] относят образование позднегерцинских аляскитов к заключительным этапам развития обширного долгоживущего гранитного очага. Согласно данным абсолютного возраста, временной интервал формирования интрузивов, размещенных в каледонских структурах, определенный по биотитам с хорошей сохранностью калия, относится к нижней и верхней перми (260 + 10 млн. лет, Большой Койтас, Баян-Аул; табл. 1). Несколько условным и проблематичным является отнесение к позднегерцинскому этапу интрузивов моношатовых гранитов, размещенных в Моинтинской зоне: Таят-хан, Шунак, Кызылтас. Наличие значительно расходящихся значений абсолютного возраста, полученных по калишпатам (239—280 млн. лет) и щелочному амфиболу из интрузива Шунак (473 млн. лет; см. табл. 1), не дают оснований надежно определить их возраст как нижнепермский. Не исключена принадлежность их к каледонскому тектоно-магматическому этапу. В Восточном Казахстане моношатовые граниты локализованы в пределах глубинных

Таблица 1

Радиологический возраст интрузивов моношпатовых гранитов Токрауской впадины и зон каледонской стабилизации

Номер	Интрузив, фаза	Минерал, порода	К, %	Ag рад, нг/г	$\frac{40}{40} \text{Ag рад}$	Возраст, млн. лет
					$\frac{40}{40} \text{Ag общ}$	
КТ-502	Кент Юго-Западный, интрузивная	Биотит	7,86±0,06	171±2,5	71:76	296±10
КТ-1	Тот же, та же	Калишпат	5,85±0,05	125,5±2,0	80:89	294±9
	Пегматит	Рибекит				280±10
КТ-646 ^a	Грейзен	Калишпат	5,68±0,05	135,0±2,0	93:91	322±10
	"	Мусковит	8,62±0,07	195±3,0	44:87	307±9
КТ-649	"	Калишпат	8,00±0,06	162±3,0	67:70	276±8
КТ-649	"	Мусковит	8,53±0,07	189±3,0	81:89	302±9
КЗ-458	Кызылрай, интрузивная	Биотит	7,29±3,0	178,5±3,0	74:95	330±10
КЗ-459	Тот же, та же	Калишпат	5,79±0,05	124,0±2,0	85:83	290±9
	Дополнительная	Биотит	7,32±0,06	175±3	78:85	322±10
КЗ-459 ^a	"	Калишпат	5,75±0,05	119±2,0	86:89	284±9
	Грейзен	Мусковит	8,35±0,07	192±3,0	66:80	312±10
МС-433	Майтас, интрузивная	Биотит	7,37±0,06	167,5±2,5	62:80	308±10
МС-444	Тот же, та же	Калишпат	6,85±0,06	129±2,0	79:89	260±8
	"	Рибекит	0,30±0,03	6,3±0,5	22:28	288±30
656	Дополнительная	Биотит	7,73±0,06	174,5±3	45:83	306±9
	Липариты	Валовая проба низов архарлинской свиты	2,92±0,04	63,5±1,5	78:92	269±12
Баян-Аул*	Биотит		7,90±0,06	150,0±2,5		260±9
	"		7,92±0,06	153,0±2,5		266±9
Большой Койтас ^{2*}	Калишпат		6,62±0,06	121,0±1,8		252±9
	Биотит					262
Шунак ^{3*}	Калишпат		5,66	88,52		252±11
Кызылтас	"		6,00	103,86		239±4
Таят-хан	"		5,66	115,64		280±4
Шунак, пегматит с эгирином и рибекитом	Щелочной амфибол					473

* Данные Н.Ф. Ворониной-Аникеевой и других [99].

^{2*} Данные Л.И. Симоновой (не опубликованы).^{3*} Данные С.В. Ефремовой [189].

Примечание. Расчет проведен по константам 1964 г.; определения выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ.

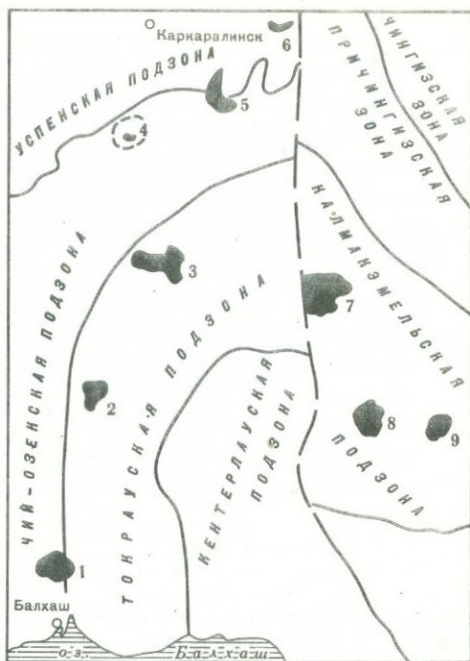
разломов северо-западного простирания (Жарминская и Чубартауская тектоническая зоны). В.Н. Зыряновым [170] щелочные моношлатовые граниты были описаны как автосоматические разности биотитовых гранитов и объединены в формацию метасоматически-измененных гранитоидов и щелочных пород верхнекарбонического-пермского возраста. Просмотр коллекции шлифов В.Н. Зырянова, любезно предоставленных автору, показал, что большая часть их относится к магматическим гранитам, причем кристаллизация их завершается образованием щелочных амфиболов. Позднее, эти интрузивы были выделены в керегетас-эспинский щелочной комплекс магматического, а не метасоматического происхождения, время формирования которого относится к P_{1-2} [251, 158]. По данным П.В. Ермолова и других, интрузивы приурочены к глубинным разломам, разделяющим различные структурно-формационные зоны — герцинский и каледонский структурные комплексы.

В Токрауском синклинии позднегерцинские интрузивы аляскитов приурочены к его центральной части и южному и северному его обрамлению (фиг. 1). Размещение их контролируется разломом субмеридионального направления, направленного под углом к Центрально-Казахстанскому разлому. Большая часть интрузивов участвует в строении кольцевых вулканотектонических структур — Майтасской, Кызылрайской, Кентской, Улькен-Каракууской. Радиологический возраст аляскитов датирован по парам минералов: биотит—калишпат—рибекит, мусковит—калишпат (табл. 1). Минералы—геохронологи из аляскитов имеют дискордантные возрастные даты, которые отражают, видимо, не только этап кристаллизации пород, но и время их длительного метаморфического преобразования. Верхняя возрастная граница интрузивов, определенная по мусковитам из грейзенов и пегматитов, лежит в пределах 312—302 млн. лет. Радиологический возраст рибекитов из пегматитов массива Кент и гранитов массива Майтас колеблется от 288 до 270 млн. лет, а калишпатов от 294 до 260 млн. лет. Эти значения возраста представляются значительно омоложенными. Радиологический возраст биотитов из массива Кызылрай соответствует 330—320 млн. лет, биотиты из этого массива содержат 7% калия и характеризуются термической кривой негидратированного биотита, причем удаление воды наступает при температуре около 880°C. Таким образом, учитывая полученные даты, возраст аляскитов определяется в пределах 307—320 млн. лет, что по Международной геохронологической шкале соответствует среднему—верхнему карбону и противоречит геологическим данным, так как установлено прорывание аляскитами вулканитов керегетасской свиты, возраст которой определяется как верхний карбон. К этим данным следует добавить, что радиологический возраст вулканитов, содержащих флору верхов нижней перми, определен 325 млн. лет (данные А.М. Курчавова неопубликованные). Сумма этих фактов еще раз приводит к выводу о необходимости проверки радиологической возрастной шкалы для карбона и перми, на что уже неоднократно обращали внимание геологи и геохронологи Казахстана.

Внутреннее геологическое строение интрузивов аляскитов принципиально ничем не отличается от строения других интрузивов калдырминского и акчатауского комплексов. Площади аляскитов составляют 100—500 км².

Фиг. 1. Схема расположения интрузивов моношпатовых гранитов в структурно-формационных зонах Центрального Казахстана

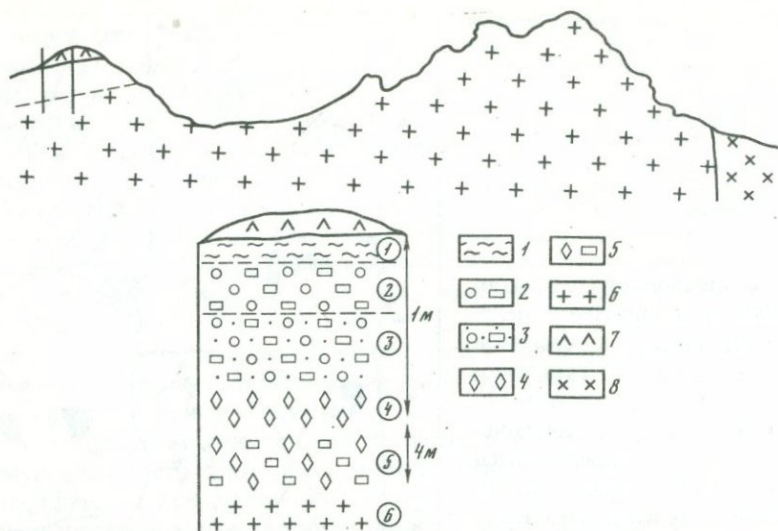
Цифры на схеме: 1 – Мамыр, 2 – Майтас, 3 – Кызылпай, 4 – Улькен, 5 – Кент юго-западный, 6 – Южно-Бохтинский, 7 – Коктас, 8 – Кызылтас, 9 – Калмакэмель



Глубина эрозионного вскрытия массивов уменьшается с переходом от южной к северной части Токрауского синклиория. Форма тел аляскитов коническая, штокообразная, мощности плутонов определяются от 2–4 до 8 км. Контакты интрузивов с вулканитами и более ранними гранитами интрузивные с серией маломощных апофиз. На контактах с гранитами калдырминского комплекса широко проявлены процессы аляскитизации.

Сравнительно редко в мало вскрытых вулcano-тектонических структурах (Улькен-Каракуус) в телах кольцевых даек аляскитов удается наблюдать переход среднезернистых аляскитов во флюидалные плотные фельзитовые разности, ниже которых расположена зона с миароловыми структурами (фиг. 2). В Кентском интрузиве вблизи контакта с вмещающими породами имеются шаровые граниты. Как показали детальные наблюдения, шаровые граниты приурочены к фации эндоконтакта гранитов дополнительного интрузива с гранитами главной интрузивной фазы. Образование их связано, видимо, с мгновенной потерей части летучих компонентов в зоне эндоконтакта, когда имело место превышение давления флюида над литостатическим давлением. В некоторых случаях видно, что затравкой шаров являются обломки песчано-сланцевых толщ или гранитов интрузивной фазы. Сложение шаров радиально-концентрическое, размеры от 2–5 до 15–20 см в диаметре. Форма шаров большей частью округлая, иногда эллипсоидальная. Основная масса, цементирующая шары, имеет мелкозернистое сложение с равномернoзернистой или миаролитовой текстурой. Миаролитовые фации являются типичными для апикальных частей интрузивов и областей пологих эндоконтактов, что отличает интрузивы аляскитов от гранитов калдырминского комплекса, для которых миаролитовые текстуры мало характерны.

Развитие миаролитовых фаций в интрузивах аляскитов, а также состав газовой фазы, проанализированный А.И. Захарченко и другими [166] из вытяжек в кварце гранитов и пегматитов, позволяет предполагать, что расплавы их были богаты летучей фазой (галоидами и восстановленными газами: азотом, водородом, метаном) и что в областях эндоконтактов,



Фиг. 2. Схема строения верхнего пологого контакта кольцевой дайки моношпатовых гранитов (Улькенская структура)

1 – флюидалные гранит-порфиры; 2 – гранит-порфиры с мелкими вкрапленниками кварца и калишпата; 3 – гранит-порфиры с вкрапленниками кварца и калишпата и мелкозернистой основной массой; 4 – сиенит-порфиры; 5 – миароловые сиенит-порфиры; 6 – среднезернистые моношпатовые граниты; 7 – ороговиковые песчаники; 8 – гранодиориты

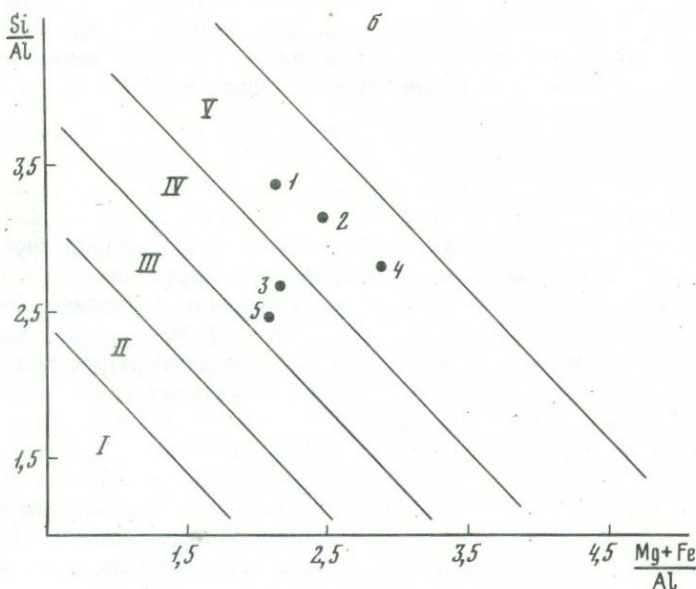
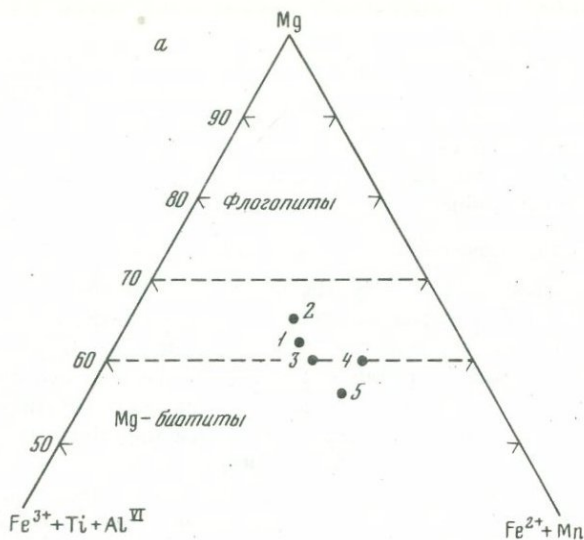
как участках пониженного давления, имело место накопление летучих и частичное их отделение от расплава. Интрузивы обычно сложены гранитами интрузивной фазы, несколькими генерациями дополнительных интрузивов, жильными пластовыми телами мелкозернистых гранитов, крутопадающими дайками аплитов, пегматитами и маломощными телами грейзенов. Количественно-минеральный состав моношпатовых гранитов Токрауской впадины рассмотрен нами ранее [303]. Отметим только, что состав пород возрастного ряда в интрузивах стабилен и полностью отвечает гиперсолвусной ассоциации (в %): кварц 32–34, сложный калиево-натриевый полевой шпат 64–65, биотит 0,2–0,3, магнетит и ильменит 0,3–0,6. Плаггиоклаз установлен только в узких краевых зонах эндоконтакта и апикальной фации интрузива Майтас, а также в первом дополнительном интрузиве Кызылрайского (5%) и Майтасского (4,5%) плутонов. В составе сложного калиево-натриевого полевого шпата по данным полного химического анализа содержится 55% альбитового компонента и 1,4% избыточного по сравнению с нормой глинозема. Рибекит присутствует только в краевых фациях породы совместно с железистым биотитом в интрузивах Майтас и Кент, а также в пегматитах и зонах альбитизации Кентского интрузива. В интрузивах Кызылрай и Мамыр рибекит отсутствует, единичные его зерна установлены только в протолочных пробах. Таким образом, ведущим темноцветным минералом моношпатовых гранитов Токрауской впадины является биотит, а рибекит имеет подчиненное значение.

Химический состав биотитов определялся как общим анализом из валовых проб, так и методом локального микрозондирования отдельных чешуек биотитов, взятых непосредственно из образцов (табл. 2). Вне зависимости от вида анализа для всех биотитов установлено весьма низкое содержание глинозема, которое по данным микрозондового анализа составляет 6,5–9,6% и по данным общего силикатного анализа – 10–11%. Коэффициент

глиноземистости, рассчитанный по формуле $K_{Al} = \frac{Al}{Si + Al + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100\%$, колеблется от 15 до 18%. На диаграмме щелочность – глиноземистость (фиг. 3, а) фигуративные точки составов биотитов расположены в поле V повышенной щелочности. Особенно низкая глиноземистость характерна для биотитов из фации эндоконтакта Майтасского интрузива, где биотит ассоциирует с рибекитом; для состава этого биотита характерно также повышенное до 3,8% содержание окиси марганца. Эти данные позволяют считать, что кристаллизация биотита происходит из расплавов повышенной щелочности, что подтверждается также весьма высоким значением $K_{агп}$ ($K_{агп} = 0,96–0,98$). Для биотитов характерно также низкое содержание октаэдрического алюминия, составляющее 0,1–0,25 (в форм. кол.). Такие же низкие концентрации октаэдрического алюминия установлены Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной для маловодных гранитов Урала. Содержания титана в биотитах также невысоки – 2,3–1,5%, а коэффициент титанистости, рассчитанный по формуле $K_{Ti} = \frac{Ti}{Ti + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100\%$, составляет 3–5%. Для биотитов ха-

рактерны также высокие содержания фтора 5–4% и низкие содержания воды. По данным химического анализа содержание воды составляет 0,18–1%. Дополнительное определение воды в биотитах, выполненное методом термического анализа на дериватографе при нагревании биотитов в токе азота до 1000°C, показало близкую сходимость с данными химических определений (в %): Кент – 1,4, Кызылрай – 1,8, Майтас – 1,3. Характерно, что выделение воды происходит при высокой температуре 880–900°, что показывает отсутствие в аляскитах низкотемпературного гидротермального процесса. Содержание редких щелочей выше средних для биотитов Союза [256] по литию (в 3), рубидию (в 2), цезию (в 3–1,5 раза).

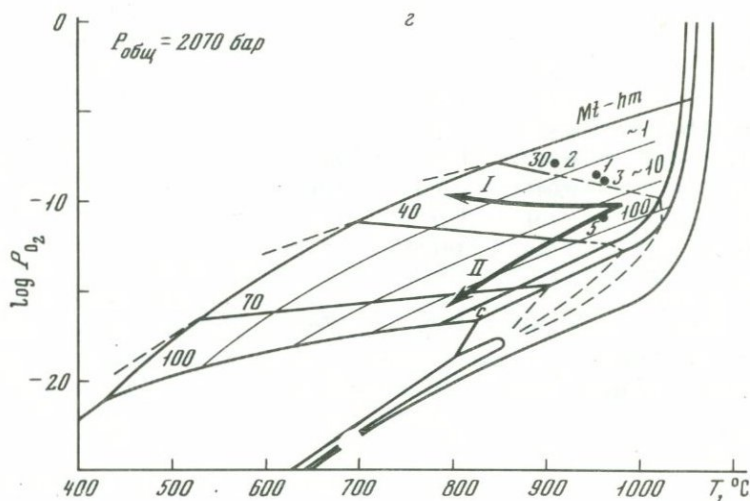
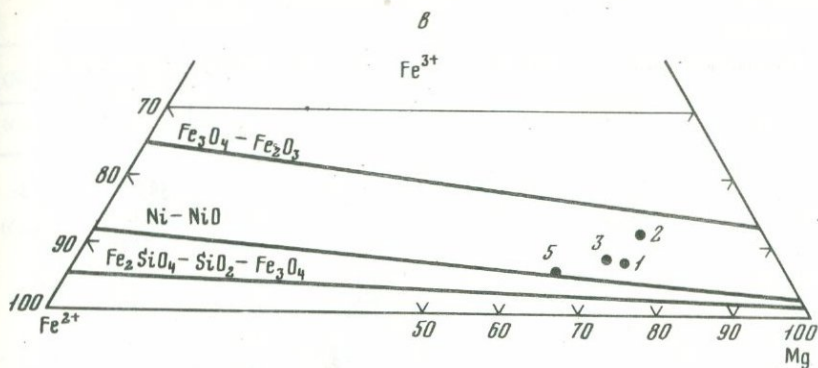
Содержания магния и железа в биотитах сильно колеблются. По данным микрозондового анализа отдельных чешуек биотитов из массива Кызылрай (табл. 2, ан. 6) содержание окиси магния в биотите составляет 6,5%, а количество общего железа равно 23%. Железистые биотиты установлены также и в массивах Майтас и Кент, где они находятся в ассоциации с щелочным амфиболом. Однако большая часть биотитов из аляскинтов относится к магнезиальным разновидностям и характеризуется пониженной железистостью до 28–35% (табл. 2). На диаграмме М. Фостер [487] (фиг. 3, а) составы таких биотитов расположены между полем флогопитов и магнезиальных биотитов. На диаграмме (фиг. 3, в) фигуративные точки биотитов расположены внутри поля, ограниченного буферными линиями равновесия магнетит–гематит и никель–окись никеля. На диаграмме температура – парциальное



Фиг. 3. Положение составов биотитов

a – из моношпатовых гранитов различных интрузивов; *б* – на диаграмме щелочность – глиноземистость; *в* – относительно различных буферных смесей; *г* – на диаграмме температура – фугитивность кислорода

Интрузивы (цифры на диаграмме): 1 – Кент, 2 – Кызылрай, 4 – Баян-Аул, 5 – Майгас; 1, 2, 4 – из гранитов интрузивной фазы, 3, 5 – из гранитов дополнительного интрузива



давление кислорода (фиг. 3, 2) фигуративные точки составов биотитов ложатся в интервале высокого парциального давления кислорода, равного 10^{-11} – 10^{-9} бар для температур около 960–900°.

Изучение биотитов под микроскопом показывает, что всем им присуще аутометаморфическое изменение, выраженное в выделении по трещинам спайности окислов железа, неправильных червевидных зерен магнетита и гематита. Это дает основание предполагать, что магнезиальность биотитов из аляскитов частично обусловлена процессами аутометаморфического преобразования в них.

В.К. Монич, который изучал слюды в аляскитах массива Баян-Аул, ранее пришел к выводу о том, что понижение общей железистости и светопреломления в слюдах связано с мусковитизацией биотитов, вхождением в слюды повышенного количества фтора. Наши данные полностью эти факты подтверждают, так как определения фтора в биотитах обнаружили крайне вы-

Таблица 2

Химический состав, коэффициенты и структурные формулы биотитов (в %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,55	42,11	41,20	38,26	38,68	43,2
TiO ₂	1,48	1,56	1,60	2,60	3,55	2,3
Al ₂ O ₃	11,09	11,37	13,07	13,45	11,31	8,1
Fe ₂ O ₃	3,45	5,74	3,49	2,93	3,50	} 23,2
FeO	7,85	6,84	8,50	11,72	12,99	
MnO	1,00	1,73	1,50	1,46	0,47	1,9
MgO	15,62	17,72	15,54	14,07	16,52	6,5
CaO	0,20	Не обн.	0,30	0,107	0,78	0,1
Na ₂ O	0,20	0,12	0,22	0,25	0,54	0,1
K ₂ O	9,90	9,38	9,08	9,48	8,16	8,8
H ₂ O ⁻	0,11	—	0,26	Не обн.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	1,63	1,47	2,04	1,82	0,18	”
F	5,23	4,30	4,61	5,20	Не опр.	”
Li ₂ O	0,65	0,391	0,38	0,56	”	”
Pb ₂ O	0,31	0,356	0,21	0,113	”	”
Cs ₂ O	0,041	0,012	0,011	0,0051	”	”
ZnO	0,101	Нег	0,191	Не опр.	”	”
С у м м а	102,48	101,66	102,20	”	”	”
2F = 0	2,20	1,81	1,93	”	”	”
С у м м а	100,28	99,85	100,27	99,95		94,2
$f_{\text{общ}} = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	28	27,5	30	36	35	66
$f_{\text{ок}} = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}$	28	43	27	18	19	—
$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$	38	77	37	22	24	
K _{Al}	15	15	17	18	15	6,2
K _{Ti}	3,3	3,1	3,4	5,5	6,4	5,4

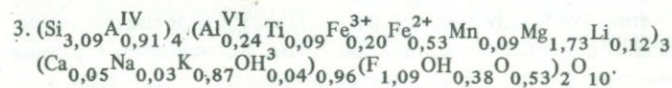
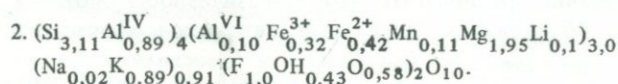
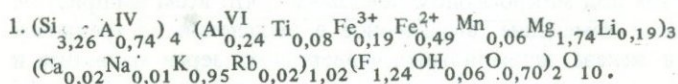
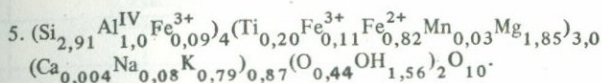
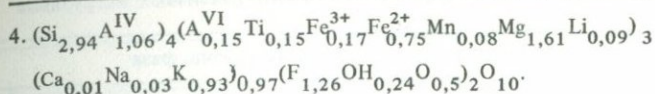


Таблица 2 (окончание)



- Примечание. 1 — Кент, граниты интрузивной фазы;
 2 — Кызылрай, то же;
 3 — Кызылрай, граниты дополнительного интрузива;
 4 — Майтас, то же;
 5 — Баян-Аул [285];
 6 — Кызылрай, граниты интрузивной фазы (данные микрозонда).

сокие его содержания — 5,4%, причем низкие содержания CaO, равные 0,2–0,1% в биотитах, отвергают предположение, что концентрации фтора в биотитах могут быть связаны с присутствием в нем флюорита. Относительно состава магнетитов из аляскитов, которые находятся в стадии изучения, можно сказать, что по данным зондового анализа установлены колебания в содержании окиси титана от 10 до 4% (граниты главных интрузивных фаз массивов Кызылрай, Кент, Улькен). Для миароловых фаций гранитов установлено, что магнетит содержит крайне низкие концентрации окиси титана, составляющие 0,65%. По-видимому, как и в случае с биотитами, колебания в содержаниях титана в магнетитах также связаны с процессами его автометаморфического преобразования.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЯСКИТОВ

Аляскиты характеризуются отчетливо лейкократовым составом с высоким содержанием кремнекислоты 75,8–76,5% и щелочей 8,5–9% и невысоким содержанием глинозема — 12%, окислов железа 1,7–1,4%. Крайне характерны так же пониженное содержание окиси магния — 0,2% и окиси кальция — 0,5–0,3%. Коэффициент аргитности пород высокий 0,94–1 при преобладании калия над натрием (табл. 3). В некоторых интрузивах аляскитов присутствует рибекит совместно с биотитом (фации эндоконтакта и пегматиты массива Кент и Майтас). Однако содержание окиси натрия нигде не превышает 4,6%, что хорошо отличает аляскиты от типичных щелочных гранитов, в которых содержание окиси натрия поднимается до 5–5,5%. Состав аляскитов из вышеперечисленных массивов близок к аляскиту по Дэли и отличается от последних меньшим содержанием глинозема и большим — окиси натрия. По соотношению молекулярных количеств суммы щелочей, окиси кальция и глинозема аляскиты относятся к нормальному ряду пород. Общая железистость пород высокая и равна 70–96%. Степень окисленности

Таблица 3

Средние химические составы моношпатовых гранитов различных интрузивов

Окислы, коэффициенты	Интрузив, фаза		
	Кент		
	1	2	3
SiO ₂	76,61	76,47	76,75
TiO ₂	0,20	0,19	0,12
Al ₂ O ₃	12,03	12,15	12,05
Fe ₂ O ₃	1,13	0,99	1,18
FeO	0,35	0,34	0,45
MnO	0,12	0,06	0,07
MgO	0,21	0,26	0,18
CaO	0,40	0,47	0,37
Na ₂ O	4,07	3,94	4,06
K ₂ O	4,38	4,47	4,30
F	0,24	0,17	0,06
$K_{\text{агп}} = \frac{K + Na}{Al}$	0,96	0,94	0,95
$\frac{K}{Na}$	1,21	1,28	1,19
$f_{\text{общ}} = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	79	73	80
$f_{\text{ок}} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \cdot 100\%$	74	75	70
$K_{\text{л}} = \frac{Si + Al + Na + K}{Ti + Mn + Fe + Ca + Mg}$	50	52	53
Al ₂ O ₃	7,8	7,9	7,8
K ₂ O + Na ₂ O	7,9	7,44	7,4
SiO ₂	84	84,6	85
Or	30	28	27
ab	35,5	35	36
Q	34,5	37	37

1 — граниты интрузивной фазы; 2 — дополнительные интрузивы; 3 — жильные граниты.

Анализы принадлежат В.И. Серых и др., О.Е. Чижикю и др. по массивам Кент, Майтас, Мамыр и автору по массиву Кызылрай.

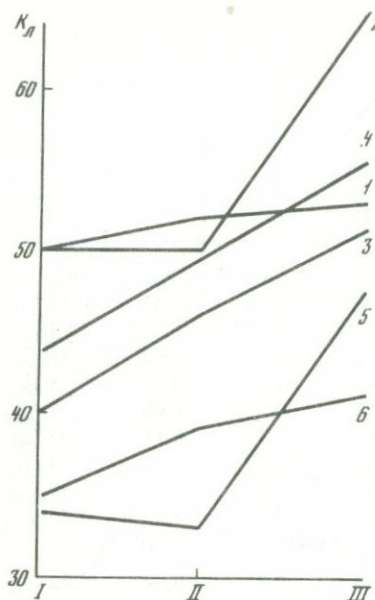
железа в массивах составляет 24–47%, исключение представляет массив Кент, отличающийся повышенной окисленностью железа (до 64%). В нормативном составе пород присутствуют (в %): кварц — 33–35, альбит — 34–35, ортоклаз — 27–29, ильменит — 0,4–0,3, магнетит — 1,5–0,2, фаялит — 1,3–0,4, форстерит — 0,5. Акмит отсутствует. В небольшом количестве (0,5–0,1%) установлен избыточный глинозем, в большей же части анализов глинозем связан со щелочами в полевых шпатах. Соотношения

Интрузив, фаза

Кызылрай			Майтас			Мамыр	
1	2	3	1	2	3	1	3
75,83	77,60	76,85	76,35	76,42	76,43	76,19	76,63
0,13	0,05	0,07	0,17	0,16	0,13	0,21	0,17
12,38	12,95	12,54	11,85	12,10	12,24	12,69	12,38
0,66	He опр.	0,49	0,83	0,78	0,66	0,92	0,81
0,77	0,88	0,51	1,14	1,11	1,06	0,87	0,78
0,08	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
0,10	0,04	0,05	0,23	0,14	0,13	0,11	0,07
0,36	0,31	0,26	0,53	0,42	0,39	0,80	0,73
4,18	4,25	4,25	4,14	3,80	4,00	4,01	3,80
4,67	4,86	4,94	4,72	4,67	4,60	4,96	4,85
0,18	He опр.	0,20	0,027	He опр.		He опр.	
0,97	0,96	0,97	1,0	0,93	0,95	0,94	0,92
1,29	1,26	1,30	1,28	1,37	1,29	1,39	1,43
83	—	100,0	84	86	84	96	91
26	—	30	38	40	36	66	48
58	74	81	40	46	51	44	55
8,6	8,32	8,58	7,7	7,92	7,97	8,3	8,1
8,02	7,46	6,39	7,8	7,39	7,57	7,8	7,42
83,3	84,2	85,03	84,5	84,7	84,5	84	84,4
30	28	28,7	29	29	29	31	30
38	36	27	37	34	36	36	33
32	36	44,3	34	37	35	3 ²	37

миналов в нормативном составе пород подчеркивают их сугубо лейкократовый состав, где на долю альбита, ортоклаза и кварца приходится до 96–95%, что позволяет оценить степень отклонения пород от эвтектики в 4–5%. Если отношения мафических и салических компонентов в породе выразить с помощью коэффициента лейкократовости, как это предлагает

И.А. Нечаева [304], $K_{л} = \frac{Si + Al + Na + K}{Ti + Mn + Fe + Ca + Mg}$, то аляскиты Токрауской



Фиг. 4. Увеличение степени лейкократовости $K_{л}$ в породах возрастных рядов интрузивов

I — граниты интрузивной фазы, II — граниты дополнительных интрузивов, III — жильные граниты. 1-6 — интрузивы: 1 — Кент, 2 — Кызылрай, 3 — Майтас, 4 — Мамыр, 5 — Кызылтас, 6 — Большой Койтас

впадины характеризуются его величиной, равной 50-40, что хорошо отличает их от интрузивов аляскитов, расположенных за пределами Токрауской впадины — Кызылтаса, Баян-Аула, Большого Койтаса, для которых характерен более низкий коэффициент лейкократовости, равный 25-35. Внутрикамерные фазы — дополнительные интрузивы и жильные граниты имеют близкий коэффициент лейкократовости с гранитами главных интрузивных фаз или несколько больший — 53-55 (фиг. 4). Расчет полевошпат-кварцевой части пород по методу, предложенному Д.К. Бейли

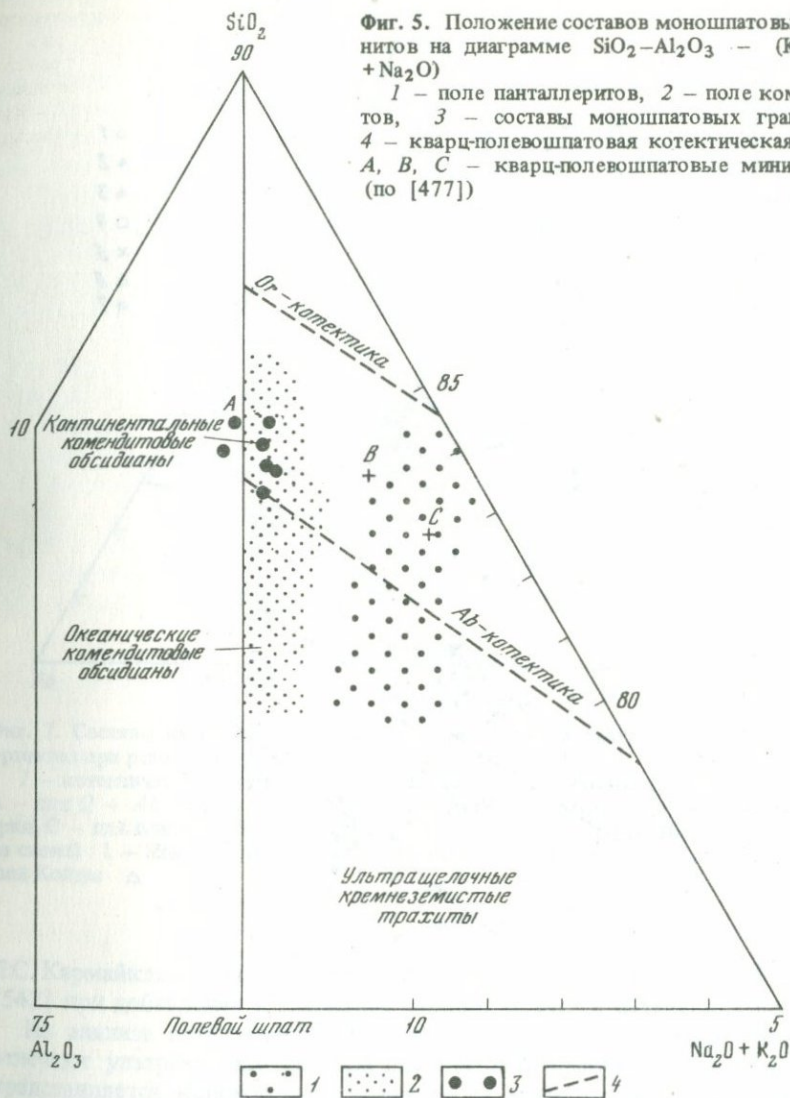
и Р. Макдональдом и нанесение их на диаграмму (фиг. 5) показывает, что составы моношпатовых гранитов размещены в поле континентальных комендитовых обсидианов и группируются около минимума "А" в менее щелочных условиях, чем панталлериты. На диаграмме $K_{агп} - K/Na$ составы моношпатовых гранитов расположены в поле коровых гранитов и сиенитов (фиг. 6).

Следует отметить еще одну особенность состава аляскитов. Как уже отмечалось выше, в некоторых анализах определен избыточный глинозем, не связанный в молекулу полевых шпатов. Присутствие избыточного глинозема для пород с высоким коэффициентом апаитности и содержащих иногда щелочной амфибол, в общем случае аномально. Однако, как показал химический анализ полевых шпатов из аляскитов [303], в их составе содержится глинозем, избыточный по отношению к щелочам, доля которого составляет около 1,5 вес. %. Данные о нестехиометрии составов полевых шпатов были ранее получены В.Е. Гендлером [104] при статистической обработке химических анализов калишпатов из щелочных гранитов. Таким образом, присутствие повышенного количества глинозема в породах повышенной щелочности находит свое объяснение в особенностях химизма их полевых шпатов. Ранняя кристаллизация полевых шпатов из расплава и захват избыточного глинозема могут привести к относительному накоплению щелочей относительно алюминия в остаточном расплаве и обусловить кристаллизацию на позднемагматическом этапе щелочных амфиболов, если учесть также увеличение доли натрия относительно калия в гранитах поздних внутрикамерных фаз.

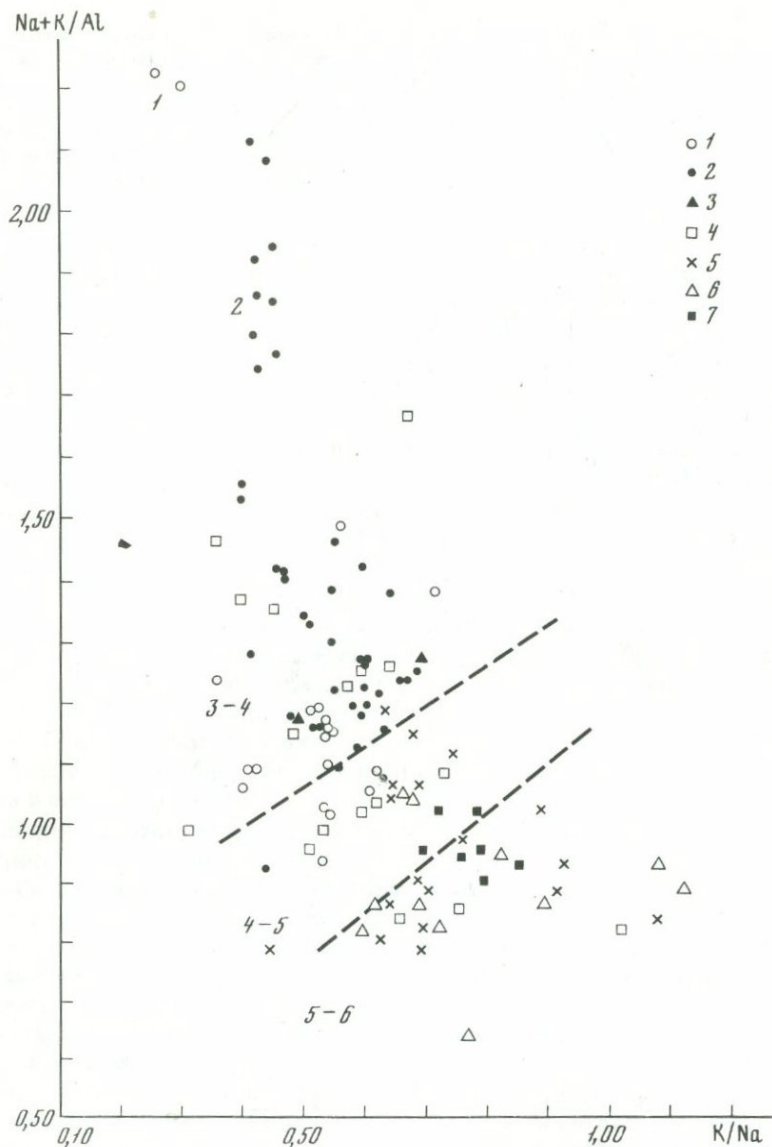
При нанесении нормативных составов моношпатовых гранитов на диаграмму кварц-альбит-ортотлаз для давлений воды от 1 до 10 кбар уста-

Фиг. 5. Положение составов моношпатовых гранитов на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$

1 - поле панталлеритов, 2 - поле комендитов, 3 - составы моношпатовых гранитов, 4 - кварц-полевошпатовая котектическая зона, A, B, C - кварц-полевошпатовые минимумы (по [477])

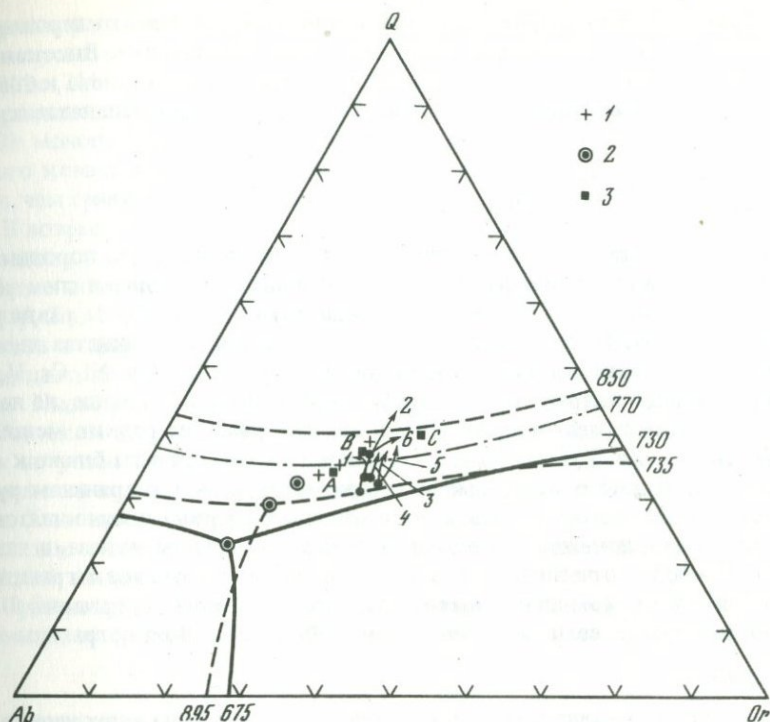


навливается, что составы их несколько удалены от котектических минимумов и эвтектик и смещены от них в сторону ортоклазового угла диаграммы. Эти данные могут свидетельствовать об относительной сухости расплавов моношпатовых гранитов. Вариационные кривые составов внутрикамерных фаз смещены от составов гранитов главных интрузивных фаз в направлении к кварцевому углу диаграммы с незначительным наклоном в сторону бинарных эвтектик кварц-альбит, кварц-ортоклаз (фиг. 7). Большая часть составов жильных гранитов и аплитов располагается около минимума "В" в щелочной котектике, полученной



Фиг. 6. Положение составов моношатовых гранитов на диаграмме $\frac{\text{K} + \text{Na}}{\text{Al}} - \frac{\text{K}}{\text{Na}}$

Щелочные граниты и соответствующие им эффузивы по формациям: 1 – трахит-базальтовая, 2 – трахибазальт-панталлеритовая, 3 – калиево-базальтоидная, 4 – щелочно-габброидная, 5 – сиенит-гранитная, 6 – гранитная (по [304]), 7 – моношатовые граниты



Фиг. 7. Составы интрузивных и внутрикамерных фаз на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз при разных давлениях водяного пара

1 – котектические минимумы, 2 – эвтектики, 3 – минимумы при давлении 1 кбар: А – для $Q - Ab - Or - H_2O$, В – для сечения с 4,5% акмита + 4,5% метасиликата натрия, С – для сечения с 8,3% акмита + 8,3% метасиликата натрия. Интрузивы (цифры на схеме): 1 – Кент, 2 – Кызылрай, 3 – Майтас, 4 – Мамыр, 5 – Кызылтас, 6 – Большой Койтас

И.С. Кармайклом и В.С. Маккензи [477] и Р.Н. Томпсоном и В.С. Маккензи [542] при добавлении к гранитной системе акмита и метасиликата натрия.

Из анализа петрохимических данных следует, что составы аляскитов отвечают ультракислым магмам повышенной щелочности. Несомненным представляется коровое происхождение их магм, отличающихся высокой калиевостью и железистостью при низких концентрациях титана, магния и кальция. Внутрикамерная кристаллизация осуществлялась, судя по положению нормативных составов на диаграмме плавкости с разным давлением водяного пара, в условиях низкого содержания воды и повышенной щелочности основных объемов расплавов. Процессы внутрикамерной дифференциации выражены слабо и проявлены в увеличении лейкократовости поздних внутрикамерных фаз с накоплением кремнезема и убыванием всех остальных окислов, в том числе и щелочей. Такая направленность эволюции может быть обусловлена тем, что парциальное давление воды не было ве-

душим фактором при кристаллизации гранитов из-за низкого первичного содержания ее в расплаве и связывания ее в составе биотита. Высокая активность щелочей приводила к ранней кристаллизации сложного калиево-натриевого полевого шпата и обогащению поздних дифференциатов кремнеземом.

Геохимические особенности пород

Концентрации элементов-примесей в породах определялись по породам интрузивных и внутрикамерных фаз. Определения проводились в спектральной лаборатории ЦКГУ. Количество определений по одной фазе равнялось 30 пробам (табл. 4). Как показал анализ, содержание большинства элементов-примесей в породах ниже кларка: Be, Yb, La, Zr, Zn, Co, Ni, Cr, V, Sc, Sr, Ba; близки к кларку содержания Sn, Pb, Cu; несколько выше, но не более, чем в 1,5–2 раза содержание Mo. По содержаниям редких металлов Be, Sn, Nb, La, Zr, Y, а также Zn, Cu моношпатовые граниты ближе к гранитам нерудоносного калдырминского комплекса, чем к гранитам рудоносного ачкатауского комплекса, но в отличие от первых в моношпатовых гранитах резко понижено содержание элементов группы железа, а также Ba, Sr. Наиболее отчетливо близость моношпатовых гранитов с гранитами калдырминского комплекса выявляется при сравнении содержаний в них редких щелочей и величины отношений K/Pb и K/Na. В ряду граниты кал-

Таблица 4

Средние содержания элементов-примесей в возрастных рядах интрузивов (в г/т)

Интрузив, фаза	Be	Sn	Nb	Y	La
Кент Юго-Западный:					
интрузивная,	4,8	4,2	38	34	35
дополнительная,	4,0	4,0	35	28	30
жильная	4,6	3,2	32	23	27
Кызылрай:					
интрузивная,	3	4,0	31	32	45
дополнительная I,	4,5	4,0	32	25	45
II,	4,8	3,8	44	23	55
жильная	6,3	3,5	45	18	55
Майтас:					
интрузивная,	2,4	3,2	21	20	22
дополнительная,	2,6	2,2	20	16	26
жильная	6,4	2,2	38	14	26
Мамыр:					
интрузивная,	2,4	3,0	22	15	32
дополнительная,	4,8	3,5	21	12	40
жильная	—				
Улькен Западный:					
интрузивная,	4,0	2,4	22	26	18
дополнительная,	1,8	2,0	19	32	30
жильная	6,2	2,6	73	40	20

дырминского комплекса → моношатовые граниты → граниты рудоносного акчатауского комплекса концентрация Rb изменяется (в г/т) от 138 → 212 → 316; величина отношения K/Rb в этом же ряду 183 → 186 → 132, а величина отношения K/Na 1,2 → 1,28 → 1,58, т.е. по величине отношения K/Rb моношатовые граниты почти не отличаются от гранитов калдырминского комплекса, близок в них и характер щелочности: они более натриевые, чем граниты акчатауского комплекса.

В возрастных рядах фаз интрузивов моношатовых гранитов проявлены процессы внутрикамерной дифференциации, заключающиеся в накоплении в более поздних фазах таких элементов, как Be, Nb, La и убывании Zr, Sn, Y, Zn, Cr, V, Ba, Sr. Степень накопления или убывания отдельных элементов в дифференциатах различных интрузивов неодинакова. Наиболее отчетливо процессы накопления некоторых элементов проявлены в интрузиве Кызылрай, менее — в интрузивах Майтас (Nb) и Мамыр (La, Pb). В Кентском интрузиве увеличения в возрастном ряду фаз редких элементов не установлено, тогда как в интрузиве Улькён наиболее интенсивно проявлено накопление группы редких земель, Nb, Zr, Pb и в этом отношении Улькенский интрузив близок по характеру эволюции к щелочным гранитам и составляет исключение в группе моношатовых гранитов Токрауской впадины.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в моношатовых гранитах со средними содержаниями в щелочных гранитах Монголии, Ниге-

Zr	Pb	Cu	Zn	Sc	Cr	V	Sr	Ba
220	18	26	25	3,8			40	
158	16	28	28	3,0			90	
118	11	22	22	3,5			0	
113	20	11	43	4,6	10	8	0	0
120	22	12	37	5,7	9,5	20	100	180
102	26	13	28	6,5	13	15	50	90
102	22	12	6	6,7	8,2	5	0	0
258	28	38	42		11	7	50	80
172	28	30	15		10	7	40	130
88	16	25	1,0		0,5	0,5	0	0
144	25	30	36		8,8	10	50	50
132	40	32	34		10	2	150	50
126	15	14	34	1,3	0,8		100	
192	15	20	52	2,9	4,4		100	
186	36	24	1,0	1,0	3,6		100	

рии, северо-восточной Тувы [203] показывает, что моношатовые граниты Токрауской впадины содержат в несколько раз меньше Be, Sn, Nb, La, Y и особенно Zn и в отношении редкометальной нагрузки мало перспективны. Для щелочных гранитов Монголии и северо-восточной Тувы характерно концентрирование в остаточных расплавах Zn, Sn, Nb, Ta, Zr, Pb, F. Моношатовые граниты Токрауской впадины сходны с ними только в отношении поведения Nb, Ta (накопление к концу кристаллизации), тогда как поведение Li, Zn, Sn, Zr имеет обратные тенденции. Геохимическая эволюция, проявленная в моношатовых гранитах, сходна с направленностью эволюции, характерной для гранитов плюмазитового, но не щелочного рядов. Ведущими акцессорными минералами моношатовых гранитов [366] являются следующие минералы (в г/т): магнетит — 4000—5000, флюорит 1700—1200, ильменит 1800—1300, гематит 1000—200, циркон 190—360. Постоянно встречаются в знаках гранат, муассонит, пироксен, амфибол, молибденит, галенит, сфалерит, барит, малахит, эвскенит, турмалин. В щелочных разностях гранитов уменьшается содержание ведущих акцессорных минералов (в г/т): магнетита 3370—1020, ильменита 1590—5, гематита 860—480, флюорита — 510—109, циркона 89—31; в знаках отмечены: золото (Майтас), силлиманит, корунд, эвскенит (Шунак и Майтас).

Процессы постмагматической деятельности в интрузивах моношатовых гранитов развиты слабо.

В интрузиве Кызылрай, по данным М.М. Уколова [401], грейзены с Mo, Be, W акцессорной минерализацией пользуются незначительным развитием. Они локализованы в апикальной части интрузива и приурочены к северо-западной его части. Устанавливается следующая смена их фаций с переходом от апикальной части к глубинной: топаз-кварцевые, гематит-серицит-кварцевые, кварцевые и полевошпат-кварцевые. В составе грейзенов установлены топаз, вольфрам, не имеющие промышленного значения. В интрузиве Майтас, по данным В.В. Булдакова [83], грейзены маломощны и по составу отвечают кварц-мусковитовым, кварц-флюоритовым, кварц-топазовым и кварцевым. В составе грейзенов установлены молибденит и вольфрамит; оруднение бедное и не имеет промышленного значения.

Процессы альбитизации, калишпатизации и окварцевания, развитые в интрузиве, по данным В.В. Булдакова [83], связаны с расплавами дополнительных интрузивов и жильных гранитов, обогащенных флюидной фазой, которая не отделилась от расплава, но осталась захороненной в межзерновом пространстве и привела к автотермальной переработке пород.

В Кентском интрузиве широким развитием пользуются пегматиты ("чистой" линии и линии "скрещения", по М.Б. Чистяковой [434]), а также низкотемпературные кварц-флюоритовые и флюоритовые жилы. Незначительная акцессорная редкометальная и редкоземельная минерализация связана в них с пневматолитовыми и гидротермальными растворами.

Некоторые данные о флюидном режиме формирования моношатовых гранитов

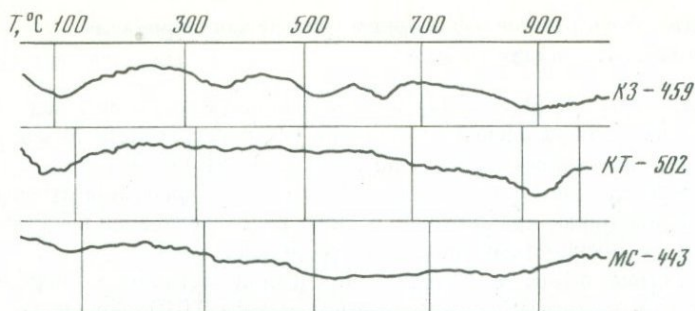
Анионная часть (F, H₂O, CO₂) в составе пород изучена еще недостаточно, что затрудняет определения их влияния на процесс кристаллизации гранитов. Однако имеющиеся данные по содержанию фтора в породах, химизму биотитов и частные определения состава газовой фазы для отдельных интрузивов позволяют приблизительно оценить их концентрации в составе пород и связать с особенностями минерального состава гранитов.

Содержание фтора в породах определяли методом количественного спектрального анализа: чувствительность метода 0,010. Количество определений 28, результаты анализов приведены в табл. 5. Концентрации фтора в

Таблица 5

Содержание фтора (в %) в возрастных рядах интрузивов

Интрузив, фаза	Номер образца	F	
Кызылрай: интрузивная	7	0,13	
	10	0,054	
	12	0,25	
Дополнительный: I генерации	24	0,11	
	25	0,11	
	26	0,13	
	II генерации	61	0,12
		69	0,10
		72	0,08
жильные граниты	43	0,14	
	48	0,10	
	50	0,17	
Улькен Западный: интрузивная	1	0,062	
	5	0,090	
	9	0,086	
	дополнительная	40	0,088
		50	0,054
		35	0,050
	жильные граниты	51	0,09
		64	0,07
		65	0,064
Кент Юго-Западный: интрузивная	31	0,15	
	45	0,16	
	жильные граниты	97	0,12
		103	0,25
Майтас: интрузивная	1	0,018	
	2	0,010	
	12	0,042	



Фиг. 8. Термограммы биотитов из аляскистов. Массивы: Кызылрай (обр. КЗ-459), Кент (обр. КТ-502), Майтас (обр. МС-443)

гранитах различных интрузивов неодинаковы. В интрузивах Кент и Кызылрай содержания его превышают кларк почти в два раза и составляют соответственно 0,16 и 0,14%. В интрузивах Майтас и Улькен Западный концентрации фтора ниже кларка или близки к нему: 0,023% — Майтас и 0,079% — Улькен Западный. В гранитах дополнительных интрузивов и жильных гранитах содержания F близки к гранитам интрузивных фаз, а в аплитях концентрации фтора незначительно убывают, что позволяет рассматривать их как частично дегазированные расплавы. Для возрастного ряда интрузива Кент, по данным О.Н. Чижика (устное сообщение), наблюдается следующее изменение концентраций фтора: граниты интрузивной фазы — 0,24%, граниты дополнительного интрузива — 0,17%, мелкозернистые граниты второго дополнительного интрузива — 0,37%, мелкозернистые порфировидные жильные граниты — 0,26%, аплиты — 0,06%. В общем случае породы внутрикамерных фаз сохраняют уровень концентраций фтора, характерный для гранитов интрузивных фаз. Так как повышенная щелочность препятствует отделению фтора от расплава [206] и основная часть его связана в составе флюорита (благодаря свободному кальцию, не связанному в анортизовую молекулу) и биотита, то определенные в анализах концентрации фтора, по-видимому, близки к первичным содержаниям фтора в расплавах. Как видно из приведенных данных, концентрации фтора нигде не достигают насыщения, которое по экспериментальным данным [203] для кислых гранитных магм составляет 0,5%.

Концентрацию воды в расплавах можно приближенно оценить по весовому содержанию воды в биотитах с учетом содержания биотита в породах. По данным термического (фиг. 8) и химического анализа, содержание воды в биотитах не превышает 1–1,8%, а содержание биотита в породах составляет около 1–0,5%. Учитывая эти данные, содержание воды в породах близко к 0,01%. Давление литостатической нагрузки можно приравнять к 1 кбар, принимая глубину становления интрузивов 3–1,5 км. Температура кристаллизации интрузивов составляет 900–800°; при таких условиях концентрация насыщения расплава водой равна 3–4% [348], что значительно выше, чем рассчитанное содержание воды в породах. Таким образом, содержания воды и фтора — главных летучих компонентов, которые могли бы снизить температуру кристаллизации расплава, — далеки от концентрации насыще-

ния. По-видимому, этот факт и является причиной того, что минеральный состав пород всего возрастного ряда в интрузивах является стабильным и отвечает ассоциации гранитов гиперсолвус. В связи с низким содержанием воды в расплавах моношатовых гранитов процессы гидротермальной деятельности в них не получают широкого развития (например, по сравнению с рудоносными гранитами акчатауского комплекса).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моношатовые гиперсолвусные граниты Токрауской впадины Центрального Казахстана представляют самостоятельную группу интрузивов, не связанную постепенными переходами ни с гранитами калдырминского, ни акчатауского комплексов. Время их формирования относится к позднеорогенному этапу развития региона, возможно, знаменуя переход к этапу активизации. Размещение контролируется приуроченностью к кольцевым вулканогенным структурам и разломам. Согласно геологическим данным внедрение интрузивов происходило в период верхнего карбона и, возможно, нижней перми.

Минеральный состав моношатовых гранитов устойчив и отвечает ультракислым гранитам повышенной щелочности с высоким содержанием кварца и кремнезема и низкой концентрацией биотита. Переходов в сиенитовые и граносиенитовые разности не установлено. Щелочность гранитов остается постоянной по простиранию линейной субмеридиональной зоны, что связано, по-видимому, с близким составом субстрата и глубинного флюида, за счет которого происходило выплавление магмы алякситов.

Кристаллизация в камерном пространстве протекала в условиях низкого парциального давления воды и высоких температур, верхний предел которых ориентировочно определяется 960° , а конец не ниже температуры гранитного солидуса для гиперсолвусных условий $T > 660^\circ$. Повышенная щелочность расплава при высокой активности калия обусловила практическое отсутствие щелочных амфиболов в составе пород и присутствие магнезиального биотита, который ассоциирует с магнетитом. Основные объемы расплавов кристаллизовались в условиях расширенного поля кристаллизации полевых шпатов, что привело на заключительном этапе к накоплению в остатке кремнезема. Расплавы дополнительных фаз и жильных гранитов отличались от начальных объемом, более низкой щелочностью и большей активностью кислотных компонентов — кремнезема, воды, отчасти фтора. Окислительный потенциал кислорода в расплаве не оставался постоянным, но возрастал к концу кристаллизации.

Учитывая, что в кварце, выделение которого из расплава происходит на ранних стадиях кристаллизации, присутствуют только восстановленные газы, режим кристаллизации на этом этапе следует рассматривать как восстановительный. К концу кристаллизации, когда происходит кристаллизация биотита и магнетита, парциальное давление кислорода резко увеличивается и становится близким к буферной реакции магнетит—гематит. Стабильный минеральный состав интрузивов моношатовых гранитов, весь

возрастной ряд которых описывается гиперсольвусной ассоциацией, отражает довольно постоянный режим кристаллизации расплавов, который в целом определяется крайне низким содержанием воды в расплаве, концентрация которой далеко не достигает пределов насыщения для данных P - и T -условий.

Моношпатовые гиперсольвусные граниты являются представителями нерудоносной формации. Они характеризуются как кларковыми или нижнекларковыми концентрациями полезных компонентов, так и слабо развитыми процессами остаточного концентрирования. Причина этого, по-видимому, — эвтектический ход кристаллизации расплава, который по существу является одноприемным, так как выделение кварца и сложного калиево-натриевого шпата происходит почти одновременно из объема расплава.

Пегматитообразование и миароловые текстуры, развитые в апикальных фациях интрузивов и характерные для моношпатовых гранитов, свидетельствуют о богатстве расплавов летучими компонентами, среди которых ведущая роль принадлежит, по-видимому, фтору, водороду, азоту и инертным газам.

Как правило, пегматиты моношпатовых гранитов являются источником керамического и пьезосырья.

Вопрос о происхождении магм моношпатовых гранитов и глубинах их выплавления является наиболее неопределенным и дискуссионным. Трудно рассматривать их расплавы, как последовательные дифференциаты гранитов калдырминского либо акчатауского комплексов в результате длительной эволюции долгоживущего магматического очага, хотя по ряду геохимических и петрохимических признаков они близки к гранитам калдырминского комплекса. Сложность такой интерпретации заключается в необходимости получить достаточно сухие и маловодные высокотемпературные магмы из магм с большим водосодержанием. В этом случае необходимо допустить большую потерю воды из всего объема расплава, что, как показали расчеты М.А. Осипова, в условиях высоковязких кислых магм маловероятно.

Это подтверждается практическим отсутствием зон метасоматитов вблизи интрузивов.

Связывать их происхождение с плавлением мантийного вещества, не располагая данным по изотопии стронция, пока нет оснований. Учитывая маловодность расплавов, их повышенную щелочность и высокую фтористость биотитов, положение нормативных составов в удалении от составов гранитных минимумов и эвтектик, полученных при высоких давлениях воды в экспериментах, можно допустить, что выплавление их магм происходило в пределах пород гранулитовой или амфиболитовой фации метаморфизма в обстановке высокой щелочности.

*В.А. КОНОНОВА, В.К. МАРКОВ, В.В. НАСЕДКИН,
Ю.Н. РЯБИНИН, И.П. ЛАПУТИНА, И.А. ТИМОФЕЕВА*

ПЛАВЛЕНИЕ ТЕРАЛИТА ПРИ ДАВЛЕНИЯХ 5–15 КБАР В ПРИСУТСТВИИ ВОДЫ И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРИЙ ЩЕЛОЧНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Ассоциация основных и щелочных пород, формирующаяся на разных глубинах, представлена их вполне определенными сериями. Эффузивные серии включают щелочные и оливиновые высокоглиноземистые базальты, базаниты, фонолиты, трахиты. Среди их интрузивных аналогов обычны щелочные и нефелиновые габбро, нефелиновые и щелочные сиениты, иногда перидотиты, пироксениты и уртиты. С интрузивными комплексами щелочных и основных пород нередко бывают связаны месторождения титаномагнетита, концентрирующегося в основных породах, и уртитов — руды на нефелин. В химическом составе пород интрузивной серии обращают внимание максимальные концентрации железа в ранних продуктах, а также экстремальные содержания щелочей по отношению к $Ca + Mg + Fe$ и $Si + Al$ (фиг. 1, а, табл. 1), алюминия по отношению к $Ca + Mg + Fe$ и Si (см. фиг. 1, б), которые и обуславливают возникновение уртитов. Этот процесс характерен для интрузивных массивов, а среди эффузивных серий аналоги уртитов не известны. По-видимому, именно специфика формирования глубинных комплексов способствовала такому ходу дифференциации, которая приводила к отделению основной массы титаномагнетита на ранних стадиях становления массивов и накоплению глинозема на завершающих стадиях. В качестве примеров подобных массивов упомянем среднепротерозойские интрузивы Гремяха-Вырмес и Елетьозеро на Кольском полуострове, массивы Кия-Шалтырский и Горячегогорский в Кузнецком Алатау, сходные с ними массивы Витимского нагорья (Сайжинский, Бурульзайский и др.). Они представлены сериями интрузивных пород: перидотит, пироксенит — щелочные габбро разного состава — тералиты, уртиты, ювиты, ийолиты — нефелиновые и щелочные сиениты, причем наиболее распространены габбро и сиениты. Максимальные из известных концентраций глинозема с образованием значительного по масштабам тела уртитов известны на Кия-Шалтырском массиве, где эти породы являются рудой на нефелин и используются для получения алюминия. Вместе с тем природа накопления глинозема неясна, и до сих пор обсуждается роль процессов кристаллизационной дифференциации, а также влияние карбонатных толщ на образование уртитов [334, 216]. Этот, казалось бы, теоретический вопрос имеет и практическое значение при оценке перспектив поисков подобных массивов: искать ли их только в карбонатных толщах или также среди пород иного состава.

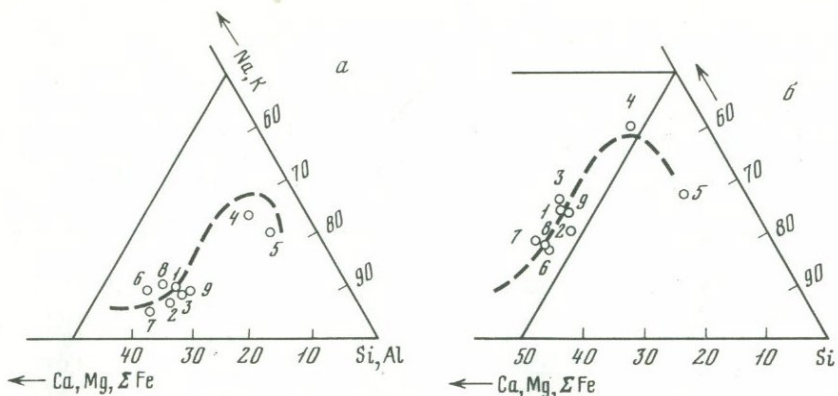
Специально проведенные для выяснения этого вопроса измерения изотопии стронция в породах Кия-Шалтырского массива показали, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение во вмещающих мраморах значимо отличается от этой величины для габбро и уртитов (фиг. 2; [124]). Вместе с тем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в урритах и габбро дали близкие величины, характерные для пород глубинного происхождения. Эти исследования подтвердили возмож-

Таблица 1

Химический (в вес. %) и нормативный (CIPW) составы пород Кия-Шалтырского массива и лав щелочных базальтов

Компоненты	Кия-Шалтырский массив		
	Средний состав [219]	Щелочные габбро [219]	Тералит [219]
SiO ₂	44,59	47,20	45,24
TiO ₂	1,14	1,81	1,11
Al ₂ O ₃	19,40	18,00	21,57
Fe ₂ O ₃	2,28	2,17	1,46
FeO	6,46	5,63	6,55
MnO	0,16	0,17	0,17
MgO	5,40	5,25	5,33
CaO	13,10	15,36	14,20
Na ₂ O	4,75	3,14	3,99
K ₂ O	1,15	0,46	0,58
H ₂ O ⁻		0,06	0,07
H ₂ O ⁺	1,23	0,76	0,54
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,20
CO ₂	0,20	0,30	0,05
SrO	—	0,15	—
S	—	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	—	—	—
Сумма	100,00	100,65	100,65
Or	3,2	2,6	3,1
Ab	10,6	14,5	7,3
An	27,0	33,1	40,0
Ne	14,8	4,1	10,4
Cpx	32,8	36,9	25,8
Ol	7,2	2,9	10,0
Mt	1,8	1,8	1,2
Il	1,8	3,0	1,8
Ap	0,2	0,2	0,3
Ng	0,6	0,9	0,1
Lc	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na + K : Ca + Mg + Fe : Si + Al	10 : 27 : 63	6 : 29 : 65	7 : 27 : 66
Ca + Mg + Fe : Al : Si	30 : 24 : 46	31 : 21 : 48	30 : 25 : 45
Ca : Al : Si	17 : 28 : 55	19 : 25 : 56	18 : 30 : 52
Na + K : Al : Si	14 : 29 : 57	9 : 28 : 63	9 : 33 : 58

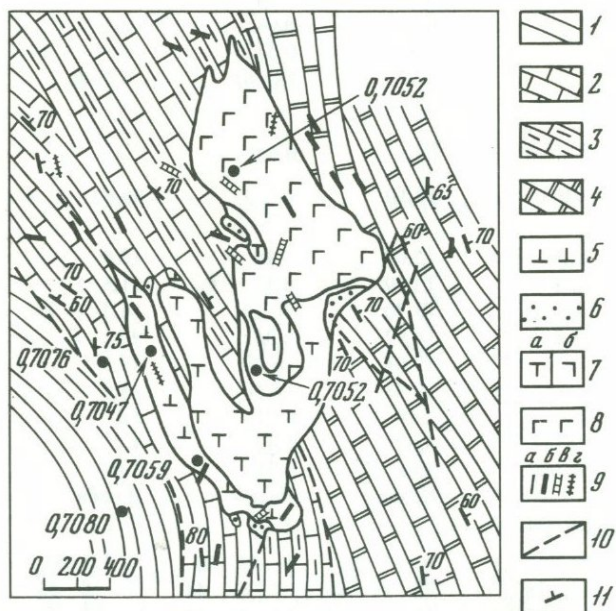
Кня-Шалтырский массив		Базаниты [467]	Средний базанит [478]	Оливиновый базальт [552]	
Уртит [219]	Нефелиновый сиенит [20]				
41,96	54,17	44,19	44,78	44,32	44,12
0,49	0,34	2,75	1,02	2,89	3,19
30,07	20,90	13,26	15,95	14,33	18,77
0,75	2,38	2,82	2,59	3,88	4,07
2,35	3,65	8,79	6,80	7,97	7,87
0,08	0,14	0,18	0,18	0,18	0,22
1,16	0,92	10,30	10,71	8,69	5,56
6,30	2,55	8,77	12,81	10,65	8,61
11,02	7,60	3,71	2,38	3,58	3,50
2,64	5,53	2,02	0,91	1,84	0,92
0,27	Не опр.	0,26	0,16		0,76
2,30	"	0,86	0,64	0,92	1,93
0,21	"	0,97	0,37	0,67	0,40
0,08	"	0,19	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,06	—	—	—	—	—
0,17	—	—	—	—	—
—	—	0,03	0,03	—	—
99,91	100,0	99,10	99,32	99,92	99,92
0,06	32,5	12,07	5,38	10,0	5,5
—	28,1	13,79	8,32	11,5	28,3
26,0	6,7	13,70	30,17	16,7	30,0
51,2	20,5	11,92	7,84	9,1	1,4
4,9	5,9	19,08	26,80	28,5	9,7
3,7	3,6	20,53	18,58	15,4	15,0
2,1	2,1	2,98	2,71	3,1	3,6
0,9	0,6	3,87	1,42	4,7	5,5
0,2	Не опр.	2,05	0,78	1,0	1,0
0,2	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
11,7	Не обн.	"	"	"	"
22 : 10 : 68	20 : 8 : 72	9 : 33 : 58	5 : 35 : 60	9 : 32 : 59	8 : 27 : 65
12 : 40 : 48	10 : 28 : 62	36 : 17 : 47	37 : 19 : 44	36 : 18 : 46	29 : 24 : 47
8 : 42 : 50	3 : 30 : 67	13 : 23 : 64	18 : 24 : 58	16 : 23 : 61	12 : 29 : 59
24 : 35 : 41	22 : 24 : 54	14 : 22 : 65	8 : 27 : 65	13 : 24 : 63	13 : 30 : 59



Фиг. 1. Эволюция химизма серии щелочных и основных пород. Диаграммы соотношения породообразующих элементов (в ат. колич.):

$a - Ca + Mg + \Sigma Fe : K + Na : Si + Al$; $b - Ca + Mg + \Sigma Fe : Al : Si$

Пунктирными линиями показано изменение состава средних типов пород щелочно-основной серии (по [245, 219]). Цифры соответствуют номерам анализов табл. 1.



Фиг. 2. Схема строения Кия-Шалтырского массива (по А.М. Прусевичу [334])

1 - метаморфические сланцы, туфы, порфиры, мраморы (ϵ_1 ?); 2 - мраморы (ϵ_1); 3 - туфы, туфоконгломераты, мраморы (ϵ_1); 4 - мраморы с остатками археосиата (ϵ_1); 5 - уртиты; 6 - ийолит-уртиты, ийолиты; 7 - тералиты неравнозернистые (а) и порфиридные (б); 8 - щелочные габбро; 9 - дайковые породы: а - ийолиты, ийолит-порфиры, б - камптониты, тералит-диабазы, в - нефелиновые сиениты, г - щелочные сиениты; 10 - дизъюнктивные нарушения; 11 - элементы залегания слоистости. Точки и соответствующие им цифры - места взятия проб и результаты $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (по Ю.В. Гольцману и др. [724])

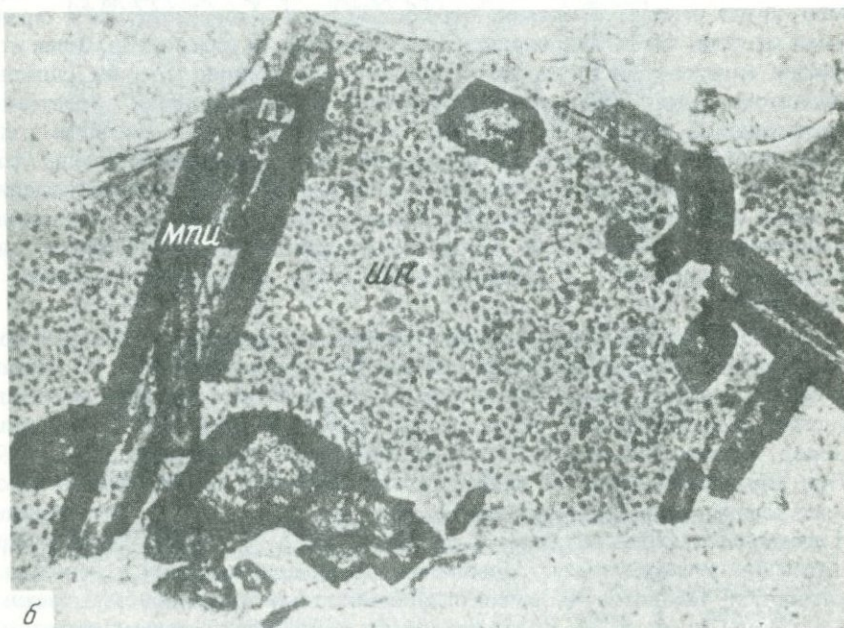
ность возникновения уртитов без участия ассимиляции известковистого материала щелочно-габброидной магмой. По-видимому, именно процессы магматической дифференциации ответственны за образование серий пород габбро-тералит-уртит-нефелиновый сиенит.

С целью изучения главных закономерностей дифференциации щелочно-габброидной магмы были привлечены экспериментальные исследования тералита при высоких термодинамических параметрах.

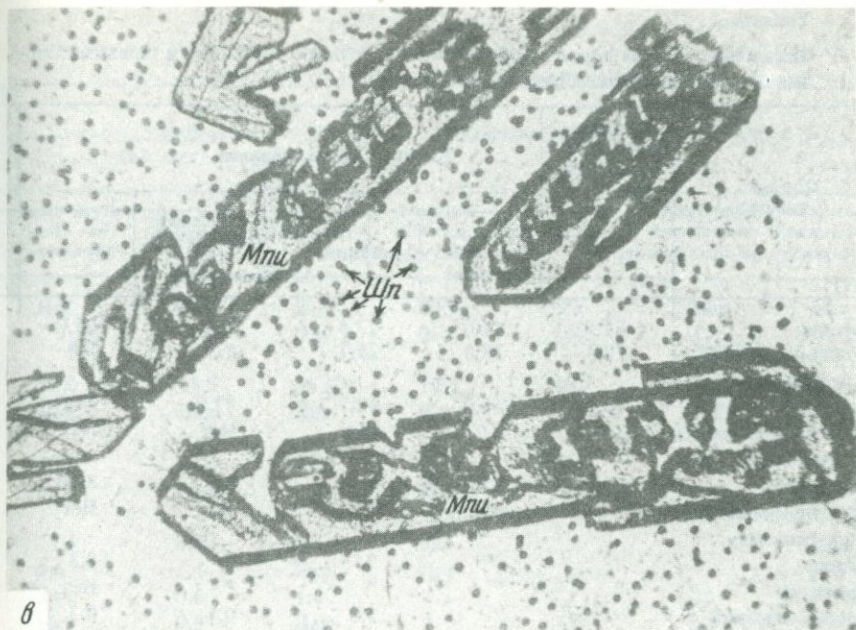
ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве природной модели был выбран Кия-Шалтырский массив [334, 20, 296]. Поскольку детальную характеристику можно найти в литературе, остановимся лишь на некоторых важнейших особенностях его строения. Массив сложен тремя главными типами пород — габбро, тералит, уртит (см. фиг. 2). Нефелиновые и щелочные сиениты имеют подчиненное значение и встречаются в дайках наряду с ийолит-порфирами, тералит-диабазами, камптонитами. Массив прорывает эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия, представленные нередко мраморами; возраст массива около 400 млн. лет (К-Аг данные). Для понимания закономерностей формирования Кия-Шалтырского месторождения уртитов представляют интерес контактовые взаимоотношения пород. Поскольку тело уртитов с глубиной выклинивается, можно наблюдать контакты в разрезах двух типов: мрамор—уртит—тералит и мрамор—тералит. Уртиты в зоне контакта с тералитами местами катаклазированы и в них появляется плагиоклаз. Зоны контактов тералит—уртит и тералит—мрамор имеют сходное строение, сложены ийолитом (узкая зона), преимущественно же пегматоидной существенно пироксеновой породой типа скарна (табл. 2). Привлекает внимание и еще одна особенность: в тералитах, залегающих ниже зоны выклинивания уртитового тела, отмечаются небольшие участки и линзовидные обособления, заметно обогащенные нефелином. Создается впечатление, что существенно нефелиновые обособления могли характеризовать начало более масштабного процесса — отделения богатого нефелином расплава от тералитов.

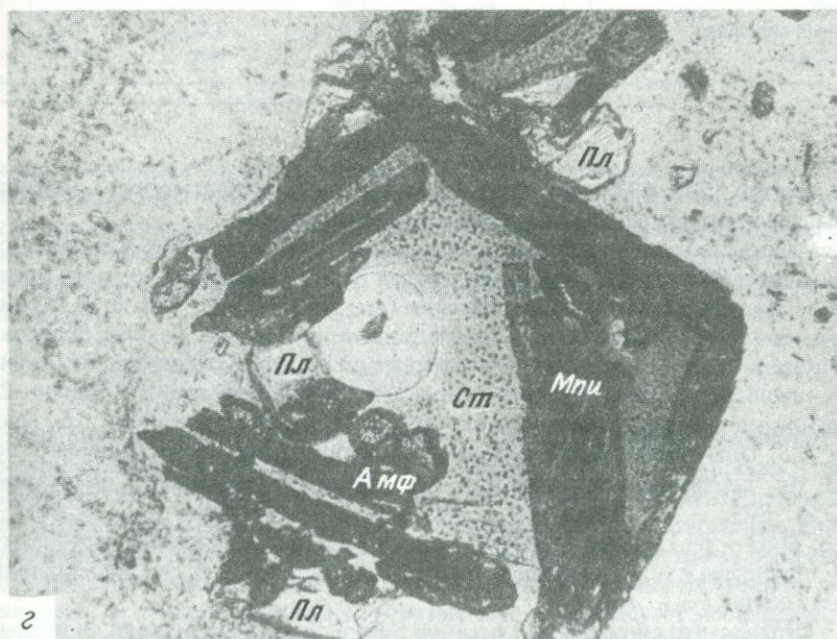
Подобное предположение о возможности возникновения уртитов в ходе магматической дифференциации расплавов, приближающихся по составу к тералиту или базаниту, высказывалось и ранее на основании детальных геолого-петрологических исследований массивов щелочных и основных пород Кузнецкого Алатау, Кольско-Карельской провинции [245, 219]. При этом принималось во внимание, что, например, средний состав исходного расплава Кия-Шалтырского массива (см. табл. 1, ан. 1), рассчитанный с учетом слагающих его пород (см. табл. 1, ан. 2—5) и площадей их распространения в современном эрозионном срезе, приближается к некоторым разностям базанитов и высокоглиноземистому оливиновому базальту (см. табл. 1, ан. 6—9). Лавы несколько обогащены магнием, железом и обеднены глиноземом, но в целом близки к гипотетическому исходному расплаву Кия-Шалтырского массива. Как известно, базальты нередко содержат нодулы периодитов и считаются выплавками — производными верх-



Фиг. 3. Микросложение исходного талита и продуктов эксперимента
a — исходный талит, увел. 50, без анализатора; Ол — оливин; *б, в* — кристаллы
 моноклинного пироксена и шпинели в стекле, увел. 80 и 125 соответственно, без



в



г

анализатора; г – парагенезис моноклинного пироксена, амфибола, плагиоклаза и стекла, увел. 80, без анализатора

Таблица 2

Изменение состава пород в зонах контакта уррита с тералитом и тералита с мрамором, Кия-Шалтырский массив (в об. %)

Порода, минерал	Центральная часть тела урритов	Контакт уррит-тералит (скв. 59)			
	уртит	уртит с плагиоклазом	ийолит	существенно пироксеновая порода	тералит
Нефелин	62,5	57,0	27,8	Нет	25,0
Вторичные минералы по нефелину	17,5	23,3	25,7	6,5	2,0
Титаноавгит	13,0	16,0	42,3	82,9	30,0
Вторичные минералы по пироксену	3,8	0,7	Нет	Нет	Нет
Плагиоклаз	Нет	2,6	0,5	8,8	38,0
Вторичные минералы по плагиоклазу	"	Нет	Нет	Нет	Нет
Оливин	"	"	"	"	2,3
Серпентин	"	"	"	"	Нет
Роговая обманка	"	"	1,8	0,7	0,3
Слюда	"	"	1,4	Нет	Нет
Апатит	2,3	Ед. зн.	Нет	0,1	0,2
Рудный минерал	0,4	0,4	0,5	1,0	2,2
Кальцит	0,7	Нет	Нет	Нет	Нет

ней мантии [509, 537], так что и исходный для Кия-Шалтырского массива расплав, по-видимому, имел глубинное происхождение.

С учетом геологических данных в качестве исходного материала для экспериментов был взят природный тералит Кия-Шалтырского массива, близкий к среднему составу пород массива (см. табл. 1, ан. 3; фиг. 3, а). Количество-минеральный состав, подсчитанный как среднее из двух шлифов, следующий (в %): нефелин 25, вторичные по нефелину минералы (канкринит, цеолиты) 2, моноклинный пироксен состава фассаита 30, оливин 2, плагиоклаз 38, минералы окислов железа и титана 2, амфибол 0,5, апатит 0,5. Плагиоклаз имеет зональное строение: ядро зерен содержит до 87% An , периферия — до 60–65% An . Пироксен представлен фассаитом (в %): SiO_2 — 42–46, TiO_2 — 2–3,5, Al_2O_3 — 7–9, Fe_2O_3 — 2–3, FeO — 7–8, MgO — 8–11, CaO — 21,5–24, Na_2O — 0,9–1,4. Показатели преломления пироксена в образце исходного тералита: $Ng = 1,727$, $N_p = 1,709$. Оливин имеет состав $Fe_{0,5}OFe_{0,5}O$.

Учитывая, что становление массивов в Кузнецком Алатау вряд ли превышало глубины порядка 9 км [45], исследования проводились в интервале давления 5–15 кбар. Настоящая статья включает результаты первого этапа исследований, которые проводились в присутствии 9 и 3% воды. Поскольку

Габбро			Контакт тералит—мрамор (скв. 57)			
приконтак- товое габ- бро	трахитоид- ное габбро	тералит	тералит вблизи контакта	ийолит	существенно пироксено- вая порода	скарниро- ванный мрамор
Нет	Нет	27,0	46,9	6,3	Нет	Нет
"	"	0,4	0,2	47,0	15,2	"
42,0	18,5	26,6	10,7	43,7	75,5	"
Нет	Нет	Нет	Нет	2,0	4,8	"
36,0	53,5	42,0	18,8	Нет	Нет	"
3,0	16,2	0,8	Нет	"	"	"
11,4	4,8	0,5	3,0	"	"	5,8
5,6	1,4	Нет	Нет	"	"	Нет
2,0	0,6	1,4	"	"	"	"
Нет	0,9	Нет	"	0,7	0,5	"
"	0,6	"	0,1	0,2	0,3	"
Ед. зн.	3,5	1,3	20,3	0,1	0,2	0,6
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	3,5	79,6

в магматических породах щелочно-габброидной серии постоянно отмечались водосодержащие минералы — амфиболы, цеолиты, иногда слюда — вариации количества H_2O в эксперименте позволили оценить влияние последней на продукты опытов. Поставлено экспериментальное исследование почти безводного тералита (0,5–0,6% H_2O), но пока получены лишь первые результаты.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Эксперименты проводились в аппарате "поршень—цилиндр" по методу заковки. Давление в камере создавалось усилием 300-тонного пресса и определялось на основании независимых калибровок по фазовым переходам в сплавах $KCl-RbCl$. По сравнению со стандартным (по отношению приложенной силы к площади поршня) этот метод калибровок имеет то преимущество, что с его помощью определяется давление непосредственно в зоне камеры, в которой находится образец. Это избавляет от необходимости вводить поправки на трение и от погрешностей в определении давления, возникающих за счет негидростатичности в камере. Калибровки камеры по давлению проводились при комнатной температуре. Соответствие давлений

на калибровочной кривой для комнатной температуры давлениям при высоких температурах устанавливалось по фазовым переходам кварц—коэзит и альбит—жадеит + кварц, полученным при высоких термодинамических параметрах. Суммарная погрешность в определении давления составляла ± 1 кбар.

Для создания температур в камере высокого давления использовался внутренний графитовый нагреватель. Температура измерялась с помощью $Pt = Pt \cdot Rh$ -термопары, вводимой непосредственно в зону размещения образца. Для создания равномерного температурного поля в рабочем объеме камеры применялся специальный "тепловой шунт". Измерение температуры в различных частях образца показало, что перепад между торцами и центральной частью образца не превышает 2°C при температуре до 1000° . Точность определения температуры в образце с учетом всех погрешностей составляла $\pm 5^\circ\text{C}$.

Тонкоизмельченный в агатовой ступке образец тералита подвергался перемешиванию в течение 8–10 ч. Навеска порошка (40 мг) с заданным количеством воды заключалась в платиновую ампулу, которая заваривалась путем электросварки. Для проверки герметичности заваренная ампула взвешивалась до и после прокаливании при 120°C . Для опытов использовались только те ампулы, вес которых до и после прокаливании сохранялся с точностью до 0,1 мг. Для устранения потери воды при сварке применялись специальные цанговые тисочки с медными зажимами, которые обеспечивали достаточный теплоотвод от места сварки, следовательно устраняли локальный разогрев ампулы. Контрольные проверки показали, что потеря воды при сварке не превышала 0,2 мг. Оказалось, что в результате поднятия всех перечисленных мер суммарная абсолютная погрешность при определении концентрации воды в образце не превышает $\pm 0,5\%$.

Эксперименты проводились в интервале давлений 5–15 кбар и температур 700 – 1200° при концентрациях воды 3 и 9%. Несколько опытов было проведено в "сухих" условиях. Продолжительность опыта в зависимости от температуры варьировала от 2 до 7 ч. Опыты проводились как методом "подхода снизу", так и при "подходе сверху".

Поскольку в литературе есть указания, что платина ампулы во время опыта может поглощать Fe из образца, в результате чего изменяется его состав [511], по нашей просьбе С.Е. Борисовским были произведены на микроанализаторе количественные определения содержания железа в Pt до и после опыта. Оказалось, что за время эксперимента Pt-ампула поглощает весьма незначительное количество Fe, в результате чего образуется тончайшая пленка ферроплатины. Путем расчета было установлено, что общая потеря железа из образца в процессе опыта ничтожна.

Летучесть кислорода в процессе эксперимента не контролировалась, поэтому для ее оценки использовались косвенные данные, в частности изменение окраски амфибола. Р.Т. Хелц [500] указывает, что изменение цвета амфибола с зеленого на бурый свидетельствует о летучести кислорода, примерно соответствующей буферу кварц—фаялит—магнетит. В наших экспериментах кристаллизовался амфибол бурой окраски, поэтому мы считаем, что летучесть кислорода была близка буферу кварц—фаялит—

магнетит. Так как Pt проницаема для водорода, то при длительных опытах летучесть кислорода могла быть несколько выше.

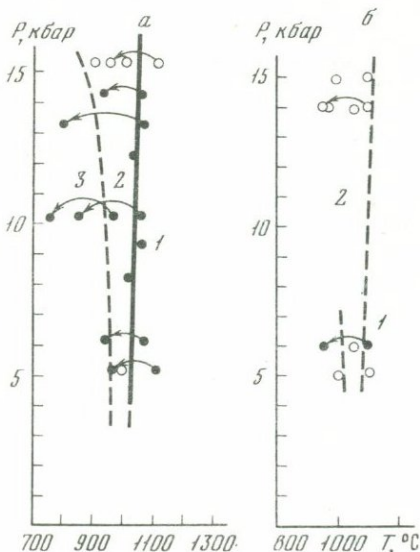
Образцы, полученные в результате опытов, анализировались под микроскопом и в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 французской фирмы "Cameca" под руководством И.П. Лапутиной. Содержание воды определялось на термовысвечивающей установке TGS-1 фирмы "Перкен Эльмер" и проконтролировано в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

Результаты опытов показали, что продукты плавления тералита в присутствии 9 и 3% воды весьма близки. Подробные данные приведены только для системы с 9% воды; опыты с 3% воды характеризуются кратко.

Система тералит – 9% H₂O

Результаты наиболее представительных 14 опытов плавления тералита с 9% воды приведены в табл. 3; кривая ликвидуса и поля кристаллизации фаз – на фиг. 4. Кривая ликвидуса наклонена слабо к оси P , dP/dT составляет порядка 3,3 кбар/град. Для поля 1 характерно полное плавление. Продукты эксперимента представлены стеклом. При 15 кбар полное плавление тералита происходит при 1050°, при 5 кбар – 1020°. Стекла, полученные при давлении до 9 кбар, гомогенны и не содержат кристаллических фаз закалки. В стеклах, синтезированных при давлении 9 кбар и выше, как правило, обнаруживается неоднородность состава. Как показано на фиг. 5, характеризующей продукты опыта 791, щелочи концентрируются в пузырьках, образовавшихся в большом количестве в стекле



Фиг. 4. P - T диаграмма плавления тералита в присутствии 9% H₂O (а) и 3% H₂O (б)
 а. Сплошная линия – установленный ликвидус, пунктирная – граница полей кристаллизации. Цифры на графике: 1 – стекло; 2 – моноклинный пироксен, шпинель, стекло; 3 – рудный минерал (шпинель), моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз, стекло. б. Пунктирная линия – намеченная линия ликвидуса и граница полей кристаллизации. Цифры на графике: 1 – стекло, 2 – моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз. На графике залитые кружки – опыты, в которых минеральные фазы проанализированы на микрозонде

Таблица 3

Результаты экспериментов в системе гералит – вода

Номер опыта	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °С	Время, ч	H ₂ O, вес. %	Состав	Краткая характеристика
1	2	3	4	5	6	7
611	15	900	7	9	<i>P + Mni + Af + Ct</i>	Новообразованные фазы составляют 80% объема образца (65 <i>Mni + 5 Af + 10 Ct</i>); 20% – реликтовый пироксен
811	15	1000	7	8	<i>P + Mni + Ct</i>	Около 50% объема образца – темно-коричневое стекло с фазами закалки. Остальные 50% – пироксен. Верхняя торцевая плоскость образца покрыта налетом сахаровидных кристалликов
539	15	1100	7	9	<i>Шп (?) + Ct</i>	В буром стекле (90%) с фазами закалки наблюдаются сгустковые выделения шпинели (?)
797	15	1100	1	9	<i>Ct</i>	Бурое стекло с фазами закалки
797	15	950	6	9		
812	14	1050	2	9		
					<i>Шп + Mni + Амф + Ct</i>	Длиннопризматические кристаллы пироксена с оторочками амфибола в стекле (<i>N_o</i> = 1,514). Стекло содержит фазы закалки. Шпинель образует правильные кристаллы и сгустковые выделения
813	13	1050		9	<i>Mni + Амф + Пл + Ct</i>	Агрегат моноклинного пироксена, амфибола и плагиоклаза. Кристаллы составляют 80% объема, 10% – стекло, 10% – поры. Верхняя торцевая плоскость покрыта белой корочкой
813	13	800		9		
814	12	1020	7	9	<i>Шп + Mni + Ct</i>	Единичные хорошо образованные кристаллы пироксена и шпинели. Стекло содержит фазу закалки
815	10	1050	2	9	<i>Mni + Амф + Пл + Ct</i>	Агрегат амфибола, моноклинного пироксена, плагиоклаза. Стекло образует каемки по краям пор и составляет не более 5% объема образца

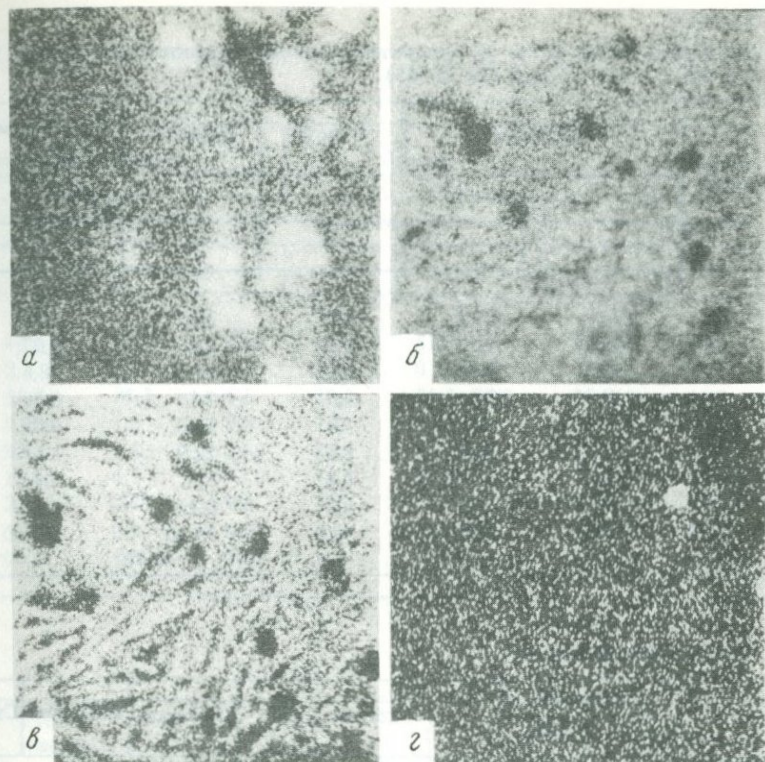
Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
657	10	950	1	9	<i>Mni + Амф + + Пл + Ст</i>	Пироксены в стекле. Стекло ($N_o = 1,532$) составляет около 40%. Пироксен представлен как реликтами ($N_g = 1,728, N_p = 1,698$), так и новообразованиями
791	9	1050	1	9	<i>Ст</i>	Стекло содержит многочисленные сферолитовые агрегаты – фазы закалки. Пространство между ними заполнено бесцветным стеклом. Образец имеет пористое строение
816	8	1010	7	9	<i>Шп + Mni + Ст</i>	Точечные выделения рудного и новообразованный пироксен в стекле ($N_o = 1,551$) составляют более 50% объема образца
817	6	1050	2	9	<i>P + Mni + Пл + + Ст</i>	Призматические кристаллы пироксена содержат вросстки плагиоклаза. Стекло ($N_o = 1,540$) составляет до 70% объема
798	5	1100	1	9	<i>P + Mni + Ст</i>	Количество стекла достигает 80 об.%. Пироксен образует длинно-призматические кристаллы, рудный – точечные выделения
818	5	980	7	9	<i>P + Mni + Ст</i>	Новообразования представлены пироксеном и стеклом. Присутствуют многочисленные реликты пироксена и плагиоклаза. Стекло ($N_o = 1,551$) составляет около 50 об.%
788	15	1100	2	3	<i>Шп + Ст</i>	Светло-коричневое стекло с ($N_o = 1,575$) с редкими узелковидными включениями шпинели
762	15	1000	7	3	<i>Mni + Ст</i>	Темно-коричневое стекло ($N_o = 1,534$) составляет до 40%, пироксен (реликты и новообразования) – около 60%

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
819	14	1100	2	3	<i>Шпн + Мпн + Амф + Ст</i>	Изометричные зерна пироксена составляют главную часть образца (до 80%), количество амфибола не превышает 5%, стекло ($N_o = 1,515$) – около 15%
820	14	1050	7	3	<i>Шпн + Мпн + Ст</i>	Моноклинный пироксен представлен реликтами и новообразованиями, стекло ($N_o = 1,540$) составляет до 30% объема шлифа
763	14	960	7	3	–	Начало плавления с образованием стекла ($N_o = 1,528$). Основная масса – реликтовые минералы
822	6	1100	2	3	<i>Шпн + Мпн + Амф + Пл + Ст</i>	Стекло ($N_o = 1,539$) пористое с пузырьками. Много хорошо образованных кристаллов пироксена, амфибола, плагиоклаза, точечных выделений рудного минерала
822	6	950	5	3		
823	6	1050	1	3	<i>Мпн + Ст</i>	Неполное плавление. Около 30% объема составляет реликтовый пироксен, 20% – новообразованный пироксен, около 50% – стекло
744	6	960	7	3	–	Начало плавления с образованием небольшого (до 5%) количества стекла ($N_o = 1,533$). Остальное – реликтовые минералы тералита
743	5	1000	7	3	–	Начало плавления с образованием ~ 3% стекла ($N_o = 1,551$). Остальное – нерасплавленные минералы тералита
789	5	1100	5	3	<i>Ст</i>	Стекло несколько варьирует по цвету, но показатель преломления постоянен (1,553). Присутствуют точечные включения, вероятно, рудного минерала

Примечание. Сокращенные обозначения минералов (здесь и далее в статье): *P* – рудный минерал, возможно, магнетит или шпинель; *Шпн* – шпинель, *Мпн* – моноклинный пироксен, *Амф* – амфибол, *Пл* – плагиоклаз, *Ст* – стекло.



Фиг. 5. Участки сканирования (90 x 90 мкм) продуктов опытов в рентгеновском излучении. Опыт 791

a — NaK_α , концентрация натрия в порах; *б* — AlK_α — шарообразные обособления богатого глиноземом стекла; *в* — MgK_α — сферолитовые агрегаты в фазах закалок; *г* — FeK_α — точечные выделения шпинели или рудного минерала

(см. фиг. 5, *a*). Распределение глинозема, магния, железа в стекле крайне неравномерно. В некоторых частях образца наблюдаются шарообразные выделения, богатые глиноземом и кремнием (табл. 4, ан. 25; фиг. 5, *б*) в отличие от основной массы образца, представленной сферолитовыми агрегатами, обогащенными магнием, кальцием, титаном, железом (табл. 4, ан. 22–24; фиг. 5, *в*).

Для поля 2 характерна кристаллизация пироксена (см. фиг. 3, *б, в*) и в небольшом количестве амфибола. Повсеместно наблюдаются точечные выделения шпинели (см. фиг. 5, *г*). Амфибол образует тонкие оторочки вокруг длиннопризматических кристаллов пироксена. Новообразованные пироксены характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 6,8–17% (табл. 3, 4, 5, опыты, 812, 814, ан. 1,2,8). Многочисленные определения показали, что содержание Al в пироксене при данном содержании воды в системе не зависит от давления, в среднем оно составляет 11–15%, но, по-видимому, зависит от температуры. Наиболее высокотемпературный пироксен,

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) продуктов плавления тералита в присутствии 9% H₂O (ан. 1-34) и 3% H₂O (ан. 35-45)

Компоненты	Пироксен		Стекло	Пироксен	Плаггиоклаз № 62	
	опыт 812			опыт 813		
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	47,3	45,5	59,5	39,5	50,8	
TiO ₂	2,2	1,8	0,6	3,3	0,02	
Al ₂ O ₃	15,4	17,0	23,1	14,1	28,6	
FeO	3,6	3,7	2,9	7,1	0,26	
MgO	9,4	9,1	1,1	10,0	0,06	
CaO	22,2	22,4	8,1	22,9	12,9	
Na ₂ O	0,5	0,45	0,8	2,2	4,4	
K ₂ O	0,03	0,03	0,9	0,26	0,08	
С у м м а	100,68	100,13	97,0	99,96	97,12	

Таблица 4 (продолжение)

Компоненты	Плаггиоклаз		Стекло			Пироксен	Амфибол	Стекло
	№ 59	№ 64						
	опыт 815			опыт 657				
	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	53,6	52,8	67,6	62,3	66,6	42,57	40,3	55,0
TiO ₂	Не опр.		0,46	0,4	0,37	2,30	2,72	0,7
Al ₂ O ₃	28,9	30,1	22,4	28,1	22,4	11,59	17,01	22,6
FeO	0,18	0,1	2,7	1,6	1,8	10,9	12,03	4,8
MgO	Не опр.		0,6	0,4	0,6	8,95	10,26	1,9
CaO	11,9	12,4	5,0	5,0	5,0	21,59	12,23	9,4
Na ₂ O	4,4	3,7	0,7	2,2	1,0	1,05	3,14	0,6
K ₂ O	0,3	0,19	1,0	0,6	1,0	0,04	0,71	0,5
С у м м а	99,3	99,3	100,46	100,6	98,8	98,99	98,4	95,0

*Опыты, в которых, помимо указанных элементов, показаны содержания H₂O (в%): опыт 791 - 3,14; опыт 816 - 7,47; опыт 798 - 4,78.

Амфибол		Стекло	Пироксен	Стекло			Пироксен		
опыт 813			опыт 814			опыт 815			
6	7	8	9	10	11	12	13		
41,6	67,1	50,6	53,8	51,9-55,0	40,20	39,9	41,2		
2,7	0,3	1,2	0,9	0,8-0,98	2,05	2,0	1,9		
21,2	24,3	6,8	24,3	21,5-26,0	16,86	16,3	17,3		
9,3	1,6	3,8	3,4	2,6-4,2	11,3	-	4,8		
9,1	0,4	12,9	3,2	2,9-4,5	6,07	6,2	10,6		
11,6	6,2	23,3	11,2	10,4-11,5	22,4	22,3	22,6		
2,9	0,24	0,8	2,7	2,7	0,88	0,8	0,7		
0,8	0,9	0,07	0,6	0,5-0,6	0,05	0,05	0,07		
99,2	101,04	99,5	100,1	-	99,89	99,95	99,42		

Стекло участок 1		Стекло участок 2		Стекло		Пироксен	Плагиоклаз № 78
опыт 791				опыт 816		опыт 817	
22	23	24	25	26	27	28	29
43,76	45,06	44,98	56,26	48,99	45,03	45,0	47,8
3,7	3,7	4,12	2,39	0,80	0,9	1,7	Не опр.
10,3	9,6	10,29	18,61	20,44	23,4	17,8	33,9
10,5	12,6	8,04	4,08	2,7	2,6	3,3	0,08
11,1	9,4	11,02	3,78	4,6	5,0	8,6	Не опр.
15,1	14,3	15,94	12,02	12,1	12,6	22,9	16,0
7,6	1,3	Не опр.	Не опр.	2,4	2,4	0,42	2,5
0,8	0,9	"	"	0,5	0,6	0,04	0,12
96,86*	96,86	94,39	97,14	92,53*	92,53	99,7	100,4

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Стекло		Пироксен	Стекло		Пироксен	
	опыт 817		опыт 798			опыт 822/1	
	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	58,9	55,0	44,9	53,8	53,5	44,7	43,9
TiO ₂	1,0	He опр.	3,1	0,8	0,8	22	2,0
Al ₂ O ₃	20,9	26,7	11,5	22,9	24,8	18,8	19,3
FeO	3,9	2,5	3,8	3,4	3,4	4,0	3,7
MgO	2,5	He опр.1	11,0	3,5	3,6	8,6	8,0
CaO	9,3	9,0	23,5	11,3	11,6	21,8	22,0
Na ₂ O	1,0	4,9	0,8	1,6	2,0	0,56	0,55
K ₂ O	0,6	0,8	0,07	0,6	0,56	0,05	0,03
С у м м а	98,1	98,5	98,8	97,9	100,26	100,7	99,45

Таблица 5

Структурные формулы пироксена, плагиоклаза, амфибола, полученных в про-

Компоненты	Пироксен							
	1*	2	4	8	11	12	13	19
Si	1,74	1,69	1,46	1,86	1,52	1,51	1,52	1,61
Ti	0,06	0,05	0,09	0,03	0,06	0,06	0,05	0,07
Al	0,68	0,74	0,61	0,30	0,75	0,73	0,76	0,52
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,15	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08
Fe ²⁺	0,07	0,08	0,08	0,06	0,29	0,32	0,10	0,27
Mg	0,51	0,50	0,55	0,71	0,34	0,35	0,58	0,50
Ca	0,88	0,88	0,91	0,92	0,92	0,91	0,89	0,87
Na	0,03	0,03	0,15	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08
K	-	-	-	-	-	-	-	-
OH	-	-	-	-	-	-	-	-
С у м м а	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

*Номера анализов те же, что и в табл. 4.

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Плагиоклаз			Амфибол			
	29	39	43	6	20	37	38
Si	2,18	2,30	2,25	6,01	5,98	6,11	6,20
Ti	-	-	-	0,29	0,30	0,27	0,30
Al	1,82	1,73	1,75	3,62	2,97	3,37	3,27
Fe ³⁺	-	-	-	0,97	0,91	0,77	0,70
Fe ²⁺	-	-	-	0,15	0,58	0,04	0,14
Mg	-	-	-	1,96	2,26	2,44	2,39
Ca	0,78	0,77	0,79	1,80	1,94	1,93	1,93
Na	0,22	0,19	0,20	0,81	0,91	0,77	0,70
K	0,00	0,01	0,01	0,16	0,12	0,07	0,08
OH	-	-	-	0,24	0,65	0,40	0,39
С у м м а	5,00	5,00	5,00	16,01	16,62	16,17	16,10

Амфибол		Плагио- клаз	Стекло	Пироксен		Плагио- клаз № 85	Стекло	
опыт 822/1				опыт 822/2				
37	38	39	40	41	42	43	44	45
41,7	42,5	50,0	58,7	43,9	45,2	48,9	59,2	60,8
2,5	2,7	Не опр.	1,0	1,6	2,2	Не опр.		1,2
19,5	19,1	32,1	21,9	19,3	16,9	32,0	21,0	22,3
6,7	6,9	0,12	4,9	3,3	3,8	0,12	1,3	3,0
11,2	11,0	Не опр.	2,5	7,9	8,4	Не опр.		2,4
12,3	12,4	15,8	9,6	22,6	22,0	15,9	13,0	8,9
2,7	2,5	2,2	1,5	0,47	0,47	2,68	5,4	0,6
0,4	0,5	0,07	0,63	0,02	0,03	0,07	0,63	0,58
96,9	97,7	100,29	100,7	99,1	99,0	99,7	100,53	99,8

дуктах опытов по плавлению тералита в присутствии 9% и 3% H₂O

Пироксен						Плагиоклаз		
28	32	35	36	41	42	5	14	15
1,66	1,67	1,64	1,63	1,64	1,69	2,37	2,45	2,42
0,05	0,09	0,06	0,06	0,04	0,06	—	—	—
0,78	0,51	0,81	0,84	0,85	0,75	1,57	1,55	1,63
0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	—	—	—
0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	—	—	—
0,47	0,61	0,47	0,44	0,44	0,47	—	—	—
0,91	0,94	0,86	0,88	0,90	0,88	0,65	0,58	0,61
0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,40	0,39	0,33
—	—	—	—	—	—	0,01	0,02	0,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	5,00	5,00	5,00

синтезированный при 1020° (см. табл. 4, 5, опыт 814, ан. 8), содержит наименьшее количество Al (6,8%). Для него также характерно наиболее высокое содержание MgO (около 13%). При возрастании давления от 5 до 15 кбар поле кристаллизации пироксена расширяется.

В поле 3 установлено присутствие моноклинного пироксена, амфибола, плагиоклаза и стекла (см. фиг. 3, г; табл. 3, опыты 813, 815, 657, 817). Пироксен содержит до 12–17% Al₂O₃ (см. табл. 4, 5, ан. 4, 11–13, 19, 28). Амфибол также глиноземистый (до 21% Al₂O₃, см. табл. 4, 5, ан. 6). Плагиоклаз, представленный хорошо образованными кристаллами призматического габитуса, образуется во всем интервале давлений, однако с возрастанием давления поле его кристаллизации сужается. При 920° кристалли-

зовался битовнит № 78 (см. табл. 4, 5, опыт 817, ан. 29), при 850° — лабрадор № 59—64 (см. табл. 4, 5, опыт 815, ан. 14, 15), т.е. с понижением температуры основность плагиоклаза понижается. В относительно низкотемпературных ассоциациях амфибол также относится к глиноземистым разновидностям.

Состав остаточных стекол зависит от температуры и практически не зависит от давления (см. табл. 4). С понижением температуры и увеличением количества кристаллических фаз стекло становится все более кислым. По содержанию SiO_2 оно приближается к андезито-дациту и дациту. Показатель преломления стекла соответственно понижается от 1,540 до 1,514.

Таким образом, в системе тералит—9% H_2O устанавливается следующая последовательность выделения минеральных фаз: кристаллизация начинается с обособления рудной фазы (шпинель или магнетит), затем образуется высокотемпературный парагенезис шпинель + моноклинный пироксен (1050—950°), а при более низких температурах к ним присоединяются плагиоклаз и амфибол. Парагенезис клинопироксен + шпинель (магнетит) + плагиоклаз + амфибол + стекло характерен для температурного интервала 750—850°. Линия солидуса для данной системы получена не была, во всех опытах мы наблюдали стекло, состав которого, как было отмечено, весьма существенно зависит от температуры.

Система тералит — 3% H_2O

Плавление тералита в присутствии 3% воды изучалось фрагментарно (см. табл. 3). Линия ликвидуса и поля кристаллизации в этой системе только намечены (см. фиг. 4, б). Линия ликвидуса сдвигается в область более высоких температур: при 15 кбар полное плавление тералита происходит около 1120°, при 5 кбар — 1080°, то есть на 60—70° выше, чем в системе с 9% H_2O (см. фиг. 4, б). Намечается также тенденция увеличения угла наклона линии ликвидуса к оси давления. Порядок кристаллизации аналогичен системе с 9% H_2O . Первой ликвидусной фазой является рудный минерал (шпинель или магнетит). Затем выделяется моноклинный пироксен, далее амфибол и плагиоклаз. Состав пироксена, полученного при высоких давлениях, нами не исследовался, но, судя по оптическим свойствам, он относится к глиноземистой разновидности. Пироксен, синтезированный при 6 кбар, содержит до 17—19% Al_2O_3 (см. табл. 4, опыт 822, ан. 35, 36, 41, 42).

Таким образом, уменьшение количества воды в системе примерно на 5—6% не меняет последовательность выделения минералов и их состав.

Отдельные эксперименты для почти безводной системы (0,5—0,6%) показали существование тенденции дальнейшего возрастания температуры ликвидуса и расширения полей кристаллизации безводных фаз, например пироксена. Характерно, что высокотемпературные пироксены из системы с незначительным содержанием воды по оптическим свойствам ($N_g = 1,725$, $N_g = 1,708$) отличаются от высокоглиноземистых пироксенов ($N_g = 1,719$, $N_p = 1,696$), полученных в системах, содержащих 3 и 9% H_2O , приближаясь к пироксенам ($N_g = 1,727$, $N_p = 1,709$) исходного тералита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТА

Эксперименты по плавлению базанита, по составу приближающегося к исследованному тералиту (см. табл. 1, ан. 3 и 6,7) были выполнены Р.Дж. Аркулюсом [467] в сухих условиях при давлениях 10–35 кбар. В числе наиболее важных результатов этих исследований отметим появление оливина в качестве первой ликвидусной фазы до давлений 18–20 кбар. В модельной системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ [516] оливин является ликвидусной фазой по крайней мере до 26–27 кбар, ромбический пироксен — до 30 кбар. В базанитах Са-авгит получен в качестве ликвидусной фазы при давлениях 18–20 кбар [467]. В присутствии воды оливин на ликвидусе смещается в область более высоких давлений [491].

Ранее оливин был получен нами в опытах с меланократовым нефелинитом, проводимых по методике, аналогичной описанной, в весьма узком температурном интервале до 5–6 кбар [300]. Эксперименты со щелочным базальтом также показали, что оливин кристаллизуется в узком температурном интервале при 5 кбар [105]. Отсутствие оливина в наших опытах можно объяснить двумя причинами: во-первых, сравнительно низкой температурой ликвидуса системы с 3–9% воды (в опытах Р.Дж. Аркулюса ассоциация оливин + стекло наблюдалась в температурном интервале 1350–1200°), во вторых — большей чувствительностью оливина по сравнению с пироксеном к изменению летучести кислорода. В наших экспериментах образец находился в ампуле из платины, которая, как известно, проницаема для водорода. Так как вода при высоких температурах находится в диссоциированном состоянии, то, естественно, в процессе эксперимента флюид обогащался кислородом, причем содержание кислорода за время опыта (3–7 ч) изменялось. Отсутствие в продуктах эксперимента зеленой роговой обманки свидетельствует о том, что летучесть кислорода была ниже соответствующей летучести O_2 при буфере магнетит — гематит, но, вероятно, выше кварц–оливин–магнетит. Относительно высокая летучесть кислорода подтверждается постоянной кристаллизацией на ликвидусе минералов окислов железа.

Кристаллизация пироксена

В подавляющем большинстве опытов с 3 и 9% воды кристаллизовался высокоглиноземистый пироксен (11–17% Al_2O_3), в то время как пироксен исходного тералита содержит 7–8% Al_2O_3 . В экспериментах при сухих условиях количество Al в пироксене зависит от давления [510]. Однако ранее проведенные эксперименты по кристаллизации граната показали, что на состав некоторых фаз в большей степени чем давление влияет температура [105]. В опытах с тералитом состав пироксена также зависит от температуры и при данных содержаниях воды практически не зависит от давления (табл. 6). Сравнение состава пироксенов из опытов 798 и 817, 812 и 814 показывает, что количество Al в пироксене уменьшается с возрастанием температуры кристаллизации при прочих близких условиях. Подобная закономерность отмечалась при изучении природных пироксенов из мощных лавовых потоков, крупных силлов, в частности в тефрит-базальтах [310].

Таблица 6

Состав пироксена при различных давлениях и температуре

Номер опыта	T , °C	P , кбар	H_2O , вес. %	Al_2O_3 , вес. %
798	950	5	9	11,5
817	920	6	9	17,8
812	920	14	9	15,4–17,0
814	1020	12	9	6,8

Уменьшение в системе содержания воды и повышение T кристаллизации пироксена, вероятно, должно привести к образованию пироксенов с относительно низким содержанием глинозема. По-видимому, вода существенно изменяет распределение компонентов между кристаллизующимися фазами и оказывает влияние, противоположное давлению.

Образование минерализованного флюида

В подавляющем большинстве опытов с 9% воды минералообразование происходило в присутствии минерализованного флюида, который фиксируется после закалки образца в верхней части ампулы или в порах, равномерно распределенных по всему объему образца в виде белой корочки, покрывающей верхние торцы образца и стенки пор. На фиг. 5 представлены результаты исследования на микроанализаторе образца, содержащего поры с продуктами конденсации флюида. По-видимому, они состоят главным образом из Na и H_2O . К участкам, в которых наблюдается повышенная концентрация Na , также тяготеет стекло с аномально высоким содержанием Al .

Перераспределение компонентов в образце также зависит и от условий его охлаждения. Образец, результаты изучения которого показаны на фиг. 5, взят из опыта 791. До опыта содержание в нем воды составляло 9%, после опыта в результате разгерметизации ампулы стало 3,14%. Таким образом, пятнистая структура, обусловленная неравномерным распределением компонентов в расплаве, возникла, вероятно, во время частичной дегазации расплава при температуре выше 1050° . Более точно температура не определялась, так как после 1 ч выдержки было зафиксировано перегорание термопары (см. табл. 3, опыт 791). Возникновение флуктуационной структуры в расплаве можно рассматривать как начальную стадию ликвационного расслоения расплава. Предположение о возможности расслоения силикатного расплава при образовании высокоминерализованного флюида при давлении, превышающем 7 кбар, высказывалось и ранее при изучении явления ликвации в расплаве меланократового нефелинита [300]. Образование минерализованного флюида вызывает обеднение конденсированной части системы натрием. Возможно, поэтому мы не наблюдаем в эксперименте нефелина, хотя в исходном тералите его содержание достигает 25%.

Эволюция остаточного расплава

Для исследования различных стадий кристаллизационной дифференциации тералитового расплава нами использовалась методика двух ступенчатых опытов. Кривая солидуса получена не была. Однако в отдельных образцах содержание стекла не превышало 5–10%, т.е. процесс кристаллизации расплава был прерван вблизи линии солидуса. Наиболее чувствительным показателем эволюции расплава является изменение концентрации SiO_2 в стекле (табл. 7).

Таблица 7

Изменение содержания SiO_2 в стекле в процессе кристаллизационной дифференциации

Номер	P , кбар	T , °C	Фаза	Количество SiO_2 в стекле, в вес. %
812	14	920	62 ($\text{Ilн} + \text{Mnu} + \text{Amф}$) + 38 Cr	59,5
813	13	800	90 ($\text{Mnu} + \text{Amф} + \text{Pl}$) + 10 Cr	67,1
815	10	850	90–95 ($\text{Mnu} + \text{Amф} + \text{Pl}$) + + 5 Cr	66,6–67,6
816	8	1010	50 ($\text{Ilн} + \text{Mnu}$) + 50 Cr	45–48,9
798	5	950	60 ($\text{Ilн} + \text{Mnu}$) + 40 Cr	53,5

Характерна общая тенденция увеличения кислотности расплава в процессе кристаллизационной дифференциации при понижении температуры (см. табл. 7). В зависимости от соотношения стекло/кристалл по содержанию SiO_2 могут быть выделены остаточные стекла, состав которых варьирует от андезита до дацита. Для них характерно низкое содержание щелочей. В условиях эксперимента эволюция тералитового расплава в процессе кристаллизации протекает в направлении образования нормальных известково-щелочных разновидностей горных пород. Наиболее кислый остаток может быть получен в том случае, когда количество остаточного расплава не превышает 5–10%.

ПРИЛОЖЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ К ПРИРОДНЫМ ОБЪЕКТАМ

Проведенные экспериментальные исследования дали представление о путях кристаллизации расплава, отвечающего по составу тералиту в интервале давлений 5–15 кбар, температур 1100–800°C в присутствии 9 и 3% воды. Остановимся на важнейших следствиях, вытекающих из полученных результатов, и их приложении к наблюдаемым в природе явлениям.

1. В условиях эксперимента полученные продукты кристаллизации весьма отличались от состава исходного тералита. По петрографическим признакам в образце тералита, взятого для исследования, устанавливается следующая последовательность выделения минералов: оливин, пироксен, плагиоклаз, нефелин. Для экспериментальных образцов характерен иной

порядок кристаллизации: шпинель, моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз. Кристаллизации оливина и нефелина не происходило.

Общий ход наблюдавшейся в эксперименте кристаллизации имеет два главных отличия от процесса, который, как можно предполагать, имел место в природе: а) на первом этапе кристаллизации расплава, близкого по составу к тералиту, в природе происходит выделение пироксена с умеренным содержанием глинозема (Al_2O_3 6–8%), тогда как в эксперименте оно достигало величины 16–17% Al_2O_3 . Это являлось одной из причин обеднения остаточных порций расплава глинозема. Наиболее близок к природным разновидностям пироксен в опыте 414 (Al_2O_3 6,8%); этот опыт был закончен при $1020^\circ C$. Учитывая зависимость содержания глинозема в пироксене от температуры кристаллизации, естественно предположить, что в природе кристаллизация тералита завершалась около $1000^\circ C$, т.е. при значительно более высоких температурах, чем в проведенных опытах; б) в условиях эксперимента наблюдался интенсивный переход натрия во флюид — минерализованный пар. В этой связи продукты кристаллизации, включая стекло, содержат очень мало щелочей. Очевидно, условия эксперимента не соответствовали тем параметрам, при которых в природных системах возникают богатые нефелином породы — уртиты и тералиты. Необходимые для их образования экстремальные содержания глинозема при дефиците SiO_2 возникают, по-видимому, при более сухих условиях. Такой вывод следует из проведенных экспериментов. Именно при режиме с малым содержанием воды (меньше 3%) можно ожидать, что весь или большая часть натрия останется в расплаве и не перейдет во флюид, повысится температура кристаллизации минералов, а следовательно, уменьшится содержание глинозема в пироксене и произойдет накопление его в остаточной жидкости. Снижение вязкости магмы могло достигаться за счет растворения компонентов (Cl, CO_2), присутствие которых в количестве 0,5–1% весьма обычно в породах щелочно-габброидной ассоциации.

Не исключена также возможность образования существенно нефелиновой магмы при магматической дифференциации иного типа, а именно — в результате ликвации. Признаки ликвационного расщепления тералитового расплава были получены в одном из экспериментов (опыт 791), в котором отделение минерализованного пара привело к возникновению неоднородной флуктуационной структуры расплава с локальной концентрацией глинозема и натрия.

2. В режиме проведенных опытов исходный щелочной расплав состава тералита вследствие перехода щелочей во флюидную фазу дал продукты кристаллизации субщелочного или нормального ряда. Видимо, такой ход процесса проявляется в природе достаточно часто и служит объяснением столь ограниченных масштабов проявления щелочных пород. Можно предположить, что тералитовые и базанитовые расплавы, которые согласно экспериментальным данным [492] возникают на глубинах порядка 60–80 км, при поступлении в верхние структурные этажи земной коры теряют щелочи и летучие компоненты, давая начало породам нормальной щелочности. Что же касается щелочных пород, то они возникают в редких случаях в особых стабильных тектонических условиях, не позволяющих натрию отделяться от расплава.

3. Как было показано [519], период кристаллизации (температурный интервал между ликвидусом и солидусом) расплавов заметно возрастает при малых давлениях, причем особенно интенсивно в щелочных породах. Так, период кристаллизации при $P=1$ атм в сухих условиях для базанита составляет около 150°C , а для нефелинитов — около 200°C ; для оливинового нефелинита при 10 кбар — около 100°C , при 15 кбар — 60°C . В этой связи становится понятным, что в проведенных опытах, законченных на разных стадиях кристаллизации расплава, состав минералов, выделившихся на ликвидусе, как и состав остаточного стекла оказался различным. Чем полнее прошел процесс кристаллизации, тем состав остаточного стекла более богат кремнекислотой. Если допустить, что при режиме проведенных опытов произошло бы отделение остаточной жидкости от выпавших кристаллов, то, вероятно, возникновение контрастных и варьирующих по составу серий пород: габбро-дацит (опыты 813, 815), габбро-андезит (опыт 817), пироксенит — андезитобазальт (опыт 798).

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования позволили понять одну из важных петрологических проблем: почему щелочные породы относительно редко встречаются в природе, хотя на глубинах 60–80 км создаются благоприятные условия для выплавки щелочно-основных магм. Как следует из экспериментальной части работы, ход кристаллизации расплавов зависит от режима натрия и летучих.

Поступая в верхние части земной коры, щелочно-основные магмы могут обогащаться водой (ассимиляция из вмещающих толщ, реакции углеводородов с кислородом, в частности за счет восстановления окисного железа). Если при этом создаются условия для отделения летучих (мобильная тектоническая обстановка наиболее благоприятна), то щелочно-основные расплавы теряют натрий во флюидной фазе и дают начало магматическим породам нормальной щелочности. Только при режимах, способствующих сохранению щелочей в самом расплаве, могут возникать щелочные породы, тем самым получает объяснение давно установленная эмпирическая закономерность о приуроченности щелочных пород к стабильным структурам Земли.

УДК 552. 33. 4

Р.М. ЯШИНА

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ

В ряду фельдшпатоидных щелочных пород нефелиновые сиениты занимают особое место благодаря их широкой распространенности в континентальных структурах Земли, а также вследствие связи с ними уникальных месторождений полезных ископаемых. Крупные автономные массивы нефелиновых сиенитов площадью 300–1300 км² сосредоточены на древних (докарельских) участках платформ или в рано консолидированных (докембрийских) складчатых областях. Такие щелочные массивы редки, каждый из них характеризуется своими особенностями строения и состава. Они давно известны исследователям щелочных пород, особенно Хибинский

(1327 км²) и Ловозерский (600 км²) в Карело-Кольской провинции и Сыннырский (564 км²) — в Северном Прибайкалье. По площади эти массивы соизмеримы только с огромными магматическими комплексами нефелиновых сиенитов Посос-Де-Калдос (1050 км²) и Итатияя (1224 км²) в Бразилии. Меньшие размеры имеют комплексы Секукуниленд и Пилансберг (570 км²) в Южной Африке, массивы Игалико (450 км²) и Иламаусак (250 км²) в Юго-Западной Гренландии, а также комплексы Ред-Вайн и Кипава в Канаде. Все эти массивы тяготеют к узлам пересечения глобальных разломных линейментов, достигающих, по-видимому, верхней мантии, и в большинстве случаев представляют собой сложно построенные тектономагматические комплексы центрального типа.

Многочисленные интрузивы нефелиновых сиенитов средних (около 200 км²) и мелких (0,2–50 км²) размеров развиты в пределах разновозрастных орогенных структур, для которых характерны как простые, так и многофазные трещинные магматические тела, приуроченные к раздробленным посторогенным поднятиям в зонах оживленных или новообразованных глубинных разломов [460]. Для континентальных палеорифтов типично образование полиформационных вулкано-интрузивных комплексов, сложенных различными щелочными породами. В составе данных комплексов присутствуют не только нефелиновые сиениты, но и их эффузивные аналоги — фонолиты [551]. Последние иногда формируют обширные платофонолитовые поля (например Кенийское в Восточной Африке), свидетельствующие о реальном существовании в глубоких недрах континентов очагов щелочных нефелин-сиенитовых (фонолитовых) магматических расплавов.

Наряду с самостоятельными массивами нефелиновых сиенитов известны сходные с ними по составу поздние интрузивные дифференциаты, участвующие в строении многочисленных массивов щелочно-ультраосновных и щелочно-габброидных пород. Здесь нефелиновые сиениты имеют второстепенное значение и проявляются главным образом в форме мелких магматических тел (штоки, дайки, жилы), представляющих собой продукты кристаллизации различных исходных магм: нефелинитовой, базанитовой, натриевой оливин-базальтовой, калиевой лейцит-базальтовой и трахибазальтовой, [221]. Кроме того, в экзоконтактных ореолах щелочных интрузий обычно формируются мощные (0,5–1 км) зоны нефелин-полевцошатовых фенитов, которые нередко принимаются исследователями за интрузивные нефелиновые сиениты. Близкие к ним по составу контактно-реакционные магматические образования возникают в периферических частях гранитоидных массивов при условии их активного взаимодействия с вмещающими толщами сланцево-карбонатных пород [19, 154].

Таким образом, одной из характерных черт нефелиновых сиенитов является их первичная генетическая неоднородность, что делает данный объект весьма трудным для сравнительного формационного исследования. Особенно если учесть, что становление нефелин-сиенитовых интрузий в большинстве случаев сопровождается постмагматическим многостадийным метасоматозом, ведущим к образованию вторичных разновидностей нефелиновых сиенитов, подвергшихся значительной перекристаллизации и содержащих метасоматический альбит, канкринит, содалит, лепидомелан, эги-

рин, щелочные амфиболы, либнерит и даже цеолиты. Учитывая все это, автор поставил задачу сравнительного формационного исследования только интрузивных нефелиновых сиенитов, образующих автономные магматические тела (массивы). Цель настоящего исследования — определение главнейших петрохимических типов нефелиновых сиенитов и выделение их индикаторных интрузивных формаций, отражающих определенный геодинамический режим в континентальных структурах Земли и обладающих различными металлогеническими особенностями, а следовательно, и неодинаковой потенциальной рудоносностью. Для петрохимического сопоставления привлекаются данные по нефелиновым сиенитам, участвующим в строении щелочно-габброидных и щелочно-ультраосновных комплексов. За основу формационного исследования принят реальный вещественный состав пород, образующих конкретные щелочные ассоциации (массивы), занимающие определенное геологическое положение в структурных элементах земной коры. Поскольку нефелиновые сиениты отличаются большим разнообразием состава, этому вопросу в статье уделено особое внимание.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Исследуемый нами объект — интрузивные нефелиновые сиениты — представляют собой полнокристаллические породы с гнейсовидной, массивной, кристаллозернистой, трахитоидной и пегматоидной текстурами. Их главными минеральными компонентами являются щелочной полевой шпат (калиевый, калиево-натриевый или натриевый) — 45–80% и нефелин — 15–35%. Помимо этого, в ассоциации с калишпатом может присутствовать кислый плагиоклаз ($Ab_{90-80}Ar_{10-20}$), а в парагенезисе с нефелином — позднематематический альбит, содалит или канкринит. Для калиевых разновидностей нефелиновых сиенитов характерной алюмосиликатной составной частью являются ортоклаз, кальсилит и псевдолейцит. Цветной индекс исследуемых пород колеблется от 5–12 (лейкократовые разновидности) до 35–40 (меланократовые разновидности) при большой изменчивости состава темноцветных минералов от нещелочных (гортонолит, титан-авгит, салит, геденбергит) до слабощелочных (Na-диопсид, Na-салит, Na-геденбергит, Na-авгит, гастингсит) и высокощелочных (эгирин, акмит, арфведсонит и др.). Темноцветные минералы характеризуются различной степенью кальциевости, магнезиальности, железистости и глиноземистости. Помимо этого, нефелиновым сиенитам свойственны свои специфические редкометалльные минералы, набор которых существенно изменяется в зависимости от величины и характера щелочности пород.

Минеральный состав нефелиновых сиенитов изучался многими исследователями. А.Е. Ферсман [406] впервые подразделил данные породы на пересыщенные щелочами — агапитовые и обогащенные глиноземом — миаскитовые. В дальнейшем В.И. Герасимовский [111, 112] обосновал выделение трех минералого-геохимических типов нефелиновых сиенитов: I — агапитового, обогащенного натрием и пересыщенного щелочами при величине отношения $\frac{Na + K}{Al} > 1$; II — хибинитового калиево-натриевого, предельно насыщенного щелочами при $\frac{Na + K}{Al} \cong 1$; III — миаскитового нат-

Таблица 1

Систематика нефелиновых сиенитов по парагенезисам породобразующих щелочных алюмосиликатных и цветных минералов

Парагенезис щелочных алюмосиликатных минералов (от 60–65 до 95%)	Цветные минеральные компоненты (содержание от 5–8 до 35–40 об. %)				
	слабощелочные				
	оливин	эгирин-диопсид	эгирин-салит	эгирин-тенбергит	Fe-гастингсит и другие амфиболы
Нефелин-калишпатовый	Оливин-пироксеновые и пироксеновые фойяиты			Амфиболовые фойяиты	
Нефелин-калишпатовый (с альбитом)	Пироксен-амфиболовые фойяиты				
Нефелин-альбитовый (с калишпатом)					
Нефелин-содалит калишпатовый				Пироксен-амфиболовые нефелин-содалитовые фойяиты	
Нефелин-канкринит-калишпатовый	Нефелин-канкринитовые сиениты, сэрнеиты				
Нефелин-плаггиоклаз-калишпатовый					
Нефелин-кальсилит-калишпатовый					

риево-калиевого, явно недосыщенного щелочами, поэтому отношение $\frac{Na + K}{Al} < 1$. Для каждого из этих типов установлены характерные парагенезисы главных породобразующих и второстепенных редкометалльных минералов.

Исходя из фундаментальных работ по минералогии и петрографии щелочных пород, а также из многолетнего личного опыта изучения нефелиновых сиенитов в различных провинциях Советского Союза и некоторых зарубежных стран, автор произвел систематику данных пород по парагене-

Цветные минеральные компоненты (содержание от 5—8 до 35—40 об. %)

щелочные				глиноземистые		
эгирин-авгит или эгирин-салит	эгирин, акмит	арфведсонит и другие амфиболы	эвдиалит	Na-авгит	Al-гэстингсит	биотит (лепидомелан)
Хибининиты, фойяиты	Эгириновые фойяиты, луйавриты, ма-линьиты, тингуаиты	Амфиболы (арфведсонитовые) фойяиты (лакарпит), луйавриты	Эвдиалитовые, хибиниты, фойяиты Эвдиалитовые луйавриты (кокортониты, гренаиты)	Пироксен-амфиболы	миаскиты с биотитом (лаурдалиты)	Биотитовые миаскиты (личфилдиты)
Эгириновые мариуполиты	Амфиболы	Эвдиалит-содержащие мариуполиты				Альбитизированные миаскиты (канадиты)
	Науяиты (пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты)					
	Нефелин-канкринитовые фойяиты					
				Пироксен-амфиболы	плаггиомиаскиты	Биотитовые плаггиомиаскиты
	Эгиринсодержащие рисчорриты			Пироксен-амфиболы	псевдолейцитовые сиениты, сынниты	Биотитовые псевдолейцитовые сиениты, биотитовые рисчорриты

гической ассоциации главных алюмосиликатных и цветных породообразующих минералов.

В основу этой систематики (табл. 1) положены следующие данные.

1. Щелочной полевой шпат и нефелин составляют 88—95% объема наиболее распространенных лейкократовых нефелиновых сиенитов, поэтому для них значение $\frac{Na + K}{Al}$ равно 1, что соответствует стехиометрическим отношениям данных элементов в нефелине и калишпате. Такие нефелиновые сиениты автор предлагает называть нормальными, поскольку они пре-

дельно насыщены щелочами и глиноземом при отсутствии избыточного кремнезема (кварца). Наличие в них слабощелочных темноцветных минералов, лишенных глинозема, не влияет существенно на величину $\frac{Na + K}{Al} = 1$. Она сохраняется постоянной при изменении относительного количества нефелина и калишпата.

2. Появление в нефелиновых сиенитах эгирина, акмита, щелочных амфиболов и особенно их повышенное содержание (до 35–40%) в меланократовых разновидностях пород (малиниты, луявриты, мариуполиты) свидетельствует о пересыщении пород щелочами и прежде всего натрием по отношению к глинозему, поэтому величина $\frac{Na + K}{Al}$ становится больше единицы и составляет 1,10–1,6. Такие разновидности нефелиновых сиенитов следует выделять как высокощелочные или агпаитовые в соответствии с введенным Бреггером [473] понятием "агпаитности" для фельдшпатоидных щелочных пород. Наличие в этих породах содалита и натрийсодержащих редкометалльных минералов способствует возрастанию отношения $\frac{Na + K}{Al}$ до 1,7–2,10 (эвдиалитовые луявриты, кокортokitы, науайты, граннаиты и другие).

3. Присутствие среди щелочных полевых шпатов кислого плагиоклаза, а в составе цветных минералов авгита, глиноземсодержащего гастингсита и биотита ведет к уменьшению величины отношения $\frac{Na + K}{Al}$, которая в плагиоклазсодержащих нефелиновых сиенитах (миаскиты, лаурдилиты и другие) изменяется от 0,78 до 0,95. Такие щелочные породы пересыщены глиноземом по отношению к щелочам, вследствие чего их необходимо выделять как глиноземистые или плюмазитовые, как это было предложено ранее Полянски [528]. В литературе по щелочным породам принято называть подобные нефелиновые сиениты миаскитовыми. Однако среди миаскитов Восточной Тувы, Восточного Саяна и Монголии преобладают нормальные безплагиоклазовые разновидности со значением $\frac{Na + K}{Al} = 0,98–1,05$.

Публикуемая автором систематика нефелиновых сиенитов по парагенетической ассоциации щелочных алюмосиликатных и цветных породообразующих минералов является рабочей. Ее в дальнейшем можно детализировать и совершенствовать, но в данный момент она нужна для выявления характерных признаков химического состава высокощелочных, нормальных и плюмазитовых разновидностей данных пород. Эти признаки являются надежной основой для петрохимического расчленения природных ассоциаций нефелиновых сиенитов и определения их формационной принадлежности. Как это будет показано ниже, нормальные нефелиновые сиениты (фойяиты, хибиниты, пироксен-амфиболовые и амфиболовые миаскиты) создают единые интрузивные массивы с агпаитовыми породами (эгириновые фойяиты, луявриты, мариуполиты), которые представляют собой поздние (остаточные) дифференциаты. В то же время глиноземистые нефелиновые сиениты, обогащенные обычно калием вследствие повышенного в них содержания биотита (плагиомиаскиты), псевдолейцита или

кальсилита (сынныриты), не создают единые интрузивные тела с агпайтовыми щелочными породами. Исключение составляют только рисчорриты, генезис которых до сих пор недостаточно ясен. Одни исследователи [102] относят их к магматическим образованиям, а другие [396, 79] считают рисчорриты продуктами метасоматического преобразования нормальных нефелиновых сиенитов (фойяитов) под воздействием высокотемпературных позднемагматических калиевых щелочных растворов.

Химический состав нефелиновых сиенитов специально изучался О.А. Воробьевой [96], которая произвела их разделение по величине коэффициента агпайтности $(K_{агп} = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3})$ и натриево-калиевому отношению $(K_{Na} = \frac{Na_2O}{K_2O})$ на три главнейшие группы: I – существенно натриевая (агпайтовая), II – существенно калиевая и III – калиево-натриевая. Для каждой группы были вычислены средние химические составы и соответствующие значения $K_{агп}$ и K_{Na} . Судя по величине этих петрохимических характеристик, приведенных в статье О.А. Воробьевой [96], к первой группе отнесены как калиево-натриевые нормальные фойяиты ($K_{агп} = 1$), так и высокощелочные лаявриты ($K_{агп} = 1,33$). Во вторую и третью группу с пониженным значением $K = 0,86$ или $0,90-0,95$ объединены глиноземистые (плюмазитовые) нефелиновые сиениты: существенно калиевые ($K_{Na} = 0,29$) и натриево-калиевые ($K_{Na} = 1,24-1,39$). Из этих цифровых данных становится очевидным, что для петрохимической систематики природных ассоциаций нефелиновых сиенитов и выделения среди них высокощелочных, нормальных и глиноземистых пород недостаточно двух числовых характеристик – $K_{агп}$ и K_{Na} , совокупность которых слабо отражает изменение состава темноцветных минеральных компонентов. В этом отношении чутким показателем являются также дополнительные петрохимические характеристики: отношение $\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$ (K_{Al}) и $\frac{CaO + MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$ ($K_{Ca, Mg}$). Они

определяют степень обогащенности нефелиновых сиенитов высокощелочными железистыми (эгирин, акмит, арфведсонит и др.) или глиноземсодержащими (авгит, гастингсит, биотит и др.) темноцветными минералами, а также выявляют относительную роль в их составе кальция и магния.

Чтобы цифровые значения петрохимических характеристик не носили случайный характер, автор сделал подборку 300 химических анализов интрузивных нефелиновых сиенитов из щелочных массивов, находящихся в щелочных провинциях Советского Союза и ряда зарубежных стран: Северной Монголии и Южного Гоби, Швеции, Гренландии, Канады, Африки и др. Литературные источники химических анализов приведены в табл. 2, где даны главнейшие числовые коэффициенты ($K_{агп}$, K_{Na} , K_{Al} , K_{Si} , $K_{Ca, Mg}$), положенные в основу подразделения нефелиновых сиенитов на пять петрохимических типов:

I – высокощелочной (агпайтовый), пересыщенный щелочами ($K_{агп} = 1,10-2,10$), особенно натрием ($K_{Na} =$ до 6,54) и окисным железом при изменчивом значении K_{Al} (3,06–10,50 и $K_{Ca, Mg}$ (0,48–0,52);

II – нормальный калиево-натриевый, предельно насыщенный щелочами ($K_{агп} = 0,96-1,08$) при средних значениях $K_{Na} = 2,4-2,98$, $K_{Al} = 13,24-19,6$ и $K_{Ca, Mg} = 0,52-0,67$,

Таблица 2

Главные петрохимические типы нефелиновых сиенитов

Петрохимический тип нефелинового сиенита			Типоморфный минеральный парагенезис ^{2*}
Натриевый	Высокощелочной (I)	Науяитовый	$He+Coд+Ab (KПШ) + Акм+Вилл$
		Мариуполитовый	$He+Ab+Эг$, мало $KПШ$, иногда $Эвд$
		Луявритовый	$He+KПШ (Ab)+Эг$ или $Amф+Эвд$
		Эгирин-фойяитовый	$He+KПШ (Ab)$, мало $Эг$, $Арф$ и $Эвд$
Калиево-натриевый	Нормальный (II)	Хибинитовый	$He+KПШ+Эг-Авг+Эниг+An$, реже $Эвд$
		Фойяитовый	$He+KПШ+Пи+Amф+Сф+An+Tu-Mт$, мало $Би$, иногда $Эвд$
		Миаскитовый	$He+KПШ (Ab)+Пи+Amф$, мало $Би$
Калиевый	Глиноземистый (III)	Плаггиомиаскитовый (лаурдалитовый)	$He+Пл+KПШ+Amф+Би$, мало $Пи$
		Сынныритовый	$He+ПсЛ+KПШ+Би$, мало $Пи$
		Рисчорритовый	$He+Кс+KПШ+Би$, мало $Эг$
Калиево-кальцево-натриевый	Кальцево-натриевый (IV)	Сэрнеитовый	$He+Кан+KПШ+Эг-Ди+Ка+An$
	Кальцево-кальцево-натриевый (V)	Геденбергит-фойяитовый с оливином	$He+KПШ+Эг-Гед+Tu-Mт+Ка$, мало $Ол$ и $Пл$

$$* K_{арп} = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}; K_{Na} = \frac{Na_2O}{K_2O}; K_{Al} = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}; K_{Si} = \frac{SiO_2}{Al_2O_3};$$

$$K_{Ca, Mg} = \frac{CaO+MgO}{\sum Fe_2O_3 + FeO} \text{ (в мол. колич.)}$$

III – глиноземистые натриево-калиевый ($K_{Na} = 1,6$) и калиевый ($K_{Na} < 1$), пересыщенный Al_2O_3 ($K_{Al} 18,5-32$) и явно обедненный натрием при $K_{Ca, Mg} \approx 1,10$;

IV – насыщенный щелочами кальцево-натриевый, отличающийся повышенной магниально-железистой основностью ($K_{Ca, Mg}$ до 3,26) при низком значении $K_{Al} \approx 4-8$;

V – недосыщенный щелочами кальцево-кальцево-натриевый ($K_{арп} = 0,68-0,95$), обладающий повышенной железистой основностью при сред-

Петрохимическая характеристика (среднее значение) *					Число	Литературный источник
K_{Agp}	K_{Na}	K_{Al}	\bar{K}_{Si}	$K_{Ca, Mg}$		
1,28	6,54	8,35	1,80	0,48		[114, 116, 485]
1,04	4,92	10,50	2,25	0,47	15	[12, 239, 240, 292, 459]
1,38	3,23	3,06	3,00	0,52	35	[85, 93, 96, 116, 486, 536]
1,14	2,47	7,80	2,32	0,48	21	
1,08	2,50	12,24	2,16	0,67	24	[96, 102, 365]
0,98–1,00	2,98	12,59	2,21	0,52	15	[96, 102, 457, 459]
0,96–1,00	2,40	19,6	2,17	0,64	23	[159, 250, 343, 365, 457, 459]
0,82	1,6	32,7	2,25	1,10	14	[250, 343]
0,88	0,41	30,4	2,20	1,10	14	[26, 19, 161, 397]
0,98	1,05	18,5	1,90	1,08	15	[96, 101, 202]
1,03	2,68	9,05	2,26	1,44–3,28	18	[162, 219, 470]
0,90	2,14	12,56	2,23	0,72–2,30	20	[219, 456, 459, 481]

* Сокращения минералов, принятые в статье: *Аб* – альбит, *Акм* – акмит, *Амф* – амфибол, *Ап* – апатит, *Би* – биотит, *Вилл* – виллиомит, *Гед* – геденбергит, *Ка* – кальцит, *Кан* – канкринит, *КПШ* – калиево-натриевый полевой шпат, *Кс* – кальсилит, *Не* – нефелин, *Ол* – оливин-гортонолит, *Пла* – плагиоклаз-олигоклаз, *Пи* – пироксен, *ПсЛ* – псевдолейцит, *Сод* – содалит, *Сф* – сфен, *Ти-Мт* – титаномагнетит, *Эвд* – эвдиалит, *Эг* – эгирин, *Эг-Ди* – эгирин-диопсид, *Эниг* – энигматит.

ней величине $K_{Al} = 12-13$, отвечающей нормальным нефелиновым сиенитам.

Нефелиновые сиениты I–II–III петрохимических типов образуют автономные интрузивные массивы, IV тип проявлен главным образом в комплексах щелочно-ультраосновных пород с карбонатами, а V – развит в хорошо дифференцированных многофазных массивах щелочно-основных пород. Для каждого типа намечены характерные разновидности нефелиновых сиенитов, обладающие определенным парагенезисом щелочных алюмосиликатных и цветных породообразующих минералов.

Сопоставление первичного аналитического материала показано на петрохимической диаграмме, построенной в координатах $K_{\text{агп}} - K_{\text{А1}}$ (см. табл. 3), что позволило определить границы и оконтурить поля разнотипных нефелиновых сиенитов. При этом отчетливо выявилось, что поле высокощелочного типа I тяготеет к ординате ($K_{\text{агп}}$) и сопряжено в своей нижней части (на уровне $K_{\text{агп}} = 1,10$) с полем нормального типа II, где находятся точки лейкократовых хибинитов, фойяитов, безплагноклазовых амфиболовых миаскитов, пуласкитов и даже эгирин-авгитовых сиенитов массива Илимауссак, которые, судя по величине SiO_2 (55,47–55,79%) и Al_2O_3 (15–17%), содержат нефелин ($Q = -13$). Петрохимическое поле глиноземистого типа III примыкает снизу к нормальным нефелиновым сиенитам и вытягивается вдоль оси абсцисс $K_{\text{А1}}$. В левой части этого поля находятся плагноклазовые и биотитовые миаскиты Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, а в правой – биотитовые нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Сыннырского массива.

Для сравнения на петрохимическую диаграмму (см. фиг. 1) нанесены точки тех нефелиновых и нефелин-канкринитовых сиенитов, которые входят в состав комплексов щелочно-ультраосновных пород. Они обособляются в виде самостоятельного петрохимического поля (IV), вытянутого вдоль оси $K_{\text{агп}}$ и расположенного в координатах $K_{\text{агп}} = 0,90-1,26$ и $K_{\text{А1}} = 4,0-19,0$. Это поле пересекает нормальные нефелиновые сиениты и заходит в область низких значений $K_{\text{агп}}$ (до 0,90), что, по-видимому, связано с наличием в породах магматического кальцита и карбонат-канкринита. Повышенное содержание кальция, магния и железа (эгирин-диопсид) – характерная петрохимическая особенность нефелиновых сиенитов из комплексов щелочно-ультраосновных пород.

Другое обособленное петрохимическое поле (V) образуют на диаграмме (см. фиг. 1) гортонолитовые, титан-ферриавгитовые и эгирин-геденбергитовые фойяиты, участвующие в строении многофазных интрузивных массивов, где они обычно ассоциируют с титанавгитовыми тералитами или ийолит-уртитам. Точки этих фойяитов группируются ниже нормального (II) и левее глиноземистого (III) петрохимических полей, так как для нефелиновых сиенитов из массивов щелочных–основных пород характерна обедненность щелочами ($K_{\text{агп}} = 0,69-0,97$) и явная обогащенность кальцием, закисным и окисным железом, входящими в состав ферриавгита, эгирин-геденбергита и титаномагнетита. Эти минералы не типичны для глиноземистых нефелиновых сиенитов, в которых иногда присутствуют реликты раннего магнетита и авгита, замещенного частично или нацело биотитом.

Завершая анализ сводной петрохимической диаграммы, следует еще раз отметить, что объект нашего исследования – нефелиновые сиениты, образующие автономные интрузивные массивы, при всем разнообразии минерального и химического состава достаточно четко подразделяются на четыре петрохимических типа: I – высокощелочной преимущественно натриевый (агпаитовый); II – нормальный по щелочности калиево-натриевый; III – глиноземистый повышенно калиевый и IV – низкощелочной кальциево-калиево-натриевый. Каждый из них играет неодинаковую роль в составе природных щелочных ассоциаций (конкретных формаций) и проявляется при определенном тектоническом режиме.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Вопрос о формационной принадлежности нефелиновых сиенитов в течение многих лет решался с позиций их генетической неоднородности и возможности возникновения из различных исходных магматических расплавов. На основании этого они включались в состав таких формационных групп, как щелочно-ультраосновная, щелочно-габброидная и щелочно-гранитоидная [439, 86, 73, 74, 26, 313, 444]. Однако О.А. Воробьева [95] при сравнительном анализе главнейших щелочных провинций Советского Союза выделила самостоятельную нефелин-сиенитовую формацию, к которой отнесла крупные автономные щелочные интрузии, представленные на платформах агпаитовым типом массивов (Хибинский, Ловозерский), а в складчатых областях — миаскитовым (Ильмено-Вишневогорский). Магматическим источником первых она считала глубинные высокощелочные фонолитовые расплавы, генерация которых происходила на уровне мантии при активном участии продуктов ее дегазации (F, Cl, S, P, H), в то время как образование вторых связывалось ею сначала с длительной эволюцией и ощелочением гранитной магмы, а затем с процессами палингенного магнообразования в нижних горизонтах сиэля [97].

При формационной систематике щелочных пород Л.С. Бородин [73, 119] попытался отразить особую генетическую природу автономных нефелин-сиенитовых массивов. Он расчленил их по источнику исходных магм и составу комплексов пород на два типа формаций: полигенный (мантийно-коровый), объединяющий интрузивные серии фойяитов—хибинитов и агпаитовых пород (луявриты — ийолиты, фойяиты — уртиты), источником которых являются гибридные фонолитовые расплавы — продукты взаимодействия ювенильных (мантийных) растворов с веществом земной коры; моногенный (нижнекоровый), представленный щелочно-гранитоидной и нефелин-сиенитовой группами формаций, образование которых происходило из коровых анатектических расплавов при активном участии эндогенных (нижнекоровых) растворов. К моногенным формациям были отнесены миаскиты, лаурдалиты, мариуполиты, псевдолейцитовые и щелочные сиениты.

На примере моногенных формаций развивались идеи о нефелиновых сиенитах как альтернативных эквивалентах гранитоидов [74, 249]. Действительно, в течение 70-х гг., после открытия новых щелочных провинций, расположенных в пределах складчатых областей (Восточносибирская, Восточнотувинская, Забайкальская, Северобайкальская и др.), господствовало представление о тесной взаимосвязи различных сиенит-нефелин-сиенитовых комплексов пород с орогенным гранитным магматизмом. Базируясь на модели палингенно-метасоматического гранитообразования, А.С. Павленко [312, 313] выделил всеобъемлющий гранит-щелочно-гранитоидный формационный тип, к которому отнес, помимо разнообразных орогенных гранитов, сиенитовые и нефелин-сиенитовые посторогенные интрузивы, а также обособленные от них ийолит-уртитовые, ийолит-ювит-фойяитовые, габбро-сиенитовые и даже габбро-тералит-фойяитовые массивы. Породы данных массивов рассматривались как реститовые фации метасоматически-палингенных щелочно-гранитоидных формаций.

Автор настоящей статьи в итоге изучения щелочных провинций Саяно-Тувино-Монгольского региона и обобщения литературных материалов по щелочному магматизму южного складчато-глыбового обрамления Сибирской платформы обосновал самостоятельность формаций как щелочно-габброидных, так и нефелин-сиенитовых [459, 460]. Последние, как известно, отличаются большим разнообразием строения и состава, что обусловлено не только первичным магматическим источником интрузий, но и особыми свойствами нефелин-сиенитовых (фонолитовых) расплавов, обладающих большой подвижностью и высокой реакционной способностью благодаря насыщенности щелочами и летучими компонентами. Вследствие этого петрографический (породный) состав магматических тел (интрузивов) во многом зависел от вмещающей среды, взаимодействие с которой оказывало существенное влияние не только на ход интрузивного, но и кристаллизационного процесса, приводя к образованию из первичного фонолитового расплава различных магматических серий пород [456, 457]. Помимо нефелиновых сиенитов (главная интрузивная фаза), в их состав нередко входят эндоконтрактные образования (сиенит-диориты, меланосиениты, ийолиты), ранние кристаллизационные дифференциаты (уртиты, ювиты, пуласкиты, сиениты) и поздние остаточные отщепления, обогащенные щелочами (эгириновые фойяиты, мариуполиты, тингуаиты) или кремнекислотой (щелочные кварцевые сиениты и граниты). Поэтому расчленение нефелиновых сиенитов на конкретные формации и формационные группы должно базироваться на совокупности структурно-геологических и петрографо-петрохимических признаков с учетом отмеченной выше специфики интрузивного процесса, ведущего к образованию из первичного нефелин-сиенитового (фонолитового) расплава различных магматических серий.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ФОРМАЦИЙ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В соответствии с разработанной ранее методикой формационного анализа щелочных пород [460], произведена структурно-геологическая систематика нефелин-сиенитовых интрузивных ассоциаций, развитых на территории Советского Союза и в сопредельных регионах Балтийского щита (Финляндия, Швеция) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (Монголия). В основу данной систематики положены наиболее характерные формационные признаки: 1) петрографический (породный) состав ассоциаций; 2) особенности строения магматических тел (массивов); 3) время их образования; 4) геологическое положение в различных континентальных структурах земной коры (платформы, древние складчато-глыбовые области и разновозрастные орогенные поднятия). Во всех этих структурах проявление нефелин-сиенитового интрузивного магматизма контролировалось крупными долгоживущими разломами кристаллического фундамента, узлами их взаимных пересечений и оперяющими разрывными нарушениями, возникавшими в эпохи разломно-глыбового (активизационного) тектогенеза, происходившего после консолидации древних (докембрийских) и фанерозойских складчатых областей.

Структурно-геологическая систематика формаций нефелиновых сиенитов, образующих автономные интрузивные массивы, представлена в табл. 3. В ней для сравнения приведены и те магматические ассоциации, в которых данные породы играют подчиненную роль, входя в состав многофазных щелочно-основных или щелочно-ультраосновных комплексов. Это дает возможность выделить возрастные и латеральные ряды самостоятельных нефелин-сиенитовых формаций, фиксирующих направленное изменение их состава как в пространстве в зависимости от типа вмещающих тектонических структур, так и во времени по мере смены главнейших эпох щелочного магматизма. При сопоставлении возрастных формационных рядов четко устанавливается, что наиболее раннее проявление нефелин-сиенитового (фонолитового) интрузивного магматизма приходится на верхнепротерозойскую эпоху (1650—1300 млн. лет), когда происходил посткорельский разломно-глыбовый тектогенез, вызвавший интенсивное дробление прото-архейских материковых структур в пределах Северо-Атлантического сегмента земной коры. Верхнепротерозойские нефелин-сиенитовые массивы известны на Гренландском (Илимауссак, Игалико), Балтийском (Норра-Черр, Сахариокский) и Украинском (Октябрьский) щитах, а также в восточной периферии Русской платформы (Бердяшский). Становление этих массивов происходило после интенсивного проявления эпикорельского (орогенно-активизационного) щелочно-гранитного магматизма [51]. Вследствие этого в составе нефелин-сиенитовых массивов нередко присутствуют контактно-реакционные образования сиенитового или граносиенитового состава.

Для последующей верхнерифейско-раннекембрийской эпохи (700—550 млн. лет) характерен главным образом щелочно-ультраосновной интрузивный магматизм, связанный с континентальным рифтингом — образованием сквозьструктурных глубинных разломов, достигающих верхней мантии, в условиях растяжения земной коры. Этот процесс, по-видимому, совпадал по времени с расширением северной части Прото-Атлантического океана и возникновением сквозных разломных систем на Балтийском щите, к которым приурочены многочисленные массивы щелочно-ультраосновных пород Фенно-Скандинавской и Карело-Кольской провинций [245, 219]. Данной эпохе соответствует также заложение и развитие раннекаледонского (верхнерифейско-кембрийского) геосинклинального пояса или Палео-Азиатского океана, расположенного в центре современного Азиатского материка [168]. Этот тектогенез вызвал дробление не только Сибирской платформы, где происходило образование массивов щелочно-ультраосновных пород Енисейской, Восточноаянской и Западноалданской провинций, но и приплатформенных консолидированных поднятий байкалид. К ним относится Енисейский кряж, в пределах которого находится Заангарский щелочной массив, сложенный фойяитами, пегматитами и контактно-реакционными ийолитами. Вполне вероятно, что другие позднерифейско-кембрийские проявления апаитовых щелочных пород могут быть скрыты под осадочно-вулканогенным чехлом Сибирской платформы.

Как видно из табл. 3, нефелин-сиенитовый магматизм достиг широкого площадного развития и максимальных объемов интрузивных тел (до 1300 км²) в среднепалеозойскую эпоху, после значительного расширения

Восточно-Европейского и Сибирского платформенных континентов за счет приращения к ним нижнепалеозойских (салаирских и каледонских) складчатых областей Северной Атлантики и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Для данной эпохи, охватывающей конец силура, весь девон и большую часть карбона (430—300 млн. лет), характерен наиболее полный латеральный ряд формаций нефелиновых сиенитов, на примере которого отчетливо выявляется направленная изменчивость их строения и состава в зависимости от типа вмещающих структур. Так, в условиях прото-архейского Балтийского щита, осложненного сквозными разломами, непосредственно вслед за проявлением щелочно-ультраосновного магматизма происходило формирование наиболее крупных тектоно-магматических комплексов центрального типа, сложенных преимущественно нормальными (Хибинский) или агпайтовыми нефелиновыми сиенитами (Ловозерский) с сопровождающими их высокощелочными уртами и ийолитами.

Примерно в этот же отрезок геологического времени (см. табл. 3) на субплатформенных срединных массивах и выступах докембрийского фундамента (складчатое обрамление Сибирской платформы) осуществлялось последовательное образование других среднепалеозойских формаций: нижнедевонской эгирин-геденбергит-фойяитовой с ювитами и ийолитами (430—360 млн. лет) и каменноугольных, одна из которых представлена хорошо дифференцированными зональными массивами нормальных нефелиновых и щелочных сиенитов с поздними магматическими дериватами агпайтовых эгириновых фойяитов или мариуполитов (325—300 млн. лет). Другая каменноугольная формация высококалийевых нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов с сынныритами (340—300 млн. лет) формирует тектоно-магматический комплекс центрального типа (Сыннырский массив), приуроченный к системе сквозных разломов Северного Прибайкалья.

Рассмотренные выше формации нефелиновых сиенитов не типичны для орогенно-активизационных (эпикаледонских) и орогенных (эпигерцинских) сводово-глыбовых поднятий, сильно раздробленных и переработанных в связи с широким площадным развитием девонского или каменноугольного гранитного магматизма. Он привел к увеличению мощности гранитно-метаморфической коры и обусловил значительную консолидацию орогенных структур. Уже в условиях относительно спокойного посторогенного тектонического режима возникли среднепалеозойские формации глиноземистых натриево-калийевых миаскитов и сиенитов. Их интрузивные массивы образуют магматические тела трещинного или инъекционного типа. Первые из них явно секут поля орогенных гранитов и размещаются в узлах пересечения крупных разломных систем (Восточнотувинская и Восточносаянская провинции). Вторые обычно вкомпанованы в слоисто-складчатую структуру вмещающих карбонатно-сланцевых или гнейсово-сланцевых пород, подвергшихся интенсивной метасоматической переработке и фенитизации (Ильмено-Вишневогорская провинция).

Итак, анализ латерального ряда среднепалеозойских формаций нефелиновых сиенитов позволяет сделать вывод о том, что изменение тектонического режима существенно влияет на их петрографический (породный) состав. По мере перехода от прото-архейских платформ к срединным мас-

сивам, древним складчато-глыбовым областям и среднепалеозойским орогенным структурам в нефелин-сиенитовых формациях уменьшается роль агпайтовых, обогащенных эгирином, и собственно нефелиновых десилицированных пород (ювиты, уртиты, ийолит-уртиты), но возрастает значение щелочных (нефелинсодержащих) и субщелочных (плагидкласдоержащих) сиенитов, сложенных главным образом полевым шпатом. В соответствии с этим изменяется общий химизм нефелин-сиенитовых формаций в сторону возрастания их кремнекислотности и калиевой щелочности. Подобное изменение состава формаций зависело, по-видимому, от многих причин, важнейшими из которых автор считает: 1) различный уровень генерации и источник интрузивных фонолитовых расплавов (мантийный или нижнекоровый); 2) неодинаковую степень проницаемости сквозных (рифтогенных), межструктурных (глубинных) и региональных (коровых) разломов, благодаря чему значительно изменяются объем, форма и строение массивов от крупных структур центрального типа и многофазных штокообразных или воронковидных зональных магматических тел до мелких интрузивных проявлений трещинного или инъективного типа; 3) активные обменные реакции нефелин-сиенитового расплава с вмещающей средой повышенной основности (ультраосновные, габброидные и карбонатные породы), глиноземистости (сланцы, амфиболиты) и кремнекислотности (гнейсы, граниты). Последняя причина обусловила как повышенную основность формации эгирин-геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ювитов и ийолитов, формировавшейся на срединных массивах в условиях карбонатной среды (Сангиленская провинция), так и значительное увеличение кремнекислотности и калиевой щелочности миаскит-сиенитовой формации, становление которой протекало в условиях мощной гранитно-метаморфической коры (Уральская, Казахстанская, Восточносиаянская, Восточнотувинская и другие провинции).

Исключением из такого закономерного латерального ряда среднепалеозойских нефелин-сиенитовых формаций следует считать необычный тектоно-магматический комплекс центрального типа (Сыннырский массив), развивавшийся в системе Северо-Байкальских сквозных разломов. Он выделен в формацию высококалиевых нефелиновых, псевдолейцитовых, щелочных сиенитов и сынныритов. Источником данной формации многие исследователи считали гранитную коровую магму [17, 19, 26]. Автор не может согласиться с этими гипотетическими представлениями и считает, что образование высококалиевых нефелиновых, псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов происходило из лейцит-фонолитового расплава, возникшего при глубинной дифференциации лейцит-базальтовой магмы или при локальном плавлении слюдяных перидотитов и глиммеритов в условиях интенсивной дегазации мантийного вещества. Возможность генерации мантийных лейцит-базальтовых магм была рассмотрена в теоретических работах В.С. Соболева [377] и обоснована геолого-петрографическими исследованиями В.В. Кележинская [193], детально изучившей кайнозойские калиево-натриевые и калиевые щелочные базальты Монголии.

Возникновение в девоне калиевых базальтоидных (Ишимский, Казахстан), а в конце карбона нефелин-псевдолейцит-сиенитовых (Сыннырский, Сибирь) тектоно-магматических комплексов центрального типа не было

случайным, так как в последующую верхнепалеозойскую эпоху более широкое развитие получил калиевый базальтоидный вулканизм и интрузивный магматизм (Таласско-Алатаусская провинция), близкоодновременно с которыми происходило образование карбоново-пермских (290–240 млн. лет) формаций щелочных и нефелиновых сиенитов, в которых обнаруживается псевдолейцит (Ортокаойский массив Алайской провинции и Лугингольский в Южной Монголии). Для последующих ранне- и позднемезозойских эпох щелочного магматизма не типично образование самостоятельных нефелин-сиенитовых формаций и более характерно проявление щелочно-габброидного магматизма (герциниды Южного Тянь-Шаня) или калиевого базальтоидного вулканизма (герциниды Южной Монголии). Позднемезозойские вулкано-интрузивные комплексы калиевых базальтоидных и щелочных пород, создающие магматические тела центрального типа, распространены также в рифтогенных структурах Центрального Алдана.

Только в кайнозойскую эпоху при тектоно-магматической активизации эпигерцинских орогенных поднятий и дроблении выступов древнего фундамента в пределах альпийских складчатых областей вновь возникли формации щелочных и нефелиновых сиенитов, образующих автономные массивы (Тутэкдевосунский и другие в Южногиссарской провинции, 22–55 млн. лет). Близкие с ними по времени образования интрузивные псевдолейцитовые сиениты и сиенит-порфиры входят в состав сложных вулкано-интрузивных комплексов центрального типа (Тежсарский массив в Закавказской провинции, 29–32 млн. лет) или создают единые субвулканические ассоциации с калиевыми базальтоидными породами (Верхнедункельдыкский массив в Южнопамирской провинции, 14–26 млн. лет).

В итоге краткого обзора главнейших эпох развития нефелин-сиенитового интрузивного магматизма можно выделить закономерный возрастной ряд формаций, который отражает только самую общую тенденцию направленного изменения их состава от протерозоя к кембрию, среднему–верхнему палеозою и кайнозою. Эта изменчивость наиболее четко фиксируется на следующих возрастных рубежах.

1. Силуро-девонский, когда максимальных объемов достигли интрузивные массивы формаций нормальных и агпайтовых нефелиновых сиенитов с уртитам и ийолитами, становление которых происходило после каледонского щелочного ультраосновного магматизма.

2. Среднепалеозойский каменноугольный, на котором получили широкое развитие нормальные пуласкит-миаскит-фойяитовые или глиноземистые миаскит-сиенитовые формации, проявлявшиеся в пределах древних складчато-глыбовых структур после девонского щелочного оливин-базальтового вулканизма и щелочно-габброидного магматизма.

3. Позднепалеозойский или карбон-пермский, когда в составе нефелин-сиенитовых формаций не обнаруживаются собственно нефелиновые и агпайтовые породы, но их членом становятся калиево-натриевые или собственно калиевые щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты. Эти интрузивные массивы формировались близкоодновременно с вулканогенными трахибазальтовыми или калиевыми базальтоидными комплексами. Тенденция к увеличению роли калия в составе сиенит–нефелин-сиенитовых формаций сохранилась в мезозое и кайнозое.

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ФОРМАЦИЙ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Сопоставление латеральных и возрастных рядов нефелин-сиенитовых формаций позволило произвести только самую общую оценку изменчивости их состава и выявить ее направленный характер. Для более серьезного анализа этой изменчивости необходимо расчленить данные формации не только по петрографическому (породному) составу, но и по важнейшим признакам их химизма, количественная оценка которых дается на основе числовых петрохимических характеристик, отражающих величину общей щелочности формаций ($K_{\text{агп}}$), соотношение в них калия и натрия (K_{Na}), степень глиноземистости или окисной железистости (K_{Al}), кремнекислотности (K_{Si}) и кальциево-магнезиальной основности ($K_{\text{Ca, Mg}}$). По совокупности этих петрохимических характеристик выделяются три крупные формационные группы (табл. 4).

1. Собственно нефелин-сиенитовая, характеризующаяся повышенной общей и особенно натриевой щелочностью при переменной величине кальциево-магнезиальной основности, незначительных колебаниях величины кремнекислотности ($K_{\text{Si}} = 1,8-3,0$) и более широких пределах изменения степени глиноземистости от $K_{\text{Al}} = 3,0-10,80$ (высокощелочные агапитовые формации) до $K_{\text{Al}} = 12,0-19,6$ (нормальные нефелин-сиенитовые формации). Для этой группы наиболее типично присутствие в составе формаций существенно нефелиновых (ювиты, уртиты, ийолит-уртиты) и ультращелочных нефелин-содалитовых пород (науяиты, тавиты).

2. Сиенит-нефелин-сиенитовая, обладающая нормальной ($K_{\text{агп}} \cong 1$) или пониженной общей щелочностью ($K_{\text{агп}}$ до 0,90) при увеличении по сравнению с предыдущей группой роли калия и средней глиноземистости пород (до $K_{\text{Al}} = 32,7$, табл. 2), но сохранении низкого уровня кальциево-магнезиальной основности ($K_{\text{Ca, Mg}} = 0,20-1,10$). В формациях данной группы помимо нормальных (фойяиты) и глиноземистых (миаскиты) нефелиновых сиенитов обязательно присутствуют сиениты: нефелинсодержащие, существенно калишпатовые или плагиоклазсодержащие.

3. Сиенит-псевдолейцит-сиенитовая, отличающаяся высокой калиевой щелочностью ($K_{\text{Na}} = 0,50-0,60$) и глиноземистостью ($K_{\text{Al}} = 18,0-70,0$) при достаточно выдержанной величине кремнекислотности ($K_{\text{Si}} = 1,9-2,2$) и низком значении кальциево-магнезиальной основности. Специфика этой группы формаций определяется тесной сопряженностью существенно калишпатовых, нефелинсодержащих и псевдолейцитовых биотитовых сиенитов. Иногда в их составе появляются собственно псевдолейцитовые породы (сынныриты) и необычные позднемагматические метасоматические образования кальсилит-санидинового состава.

В каждой из перечисленных групп выделены наиболее характерные петрохимические типы формаций, обладающих общими признаками химизма, но существенно различающихся по петрографическому (породному) составу магматических серий и сопровождающих их позднемагматических метасоматических образований. Например, в первой группе обособились три типа формаций.

1. Высоконатриевых (агапитовых) нефелиновых сиенитов, среди которых преобладают эгириновые фойяиты и луавриты, эвдиалитовые луавриты

Таблица 4

Петрографо-петрохимическая систематика формаций нефелиновых сиенитов, образующих автономные интрузивные массивы

Петрохимический тип формации		Формация	Типовой интрузивный массив
1	2	3	4
Собственно нефелин-сиенитовая	Высоконатриевых нефелиновых сиенитов (агпайтовые и ультраагпайтовые) $K_{\text{агп}} = 1,10-2,00$ $K_{\text{Na}} = 2,4-6,50$ $K_{\text{Al}} = 3,06-10,80$ $K_{\text{Si}} = 1,80-3,00$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 0,45-0,55$	Эгириновых фойяитов и луавритов с уртитам и нефелин-содалитовыми сиенитами	Ловозерский
		Фойяитов, кокортоцитов, науяитов и луавритов	Илимауссакский
	Калиево-натриевых нефелиновых сиенитов (нормальные и агпайтовые) $K_{\text{агп}} = 0,98-1,24$ $K_{\text{Na}} = 3,0-1,0$ $K_{\text{Al}} = 12,2-19,6$ $K_{\text{Si}} = 2,10-2,20$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 0,52-0,64$	Хибинитов и фойяитов с ийолит-уртитам и ричорритами	Хибинский
Сиенит-нефелин-сиенитовая		Эгириновых фойяитов с ийолитами	Заангарский
	Калиево-натриевых нефелиновых сиенитов (повышенной основности) $K_{\text{агп}} = 0,69-0,98$ $K_{\text{Na}} = 2,6-2,15$ $K_{\text{Al}} = 4,6-12,6$ $K_{\text{Si}} = 2,2-2,3$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 0,79-2,30$	Эгирин-геденбергитовых фойяитов с ювитами и ийолитами	Харлинский, Баян-кольский
	Калиево-натриевых нефелиновых и щелочных сиенитов (преимущественно нормальных) $K_{\text{агп}} = 0,96-1,10$ $K_{\text{Na}} = 2,0-3,0$ $K_{\text{Al}} = 12,0-22,0$ $K_{\text{Si}} = 2,2-2,3$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 0,20-1,20$	Пуласкитов, амфиболовых миаскитов и эгириновых фойяитов	Коргередабинский
	Пуласкитов, амфиболовых миаскитов и эгириновых мариуполитов	Барунманханский	

Петрографический (породный) состав формаций			Литературный источник
Интрузивная серия	Контактно-реакционная	Поздне- и постмагматические (наиболее характерные)	
5	6	7	8
1. Порфиroidные нефелиновые сиениты 2. Фойяиты, уртиты и люавриты 3. Эвдиалитовые люавриты 4. Нефелин-содалитовые сиениты (тавиты)	Фениты Твейтозиты Альбититы	Содалитизированные фойяиты и люавриты, агпаитовые пегматиты и гидротермалиты	[85, 93, 116]
1. Авгитовые сиениты (нефелинсо-держачие) 2. Кокортokitы и науяиты 3. Эгириновые и амфиболовые люавриты	Фениты, кварц-сиенитовые, фениты пуласкитовые и нефелин-сиенитовые	Содалитизированные фойяиты, эгиринизированные короткиты и науяиты (брекчированные)	[114, 365, 485, 486]
1. Хибиниты 2. Фойяиты 3. Ийолит-уртиты 4. Рисчорриты	Фениты кварц-сиенитовые и сиенитовые, умптекиты, листивариты	Эгиринизированные и альбитизированные фойяиты, хибиниты; калишпатизированные фойяиты; нефелинизированные ийолиты	[102, 209]
1. Эгириновые фойяиты 2. Фойяит-пегматиты 3. Сиенит-пегматиты	Фениты, эгирин-полевошпатовые ийолиты	Микроклинизированные ийолиты и фойяиты; микроклиниты, альбититы, кальцитовые метасоматиты	[357, 358]
1. Эг-Гед-фойяиты и ювиты 2. Эг-Ди-сиениты (дайки)	Нефелин-пироксеновые кальцифиры, кальцитсодержачие мельтейгиты и ийолиты	Нефелинизированные и калишпатизированные ийолиты; канкринитизированные и кальцитизированные ийолиты и фойяиты, кальцитовые метасоматиты	[218, 456, 460]
1. Миаскиты 2. Эгириновые фойяиты 3. Эвдиалитсодержачие пегматиты	Эссексит-фениты, олигоклазит-фениты, пуласкиты	Микроклинизированные и альбитизированные миаскиты и фойяиты, эгириновые и эвдиалитсодержачие альбититы	[458, 460]
1. Пуласкиты и миаскиты 2. Фойяиты и фойяит-пегматиты 3. Эгириновые ма-риуполиты (дайки)	Фениты, сиенит-диориты, пуласкиты	Альбитизированные эгиринизированные миаскиты и фойяиты, астрофиллитовые эгириниты, эвдиалитсодержачие альбититы	[459, 460]

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4
Сиенит-нефелин-сиенитовая	Натриево-калиевых нефелиновых и плагиоклазосодержащих сиенитов (повышенно глиноземистых) $K_{\text{агп}} = 0,70-0,96$ $K_{\text{Na}} = 0,70-3,60$ $K_{\text{Al}} = 12,0-60,00$ $K_{\text{Si}} = 2,1-2,2$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 0,70-1,10$	Фойяитов, миаскитов и сиенитов Сиенитов и миаскитов	Пестрогорский, Дугдинский Вишневогорский
	Высококалиевых нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (повышенно глиноземистых и нормальных) $K_{\text{агп}} = 0,70-1,09$ $K_{\text{Na}} = 0,05-0,58$ $K_{\text{Al}} = 12,00-70,00$ $K_{\text{Si}} = 1,9-2,2$ $K_{\text{Ca, Mg}} = 1,10$	Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Нефелиновых, псевдолейцитовых, кальсильитовых сиенитов, пуласкитов, сынныритов	Лутингольский Сыннырский

или кокортокиты. Формирование этих пород завершается развитием позднемагматической содалитизации, ведущей к образованию безкорневых магматических тел и межпластовых залежей пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов) и тавитов.

2. Калиево-натриевых (нормальных и агпайтовых) нефелиновых сиенитов, представленных хибинитами и фойяитами, агпайтовые разновидности которых возникают, согласно данным Б.Е. Боруцкого и М.Н. Соколовой и З.В. Шлюковой [79], при позднемагматической эгиринизации или в результате наложения высокотемпературного калиевого метасоматоза, создавшего нефелин-кальсильит-ортоклазовые пойкилитовые сиениты (рисчориты).

3. Калиево-натриевых нефелиновых сиенитов повышенной основности, содержащих титаномagnetит, эгирин-геденбергит и магматогенный кальцит. На позднемагматическом этапе кристаллизации данных пород происходит их интенсивная канкринитизация и кальцитизация, с которой связано образование высокотемпературных силикатно-карбонатных и карбонатитоподобных пород.

Во второй формационной группе выделяются два типа формаций.

1. Калиево-натриевых (нормальных) нефелиновых и щелочных сиенитов, создающих магматическую серию пород состава пуласкит — амфиболо-

5	6	7	8
1. Сиениты 2. Амфиболовые миаскиты и фойяиты	Фениты (апогабронидные и апосланцевые)	Альбитизированные фойяиты, ослюденелые и альбитизированные миаскиты, альбититы	[20, 461]
1. Сиениты и миаскиты 2. Миаскит-аптиты и миаскит-пегматиты 3. Тингуаиты (дайки)	Сиениты, сиенит-фениты, сиенит-мигматиты	Альбитизированные и кальцитизированные миаскиты, альбититы и кальцитовые метасоматиты	[250, 343]
1. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты 2. Псевдолейцит-порфиры, нефелиновые сиениты, тингуаиты (дайки)	Нефелинсодержащие и калишпатизированные габбро (ксенолиты)	Кальцитовые, кальцит-флюоритовые и кальцит-бастнезитовые метасоматиты	[202]
1. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты 2. Кальсилитовые породы (сынныриты) 3. Граносиениты (жильные)	Магнезиальные скарны, шонкинит-фениты, меланократовые и мезократовые сиенит-фениты с <i>He</i>	Микроклинизированные пуласкиты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, слюдиты, альбититы, санидин-кальсилитовые метасоматиты	[17, 26, 397]

вый миаскит — эгриновый фойяит с жильными эвдиалитоносными пегматитами или мариуполитами. Проявление последних сопровождается интенсивным развитием поздней и постмагматической альбитизации, ведущей к возникновению эгринитов, альбититов и гидротермалитов, содержащих астрофиллит, ринколит, эвдиалит, катаплеит и другие редкометалльные минералы.

2. Натриево-калиевых глиноземистых нефелиновых и плагиоклазсодержащих сиенитов с жильными проявлениями миаскит-аптитов, сиенит-пегматитов, миаскит-пегматитов и тингуаитов. Формирование данной серии пород завершается широкой площадной альбитизацией, которая обусловила возникновение слюдяных и альбитизированных миаскитов, канадитов и альбититов, содержащих пирохлор, чевкинит, эшенит, циркон и другие редкометалльные минералы.

Для третьей сиенит-псевдолейцит-сиенитовой группы пока не намечались различные петрохимические типы формаций, что обусловлено ее недостаточной изученностью и отсутствием в литературе необходимых для этого аналитических данных (химических, спектральных и других). Однако нельзя не отметить, что в этой группе занимает особое место Сыннырский формационный тип, который пока не имеет аналогов в щелочных провинциях Советского Союза и Мира. Вероятно, в составе этой формации в даль-

нейшем будут открыты калиевые агпаитовые породы со специфической ассоциацией редких калийсодержащих минералов: вадеит, шербаковит, расвумит, фенаксит, тинаксит, джерфшерит и другие. Они найдены в высококалийевых нефелин-кальсилит-ортоклазовых породах (рисчорриты) Хибинского щелочного массива [79].

Таким образом, формации нефелиновых сиенитов как и сами породы отличаются большим петрохимическим разнообразием, а иногда являются и уникальными. Они, несомненно, заслуживают более детальной и всесторонней петрологической характеристики, которая невозможна в объеме настоящей статьи. Однако материал, приведенный в табл. 1, 2, 3, 4, может служить той исходной основой, которая позволит правильно определять формационную принадлежность природных ассоциаций нефелиновых сиенитов. Произведенная автором последовательная структурно-геологическая (см. табл. 3) и петрографо-петрохимическая (см. табл. 4) систематика наиболее распространенных и хорошо изученных ассоциаций нефелиновых сиенитов, образующих автономные интрузивные массивы, позволяет выделить разнотипные по составу индикаторные формации, к числу которых относятся следующие.

1. Нефелин-сиенитовая высокощелочная (агпаитовая натриевая или калиево-натриевая) с поздними дифференциатами ультращелочных нефелин-содалитовых (науяиты, тавиты) или нефелин-кальсилитовых (рисчорриты) сиенитов, возникавших только на прото-архейских щитах в условиях длительного сохранения платформенного тектонического режима, после активизации сквозных рифтогенных разломов, фиксированных более ранними массивами щелочно-ультраосновных пород.

2. Нефелин-сиенитовая повышенной основности (кальциево-калиево-натриевая) с контактно-реакционными ювитами, ийолитами и постагматическими силикатно-карбонатными и карбонатитоподобными породами, образовавшаяся на раздробленных субплатформенных устойчивых поднятиях (доверхнерифейские) в условиях многокилометровых толщ протерозойских вмещающих карбонатных пород и наличии глубинных трансструктурных разломов.

3. Сиенит-нефелин-сиенитовая (нормальная калиево-натриевая) с остаточными дифференциатами агпаитовых эгириновых фойяитов или мариуполитов, формировавшаяся на выступах древнего кристаллического фундамента в условиях тектонического режима срединных массивов и оживления межструктурных глубинных разломных швов.

4. Сиенит-нефелин-сиенитовая (глиноземистая натриево-калиевая) с поздние- и постагматическими ослюдененными и альбитизированными миаскитами, канадитами и альбититами, образовавшаяся в условиях посторогенного тектонического режима при дроблении консолидированных орогенных поднятий (эпикаледонских, эпигерцинских) и активизации древних разломных систем.

5. Сиенит-псевдолейцитсиенитовая (глиноземистая высококалийевая) с псевдолейцититами (сынныриты) и кальсилит-санидиновыми породами, проявленная в зонах длительно развивавшихся внутриконтинентальных сквозных разломов (Северо-Прибайкальский).

Индикаторные формации нефелиновых сиенитов — это чуткие и надежные показатели тектонического режима и степени консолидации различных

континентальных структур. Они фиксируют не только время создания зрелой гранитно-метаморфической коры, но и эпохи ее деструкции в связи с проявлением разломно-глыбового активизационного тектогенеза. Выделение нефелин-сиенитовых индикаторных формаций имеет важное общегеологическое, петрологическое и рудогенетическое значение, так как с некоторыми из этих формаций связано образование уникальных магматических серий пород и не менее уникальных месторождений полезных ископаемых.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Давно известно, что геохимическая специфика нефелиновых сиенитов определяется присутствием в них характерной ассоциации второстепенных и акцессорных минералов, содержащих титан, марганец, цирконий, гафний, ниобий, тантал, галлий, бериллий, редкие щелочи, редкие земли и различные летучие компоненты (F, Cl, S, P, H₂O, CO₂). Состав такой минеральной ассоциации, как показали в своих работах В.И. Герасимовский [111, 112, 113], А.И. Гинзбург и А.М. Портнов [118], а затем Е.И. Семенов [359, 360, 361], изменяется в зависимости от химизма нефелиновых сиенитов, обладающих различной степенью щелочности и насыщенности летучими (особенно фтором), неодинаковой величиной глиноземистости, железистости и кальциево-магнезиальной основности.

Геохимия главнейших петрохимических типов нефелиновых сиенитов (см. табл. 2), входящих в состав индикаторных формаций, изучена неравноценно. Наиболее полные минералого-геохимические сведения приведены в монографических трудах, посвященных крупным интрузивным щелочным массивам: Ловозерскому, Хибинскому, Илимауссакскому, Вишневогорскому и Сыннырскому. На примере данных массивов установлены геохимические особенности высоконатриевых — агпаитовых, глиноземистых — миаскитовых и существенно калиевых — псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов. Вместе с тем недостаточно ясен в геохимическом отношении наиболее распространенный нормальный тип лейкократовых нефелиновых сиенитов, представленный хибинитами, фойяитами и амфиболовыми миаскитами. Еще слабее изучена геохимия нефелиновых сиенитов, относящихся к эгирин-геденбергит-фойяитовому петрохимическому типу, для которого характерна калиево-натриевая щелочность, но он отличается от нормальных нефелиновых сиенитов повышенной кальциево-железистой основностью. Данные о его химизме, минеральном составе и содержании элементов-примесей приведены в публикациях автора [456, 459], где впервые обращено внимание на формационную самостоятельность эгирин-геденбергитовых фойяитов и их геохимическое своеобразие, проявившееся, как можно будет увидеть ниже, в необычной обедненности редкометалльными элементами при высокой концентрации титана, марганца и фосфора.

Геохимическое сопоставление нефелиновых сиенитов, участвующих в строении различных щелочных формаций, произведено Л.С. Бородиным (см. кн. "Главнейшие провинции и формации щелочных пород", 1974, с. 320—327). Он вычислил средний состав нефелиновых сиенитов для Советского Союза в целом, а также для щелочно-ультраосновной, щелоч-

но-габброидной, калиевой щелочно-базальтоидной и щелочно-гранитоидной формаций, определив при этом количественный уровень содержания индикаторных редкометалльных элементов, фиксирующих присутствие в породах корового или мантийного вещества. К сожалению, при таком целенаправленном геохимическом исследовании не рассматривались нефелиновые сиениты, образующие самостоятельные формации, вследствие чего не нашли себе места выделенные ранее минералого-геохимические типы нефелиновых сиенитов: агпайтовый, миаскитовый и другие.

Для уточнения геохимических особенностей разнотипных нефелиновых сиенитов, образующих автономные интрузивные массивы или участвующих в строении сложных щелочно-ультраосновных и щелочно-габброидных комплексов, автор обобщил имеющиеся в литературе материалы по содержанию в данных породах различных элементов-примесей: сидерофильных (Ti, Mn, Ni, Co, V, Cr), халькофильных (Cu, Zn, Pb, Mo, Sn), литофильных (Nb, Ta, Zr, Hf, TR, Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sr, Ba), а также летучих компонентов (F, Cl, S, P, CO, CO₂, CH₄, H₂ и др.). В дополнение к этому в спектрально-химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиком Р.В. Кортман произведено одновременное исследование 160 проб разнотипных нефелиновых сиенитов: нормальных (хибиниты, пироксеновые фойяиты, амфиболовые миаскиты), глиноземистых (биотитовые миаскиты), высококалийевых (нефелин-псевдолейцитовые и псевдолейцитовые сиениты), кальциево-кальево-натриевых (сэрнеиты, эгирин-егденбергитовые фойяиты).

Полученные автором новые аналитические данные в совокупности с опубликованными ранее цифровыми материалами по содержанию редких и рассеянных элементов (табл. 5) позволяют сделать геохимическое сопоставление шести петрохимических типов нефелиновых сиенитов, которые играют существенную роль в составе индикаторных формаций и определяют их металлогенические особенности.

Обратимся сначала к хорошо изученному и широко известному высокощелочному (агпайтовому) типу нефелиновых сиенитов. Он достаточно подробно охарактеризован в публикациях В.И. Герасимовского [111, 112, 113] и Е.И. Семенова [359, 360, 361]. Последний выделяет в нем по степени насыщенности натрием и летучим (особенно фтором) две характерные разновидности пород. Одна из них ультраагпайтовая представлена пойкилитовыми нефелин-содалитовыми сиенитами (науянты), развитыми в Илимауссакском массиве. Этим породам свойственна максимальная обогащенность фтором и хлором, а также редкими элементами при условии большой перенасыщенности натрием ($K_{агп} = 1,3-1,7$), поэтому щелочи входят в состав как всех главных породообразующих (см. табл. 2), так и аксессуарных минералов (см. табл. 5), из которых типоморфное значение имеют виллиомит, эвдиалит, ловозерит, стенструпин, чкаловит, полилитийнит и др. Для ультраагпайтовых пород Илимауссакского массива и развитых в его пределах уссингитовых или натролитовых жил установлены высокие концентрации бериллия, ниобия, лития. Эти редкометалльные элементы определяют металлогенические особенности ультраагпайтовых пород, с которыми связаны стенструпиновые и чкаловитовые рудопоявления [362].

Другая разновидность агпайтовых нефелиновых сиенитов, представленная главным образом луявритами и эгириновыми фойяитами, несколько

беднее щелочами ($K_{\text{агп}} = 1,18-1,38$), в составе которых возрастает роль калия, поскольку отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ изменяется от $K_{\text{Na}} = 3-6$ (луавриты до $K_{\text{Na}} = 2-4$ (фойяиты)). Для данных пород типична другая ассоциация редкометалльных минералов, среди которых присутствуют не только натриевые цирконосиликаты (эвдиалит, ловозерит), титаносиликаты (лампрофиллит, рамзаит), фосфаты (мурманит—ломоносовит), но и натриево-кальциевые титанониобаты (лопарит) и титаносиликаты, обогащенные редкими землями цериевой группы (ринколит). Однако в перечисленных выше породах отсутствуют собственно кальциевые минералы (сфен, флюорит). Появление в них фторида натрия (виллиомит) обусловлено развитием поздне- и постмагматической содалитизации. Для агпаитовых нефелиновых сиенитов и особенно для таких поздних интрузивных дифференциатов как эвдиалитовые луавриты, типично повышенное содержание титана, марганца, циркония, ниобия и цериевых редких земель. Эти элементы предопределяют металлогеническую специализацию агпаитовых нефелиновых сиенитов, с которыми связаны эвдиалитовые и лопаритовые рудопроявления. Характерно, что данные рудопроявления имеют магмагенный генезис, а интрузивные нефелиновые сиениты являются естественными породами — рудами на цирконий, титан и ниобий.

К агпаитовому типу автор отнес эгириновые мариуполиты, обнаруженные в щелочных массивах Прихубсугульской провинции МНР [459]. Они образуют дайки и жилы, развитые как среди эгирин-салитовых фойяитов, так и во вмещающих сланцевых толщах, подвергшихся интенсивной эгиринизации и альбитизации. Как видно из табл. 2, эгириновые мариуполиты по главным петрохимическим характеристикам близки к луавритам, но заметно отличаются от них по редкометальной минерализации (см. табл. 5) и уровню содержания элементов-примесей. Прежде всего мариуполиты обеднены титаном (в четыре—пять раз), ниобием и редкими землями, но близки к луавритам по величине содержания циркония. Последний элемент, по-видимому, определяет металлогеническую специфику мариуполитов и сопровождающих их альбититов, которые в условиях пересыщения натрием и фтором, обогащены натрийсодержащими цирконосиликатами (эвдиалит, катаплеит), а при недостатке щелочей (натрия) сопровождаются рудопроявлениями циркония (Украинская щелочная провинция).

Нормальный тип нефелиновых сиенитов обладает калиево-натриевой спецификой химизма при предельной насыщенности ($K_{\text{агп}} = 0,98-1,00$) или слабой пересыщенности ($K_{\text{агп}} = 1,09-1,10$) натрием. Для него наиболее характерно наличие собственно кальциевой минерализации, представленной апатитом, сфеном, ортитом, флюоритом, одновременно с которыми присутствуют натриево-кальциевые цирконо- или титаносиликаты (эвколит, астрофиллит, ловенит). Собственно натриевые породообразующие (содалит, акмит, арфведсонит) и редкометалльные минералы (лампрофиллит, мурманит и другие) возникают только на поздне- или постмагматическом этапе при интенсивном развитии процессов эгиринизации, альбитизации или содалитизации.

К нормальному типу нефелиновых сиенитов нами отнесены хибиниты и фойяиты, содержащие ранний первично-магматический эгирин-салит или эгирин-авгит. Хибиниты отличаются повышенными содержаниями титана,

марганца, стронция и фосфора, но при этом только первый (Ti) и последний (P) элементы достигают концентрации более высокой, чем в агпайтовых нефелиновых сиенитах. Весьма интересно, что хибинские фойяиты значительно беднее редкими элементами, чем хибиниты.

Для сравнения в табл. 5 приведены данные по содержанию элементов-примесей и летучих компонентов в фойяитах Енисейского кряжа (Заангарский массив) и Тувино-Монгольской щелочной провинции (Коргередабинский, Барунманханский массивы). Заангарские фойяиты отличаются от хибинских более высоким содержанием титана, циркония, редких земель, рубидия и особенно цезия. Эти элементы достигают максимальной концентрации в фойяит-пегматитах и сиенит-пегматитах. Для первых из них характерными редкометальными минералами являются: эвдиалит, велерит, циркон, апатит, ильменит, Ti-гиортдалит, а для вторых — циркон, катаплеит, оранжит, полилитоинит, монацит, эвксенит, титанколумбит и др.

Фойяиты Тувино-Монгольской щелочной провинции близки по уровню содержания редких элементов к породам Хибинского массива, отличаясь от них пониженным содержанием титана (в 1,5–2 раза), марганца, ниобия при более высокой концентрации циркония, бериллия и редких земель. Данные элементы определяют состав характерной ассоциации редкометальных минералов, проявленной в фойяит-пегматитах и сопровождающих их метасоматических мариуполитах или альбититах. Она представлена эвдиалит-эвколитом, катаплеитом, ринколитом, астрофиллитом, бритолитом, ловенитом, гиортдалитом, а иногда лопаритом и эпидидимитом. Близкие к ним по геохимическим особенностям фойяиты, фойяит-пегматиты и эгирин-альбитовые метасоматиты развиты в Бурпалинском массиве Северного Прибайкалья. На примере данного массива А.И. Гинзбург и А.М. Портнов [118] выделили промежуточный (по автору нормальный) тип нефелиновых сиенитов, который предельно насыщен натрием по отношению к глинозему, благодаря чему возрастает роль Са, а иногда и Sr в составе аксессуарных минералов: Са-катаплеит, велерит, Са-сейдозерит, Са-перрьерит, сфен, рамзаит, астрофиллит, бритолит и ловенит. Помимо этого, известны лейкофан, литиевый биотит, полилитоинит и др. Все эти минералы определяют редкометальную специфику бурпалинских фойяитов, фойяит-пегматитов и метасоматических эгирин-альбитовых пород, для которых характерна повышенная концентрация титана, циркония, цериевых редких земель, особенно цезия, что сближает их с фойяитами и фойяит-пегматитами Заангарского щелочного массива. Таким образом, для нормального типа нефелиновых сиенитов по сравнению с агпайтовыми устанавливается более низкий уровень содержания щелочей, летучих и редких элементов, среди которых ведущая роль принадлежит цирконию, цериевым редким землям, стронцию, а иногда и цезию. Накопление этих элементов происходит на позднемагматическом (пегматиты) и постмагматическом (эгирин-альбитовые метасоматиты, гидротермалиты) этапах формирования нефелинсиенитовых массивов. Их металлогеническая особенность состоит в образовании комплексных редкометальных рудопроявлений Zr, Nb, TR, а иногда Rb и Cs.

К нормальному типу калиево-натриевых нефелиновых сиенитов автор также отнес безплагноклазовые пироксен-амфиболовые и амфиболовые

лейкократовые миаскиты, обычно обедненные биотитом и слабо альбитизированные. Они широко распространены в пределах Саяно-Тувино-Монгольской провинции, где образуют единые массивы с рассмотренными выше фойяитами, предшествуя им в многофазном интрузивном процессе. По числовым петрохимическим характеристикам (см. табл. 2) амфиболовые миаскиты близки к нормальным фойяитам, от которых отличаются по набору аксессуарных редкометалльных минералов, представленных сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, титано-магнетитом и флюоритом. По содержанию элементов-примесей (см. табл. 5) амфиболовые миаскиты ближе всего к неизмененным интрузивным фойяитам, в которых концентрация циркония, ниобия и редких земель возрастает только на позднемагматическом этапе при интенсивном пегматитообразовании или при развитии аутометасоматической эгиринизации и альбитизации. Амфиболовые миаскиты заметно отличаются по редкометалльной геохимии от глиноземистых плагиоклаз- и биотитсодержащих миаскитов Ильмено-Вишневогорского интрузивного комплекса. По сравнению с ними в безплагиоклазовых амфиболовых миаскитах наблюдаются более повышенные содержания титана (в 2 раза), марганца (в 1,5 раза), бериллия, стронция и фосфора при примерно одинаковом количестве циркония и низком среднем содержании ниобия, не превышающим 75–80 г/т. Амфиболовые миаскиты, относящиеся обычно к наиболее ранним интрузивным образованиям нефелин-сиенитовых массивов, не имеют особого металлогенического значения. Однако они представляют существенный петрогенетический интерес, так как по петрохимическим характеристикам и уровню содержания главных редких элементов (Ti, Zr, Nb, TR(Ce)) весьма близки к платофонолитам, образующим огромные вулканические поля (Кенийское в Восточной Африке). В данном случае сравнивались две первично магматические породы, не подвергшиеся позднемагматической перекристаллизации под воздействием остаточных растворов, обогащенных натрием, летучими (фтор) и редкими элементами.

Глиноземистый биотит-миаскитовый тип достаточно хорошо изучен в минералого-геохимическом отношении и его подробную характеристику можно найти в обобщающих работах Е.М. Еськовой, А.А. Жабина и Г.Н. Мухитдинова [159] или Б.М. Роненсона [343]. Согласно данным этих исследователей, биотитовые миаскиты по содержанию редких элементов являются рядовыми представителями среди нефелин-сиенитовых интрузивных комплексов. Опубликованные ими цифровые данные по титану, цирконию, ниобию, редким землям, редким щелочам, галлию и др. приведены в табл. 5. Они свидетельствуют о том, что уровень их содержания отвечает нормальным фойяитам, по сравнению с которыми в миаскитах возрастает роль ниобия, но зато снижается — титана, циркония, редких щелочей, а также редких земель. Для биотитовых миаскитов и миаскит-пегматитов, обедненных щелочами и фтором, типична ассоциация циркона, апатита, сфена, ортита, эцинита, ферсмита и пирохлора. Накопление циркония и ниобия происходило при интенсивной альбитизации миаскитов, а редких земель, стронция и частично ниобия — в процессе постмагматической карбонатизации, которая имеет достаточно широкое площадное развитие благодаря преобладанию среди летучих компонентов углекислоты. Металлогеническая особенность биотитовых миаскитов состоит в том, что они являются источ-

ником циркония, ниобия, тантала и редких земель, концентрация которых происходит в ходе многостадийного развития щелочно-кремнекислого (альбитизация) и натриево-кальциево-углекислого (карбонатизация) метасоматических процессов.

Высококалиевый глиноземистый тип нефелин-псевдолейцитовых и псевдолейцитовых сиенитов и его минералого-геохимические особенности рассмотрены в работах Р.П. Тихоненковой, И.А. Нечаевой, Е.Д. Осокина [397] и В.В. Архангельской [26], аналитические данные которых использованы автором как для определения петрохимических числовых характеристик (см. табл. 2), так и для установления уровня содержания элементов-примесей. Данный тип нефелиновых сиенитов явно обеднен редкометальными минералами, ассоциация которых представлена апатитом, сфеном, гранатом, магнетитом и флюоритом, реже встречаются циркон и бадделейт. В соответствии с этим нефелин-псевдолейцитовые и собственно псевдолейцитовые сиениты (сынныриты) обеднены титаном, цирконием и ниобием не только по сравнению с агпаитовыми, но также с нормальными и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами. Исключение составляют барий, редкие щелочи, особенно цезий и рубидий, содержание которого в 2–5 раз выше, чем в агпаитовых фойяитах и луавритах. Спектрально-химические анализы 8 проб нефелин-псевдолейцитовых сиенитов из коллекции О.А. Воробьевой показали достаточно высокий уровень содержания в них редких земель (особенно церия) и стронция, что весьма характерно для высококалиевых щелочных пород Лугингольского массива Южной Монголии [202], где в постмагматических альбититах и карбонатитах обнаружены стронцийсодержащие и редкоземельные минералы. В жильных псевдолейцитовых порфирах нами найден аксессуарный вадейт, что является показателем возможного присутствия в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах, их пегматитах и метасоматитах калиевых редкометальных минералов.

К высококалиевому глиноземистому типу нами отнесены пойкилитовые нефелин-кальсилитовые сиениты, представляющие собой необычные породы с гигантозернистой пегматоидной или пойкилитовой структурой, основная матрица которой образована крупными призматическими кристаллами адуляровидного ортоклаза, переполненного пойкилитовыми включениями высококалиевого нефелина, содержащего до 38% кальсилитовой молекулы. Данные породы неоднородны по составу, так как на них наложился высокотемпературный щелочной метасоматоз (калишпатизация), который привел к образованию весьма необычной ассоциации калиевых редкометальных минералов, представленных вадейтом, ферсмитом, щербаковитом, фенакситом, тинакситом, юкспоритом, расвумитом и другими. Они образуются после обычных для хибинских интрузивных пород натриевых титаносиликатов (энигматит, рамзаит), цирконосиликатов (эвдиалит), фосфатов (ломоносовит) и титанониобатов (лопарит). Такая смешанная ассоциация редкометальных минералов отражается в содержании элементов-примесей. В рихсчорритах устанавливается обычное для агпаитовых пород повышенное содержание титана и марганца. Однако в них значительно меньше циркония (в 8–10 раз), ниобия (в 2–10 раз) и титана (в 3–20 раз), но возрастает концентрация редких земель (по сравнению с пойкилитовыми нефелин-содалитовыми сиенитами), рубидия (в 1,5 раза), цезия

(в 3—8 раз) стронция (в 1,5 раза) и бария (в 4 раза). Перечисленные элементы, как отмечалось ранее, характерны для высококальциевых нефелин-псевдолейцитовых сиенитов Сыннырского массива. Вследствие этого металогеология рихсдорритов имеет смешанный характер, так как по набору редких элементов и уровню их концентрации они занимают промежуточное положение между высокощелочными калиево-натриевыми и собственно калиевыми нефелиновыми сиенитами.

Переходя к рассмотрению следующего эгирин-геденбергит-фойяитового петрохимического типа, обладающего повышенной кальциево-железистой основностью, отметим, что он имеет широкое распространение в щелочных провинциях древних складчато-глыбовых областей Южной Сибири. Образуемые этими породами щелочные массивы залегают среди докембрийских мраморов и доломитов, при активной реакции с которыми происходила частичная ассимиляция карбонатного вещества, а в эндоконтактных (прикоровых) зонах интрузивных тел возникали нефелин-пироксеновые породы повышенной основности: полевошпатовые ийолиты, ийолит-уртиты и ювиты. Данные массивы ошибочно относились некоторыми исследователями [313] к формации щелочно-гранитоидных пород. В связи с этим выявление их геохимических особенностей имеет не только металогеогенетическое, но и важное петрогенетическое значение. Цифровые материалы, представленные в табл. 5, показывают, что эгирин-геденбергитовые фойяиты отличаются низким уровнем содержания редких элементов: циркония, ниобия, редких земель, бериллия и галлия, зато им свойственна высокая концентрация титана, стронция, бария и фосфора. По уровню содержания этих элементов они совершенно не сопоставимы с миаскитами, которые считаются продуктами коровых анатектических магм [343].

При сопоставлении эгирин-геденбергитовых фойяитов с поздними нефелин-сиенитовыми дифференциатами интрузивных щелочно-габброидных массивов устанавливается их геохимическое сходство по уровню содержания редкометалльных элементов: циркония, ниобия, редких земель, бериллия и галлия. Вместе с этим в щелочно-габброидных массивах нефелиновые сиениты значительно беднее титаном (в 4 раза), стронцием (в 2 раза) и барием (в 2 раза), но несколько обогащены фосфором (в 1,5 раза). Данные породы обнаруживают сходство также по составу летучих компонентов, среди которых ведущая роль принадлежит хлору и углекислоте. Последняя имеет весьма высокую концентрацию (до 3,5%) в геденбергитовых фойяитах. Она, по-видимому, обуславливает образование раннего магматогенного кальцита и автометасоматического канкринита, а также приводит к широкому площадному развитию натриево-кальциевого углекислого постагматического метасоматоза. С ним связано образование многочисленных жилоподобных, а иногда и штокообразных тел силикатно-карбонатных и карбонатных пород, с которыми ассоциируют рудопроявления апатита и довольно обильная вкрапленность титаномагнетита. Заключение в этих минералах титан и фосфор определяют металогеогенетическую специфику геденбергитовых фойяитов. Следует обратить внимание на тот факт, что в данных породах присутствуют никель, кобальт, ванадий, хром, уровень содержания которых весьма близок к нефелиновым сиенитам из массивов щелочно-габброидных пород.

В табл. 5 помимо наших данных по содержанию элементов-примесей в эгирин-геденбергитовых фойяитах и нефелиновых сиенитах, генетически связанных с габброидами, приведены цифровые материалы Л.С. Бородина, характеризующие средние содержания редкометалльных элементов из формации щелочно-габброидных пород. Сравнение результатов показывает, что эти средние значения фиксируют более высокий уровень содержания ниобия (почти в 4 раза), циркония (в 2,5 раза) и редких земель (в 5 раз). Это можно объяснить двумя причинами: во-первых, тем, что при вычислении средних значений учтены данные по нефелиновым сиенитам из щелочно-габброидных комплексов платформ и рифтовых зон, где исследуемые породы богаче ниобием, цирконием и редкими землями, во-вторых, и тем, что в состав усредненных анализов могли попасть пробы метасоматически измененных разновидностей пород, подвергшиеся микроклинизации, альбитизации и карбонатизации, при которых возрастает концентрация рассеянных редких элементов.

Чтобы геохимическое сопоставление было полным, необходимо рассмотреть последний петрохимический тип нефелин-канкринитовых и канкринитовых сиенитов (сэрнеиты), отличающихся повышенной кальциево-магnezийной основностью и различной степенью насыщения щелочами ($K_{ап}$ 0,90—1,96). Данные породы генетически связаны с формированием многофазных щелочно-ультраосновных массивов, сопровождаемых редкометалльными карбонатитами.

Нефелин-канкринитовым сиенитам свойственна своя особая ассоциация редкометалльных минералов, включающая апатит, сфен, ильменит, перовскит, кнопит, шорломит, а иногда пироклор [или эвдиалит]. Для геохимической характеристики этих пород использованы новые аналитические данные автора, полученные при исследовании 12 проб из коллекции В.А. Кононовой, собранной в различных провинциях Советского Союза (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская и другие). С целью сравнения приведены цифровые материалы по среднему содержанию редкометалльных элементов в нефелиновых сиенитах из щелочно-ультраосновной формации, опубликованные Л.С. Бородиным. На основании этих результатов достаточно хорошо выявляется геохимическая специфика рассматриваемых пород. Только по уровню содержания титана, ниобия и фосфора они приближаются к агпаитовым нефелиновым сиенитам и хибинитам, по сравнению с которыми в них меньше циркония, лития, рубидия, бериллия и галлия. Металлогенетическая специфика нефелин-канкринитовых сиенитов определяется титаном, ниобием, редкими землями (Се) и фосфором. Их концентрация происходит на послемагматическом этапе формирования щелочно-ультраосновных массивов, когда образуются апатит-магнетитовые рудопроявления и редкометалльные карбонатиты.

При геохимическом сопоставлении разнотипных нефелиновых сиенитов не были рассмотрены некоторые сидерофильные элементы, поскольку они не влияют на металлогенетические особенности данных пород. Однако уровень содержания ванадия, кобальта, никеля и хрома представляет большой петрогенетический интерес, так как эти элементы являются косвенными показателями связи нефелин-сиенитовых и фонолитовых расплавов с глубинными щелочными магмами повышенной основности. Если произвес-

ти сравнение данных табл. 5 по содержанию ванадия, никеля, кобальта и хрома с кларками этих элементов в нефелиновом сиените Советского Союза [119], то можно увидеть, что их повышенные количества характерны только для одноименных пород из массивов щелочно-ультраосновных пород. Кларковому уровню отвечает содержание V, Ni, Co и Cr в среднем составе нефелиновых сиенитов из массивов щелочно-габброидных пород, которые в пределах южного обрамления Сибирской платформы явно обеднены ванадием (в 3 раза).

Что касается агпайтовых нефелиновых сиенитов, то в их лейкократовых разновидностях (фойяиты) количество никеля в два раза ниже, а кобальт вообще отсутствует, ванадий несколько превышает кларк, а хром примерно соответствует кларковому уровню. В меланократовых и мезократовых агпайтовых породах (луявриты), обогащенных титаном, марганцем и железом, несколько увеличивается концентрация никеля. При этом кобальт и хром соответствуют кларковому уровню, а количество ванадия возрастает в три раза. Еще более высокое содержание данного элемента устанавливается в хибинитах (до 320 г/т).

Нормальные фойяиты явно обеднены никелем, кобальтом и хромом, а значение в них ванадия отвечает кларковому уровню в нефелиновых сиенитах Советского Союза. Для глиноземистых натриево-калиевых (миаскиты) и калиевых (нефелин-псевдолейцитовые сиениты) пород отмечается пониженный уровень содержания ванадия (16–33 г/т) и значительные колебания никеля (0–30 г/т), кобальта (0–20 г/т) и хрома (0–100 г/т). Это объясняется не столько неравномерным распределением данных элементов, сколько изменчивым составом самих пород, подвергавшихся автометасоматической перекристаллизации. Из всего вышеизложенного следует, что в лейкократовых нефелиновых сиенитах (хибиниты, фойяиты, миаскиты, сынныриты) из сидерофильных элементов важное значение имеют главным образом титан и марганец, а ванадий, кобальт, никель и хром не определяют ни их геохимических, ни металлогенических особенностей.

Приведенные в табл. 5 цифровые данные по содержанию летучих компонентов показывают, что геохимическая специфика нефелиновых сиенитов в значительной мере зависела как от состава газовой фазы, так и от величины концентрации определенного летучего компонента. Только в условиях высокой степени пересыщения щелочами (особенно натрием) и галлоидами (особенно фтором и хлором) происходила концентрация редких элементов (Ti, Zr, Nb, TR, Li, Rb, Ga, Be) на магматической стадии формирования интрузивных массивов, сложенных агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. При более низком уровне содержания летучих компонентов в нормальных (фойяиты) и глиноземистых (миаскиты) нефелиновых сиенитах концентрация редких элементов осуществлялась при условии накопления щелочей (натрия) и летучих на поздне- и постмагматическом этапе формирования наиболее дифференцированных интрузивных массивов, вследствие чего рудные концентрации редких элементов связаны с пегматитообразованием или метасоматической эгиринизацией и альбитизацией.

В случае обогащенности нефелиновых сиенитов углекислотой (эгирингенбергит-фойяитовый и сэрнеитовый типы) в них возрастает активность кальция, который наряду с натрием начинает играть ведущую роль в пост-

магматическом рудогенезе, а именно в образовании редкометальных карбонатитов или апатит- и титаномагнетитсодержащих карбонатитоподобных пород. Для нефелиновых сиенитов из щелочно-габброидных массивов характерен общий низкий уровень содержания летучих за исключением фосфора и иногда хлора. Они входят в состав хлор-apatита, который наряду с титаномагнетитом является характерным рудным минералом щелочно-габброидных массивов.

Угледородные газы не влияют на геохимические особенности различных нефелиновых сиенитов, но их состав имеет важное петрогенетическое значение. Преобладание среди газов, захороненных в порах породобразующих минералов, водорода свидетельствует об относительно сухих и восстановительных условиях кристаллизации нефелиновых сиенитов. К числу таких относится эгирин-геденбергит-фойяитовый тип, не содержащий магматических водных минералов (амфибол), но заключающий нередко ранний магматогенный кальцит. В то же время господствующая роль и высокое содержание среди угледородных газов метана, что установлено для агпаитовых нефелиновых сиенитов, хибинитов и заангарских фойяитов, свидетельствуют об автотасоматическом преобразовании данных пород под воздействием остаточных поровых щелочных растворов.

Произведенное автором геохимическое сопоставление шести петрохимических типов нефелиновых сиенитов позволяет определить металлогенетические особенности их главнейших индикаторных формаций.

1. Высокощелочная (агпаитовая) является источником богатых магматогенных руд (пород) таких редкометальных элементов, как титан, ниобий, цирконий, литий, бериллий, галлий и редкие земли цериевой группы, а также фосфора (apatит) и алюминия (нефелин).

2. Сиенит-нефелин-сиенитовая (нормальная калиево-натриевая) с поздними дефференциатами эгириновых фойяитов, фойяит-пегматитов, мариуполитов и эгирин-альбитовых метасоматитов, с которыми связаны комплексные поздние- и постмагматические рудопроявления циркония, лития, редких земель, бериллия, рублидия и цезия.

3. Нефелин-сиенитовая повышенной основности (кальциево-калиево-натриевая), представленная эгирин-геденбергитовыми фойяитами, ювитами и ийолит-уртитамми, с постмагматическими метасоматическими карбонатитоподобными породами, заключающими рудные концентрации фосфора (apatит), титана и железа (титаномагнетит). Породы данной формации являются источником богатых алюминиевых (нефелиновых) руд, представленных ювитами и уртитамми.

4. Сиенит-нефелин-сиенитовая (глиноземистая натриево-калиевая) с поздние- и постмагматическими альбитизированными и кальцитизированными миаскитами, редкометальными альбититами и карбонатитоподобными породами, с которыми связаны рудопроявления и месторождения ниобия, циркония и редких земель.

5. Сиенит-нефелин-псевдолейцитсиенитовая (глиноземистая высококалиевая) с сынныритами и позднемагматическими кальсилит-сандидиновыми породами, представляющими собой богатые алюминиевые и калийные руды, содержащие помимо этого повышенные концентрации рублидия, цезия и стронция.

Суммируя все изложенное, можно сделать вывод о том, что каждая из индикаторных формаций представлена вполне определенным типом нефелиновых сиенитов, существенно различающихся не только по геохимическим и металлогеническим особенностям, но также по характеру рудопроявлений. Все эти типы образуют автономные интрузивные массивы, поэтому данные формации необходимо выделять как самостоятельные, учитывая, что они имеют важное петрогенетическое и практическое значение. Их нельзя объединять или включать в состав щелочно-ультраосновных, щелочно-габброидных и щелочно-гранитоидных формаций, в которых нефелиновые сиениты являются нередко внутрикамерными дифференциатами, которые имеют подчиненное значение, и не определяют ни их геохимических, ни их металлогенических особенностей.

УДК 552.321.1

А.М. БОРСУК

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В НИЖНЕМ МЕЗОЗОЕ

Вся территория Кавказской подвижной области располагается между двумя крупными консолидированными структурами: с севера — это молодая (эпигерцинская) скифская плита, с юга — Грузинская глыба (срединный массив в альпийском орогеническом поясе). К концу палеозоя в результате завершения герцинского тектоно-магматического цикла большая часть территории Кавказа была консолидирована и в пределах ее, по-видимому, почти повсеместно образовалась континентальная земная кора. Мощность ее в разных зонах значительно варьировала. Наименьшей консолидации подверглась зона южного склона, где в течение среднего и позднего палеозоя развивался неглубокий Сванетский прогиб [415].

В альпийском тектоно-магматическом цикле, начинающемся на Большом Кавказе с верхнего триаса — нижней юры, вся подвижная область четко подразделяется на три крупнейшие структурно-формационные зоны, резко отличающиеся друг от друга предыдущей историей развития и глубинным строением [33] (с юга на север): 1) область заложения и развития мезозойского геосинклинального прогиба (собственно эвгеосинклинальная зона) — зона Южного склона; 2) переходная, более стабильная геоантиклинальная структура — зона Главного хребта; 3) область активизированной платформы — Бечасынская зона.

В палеогене все эти зоны вовлекаются в общее воздымание, в результате которого возникает единая горная страна — Большой Кавказ.

Почти до конца триаса на большей части территории Кавказа господствуют умеренные поднятия, а области умеренных погружений представляют собой мелководные эпиконтинентальные бассейны.

Начало мезозоя (большая часть триаса) представляет собой некоторую паузу — затишье между бурно развивавшимися тектоно-магматичес-

кими процессами в конце палеозоя и возобновлением их в начале юры. Период затишья характеризуется практически полным отсутствием магматической деятельности.

Положение резко меняется в конце триаса. Именно к этому времени относится возобновление активности глубинных разломов, раскалывающих достаточно мощную консолидированную кору в области современной Скифской плиты. Разломы контролируют проявления вулканической деятельности. Сначала в зоне разломов образуются кислые эффузивы (липарито-дацитовая формация), а затем — субщелочные базальтоиды.

В ряде публикаций автором было показано, что субщелочные базальтоиды образовались из расплава, поступавшего, по-видимому, из больших глубин (глубокое залегание поверхности "Мохо" под мощной континентальной корой [76, 77]). Предшествовавшие им липарито-дациты возникли как результат анатектического плавления сиалической коры под воздействием тепловых потоков, поступавших из недр мантии (подъем мантийного диапира?).

К началу лейаса тектоно-магматическая активность уже ощутимо проявляется на южной периферии современной Скифской плиты, представлявшей собой область активизированной платформы (Бечасынская зона).

На фоне движения отдельных блоков по расколам глубокого заложения и отложением мелководных терригенно-лагунных осадков в Бечасынской зоне в лейасе образуются две формации: андезит-трахиандезитовая вулканогенная (от андезитов и трахиандезитов до дацитов и липарито-дацитов) и долеритовая интрузивная.

По сравнению с северными районами количество магматических продуктов и занятые ими площади более значительны.

Наибольшего размаха тектоно-магматические процессы лейаса — байоса достигают в зонах Главного хребта и особенно Южного склона, где в нижней юре происходит заложение эвгеосинклинального трога за счет углубления и расширения унаследованного от палеозоя прогиба.

Время максимального растяжения и прогибания этой области отмечено образованием глубоководной спилито-диабазовой формации в эвгеосинклинальной зоне и габбро-диабазовой — в геоантиклинальной.

Магматические породы этих формаций отличаются существенно натриевым составом (Na_2O преобладают над K_2O) и являются продуктами кристаллизации слабо дифференцированного базальтового расплава. Характерно, что в осевой части эвгеосинклинального прогиба отсутствуют породы кислого состава.

На стыке эвгеосинклинальной и геоантиклинальной зон образуются кварцевые альбитофиры. В геоантиклинальной зоне Главного хребта параллельно с габбро-диабазовой формацией развивается андезитодацитовая. При этом так же, как и в пределах современной Скифской плиты, продукты вулканической деятельности образуют антидромный ряд — сначала кислые вулканы (за счет анатектического, по-видимому, плавления сиалической коры), а затем уже — толеитовые базальты.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Представляет интерес сравнение характера и последовательности образования магматических формаций, характеризующих ранний этап альпийского тектоно-магматического цикла эвгеосинклиальной зоны Южного склона Большого Кавказа, с магматическими формациями ранних этапов развития геосинклинальных систем, заложенных на океанической коре. К числу таковых, по мнению многих геологов, относится эвгеосинклиальная зона Передового хребта Большого Кавказа в нижнем палеозое, Тагильский и Магнитогорский синклинии восточного склона Урала (нижний — средний палеозой), геосинклиальные прогибы Казахстана, Горного Алтая, Салаирского кряжа, Западного Саяна и ряда других регионов. Вулканогенные образования ранних этапов развития этих первичных геосинклиналей, заложенных на коре океанического типа, представлены магматическими формациями натриевой серии: недифференцированной базальтовой, слабо дифференцированной базальт-андезит-базальтовой, контрастной липарит-базальтовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой [442, 71, 72, 393]. Вулканическая деятельность начинается с образования базальтовых порфиритов недифференцированной формации, которые представляют собой продукты трещинных субмаринных излияний, ассоциирующих с незначительными по мощности кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и альпинотипными по мощности кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и альпинотипными ультрабазитами, составляя офиолитовую ассоциацию. Вслед за излияниями недифференцированных базальтов образуются контрастные базальт-липаритовые и непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые формации, для которых характерны извержения из аппаратов центрального типа. Существенно натриевая спилит-диабазовая формация нижней — средней юры зоны Южного склона Большого Кавказа по главным своим характеристикам очень близка к так называемым "однородным" слабо дифференцированным базальтовым формациям, характерным для девона зоны Передового хребта Большого Кавказа и силура Магнитогорского синклиния восточного склона Южного Урала (поляковская спилит-диабазовая формация [412]). Вулканические породы указанных формаций представлены базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, в которых Na_2O резко преобладает над K_2O . Образовались они в процессе кристаллизации слабодифференцированного расплава, состава толеитового базальта. Кислые производные в этих формациях практически отсутствуют. Именно такими однородными существенно натриевыми базальтовыми формациями в большинстве случаев представлены наиболее ранний вулканизм закладывающихся эвгеосинклинальных зон. Однако в геосинклинальных прогибах, заложенных на океанической коре, однородные базальтовые формации почти всегда ассоциируют с альпинотипными ультрабазитами и кремнистыми сланцами, составляя офиолитовую ассоциацию. Такая ассоциация характерна для зоны Передового хребта Большого Кавказа и для Восточного склона Южного Урала. Ряд исследователей указывает на то, что в эвгеосинклиналах уральского типа (т.е. заложенных на океанической коре) породы спилит-диабазовой форма-

ции сопровождаются лишь маломощными прослоями глинистых сланцев и кремнистых пород [172]. Иначе говоря, для эвгеосинклиналей, залеженных на океанической коре, характерно на ранних этапах их развития резкое преобладание вулканических пород над осадочными.

"Офиолитовая" ассоциация в юре зоны Южного склона представлена редуцированным вариантом: из нее выпадает важнейший компонент — ультраосновные породы. Нигде на Большом Кавказе достоверно не установлены ультрабазиты или их серпентинизированные аналоги мезозойского возраста. Кроме того, в составе "порфиритовой свиты" юры зоны Южного склона осадочные породы (аргиллиты, кремнистые сланцы) резко преобладают над вулканитами (лавами и туфами).

Для эвгеосинклиналей уральского типа на раннем этапе их развития характерны габбро-плагиогранитные формации, часто комагматичные контрастным базальт-липаритовым формациям. В зоне Южного склона Большого Кавказа в нижней и средней юре породы габбро-плагиогранитной формации практически отсутствуют. Не характерны для этой зоны и контрастные или последовательные базальт-липаритовые формации. Как уже указывалось, кислые вулканиты в юре осевой части зоны Южного склона практически отсутствуют.

Таким образом, по типу магматических формаций ранний этап развития эвгеосинклинальной зоны Южного склона Большого Кавказа существенно отличается от ранних этапов развития эвгеосинклиналей, залеженных на коре океанического типа.

Геосинклинальные системы, развивающиеся на коре континентального типа, обладают рядом особенностей в наборе магматических формаций раннего этапа. К числу таких геосинклинальных систем относится Малый Кавказ в мезозое (юра — мел), некоторые структурно-формационные зоны Казахстана, Среднегорской провинции Восточной Европы, Западной Америки, Аляски и Южного Средиземноморья. Ранний этап развития этих геосинклиналей характеризуется отсутствием или незначительным развитием недифференцированных толеитовых базальтов, гомодромными рядами дифференциации вулканитов (от базальтов до дацитов и липаритов), широким развитием вулканоплутонических формаций, представленных породами, переходными по составу от натрового к калиево-натриевому типу [370, 371, 72, 393]. Развитие таких геосинклинальных систем обычно начинается с обильного осадконакопления, продукты вулканической деятельности составляют небольшую часть разреза нижних толщ.

Типичным примером моноциклической геосинклинальной системы, развивавшейся на коре континентального типа за счет раздробления срединных массивов, является альпийская геосинклинальная система Малого Кавказа в той его части, которая именуется Сомхито-Карабахской геоантиклинальной структурно-формационной зоной [414, 1, 2].

Мезозойский вулканизм Сомхито-Карабахской зоны подразделяется на четыре этапа, охватывающих байосскую, батскую, верхнеюрскую и верхнемеловую эпохи, и представлен эффузивно-пирокластическими образованиями андезито-базальтового и липарито-дацитового состава [2]. Лавы и субвулканические тела нижнего байоса сложены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми диабазовыми и диоритовыми порфи-

ритами и кварцевыми альбитофирами. Байосский вулканизм завершился интрузивной деятельностью, в результате которой были сформированы в пределах Шамхорского антиклинория массивы плагиогранитов (Атабек-Славянский, Гильанбирский и др.). Важно отметить, что на раннем этапе развития Сомхито-Карабахской зоны, охватывающем большую часть лейаса (геттанг—аален), накапливаются только осадочные породы (песчаники и глинистые сланцы), образующие толщу мощностью 600 м. Продукты вулканической деятельности полностью отсутствуют. Вулканизм в Сомхито-Карабахской зоне начинается лишь с нижнего байоса. Отсутствии вулканической деятельности на раннем этапе развития этой зоны Р.Н. Абдуллаев объясняет незначительным прогибанием внутренней ее части, обусловленным тем, что заложение эвгеосинклинальной зоны произошло на жестком раздробленном допалеозойском срединном массиве. В этом же указанный исследователь усматривает причину того, что в составе мезозойских вулканических образований Малого Кавказа отсутствуют породы спилито-кератофировой формации — типичные представители геосинклинального вулканизма. Нелишне отметить, что интенсивность байосского вулканизма была неодинаковой в различных частях Сомхито-Карабахской зоны и находилась в прямой зависимости от интенсивности прогибаний. Так в Мровдагском антиклинории, испытавшем наибольшее прогибание в нижнем байосе, мощность вулканогенной толщи достигает 3000 м, а в Шамхорском антиклинории, прогибавшемся менее интенсивно, вулканиты образуют толщу мощностью 1600 м. Примечательно и то, что в Мровдагском антиклинории на долю кислых вулканитов (кварцевых плагиопорфиров) приходится лишь 100 м мощности, а в Шамхорском антиклинории — 700 м. Одна из характерных особенностей вулканизма раннего этапа развития Сомхито-Карабахской зоны заключается в резком преобладании продуктов эксплозивной деятельности над породами лавовой и субвулканической фаций.

В развитии зоны Южного склона Большого Кавказа в ранней юре есть некоторые общие черты с развитием раннего этапа Сомхито-Карабахской зоны, заложенной на континентальной коре раздробленного срединного массива и относящейся, по Г.А. Гвалчрелидзе [393], к классу регенерированных геосинклиналей. Эти общие черты заключаются в отсутствии альпинотипных ультрабазитов, с которыми ассоциируют формации базальтоидов в геосинклиналях уральского типа, а также в том, что начало прогибания этих областей отмечено накоплением лишь терригенных осадков, а вулканическая деятельность начинается заметно позже. Общим является и преобладание в разрезе вулканогенных пород продуктов эксплозивных извержений. Вместе с тем сравнение продуктов вулканической деятельности юры зоны Южного склона Большого Кавказа и Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа обнаруживает ряд принципиальных различий. Эти различия состоят в том, что среди юрских вулканитов центральной части эвгеосинклинального прогиба зоны Южного склона отсутствуют породы кислого состава, тогда как в Сомхито-Карабахской зоне они составляют заметное количество, а в некоторых разрезах и преобладают. Исходя из представления об образовании кислых вулканитов в контрастных или непрерывных сериях типа андезито-базальт — липарито-дацит

или базальт — андезит — дацит — липарит за счет анатектического плавления сиалического материала под воздействием энергии, поднимающейся из подкорковых глубин магмы основного состава, мы должны отметить, что для раннего этапа развития зоны Южного склона Большого Кавказа в отличие от Сомхито-Карабахской зоны производные кислого анатектического расплава не характерны.

Исследованиями В.И. Смирнова [369, 371], Г.А. Твалчрелидзе [393], М.Б. Бородаевской и других [72] показано, что металлогеническая специфика зоны Южного склона Большого Кавказа отличается как от металлогении первичных геосинклиналей, заложенных на океанической коре, так и от металлогении регенерированных геосинклиналей, заложенных на коре континентального типа, развитие которых связано с вовлечением в прогибание окраинных частей платформ или срединных массивов.

Так, металлогенический профиль геосинклиналей уральского типа на раннем этапе их развития определяется серно-цинково-медным оруденением, приуроченным к отдельным вулканическим постройкам центрального типа. Колчеданное оруденение, по мнению многих металлогенистов, генетически связано с контрастной и непрерывной вулканогенными формациями при непродуктивности однородной базальтовой и слабо дифференцированной андезито-базальтовой. Широко развиты руды гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического происхождения. При этом гидротермально-осадочные руды, как правило, ассоциируют с контрастными формациями, что обусловлено субмаринной обстановкой становления этой формации и наличием замкнутых депрессий с застойными водами.

Металлогенический профиль регенерированных геосинклиналей, заложенных на раздробленном основании срединных массивов, определяется медно-свинцово-цинковым оруденением при более высоком содержании цинка и свинца, чем это характерно для геосинклиналей уральского типа, и пониженным содержанием в рудах меди. Рудные залежи тесно ассоциируют с вулканитами кислого состава, извергнутыми из аппаратов центрального типа. Главная масса руд образовалась в результате гидротермально-метасоматических процессов на стадии внедрения субвулканических тел, завершавших продуктивный вулканизм.

Металлогенический профиль зоны Южного склона Большого Кавказа на раннем этапе ее развития занимает особое, возможно, промежуточное положение между металлогенией первичных геосинклиналей уральского типа и металлогенией регенерированных геосинклиналей типа Малого Кавказа. Ведущая роль в юрской металлогении Южного склона принадлежит залежам колчеданно-полиметаллических руд, однако широко развито и халькопирит-пирротинное оруденение, приуроченное к областям развития терригенного флиша с базитовым вулканизмом натриевой серии. Рудная минерализация проявлена в локальных депрессиях, которые выполнены песчано-сланцевыми отложениями ритмичного переслаивания и удаленными от центральных аппаратов фациям вулканитов. В.И. Смирновым установлено, что рудные залежи в зоне Южного склона Большого Кавказа сформировались в два главных этапа. В течение первого этапа отлагались гидротермально-осадочные существенно пиритовые руды с

медью. Второй этап был отделён от первого значительными деформациями и в течение него были сформированы полиметаллические руды гидротермально-метасоматического генезиса.

Таким образом, эвгеосинклиальная зона Южного склона Большого Кавказа на раннем этапе альпийского цикла, имея ряд общих черт как с первичными геосинклиналями, заложенными на океанической коре, так и с регенерированными геосинклиналями, образовавшимися на раздробленном основании краевых частей платформ или срединных массивов, отличается от тех и других своими, присущими ей как типу особенностями. Эти особенности проявляются в количественных соотношениях между терригенным и вулканическим материалом, выполняющим придонные части геосинклиального прогиба, в составе вулканических продуктов (типах вулканических формаций), преобладающем характере извержений (центрального или трещинного типа), количественном соотношении между пирокластикой, лавовыми и субвулканическими фациями в составе вулканогенных толщ, а также (что, вероятно, более всего существенно) в типе металлогении. Указанные особенности можно объяснить тем, что мезозойский геосинклиальный прогиб зоны Южного склона развился из унаследованного от палеозоя длительно существовавшего прогиба, в пределах которого верхнепалеозойская консолидация либо не проявилась, либо проявилась в малой степени, создав кору переходного типа. Этим обстоятельством объясняется то промежуточное положение, которое занимает зона Южного склона как геотектоническая единица между первичными геосинклиналями уральского типа и регенерированными геосинклиналями, развившимися на унаследованной континентальной коре.

Если проводить сравнение с современными структурами, расположенными в зоне перехода от глубоководной части океана к континенту, то зона Южного склона в нижней — средней юре представляла собой структуру типа окраинного моря.

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Несколько иначе, чем в зоне Южного склона, развивались геологические события ранней — средней юры в геосинклиальной зоне Главного хребта. Как уже отмечалось, для этой зоны характерны большие объемы сиалических масс, унаследованные от палеозойской истории. На стыке этой зоны с зоной Южного склона в лейасе развивается формация кислых эффузивов, представленных кварцевыми альбитофирами. Кварцевые альбитофиры представляют собой альбитизированные дациты и липарито-дациты и предшествуют образованию пород спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. В Центральной части зоны Главного хребта синхронно образуются габбро-диабазовая формация, представленная породами от габбро и базальтов до дацитов и липарито-дацитов с резким количественным преобладанием габбро-диабазов и андезито-базальтов, и андезито-дацитовая вулканодлутоническая, эффузивная фация которой представлена андезитами, дацитами и плагиолипаритами, а интрузивная — гранодиорит- и гранит-порфирами. Формация кварцевых альбитофиров

совместно со спилит-диабазовой близка к контрастным базальт-липаритовым формациям, о которых уже говорилось. Однако пространственная разобщенность кварцевых альбитофиров с породами спилит-диабазовой формации, а также петролого-геохимические различия между ними не позволяют их объединять в единую формацию. Кстати, проблема генетических взаимоотношений между основной и кислой группами пород в контрастных формациях до сих пор является дискуссионной. Большинство исследователей склоняется к мысли об их генетической обособленности. Кислая группа пород считается образовавшейся в результате кристаллизации анатектической магмы, появившейся в процессе плавления сиалического материала [237, 410 и др.]. Учитывая это обстоятельство, мы вправе считать, что ассоциация кварцевых альбитофиров с породами спилит-диабазовой формации представляет собой аналог известных контрастных формаций типа базальт — липарит. То же самое следует сказать о паре формаций, развивающихся в нижней — средней юре в зоне Главного хребта Большого Кавказа: габбро-диабазовой и андезито-дацитовой вулканоплутонической.

В палеозойской эвгеосинклинали Урала контрастные базальт-липаритовые (диабаз-альбитофировые) формации характерны для ранних этапов развития Тагильского и Магнитогорского прогибов. Т.И. Фролова и И.А. Бурикова [412] подчеркивают, что наиболее широкое развитие контрастных формаций в ранние этапы развития характерно для тех частей Уральской складчатой системы, которые испытали впоследствии более раннюю стабилизацию. В Магнитогорском прогибе восточного склона Урала, по данным указанных исследователей, наиболее ранняя формация контрастного типа — силурийская — ограничена пределами относительно стабильного блока Баймакского поднятия. Эта область развития контрастной формации, образование которой заканчивается мелкими гипабиссальными телами гранитоидов, уже в среднем девоне была стабилизирована, а вулканическая деятельность резко пошла на спад вплоть до полного затухания. Сокращенная мощность среднепалеозойского разреза восточного крыла Магнитогорского синклиория по сравнению с западным свидетельствует об относительной его консолидации к периоду формирования контрастной формации и наличию развитого гранитно-метаморфического слоя.

Четкую зональность в размещении раннегеосинклинальных контрастных и однородных формаций можно проследить на примере Казахстана, Горного Алтая, Салаирского кряжа, Западного Саяна, Тувы, Западного Тарбагатая и других регионов. Контрастные формации сменяют однородные по мере удаления от глубинных разломов и наиболее широко развиты в областях, для которых характерна значительная "зрелость" земной коры, т.е. наличие гранитно-метаморфического слоя [60, 411]. Взаимосвязь между появлением контрастных формаций и наличием унаследованного от предыдущей геологической истории гранитно-метаморфического слоя может быть продемонстрирована на примере Тянь-Шаня.

Так, в герцинидах Южного Тянь-Шаня, образующихся на догерцинском гранитно-метаморфическом основании, широко развит вулканизм контрастного типа, а в каледонидах Северного и Среднего Тянь-Шаня, где

докаледонский кристалликум достоверно не обнаружен, преобладают однородные по составу диабаз-спилитовые формации. Утолщение надбазальтового слоя земной коры установлено в области развития контрастных формаций Западного Саяна.

Из изложенного видно, что магматические формации раннего этапа развития альпийского цикла (J_1 – J_2) зоны Главного хребта Большого Кавказа близки к магматическим формациям, характерным для геосинклинальных областей, заложенных на коре континентального типа, где уже существует гранитно-метаморфический слой.

Примечательная особенность юрского вулканизма зоны Главного хребта и области его сочленения с зоной Южного склона состоит в том, что кислые вулканы (кварцевые альбитофиры) образуются раньше, чем породы спилит-диабазовой и габбро-диабазовой формаций. Эту особенность подметили и описали грузинские геологи [62, 394]. Таким образом, в контрастных сериях, характерных для геантиклинальной зоны Главного хребта, сначала образуются кислые вулканы за счет анатектического плавления сиалических масс, сформированных в предшествующем цикле, а затем появляются на поверхности производные базальтового расплава. При этом устанавливается, что кислые вулканы образуются, как правило, в условиях мелководья, а породы спилит-диабазовой и габбро-диабазовой формаций сочетаются с фациями глубоководных однородных глинистых сланцев и аргиллитов.

Раннее образование кислых вулканитов в контрастных сериях, по-видимому, представляет собой характерное явление для геантиклинальных структур и островных дуг, заложенных на коре континентального типа. Убедительным примером тому является вулканизм западной части Алеутской островной дуги (Командорские острова). По данным первого исследователя геологии Командорских островов — И.А. Морозевича [293], древнейшими их породами являются риолиты, входящие в состав доолигоценного магматического основания. Исследования, проведенные в последние годы Э.Н. Казаковой, В.Б. Сергеевой, К.Ф. Сергеевым и М.И. Стрельцовым, в основном подтвердили представления И.А. Морозевича и позволили установить, что кислые вулканы (риолиты и кварцевые кератофиры, по определению авторов) занимают низкое положение в разрезе, а породы спилит-диабазовой формации залегают стратиграфически выше [183].

В районе бывшего поселка Преображенское на острове Медном в основании разреза так называемого "медновского комплекса" развиты лавы, лавобрекчи и туфы риолитов. Эти образования входят в состав шестнадцати слоев, залегающих друг на друге. Лишь на породах шестнадцатого слоя согласно залегают спилиты и базальтовые лавовые покровы, так называемого командорского комплекса. Вверх по разрезу они сменяются базальтовыми туфами, вулканомиктовыми конгломератами и граувакковыми песчаниками. Риолиты вместе с пирокластическими и вулканогенно-осадочными толщами слагают древнейшую стратифицированную толщу Командорских островов. Сочетание кислых вулканитов с вулканомиктовыми конгломератами и косослоистыми песчаниками свидетельствует о прибрежно-морских (мелководных) условиях, в которых развивался кислый вулканизм. Риолиты и кварцевые кератофиры,

описанные Э.Н. Казаковой и другими, представляют собой в различной степени пропилитизированные плагиолипариты и кварцевые альбитофиры. Вместе с залегающими выше породами спилит-диабазовой формации они образуют контрастную серию типа базальт — липарит. Огромное количество производных кислого магматического расплава в нижней части разреза о. Медного, а также значительное развитие кварцевых альбитофиров вместе со спилитами и базальтами на ближайших к Командорским ближних островах, позволяет думать, что процесс магмообразования на ранней стадии формирования Алеутской островной дуги начался с возникновения кислого расплава за счет анатексиса сиалических масс, на которых заложилась островная дуга.

По-видимому, развитие вторичных, регенерированных геосинклинальных прогибов [237, 393] и островных дуг, заложенных на коре континентального типа, начинается с деструкции унаследованных сиалических масс, анатектического их плавления и раннего образования кислых расплавов за счет тепловой энергии горячего вещества, поднимающегося из подкорковых глубин.

Магматические формации ранней — средней юры геосинклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа во многом сходны с магматическими формациями раннего этапа развития Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа в байосе. Именно в это время в пределах Шамхорского, Гейгельского, Мровдагского и Карабахского антиклинориев накопились мощные толщи преимущественно эффузивно-пирокластических образований андезито-базальтового и липарито-дацитового состава, сопровождаемые субвулканическими телами и гипабиссальными интрузивами плагиогранит- и гранит-порфиров [2].

ОБЛАСТЬ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ (БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА)

Магматизм раннего этапа альпийского тектоно-магматического цикла в пределах Бечасынской зоны представлен двумя формациями: долеритовой и вулканогенной андезит-трахиандезитовой. Андезит-трахиандезитовая формация объединяет спектр пород от андезито-базальтов, андезитов и трахиандезитов до почти мономинеральных санидиновых трахитов. Преобладающим типом пород являются андезито-базальты повышенной щелочности и трахиандезиты. Такой тип формаций, как указывает Ю.А. Кузнецов [237], связан в своем распространении с областями геосинклинальной складчатости, но приурочен внутри них к наиболее жестким блокам, имеющим характер срединных массивов, или же образование этих формаций отвечает времени полной консолидации и началу платформенного режима в бывшей подвижной области.

Один из примеров, иллюстрирующих тектоническую обстановку, в которой происходит развитие подобных формаций, представляет собой верхнемеловой магматизм Сомхито-Карабахской зоны в пределах Мартунинского синклинория. Верхний мел в Сомхито-Карабахской зоне характеризуется заложением поперечных разломов субмеридионального направле-

ния, которые секут складчатые структуры и юрские вулканогенные образования. Эти разломы контролируют проявления верхнемелового магматизма, который знаменует собой субплатформенную стадию развития всей зоны. Петрологической особенностью базальтоидов Мартунинского синклиория является их повышенная щелочность, что приближает их по составу к тешенитам, субщелочным базальтам и трахиандезитам.

Еще более ярким примером развития трахиандезитовых формаций является нижнедевонский магматизм Минусинского межгорного прогиба, подробно описанный И.В. Лучицким [254]. Этот прогиб заложился в начале девона на древнекаледонском складчатом основании. Вулканизм охватывает весь нижний и часть среднего девона и контролируется разломами, которые ограничивают впадины. Вулканогенные образования ассоциируют с красноцветными песчаниками и конгломератами, представляющими собой континентальную молассу. Среди эффузивов наиболее распространены базальтовые порфириты, трахибазальты, лабрадоровые порфириты, диабазы, плагиопорфириты (альбитизированные ортофириты) при преимущественном развитии трахиандезитов. Базальты и лабрадоровые порфириты обладают несколько повышенной щелочностью, а трахибазальты, трахиандезиты и плагиопорфириты (ортофириты) относятся к группе субщелочных пород. Вулканизм проявился в наземных условиях и сопровождался внедрением гипабиссальных интрузивных и субвулканических тел, представленных долеритами, трахидолеритами и плагиопорфиритами, образующими межпластовые залежи, дайки и штоки. Ряд дает сложен тешенитами и своеобразными породами, описанными И.В. Лучицким под названием берешитов и горячитов, которые представляют собой промежуточную по составу разновидность между тералитами и нефелиновыми сиенитами. И.В. Лучицкий отмечает, что базальтоиды преобладают в составе эффузивных толщ, слагающих впадины, а на поднятиях преобладают плагиопорфириты (ортофириты). Определенной закономерности в смене составов магматических пород во времени не наблюдается. В одних случаях фиксируются гомодромные ряды (от основных к кислым), в других случаях последовательность антидромная (от кислых к основным). Субщелочные и щелочные породы в большинстве случаев тяготеют к верхним частям разреза эффузивных толщ.

Базальт-трахиандезитовая формация входит в состав эоцен-олигоценых комплексов Зангезурского блока юго-восточного склона Малого Кавказа [145]. Геотектонические условия проявления этой формации определяются положением Зангезурского блока в южном сегменте Малого Кавказа в течение альпийского тектоно-магматического цикла. В то время как Сомхето-Кафанский блок в юре, отвечающей началу альпийского тектогенеза, испытывает интенсивное погружение, соседний с ним Зангезур-Нахичеванский блок продолжает оставаться областью поднятия в составе Иранской эпипайкальской субплатформы [56]. С верхов нижнего мела Зангезур-Нахичеванский блок вовлекается в прогибание, сопровождающееся накоплением карбонатных и терригенных толщ. В среднем девоне происходит его раздробление по близмеридиональному Ордубад-Салвадарскому разлому с обособлением двух относительно самостоятельных блоков — Зангезурского и Нахичеванского. В течение последующей

геологической истории Зангезурский блок отличался устойчивой тенденцией к относительному воздыманию, на фоне которого проявился интенсивный вулканизм. Трахибазальты и трахиандезиты входят в состав капутджухского и гехакарского комплексов наряду с развитием нормальных базальтов и андезитов. Вулканическая деятельность сопровождается внедрением субвулканических тел и образованием "магматических брекчий". Близкие по типу эруптивные брекчии описаны нами в составе андезит-трахиандезитовой формации Бечасынской зоны Большого Кавказа.

Приведенные примеры, количество которых можно было бы умножить, свидетельствуют о том, что андезит-трахиандезитовая формация юры Бечасынской зоны близка к трахиандезитовым и базальт-трахиандезитовым формациям, характеризующим развитие жестких блоков земной коры типа срединных массивов внутри геосинклинальных областей или отвечает периоду полной консолидации подвижной области и переходу ее к платформенному режиму.

С другой стороны, андезит-трахиандезитовая формация Бечасынской зоны имеет много общего с трахибазальтовыми (щелочными оливин-базальтовыми) формациями, распространенными в пределах областей завершенной складчатости и тектоно-магматической активизации платформ. Ю.А. Кузнецов определяет щелочную оливин-базальтовую (трахибазальтовую) формацию как ассоциацию эффузивных, субвулканических и интрузивных пород, в которой количественно преобладают оливиновые базальты повышенной щелочности, наряду с ними присутствуют и толеитовые базальты. Широко развиты субщелочные и собственно щелочные породы — продукты дифференциации базальтового расплава, представленные трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами. Среди интрузивных пород преобладают долериты, тешениты, эссекситы, тералиты и т.д. Типичными особенностями минерального состава пород трахибазальтовой формации являются повышенная железистость оливина, титан-авгитовый характер пироксена в основных породах (в более кислых пироксен представлен эгирином или эгирин-авгитом), присутствие наряду с основным плагиоклазом калиево-натриевого полевого шпата, анальцима и натровых цеолитов.

Типичным примером трахибазальтовой формации, развивающейся в пределах области тектоно-магматической активизации, является ранне-мезозойская (триас — нижняя юра) щелочно-базальтоидная формация южного Тянь-Шаня. Южнотяньшанская складчатая система, включающая Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский и Алайский хребты, начиная с нижней перми, вступает в орогенный этап своего развития, а к середине триаса Южный Тянь-Шань представляет собой молодую платформу. Продукты щелочно-базальтоидного магматизма образуют эксплозивные брекчии, выполняющие трубки взрыва, дайки и штокообразные тела. Субщелочные базальтоиды предстали анальцимовыми диабазами, кринанитами, камптонитами, мончикитами, лимбургитами, трахибазальтами и т.д. [297, 156]. Породы в большинстве случаев отличаются порфировым сложением. Основная масса состоит из стекла, состава щелочного базальта или продуктов его девитрификации, а порфировидные вкрапленники предствлены магниезальным оливинном, клинопироксеном (диопсид-салит и субкальциевый авгит), маложелезистым биотитом, реже

щелочной роговой обманкой, плагиоклазом или псевдолейцитом. Для долеритов и кринанитов наиболее характерны основной плагиоклаз и титанавгит, реже — щелочная роговая обманка, биотит, магнетит, оливин и анальцит.

И.В. Мушкин отмечает, что близкими по времени или синхронными являются продукты щелочно-базальтоидного магматизма в других районах Тянь-Шаня, на Памире, Банди-Туркестане, Парапамизе, Гиндукуше, Южной Джунгарии, Кокчетавской глыбе, Тургайском прогибе, Енисейском крыже, Минусинском прогибе, Монголии, Прибайкалье, Забайкалье, Таймыре, Верхоянье, Донбассе и других регионах. Во всех названных регионах щелочно-базальтоидный магматизм заметно оторван во времени от предшествующих тектоно-магматических процессов, контролируется секущими, часто трансформными структурами и характеризует режим тектоно-магматической активизации.

Щелочно-базальтоидный магматизм в виде трахиандезит-трахитовой ассоциации проявился в северо-восточной части Кураминской структурно-формационной зоны Среднего Тянь-Шаня (Угамская зона смятия). По данным Г.В. Афанасьева и А.М. Маслова [34], в верхнем палеозое область сопряжения Кураминской и Чаткальской структурно-формационных зон Среднего Тянь-Шаня, представлявшая собой герцинскую консолидированную структуру, испытала тектоно-магматическую активизацию, которая проявилась в две стадии. Первая стадия охватывает средний карбон и нижнюю пермь, вторая — верхнюю пермь и нижний триас. В течение пермотриасовой стадии активизации в пределах северо-восточной части Кураминской зоны формируются породы трахиандезит-трахитовой ассоциации, слагающие лавовые покровы, субвулканические тела и дайки. По составу среди пород трахиандезит-трахитовой формации различаются трахиты, шошониты, латиты, банакиты и камптониты. Большинство пород обладает порфировой структурой. Вкрапленники представлены анортоклазом или санидином, плагиоклазом состава лабрадор-андезина, авгитом, титан-авгитом и биотитом. В эпилейцитовых трахитах и шошонитах присутствуют лабрадор, эгирин-авгит, эпилейцит и оливин. Основная масса пород состоит из микролитов полевых шпатов, мелких зерен авгита, эпилейцита и магнетита.

Трахибазальтовая формация характеризует режим тектоно-магматической активизации Прибайкалья, который устанавливается в этой области в мезозое и продолжается в кайнозое. В верхней юре — нижнем мелу в Прибайкалье формируется так называемая гусиноозерская терригенно-угленосная континентальная серия пород значительной мощности, свидетельствующая об интенсивном прогибании отдельных впадин в области эпибайкальской субплатформы, переживающей процесс мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. В верхней части гусиноозерской серии залегают эффузивы, представленные субщелочными и щелочными базальтоидами [59]. В кайнозое продолжались дифференциальные движения по отдельным блокам, сопровождаемые накоплением угленосной молассы. Образование лав, субвулканических тел и гипабиссальных интрузивов трахибазальтовой (оливин-базальтовой) формации началось на границе юры и мела и продолжалось в третичном и четвертичном периодах.

Третичные базальтоиды Прибайкалья представлены двумя генетически обособленными сериями пород. Одна серия образует последовательный ряд от оливинового базальта через андезито-базальт — андезит — дацит к липариту; другая — от оливинового базальта через лимбургитовый базальт к трахибазальту, трахиандезитовому базальту и трахиту. Порфирировидные вкрапленники в субщелочных базальтоидах представлены магнезиальным оливином, плагиоклазом, титанавгитом, титаномagnetитом и магнетитом. В основной массе значительное количество цеолитов. В ряде случаев вкрапленники плагиоклаза обрастают каймой, состоящей из К-Na-полевого шпата. В полностью раскристаллизованных базальтоидах К-Na-полевой шпат вместе с цеолитами располагается в интерстициях между плагиоклазом и пироксеном. И.В. Белов указывает, что лавы субщелочных и щелочных базальтоидов всегда ассоциируют с оливиновыми базальтами и в своем распространении количественно подчинены последним. В Забайкалье заметно распространены лакколиты, дайки, штоки и силлы, сложенные трахидолеритами, эссекситами, кринанинами и бостонитами. Эти гипабиссальные интрузивы прорывают отложения верхней юры и нижнего мела и, вероятно, являются несколько более древними, чем верхнетретичные оливиновые базальты, с которыми они объединяются в единый оливин-базальтовый комплекс [58].

Показательным примером развития трахибазальтовой формации в Восточной Европе является Северо-Чешская вулканическая область. Магматические породы этой области в последние годы были детально описаны Л. Копецким. Автору настоящей работы довелось познакомиться с магматизмом Северной Чехии при совместных исследованиях, которые проводились геологическими институтами АН СССР и ЧССР [24]. Магматическая деятельность Северо-Чешской вулканической области охватывает промежуток времени от верхнего олигоцена до миоцена и представлена лавовыми потоками, субвулканическими телами и гипабиссальными интрузивами. Состав пород достаточно широк — от базальтов до фонолитов, эссекситов и трахитов. Л. Копецкий считает, что проявления щелочного базальтоидного магматизма в Северной Чехии связаны с началом процесса рифтообразования, а сама Северо-Чешская вулканическая область представляет собой часть протяженной ветви рифтовой системы, охватывающей Рейнский грабен и грабен Осло.

Приведенные материалы показывают, что ранний этап развития альпийского тектоно-магматического цикла на Большом Кавказе проявлялся по-разному в трех различно построенных, отличающихся геотектоническим режимом, структурно-формационных зонах. При этом каждая зона имеет аналоги среди структур подвижных областей других регионов, характеризующиеся сходным геотектоническим режимом. Магматические формации, образующиеся на раннем этапе тектоно-магматического цикла, являются чуткими индикаторами геотектонического режима и позволяют выявить как типичные черты в развитии магматизма подвижных областей, так и особенности, присущие каждому региону.

А.К. СИМОН, В.П. ЧАИЦКИЙ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Г.Д. Афанасьев, работы которого стоят у истоков новой ветви геологических наук — геологической петрологии, неоднократно подчеркивал, что прямой и важнейшей задачей этой науки является решение фундаментальных проблем теоретической геологии. Не менее важной задачей геологической петрологии, и это прекрасно показывают результаты тридцатилетних работ Г.Д. Афанасьева по изучению магматического Кавказа, является решение коренных вопросов региональной геологии, понимание которых без изучения магматических пород и их ассоциаций обычно недостаточно или невозможно.

Предмет характеристики данной статьи — магматические формации Западного и Центрального Предкавказья, геологически неоднородной области, которая в самом общем виде может быть охарактеризована как молодая платформа. Однако при ближайшем рассмотрении выясняется, с одной стороны, гетерогенность молодой платформы в пределах Предкавказья, а с другой — распространение отдельных структурных элементов за пределы рассматриваемой физико-географической единицы в пределы горной части Северного Кавказа, в Закаспий и на юго-восток Европейской равнины.

Отмеченная выше гетерогенность проявляется в трех отношениях: а) возрастной и структурной неоднородности фундамента платформы Предкавказья, б) в расчленении платформы на погруженную часть — плиту (подавляющая часть ее территории — все Предкавказье) и на участок с выступающим на поверхность фундаментом — южная часть платформы, вовлеченная в орогенное поднятие (Центральная часть Северного Кавказа), в) в наложении на структуры плиты, примыкающие непосредственно к геосинклинально-складчатой области альпид юга СССР, элементов альпийской структуры: Терско-Каспийского и Западно-Кубанского предгорных прогибов (фиг. 1, см. вкл.).

Важный вывод о возрастной неоднородности фундамента становится все более очевидным по мере развития глубокого бурения. Сейчас вполне уверенно выделяются следующие разновозрастные участки фундамента.

1. На северо-западе Предкавказья — раннедокембрийский свекофенско-карельский гранито-гнейсовый, гранитный и зеленокаменный цоколь, быстро погружающийся от Ростовского выступа Русской платформы в сторону Предкавказья и оборванный ломаной линией разломов примерно по границе Краснодарского края и Ростовской области. В строгом смысле эта часть Предкавказья безусловно относится не к молодой, а к древней эпикарельской платформе.

2. В Центральной части Предкавказья, на площади Ставропольского свода, выраженного в современной структуре плиты, а также на его западном, северо-западном и, отчасти, на восточном склоне, фундамент имеет верхнепалеозойский-герциньский возраст. Именно по этой наиболее изученной в отношении фундамента территории Предкавказская область получила название эпигерцинской Скифской плиты (платформы). Такой же

герцинский возраст имеет и фундамент в южной части молодой платформы на Северном Кавказе. Однако здесь в той или иной степени проявлена локальная переработка киммерийскими движениями.

3. На западе и юго-западе Предкавказья распространен, очевидно, наиболее молодой киммерийский фундамент, сложенный дислоцированными нижне- и среднеюрскими и более древними образованиями. Следует иметь в виду, что в этой части фундамент наиболее погружен (до 10–12 км) и наименее изучен. Неоднородность фундамента здесь не может быть доказана строго.

4. В восточных районах Предкавказья структурный комплекс фундамента по крайней мере отчасти является древнекиммерийским. Он образован дислоцированными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами триаса, аналоги которых обнажаются, в частности, на полуострове Мангышлак, на продолжении отдельных синклиналиных прогибов Восточного Предкавказья [108].

В Центральном и Западном Предкавказье исследователями ИГИРГИ, ВНИГНИ, ВСЕГЕИ, Краснодарского НИПИ Нефть, Ставропольского института НИИГаз и других учреждений намечен ряд возрастных, а для эффузивов и стратиграфических уровней развития магматических пород. В ряде работ дана достаточно полная петрографическая и химическая характеристика этих пород. Часть из них, прежде всего интрузивы, объединены в магматические формации, для эффузивных, туфогенных и экструзивных пород формации только намечаются [424]. В обзорных региональных работах [106] эффузивы и пирокласты включаются в состав крупных вулканогенно-осадочных и существенно осадочных формационных единиц. Такой подход вполне правомерен для общего регионально-геологического анализа территории. Однако дальнейшая детализация формационной принадлежности магматических пород дает возможность глубже понять общие особенности историко-геологического развития этой важной в экономическом отношении нефтегазоносной области.

С учетом материалов предшествующих исследователей намечаются следующие ассоциации магматических пород.

1. Ассоциация гранитоидов герцинского фундамента.
2. Ассоциация кислых и основных лав и туфов пермотриаса.
3. Ассоциация кислых и основных лав и туфов средней юры.
4. Ассоциация базальтоидов нижнего мела.

Магматические породы краевой части молодой платформы, обнаженные в Центральной части Северного Кавказа, в статье не рассматриваются.

АССОЦИАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ГЕРЦИНСКОГО ФУНДАМЕНТА

Верхнепалеозойские гранитоиды встречаются на площади развития герцинского фундамента, т.е. в пределах Ставропольского свода, до его восточного склона включительно, а на западе — вплоть до западного борта Восточно-Кубанской впадины (меридиан р. Пшехи) (см. фиг. 1). Не исключено также развитие верхнепалеозойских массивов в области киммерийского фундамента.

Возрастное положение гранитоидных интрузивов определяется следующими фактами: гранитоиды перекрываются с разрывом горизонтальными толщами мезозоя от нижнего триаса (междуречье Пшеха и Белая, Дагестанская площадь) до нижнего мела (Соколовская, Мавринская площади между городами Армавир и Кропоткин и многие другие районы). На многих площадях перекрывающими являются отложения нижней, а иногда средней и верхней юры [423].

Вмещающими гранитоиды породами являются филитовидные и аспидные сланцы, аргиллиты, алевролиты, измененные до стадии метagenеза и эпигенеза. Породы эти интенсивно дислоцированы, круто наклонены и кливажированы. Однако на ряде площадей в пределах Ставропольского свода и его западных склонов М.Ф. Жарковой, С.Н. Наумовой, Е.А. Андреевой, А.И. Егоровым в сланцах определены комплексы спор и пыльцы верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста [423].

Во многих местах (Черкасская, Майкопская, Южно-Леушковская, Ульяновская, Советская, Ипатовская площади) в непосредственной близости от скважин, вскрывших гранитные массивы, встречены метаморфические породы. Минеральные ассоциации и индекс-минералы в них (биотит—кварц, кварц—мусковит—альбит, кварц—хлорит—серицит—альбит иногда с амфиболом и альмандиновым гранатом) свидетельствуют о метаморфизме низких и в меньшей степени средних ступеней. Локальное распространение метаморфизованных пород, а в отдельных случаях — Надзорненская, Ульяновская, Мавринская площади — залегание измененных разностей непосредственно над интрузивами, по-видимому, указывает на их контактное происхождение [423, 227, 255].

Таким образом, период становления верхнепалеозойских гранитоидов охватывает интервал времени от конца нижнего карбона до конца перми. Радиогеохронологические данные (табл. 1) в общем не сильно расходятся с геологическими. Они также датируют время формирования гранитоидов пермь-карбоном по советской Геохронологической шкале 1964 г. и дают хорошую сходимость результатов для данного метода, особенно поразительную для Соколовского массива. По данным К-Аг датирования с учетом данных Г.Д. Афанасьева, а также Г.П. Корнева, В.Н. Любофеева [227] и других исследователей, формирование всех известных в Предкавказье гранитных массивов, а также гранитов, обнажающихся на дневной поверхности в так называемой Лабино-Малкинской зоне Северного Кавказа произошло геологически почти одновременно (в пределах точности метода). Отдельные, выпадающие из общего ряда цифры (хлоритизированный биотит из Соколовского массива, 136 млн. лет, и плагиогранит Черкесской площади, 190 млн. лет), следует связывать с нарушениями изотопных соотношений в процессах вторичного изменения пород (хлоритизация и т.д.).

В табл. 2 приведены некоторые данные по минеральному составу гранитоидов Предкавказья, а в табл. 3 — новые, ранее не публиковавшиеся данные по химизму гранитоидов.

Нормативные составы гранитов из табл. 3 нанесены на четырехкомпонентную диаграмму кварц—альбит—ортоклаз—анортит (фиг. 2). Положение фигуративных точек нормативного состава гранитоидов и выводы,

Таблица 1

Результаты радиогеохронологического датирования гранитоидов Предкавказья калий-аргоновым методом

Район отбора образцов, название разведочной площадки, № скважины, глубина отбора образцов (в м)	Порода	Анализируемый материал
Западный склон Ставропольского поднятия, Южно-Соколовская площадь, скв. 3, 4003	Биотитовый плагиогранит	Биотит хлоритизированный
Западный склон Ставропольского поднятия, Николенская площадь, скв. 4, 4194	Плагиогранит гирридизированный	Биотит слабо хлоритизированный
Западный склон Ставропольского поднятия, Соколовская площадь, скв. 22, 3650	Биотитовый плагиогранит	Биотит хлоритизированный
Сводовое широтное поднятие района Кавминвод-Черкесская, Лысогорская площадь, скв. 1, 2679	Биотитовый гранит-плагиогранит	Порода в целом
Верхнеподкумская площадь, скв. 5, 225	Хлоритизированный биотитовый плагиогранит	"
Верхнеподкумская площадь, скв. 8, 490	Плагио-микроклиновый биотитовый гранит	"
Черкесская площадь, скв. 2, 2094	Хлоритизированный биотитовый плагиогранит	"
Западный склон Ставропольского поднятия, Соколовская площадь, скв. 2, 3670	Роговообманково-биотитовый кварцевый диорит	"
Сальский выступ фундамента, Ульяновская площадь, скв. 1, 3119	Биотитовый гранит	Порода в целом
Сводовое широтное поднятие Кавминвод-Черкесская, Фроловская площадь, скв. 1	Гранит	"
Привольненская площадь, скв. 3, 2567	Пироксен-роговообманково-биотитовый диорит	Полевой шпат
Радыковская площадь, скв. 64	Кварцевый диорит	Порода в целом
Фроловская площадь, скв. 3, 4	Биотитовые двуслюдяные граниты	То же
Черкесская площадь, скв. 1, 6		"

Изотопный возраст, млн. лет	Геологический возраст перекрывающих отложений	Положение в геохронологической шкале 1964 г.	Автор или литературный источник	Лаборатория, аналитик
250 ± 8	J ₁	Пермь	А.К. Симон	ИГЕМ АН СССР, М.М. Аракелянц
252 ± 10	J ₁	"	"	То же
136 ± 6	K ₁	Границы юры и мела	"	"
214 ± 8	J ₃	Триас	"	"
238 ± 12	J ₁	Граница триаса и перми	"	"
268 ± 12	J ₁	Пермь	"	"
190 ± 14	J ₁	Граница юры и триаса	"	"
251 ± 15	K ₁	Пермь	Г.П. Корнев В.Н. Любофеев	ГИН АН Груз. ССР, М.М. Рубинштейн
245		"	"	Дагестанский филиал АН СССР, С.С. Сардаров
304—310	J ₁	Карбон	А.Я. Дубинский	ВСЕГЕИ
250—275		Пермь	"	"
270—275 304	J ₁	Пермь Карбон	" В.П. Чаицкий [423]	" ИГЕМ АН СССР

Таблица 2

Геологическая позиция некоторых гранитоидных массивов Предкавказья, типы и количественно-минеральный состав их пород в объемных %

Но- мер п.п.	Район отбора об- разцов, название разведочной площади	Номер сква- жины	Глубина залега- ния, м	Возраст пе- рекрываю- щих отло- жений	Порода	Количественно-		
						Кв	Пл	КПШ
1	Соколовская, Краснодарс- кий край	22	3650— 3652	K ₁	Плагиогранит	43,0	31,0	—
2	Кугоейская, Краснодарский край	1	3058— 3062	T ?	Та же	20,1 24,5	72,0 67,4	— —
3	Николенская, Краснодарский край	4	4194— 4195	J ₁	Плагиогранит гибридизиро- ванный	64,0	13,0	—
4	Южно-Соколов- ская, Красно- дарский край	5	4424— 4425	J ₂₊₃	Плагиогранит с микроклино- выми прожил- ками	45,4	38,7	—
5	Кугоейская, Краснодарский край	1	2839— 2842	T ?	Плагиогранит	20,4	51,0	—
6	Тот же	1	2899— 2904	T ?	Та же	55,8 64,2	29,0 23,5	— —
7	Ново-Деревян- ковская, Красно- дарский край	1	2721— 2723	T ?	Гранит сущест- венно микро- клиновый	40,6	20,5	32,3
8	Лысогорская, Ставропольский край	1	2679,5— 2681,8	J ₃	Плагиогранит лейкократовый	56,7 37,0	35,8 44,5	— —
9	Черкесская, Ста- вропольский край	2	2093	J ₁	Плагиогранит, близкий к дио- риту с ксеноли- том	37,8	33,6	—
10	Тот же	2	2094	J ₁	Плагиогранит среднезерни- стый	47,4	34,8	2,3
11	"	2	2294	J ₁	Меланократо- вый плагиогра- нит	28,4	40,5	—
12	"	2	2114	J ₁	Гранит-порфир жила (?) в пла- гиограните	6,8*	10,5*	—

минеральный состав, %										Примечание и перечень мине- ралов-приме- сей
Бт	Мс	Аф	Карб	Хл	Руд- ные	Сф	Эп	Ап	Цр	
11,5	-	-	12,5	1,0	0,5	-	-	-	-	
1,0	1,0	-	-	5	0,3	-	0,3	0,3	-	
4,6	0,3	-	-	0,7	1,0	-	1,5	-	-	
10,4	-	-	3,0	8,6	1,0	-	-	-	-	Хлорит с акти- нолитом
0,5	-	-	7,1	-	8,2	0,1			-	Рудный с се- рицитом
-	15,5	-	12,2	-	0,9	-	-	-	-	
10,4	0,3	-	-	0,5	0,9	1,7	-	0,4	-	
8,2	0,8	-	-	0,8	0,5	0,9	-	0,4	-	
-	1,3	-	2,1	0,6	1,6	0,9			-	
2,2	-	-	4,7	-	0,6	-	-			
1,9	2,1	-	13,1	-	-	-	1,4			
24,3	-	-	-	-	2,3	-	2,0			
10,3	-	-	-	-	2,5	-	2,7			
14,8	-	7,4	-	-	3,0	5,2	0,7			
	6,6*	-	-	-	1,9	-	-			Основная масса в сум- ме $\Sigma = 71,3$, скелетные высокопре- ломляющие агрегаты 2,9

Таблица 2 (окончание)

Номер п.п.	Район отбора образцов, название разведочной площади	Номер скважины	Глубина залегания, м	Возраст перекрывающих отложений	Порода	Количественно-		
						Кв	Пл	КПШ
13	Ульяновская, Ставропольский край	2	2912		Плагдио-микроклиновый гранит	26,8	9,0	—
14	Южно-Соколовская, Краснодарский край	3	4003—4008	J ₁	Плагдиогранит среднезернистый, серицитизированный	25,3	20,5	—
15	Верхнеподкумская, Ставропольский край	1	200	J ₁	Гранит плагдиомикроклиновый	41,2	46,4	
16	Тот же	1	178	J ₁	Пегматит мусковит-альбитовый	20,5	79,0	—
17	"	5	225	J ₁	Полнокристаллическая интрузивная порода типа плагдиогранита	33,2	31,9	—
18	"	8	490	J ₁	Гранит существенно плагдиоклазовый с редкими включениями микроклина	36,8	33,4	12,0
19	Верхне-Подкумская, Ставропольский край	11	195	J ₁	Диоритовый порфирит или дацит прорывает гранит (?)	24,2	51,6	—
20	Тот же	11	259	J ₁	Мигматиты плагдиоклаз-микроклинового гранита по крупночешуйчатому сланцу	20,4	34,0	—
21	Бугунтинская, Ставропольский край	75	1065	J ₃	Микроклиновый гранит (малкинский)	28,1	62,5	—

* Количество минерала, представленное во вкрапленниках.

минеральный состав, %										Примечание и перечень мине- ралов-приме- сей
Бт	Мс	Аф	Карб	Хл	Руд- ные	Сф	Эп	Ап	Пр	
41,3	-	-	-	-	1,4	14,3		0,5		Тонкозер- нистый аг- регат 6,7
14,4	-	-	9,3	30,5	-	-		0,06		
-	1,6	-	6,1	1,3	2,8	-	-	0,6	-	
-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	
11,4	10,0	-	-	-	9,0	1,4	-	3,0		
	6,6	-	-	-	-	-	-	3,0		Мирмекит 8,2
11,0	-	-	-	10,3	2,9	-	-	-		
36,5	0,8	-	-	5,6	1,5	-	-	0,5	0,7	
-	-	-	-	7,2	1,0	-	-	0,7	0,5	

Таблица 3

Химические и нормативные составы гранитоидов Предкавказья

Компоненты	Номер скважины и глубина, м			
	1;2679	4;4194	2;2912	22;3650
	1	2	3	4
Химические составы пород				
SiO ₂	66,50	62,20	67,11	57,75
TiO ₂	0,29	0,58	0,42	0,49
Al ₂ O ₃	14,90	15,62	15,36	15,95
Fe ₂ O ₃	2,18	1,47	1,18	1,43
FeO	0,92	3,63	2,27	2,41
MnO	0,07	0,13	0,07	0,14
MgO	2,00	2,83	0,87	1,57
CaO	2,45	4,74	1,67	7,68
Na ₂ O	3,64	3,01	4,44	3,06
K ₂ O	4,32	3,09	4,89	2,04
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,16	0,16
П.п.п.	2,79	2,35	0,53	6,87
Сумма	100,18	99,80	98,97	99,55
Нормативные составы пород (метод CIPW)				
<i>Q</i>	20,7	17,6	15,2	13,03
<i>C</i>	—	—	—	—
<i>Or</i>	25,60	18,37	28,94	11,69
<i>Ab</i>	30,93	25,17	40,37	30,41
<i>An</i>	11,40	20,03	5,84	21,70
<i>Di</i> {	<i>Wo</i>	—	1,05	0,70
	<i>fs</i>	—	4,49	2,77
	<i>en</i>	5,02	7,03	2,11
<i>Hu</i> {	<i>fs</i>	—	—	—
	<i>en</i>	—	—	—
<i>Ap</i>	0,34	0,34	0,34	0,34
<i>il</i>	0,61	1,21	0,76	0,91
<i>mt</i>	2,08	2,08	1,62	2,08
<i>ht</i>	0,80	—	—	—

Примечание. 1 — лейкократовый плагиогранит, Лысогорская площадь; 2 — гибридный плагиогранит, Николенская площадь; 3 — плагиомикроклиновый гранит, Ульяновская площадь; 4 — плагиогранит, Соколовская площадь; 5 — кварцевый диорит биотитовый, Тульская площадь; 6 — плагиогранит, Кугоейская площадь;

вытекающие из диаграммы, следует рассматривать как приблизительные, носящие оценочный, качественный характер. Это связано со значительным вторичным изменением гранитоидов (серцитизация плагиоклазов, хлоритизация биотитов, карбонатизация) и соответственно заметными и неравномерными от образца к образцу потерями при прокаливании, которые не учтены при нормативном пересчете. Приблизительный характер диаграммы определяется и некоторыми другими факторами.

Номер скважины и глубина, м

30;3515	1; 2829	1;3058	2;2094	2;3531	5;225
5	6	7	8	9	10

Химические составы пород

57,45	68,65	65,93	61,48	64,52	58,89
0,58	0,38	0,47	0,70	0,51	0,95
16,34	15,65	16,29	17,66	15,96	18,25
1,23	1,96	1,91	2,24	1,80	1,47
3,83	1,70	2,56	2,70	2,56	3,83
0,09	0,07	0,09	0,08	0,11	0,06
2,65	1,48	1,69	1,99	2,27	2,38
5,09	2,75	2,85	4,39	4,04	4,26
3,38	4,79	5,19	4,94	3,69	4,69
2,26	2,05	1,37	1,23	2,33	2,92
0,17	0,12	0,20	0,24	0,16	0,27
6,18	0,79	1,28	1,84	1,24	2,02
99,25	100,39	99,83	99,49	99,19	99,99

Нормативные составы пород (метод CIPW)

12,55	24,7	20,47	14,90	21,50	6,31
—	0,82	1,33	0,51	0,51	—
13,36	12,24	8,35	7,24	13,36	17,25
28,84	40,37	44,04	41,94	31,46	39,85
22,53	12,79	13,35	21,14	18,91	19,75
0,81	—	—	—	—	—
5,14	—	—	—	—	—
6,63	—	—	—	—	—
—	1,06	2,51	2,11	2,64	4,35
—	3,71	4,22	5,02	5,62	5,92
0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,50
1,21	0,76	0,91	1,37	0,91	1,82
1,62	2,78	2,78	3,24	2,55	2,08
—	—	—	—	—	—

7 — плагиогранит, Кугоейская площадь; 8 — плагиогранит среднезернистый, Черкеская площадь; 9 — кварцевый диорит биотитовый, Отрадокубанская площадь; 10 — плагиогранит крупнозернистый, верхнее течение р. Подкумок (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

В целом точки рассматриваемых гранитов фундамента Центрального и Западного Предкавказья располагаются вблизи котектического порога, ограниченного линиями P_{H_2O} 2 и 10 кбар. Эти составы близки к эвтектоидным для мезоабиссальных гранитов. Однако обращает внимание существенный разброс точек; он прежде всего связан, конечно, с тем обстоятельством, что по условиям бурения мы имеем единичные образцы и единичные анализы из разных и достаточно удаленных массивов. Возможно, сам факт



Фиг. 2. Положение фигуративных точек гранитоидов Предкавказья на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз-анортит

Линии на чертеже ограничивают область котектических расплавов при P_{H_2O} от 2 (вверху) до 10 кбар. Пунктиром ограничена область несмесимости полевых шпатов. Цифры около точек обозначают номера анализов и образцов, соответствующих таковым в табл. 3

разброса говорит о неоднородности условий становления гранитоидов фундамента и кристаллизации их из разных объемов расплава, образовавшихся и эволюционировавших в различных условиях. Так, например, точки 4 и 5 по своему положению на диаграмме (верхний треугольник) отвечают составам, образовавшимся при большем давлении воды, чем составы 2, 9.

Помимо P_{H_2O} , фактором, меняющимся от массива к массиву, может являться химический потенциал щелочей [164]. При повышении последнего расширяется поле кристаллизации ортоклаза и эвтектика смещается в сторону кварц-альбитового ребра. Именно по этой причине могут располагаться близ этой стороны треугольника точки 6, 7 и 8. Последние соответствуют гранитоидам из массивов, расположенных среди наиболее древних девонских (7 и 8) и, возможно, докембрийских (6) метаморфических толщ. Как раз в этих случаях можно предполагать наличие в нижних частях метаморфической оболочки чарнокитоидных и гранулитовых комплексов, при анатектическом плавлении которых возникают расплавы с повышенным химическим потенциалом щелочей [226].

Сходное поведение щелочей отмечается иногда и при формировании кислых расплавов как остаточных дифференциатов базитовых магм. Однако в данном случае это предположение весьма маловероятно, так как

габброидные породы глубинного облика нигде в ассоциации с гранитами в Предкавказье не вскрыты.

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что на плоскости альбит-ортоклаз-анортит фигуративные точки располагаются в области несмесимости полевых шпатов. Это дополнительно указывает на формирование пород при давлении $P_{H_2O} > 3$ кбар и, следовательно, о мезоабиссальных условиях и глубинах становления более 5–6 км.

Однако за период среднего-верхнего карбона и перми, во всяком случае до начала триаса, перекрывающие толщи столь значительной мощности были эродированы и массивы были выведены на дневную поверхность, где позже перекрывались осадками мезозоя. Это обстоятельство говорит об интенсивных контрастных, тектонических и горообразовательных движениях на территории региона в конце палеозоя (орогенный режим?).

При оценке геологической значимости и формационной принадлежности гранитоидов Предкавказья следует учесть следующие факты.

Все известные до сих пор и предполагаемые по геофизике массивы распространены в пределах Ставропольского свода и восточной части Краснодарского края (западное и восточное обрамление Восточно-Кубанской впадины). В Восточном Предкавказье гранитоиды неизвестны, а в пределах его наиболее западных районов (Западно-Кубанский прогиб и т.д.) они не вскрыты из-за большой толщины чехла.

На указанной территории удельный вес гранитоидов чрезвычайно высок. В площадном отношении они занимают не менее 10–15% площади и более (см. фиг. 1) [227]. Размеры отдельных даже мелких массивов достигают 100–200 км², средних — 400–500 км², а территории Кисловодско-Черкесского и Тызыл-Малкинского гранитоидных полей, занятых предположительно разобщенными плутонами, — 10 000 км².

Как уже отмечалось, временной интервал формирования всех гранитоидов невелик — от начала среднего карбона до конца нижней перми [425]. Теоретически за это время могло формироваться несколько сближенных во времени формаций, а практически, конечно, правдоподобнее считать всю совокупность массивов Предкавказья — полифазным комплексом подобно тому, как это показано для Северного Кавказа [30, 31]. В этой связи следует также иметь в виду и близкий состав пород в различных массивах: диорит—гранодиорит—гранит и одинаковый характер строения многих из них [423].

Гранитоиды Предкавказья пространственно нигде не ассоциируются с какими-либо габброидами, щелочными породами, синхронными эффузивами, что важно для определения их формационной принадлежности.

Есть первые опыты использования для целей формационного анализа приведенных четырехкомпонентных диаграмм (Ф.П. Митрофанов и др. [281], см. рис. 40–42). Судя по этим диаграммам поле составов гранитоидов Предкавказья более всего походит на поля составов группы формаций соскладчатых существенно плагноклазовых мигматитов и гранитоидов катазоны. Однако следует сделать поправку на эволюцию магматизма от раннего докембрия до верхов палеозоя, поэтому аналогия должна рассматриваться только в том смысле, что первичные расплавы анализируемых гранитоидов могли формироваться, а затем перемещаться

из тех глубоких зон метаморфической оболочки, где происходило образование *in situ* архейских плаггиомигматитов, кислых гранулитов, чарнокитоидов.

Таким образом, все разрозненные и еще неполные сведения приводят к противоречивым выводам о формационной принадлежности данных гранитоидов, которые согласуются лишь в самых общих положениях. Эти положения таковы: гранитоиды безусловно принадлежат к ассоциациям, где плаггиограниты и кварцевые диориты являются ведущим типом пород. По стратиграфической и тектонической позициям они не связаны с ортогеосинклинальными образованиями и, следовательно, вряд ли относятся к габбро-плаггиогранитной группе ортогеосинклинальных магматитов [237]. Предпочтительнее рассматривать их как образования орогенного этапа развития герцинского фундамента Предкавказья.

Малые размеры массивов, предположительная их связь с разломами поперечного к складчатости простирания [423], широкое распространение средних по составу пород делают предпочтительным отнесение этой ассоциации к ряду вулканогенных интрузивных формаций, к габбро-диорит-гранодиоритовой группе этого ряда, в понимании Ю.А. Кузнецова [23].

Ю.А. Кузнецов отмечает большое сходство этой группы формаций с формационной группой батолитовых гранитоидов. Во многих случаях провести четкую границу между этими образованиями можно только при наличии целого комплекса геологических и петрологических признаков, полученных путем детальных геологических съемок. Для массивов, погребенных под мощным чехлом молодых осадков и вскрытых небольшим количеством скважин, такие данные отсутствуют. Пока мы не знаем в составе фундамента Предкавказья эффузивов, близких по возрасту рассматриваемым гранитоидам, или габброидов, которые можно было бы рассматривать в качестве ранних фаз для магматических комплексов, представляющих группу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций. Это существенно снижает обоснованность вывода о формационной принадлежности описанных выше пород.

В то же время на Северном Кавказе (Тызыл-Малкинский массив) есть крупные поля гранитоидов, соизмеримые с батолитами, которые несколько отличаются от рассмотренных гранитоидов по составу и, возможно, имеют более молодой возраст. Учитывая это, нельзя исключить существование в Предкавказье и в приподнятой части плиты (на Северном Кавказе) другой формации — гранитоидных батолитов, к которой может принадлежать та или иная часть погребенных массивов региона.

ГЕОЛОГИЯ ЭФФУЗИВОВ ПЕРМО-ТРИАСА

Эффузивы пермо-триаса и юры распространены в Западном Предкавказье в пределах Ейско-Березанской зоны поднятий и вблизи нее, в Центральном Предкавказье в пределах Ставропольского свода и на восточном склоне его, а также в Восточном Предкавказье, где они развиты весьма широко.

Как отмечалось, эти районы имеют разнородный по возрасту и строению фундамент и соответственно несколько отличаются по мезозойской исто-

рии развития. Поэтому геологическая позиция и формационная интерпретация кислых эффузивов от региона к региону несколько варьирует.

Основное внимание в данной работе уделяется эффузивам Западного Предкавказья.

Возрастная датировка вмещающих эффузивы осадков базируется на определениях малопредставительной фауны пелиципод, микрофауны и другой органики. В ряде случаев фауна выглядит переотложенной. Учитывая эти обстоятельства и принимая во внимание несогласное налегание лейаса на данные отложения на северном склоне Большого Кавказа, некоторые исследователи считают несомненным их триасовый возраст. Другие, в том числе и один из авторов данной статьи, настаивают на более осторожном подходе, относя толщи, вмещающие кислые эффузивы, предположительно к пермо-триасу. Следует добавить, что рассматриваемые образования залегают в узких, подчас грабенообразных прогибах и заметно дислоцированы. Углы наклона слоев достигают 80° .

Изотопный возраст, относящийся непосредственно к эффузивам, дан в табл. 4. Цифры, которыми располагают авторы, как видно из табл. 4, явно недостаточны для какой-нибудь статистической представительности. Кроме того, они заметно расходятся с биостратиграфическими и стратиграфическими данными. Только андезит (обр. 1 с/4600) из скв. 1 Березкинской площади (Терско-Кубанский прогиб) попадает по изотопному возрасту на радиометрическую границу юры и триаса. Большинство же остальных цифр соответствует временному интервалу юры, в том числе и образец эффузивов из скв. 1 Березкинской площади (обр. 1с/5495), который расположен гипсометрически и стратиграфически ниже первого, но тем не менее моложе его. Резко заниженный возраст некоторых образцов, особенно из скв. 8 Владимировской площади, связан с каким-то геохимическими аномалиями и не находит геологического истолкования.

Вещественный состав рассматриваемой группы эффузивов отражают приводимые петрографические и петрохимические данные (табл. 5). Анализ этих данных удобнее привести ниже, так как многие особенности состава данных эффузивов оказываются сходными с таковыми более молодой — юрской формации.

Эффузивы юры распространены в Западном и в Восточном Предкавказье, встречаются и на склонах Ставропольского поднятия. В Западном Предкавказье вмещающие их осадки содержат либо байосскую, либо домер-тоарскую микро- и макрофауну. Породы относятся к пирокластической, эффузивно-экструзивной и субинтрузивной фациям.

В Восточном Предкавказье эффузивы имеют более ограниченное распространение, причем вскрытые на Березкинской, Голубинской и Отказненской площадях эффузивы и дайки чаще основного состава могут быть датированы и триасом, и проблематично — низами юры.

Таким образом, если пермо-триасовые эффузивы распространены главным образом в Восточном и Центральном Предкавказье и не совсем достоверно — в Западном, то более молодые — юрские — сосредоточены именно здесь.

Данные по химизму юрских, а также более древних эффузивов приведены в табл. 5, а также в статье В.П. Чаичкого на эту тему ([424], см.

Таблица 4

Результаты радиогеохронологического датирования кислых и средних эффузивов мезозоя Предкавказья (валовая проба) калий-аргоновым методом*

№ п.п.	Номер скважины	Глубина, м	Район отбора образцов, название разведочной площади
1	1	2846	Западное Предкавказье, Лебяжинская площадь
2	42	2495	Западное Предкавказье, Крыловская площадь
3	1	2524	Западное Предкавказье, Северо-Каневская площадь
4	1	5495-5500	Восточное Предкавказье, Березкинская площадь
5	5	2804	Восточное Предкавказье, Голубинская площадь
6	1	4600	Восточное Предкавказье, Березкинская площадь
7	2	3959-3966	Западное Предкавказье, Николенская площадь

* По А.К. Симону; аналитик М.М. Аракелянц, ИГЕМ АН СССР.

таблицу). Эти таблицы в совокупности представляют собой наиболее полную сводку анализов рассматриваемых пород.

Простое сопоставление абсолютных величин главнейших породообразующих окислов по данным таблиц, а также на диаграмме SiO_2 — сумма щелочей (фиг. 3) обнаруживает большую пестроту в составе эффузивных ассоциаций пермо-триаса, с одной стороны, и юры — с другой. По содержанию кремнекислоты породы варьируют от липарито-дацитов до базальтов, а по общему содержанию щелочей — от пород пониженной щелочности (низкощелочных) до субщелочных (повышенной щелочности).

Количество находок пермо-триасовых пород и соответственно количество анализов пока недостаточно даже для элементарной статистики. Поэтому приходится констатировать, что в их составе равномерно представлены все типы от деллинитов до базальтов. В составе же юрской ассоциации, где количество определений превышает 30 шт., уже намечается (см. диаграмму, фиг. 3) два статистических максимума в области дацитов ($63-68\% \text{SiO}_2$), базальтов и андезито-базальтов вместе с частью андезитов ($47-58\% \text{SiO}_2$). В интервале $58-61\% \text{SiO}_2$ и несколько шире намечается разрыв составов. Следует подчеркнуть, что контрастные по химизму разности пород встречаются иногда в пределах одной нефтеносной площади (Челбасская, Крыловская), т.е. на территории от нескольких до десятков квадратных километров. Еще чаще контрастные породы встречаются на соседних площадях на расстоянии десятков километров друг от друга

Порода	Изотопный возраст, млн. лет	Биостратиграфическая датировка	Положение в геохронологической шкале СССР 1964 г.
Липарит, карбонатизированный (экструзивный?)	161 ± 10	T ₂ (?)	Средняя юра
Андезито-базальт метаморфизованный в низкотемпературной фации	147 ± 5	J (?)	Верхняя юра
Андезит, карбонатизированный	102 ± 10	T ₂	Нижний мел
Кристаллокластический туф липарита	157 ± 7	T ₂	Верхняя юра
Долерит	158 ± 14	T ₂	"
Андезит, интенсивно карбонатизированный	194 ± 14	T ₂	Границы юры и триаса
Базальт щелочной, оливинный	68 ± 8	Cr ₁	Верхний мел

В петрохимическом плане показательны отношения K/Na в породах как пермо-триасовой, так и юрской ассоциаций. Общее содержание щелочей, как отмечалось, повышено до субщелочных разностей только в основной части ряда (базальты и андезито-базальты). Однако отношение K/Na вне зависимости от низкого или высокого уровня общей щелочности оказывается повышенным во всех без исключения породах. На известной диаграмме А.А. Маракушева и Е.Б. Яковлевой [264] нанесены отношения щелочей в различных по кремнекислотности (преимущественно кислых) породах. Для размещения фигуративных точек наших анализов пришлось экстраполировать диаграмму влево, в область пород среднего состава (фиг. 4). Базальтоиды не нашли места на диаграмме как и несколько анализов, в которых величина отношения K/Na превышает коэффициент 1,5. В последнем случае просмотр шлифов показывает, как правило, крайне интенсивное автотасоматическое изменение пород (карбонатизацию, сосюртитизацию и т.д.), связанную, по-видимому, с переслаиванием пород эффузивной и субинтрузивной фаций с водонасыщенными пелитовыми, алевроитовыми и карбонатными отложениями.

Фигуративные точки остальных составов без исключения располагаются в пределах поля I-B и реже — поля II рассматриваемой диаграммы. А.А. Маракушев и Е.Б. Яковлева [264] на основании статистических данных считают эти поля характерными для составов орогенных эффузивов, причем в поле I-B попадают эффузивы ранней стадии этапа, а в поле

Таблица 5

Химический состав эффузивов пермо-триаса и мезозоя Предкавказья (в вес.%)

Компоненты	Номер скважины, глубина, м					
	1;4600	1; 5495- 5500	1; 5282	1; 3341	1; 2524	8; 5100
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,94	72,80	65,73	49,55	57,81	47,35
TiO ₂	0,59	0,23	0,51	1,02	0,63	1,50
Al ₂ O ₃	17,62	13,33	16,12	17,28	16,93	16,28
Fe ₂ O ₃	1,78	1,20	1,61	3,54	6,13	6,23
FeO	4,05	0,83	2,27	6,81	0,85	2,54
MnO	0,32	0,03	0,07	0,17	0,04	0,08
MgO	1,95	1,39	3,80	5,08	4,22	7,60
CaO	2,79	0,90	0,65	7,55	5,59	4,90
Na ₂ O	2,98	3,38	1,38	2,32	3,10	5,97
K ₂ O	1,50	3,98	3,32	1,59	0,58	0,72
P ₂ O ₅	—	—	0,25	0,12	0,17	—
П.п.п.	9,83	2,02	4,11	4,21	3,13	6,77
С у м м а	100,35	100,09	99,82	99,24	99,18	99,94

Эффузивы пермо-триаса: 1 — андезит, Ставропольский край, Березкинская площадь; 2 — туф кислого состава, Березкинская площадь; 3 — туф дацита, Березкинская площадь; 4 — измененный базальт, Краснодарский край, Отраденская площадь; 5 — андезит, Краснодарский край, Северо-Каневская площадь; 6 — базальт, Ставропольский край, Отказненская площадь; 7 — карбонатизированный андезито-базальт, Краснодарский край, Мигутинская площадь; 8, 9 — дацит, Краснодарский край, Тимашевская площадь (контрольный анализ); 10 — андезито-базальт, Краснодарский край; Крыловская площадь; 11 — андезито-базальт, Крыловская площадь; 12 — андезит, Ставропольский край, Подсолнечная площадь; 13 — базальт, Ставропольский край, Пошелкинская площадь; 14—15 — базальт, Ставропольский край, Рагулинская пло-

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Номер скважины, глубина, м						
	2;2900	2;2900	2; 3555- 3562	5; 2784	5; 3655	3; 3568	2; 3959- 3966
	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,13	49,79	68,95	46,80	45,19	44,15	39,73
TiO ₂	1,36	1,42	0,29	1,80	2,11	2,03	2,37
Al ₂ O ₃	16,56	16,57	13,43	15,40	15,05	14,96	17,88
Fe ₂ O ₃	1,69	1,87	0,91	3,71	8,92	4,52	9,85
FeO	7,81	7,10	1,28	6,02	4,40	7,42	6,55
MnO	0,20	0,17	0,21	0,22	0,11	0,17	0,05
MgO	7,74	7,06	0,96	9,00	8,13	8,84	5,80
CaO	6,06	6,52	3,23	6,50	8,46	9,13	3,25
Na ₂ O	4,84	4,69	2,25	4,04	2,44	2,61	1,63
K ₂ O	0,27	0,29	3,84	0,60	0,87	1,63	1,93
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,10	—	0,37	—	—
П.п.п.	4,22	4,24	4,00	6,30	4,68	5,14	11,55
С у м м а	100,08	99,92	99,45	100,39	100,73	100,60	100,59

Номер скважины глубина, м

2; 2700	5; 4330	5; 4330	42; 2457	42; 2495	3; 3588	2; 2897
7	8	9	10	11	12	13
50,87	63,70	62,27	53,44	53,75	57,52	48,67
0,64	0,41	0,40	0,76	0,77	0,78	1,34
15,83	15,24	15,53	17,46	14,13	18,44	16,90
0,86	1,11	1,07	5,97	2,40	4,16	2,16
5,40	2,84	4,12	1,56	4,18	1,27	7,21
0,12	0,22	0,24	0,19	0,08	0,08	0,16
2,65	0,85	1,79	5,56	8,97	3,65	8,11
6,27	3,68	2,18	7,37	4,17	3,41	6,40
0,07	0,74	0,29	3,13	4,28	5,10	4,19
0,15	1,94	3,04	0,67	2,23	1,39	0,28
0,15	0,14	0,16	0,20	—	0,28	0,20
15,81	7,97	8,05	3,73	4,92	3,44	5,05
98,82	98,84	99,14	100,04	99,88	99,52	100,67

щадь (контрольный анализ); 16 — туф липарито-дацита, Ставропольский край, Новокумская площадь; 17 — долерито-базальт, Ставропольский край, Голубинская площадь.

Эффузивы нижнего мела: 18 — базальт, Краснодарский край, Южно-Соколовская площадь; 19 — оливиновый базальт, Южно-Соколовская площадь; 20 — оливиновый базальт, Краснодарский край, Николенская площадь.

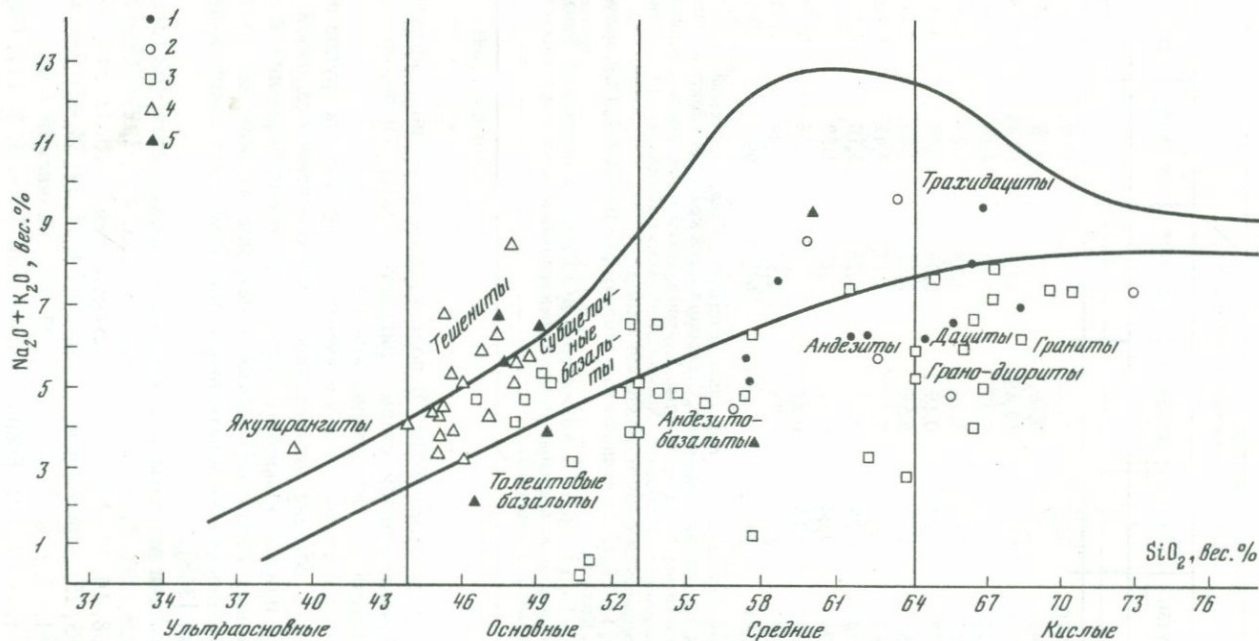
Анализы 1, 2, 6, 11, 17, 19, 20 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Г.С. Есикова, Д.Н. Князева;

Анализы 3—5, 7—10, 12—16, 18 — лаборатории ВСЕГЕИ, аналитики И.Ю. Бунакова, Г.А. Дмитриева. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом с химическим контролем по отдельным элементам.

II — поздней стадии этого этапа. В поле кислых и средних эффузивов собственно геосинклинальной стадии фигуративные точки пермо-триасовых и юрских эффузивов отсутствуют полностью.

Базальтоиды нижнего мела мало изучены. До сих пор эта группа пород описывалась или в составе нижнемеловой вулканогенно-осадочной подформации [106], или как нижнемеловая вулканогенная формация. В связи с получением новых петрографических и петрохимических данных представляется возможным обосновать выделение самостоятельной вулканической формации [368].

Породы формации вскрыты скважинами на Александровской (скв. 14, 15, 16, 22, 27, 28, 29), Трехсельской (скв. 1, 2, 3, 4, 5, 7, 23), Советской (скв. 1, 2, 3, 6, 8, 10, 15, 20), Южно-Советской (скв. 3, 10, 11, 24), Успенской (скв. 1, 2, 3, 25), Армавирской (скв. 26, 34, 35, 37, 38, 42), Бесскорбненской (скв. 1, 2, 4, 6, 7, 10, 11, 19, 27, 30), Лабинской (скв. 15, 26), Темиргоевской (скв. 4, 29), Южно-Соколовской (скв. 3, 5, 11), Отрадо-Кубанской (скв. 2, 21), Николенской (скв. 2, 12), Ленинградской (скв. 11, 14, 30), Старо-Минской (скв. 5, 31) площадях. Таким образом,



Фиг. 3. Положение магматических пород Предкавказья на классификационной диаграмме SiO₂ – сумма щелочей (вариант Петрографического комитета [199])

1 – гранитоиды; 2–5 – эффузивы: 2 – пермо-триаса, 3 – юры, 4 – нижнего мела, 5 – пермо-триаса и юры, датированные предположительно

эти образования слагают узкую дугообразную полосу, имеющую в предгорных, прилегающих к Северному Кавказу, районах северо-западное простирание и ширину до 60 км. По простиранию на северо-запад она постепенно сужается и изгибается, приобретая в районе Старо-Минской и Ленинградской площадей запад-северо-западное простирание (см. фиг. 1). Параллельно происходит сокращение мощности вулканогенных пород. В Бесскорбненском районе она достигает 100–300 м, в северо-западном направлении, в районе г. Армавира, происходит сокращение мощности до 10–45 м, а еще далее — до 5–25 м.

Вулканиды имеют четкую стратиграфическую привязку, поскольку повсеместно связаны с базальными слоями среднего апта (конгломераты, гравелиты, песчаники и т.д.) и вместе с ними трансгрессивно перекрывают различные отложения от пермо-карбона до титон-неокома. В большинстве случаев формация согласно перекрывается отложениями верхнего апт-альба, а на Успенской и Александровской площадях — палеоцена и верхнего мела соответственно.

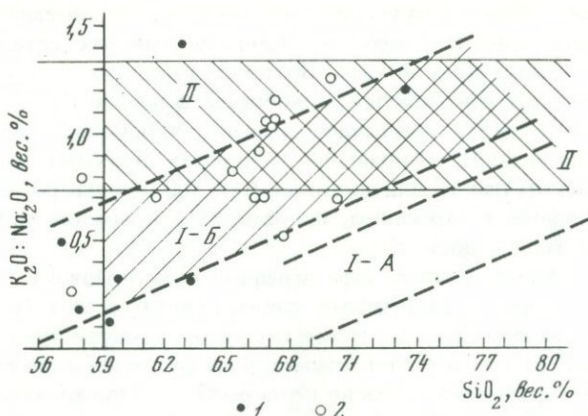
Единственное определение изотопного возраста калий-аргоновым методом по валовой пробе оливинового миндалекаменного базальта с глубины 3959–3966 м (Николенская площадь, скв. 2) дало величину $68 \pm \pm 8$ млн. лет. Эта цифра представляется заниженной и не соответствующей стратиграфическому положению образца, который располагается в подошве нижнего мела. Причина занижения непонятна, так как содержание калия в породе превышает 1,6%.

В тектоническом отношении эффузивы приурочены к средней горизонтально лежащей части чехла Скифской плиты и залегают полого. Однако следует подчеркнуть, что полоса их распространения пространственно приурочена к зоне тектонических дислокаций, выраженных локальными поднятиями начала среднего мезозоя: Армавирско-Невинномысским валом на юго-востоке и северо-восточным обрамлением Ейской впадины.

Породы, слагающие аптскую вулканогенную толщу, будучи однородными по вещественному составу, весьма разнообразны в фациальном отношении. Наряду с лавами, по крайней мере для Армави́ро-Бесскорбненского района, установлено широкое развитие литокластических и кристаллокластических туфов, а также агломератных лав и туфобрекчий. Некоторые исследователи [424] отмечают, что в Армави́ро-Бесскорбненском районе разрезы формации сложены в основании эффузивными покровами с прослоями агломератных лав, туфов и осадочных пород, а в верхней части разреза — туфобрекчиями и туфами с подчиненными им лавами. В северо-западном продолжении полосы вулканитов следов эксплозивной деятельности не обнаружено.

Переслаивание базальтоидных лав и пирокластов с осадочными отложениями, постепенный переход последних через туффиты к вулканогенным образованиям и наличие в осадочных прослоях глауконита свидетельствуют о подводном, и преимущественно морском, характере извержений.

Петрографический, минеральный и количественно-минеральный состав пород формации лучше всего представляют лавовые разновидности. Массивные черные, часто с темно-бурыми и буро-красными потеками ожелезнения базальты местами переполнены крупными и мелкими светлыми



Фиг. 4. Положение вулканитов Предкавказья на диаграмме "Отношение щелочей в зависимости от кремнекислотности" [264].

Поле I-A — раннегеосинклинальные преимущественно контрастные натриевые эффузивы; поле I-B — раннеорогенные натриево-калиевые преимущественно наземные; поле II — позднеорогенные калиевые вулканиты

1 — пермо-триасовые эффузивы (в основном Центральное Предкавказье); 2 — юрские эффузивы (в основном Западное Предкавказье)

миндалинами. Обычно характерны долеритовая, интерсертальная и гиалопилитовая структуры, которые местами обнаруживают переход к порфировидной. Главные минералы: моноклинный пироксен, основной плагиоклаз, серпентинизированный оливин, участки разложившегося стекла. Характерна заметная примесь титаномагнетита, коричневого, резко плеохроирующего амфибола типа керсутита, местами анальцима. Миндалины выполнены кальцитом, халцедоном, хлоритом, цеолитами.

Перечень минералов, количественно-минеральный состав пород и их микроструктурные особенности показывают, что петрографически рассматриваемые лавы принадлежат к группе базальтов. Однако повышенное количество рудного минерала, субщелочной титанистый амфибол, анальцим в сочетании с заметным количеством оливина заставляют думать, что базальты данной формации относятся к производным ветви базальтовой магмы.

Определяющая роль в классификации базальтов принадлежит петрохимии.

В распоряжении авторов имелось 19 силикатных анализов базальтоидов (лавы, лавобрекчии), большая часть которых недавно опубликована [424], остальные приведены в табл. 5. В данной статье дается осмысление этих петрохимических данных.

На фиг. 3 приведена диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ пород всех магматических формаций Предкавказья. Идея этой диаграммы, предложенная Дж. Мак-Дональдом и Т. Катцурой в 1964 г., разработана номенклатурной комиссией Петрографического комитета ОГГГ, в которую входили М.Б. Бородаевская, О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, Н.П. Михайлов, Т.И. Фролова, М.А. Петрова, Н.А. Румянцева и др. Этими исследователями

нанесено на диаграмму огромное количество анализов различных групп пород и статистически определены границы между полями этих групп [189]. На составленной таким образом основе базальты аптской толщи Западного Предкавказья четко обособились в зоне субщелочных и щелочных эффузивов и заняли четкие поля: субщелочных базальтов, тешенитов, щелочных базальтов. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в наименьшей степени искажает первичные соотношения компонентов в продуктах кристаллизации магматических расплавов и поэтому полученные по ней данные наиболее объективно свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых базальтоидов к группе пород повышенной щелочности и щелочных.

На фиг. 5 графически выражены результаты нормативного пересчета, который в тех или иных вариациях лежит в основе современных петрохимических классификаций базальтоидов [181, 120]. Авторы последней из названных работ, проанализировав большой материал по толеитовым и щелочным базальтам континентов, нашли возможным выделить среди них на основании петрохимического пересчета шесть групп пород.

1. Перенасыщенные кремнеземом толеиты с нормативным кварцем и гиперстеном.

2. Насыщенные кремнеземом оливиновые толеиты с нормативным гиперстеном.

3. Ненасыщенные кремнеземом оливиновые толеиты с нормативным оливином и гиперстеном.

4. Щелочные оливиновые базальты с нормативным оливином и нефелином до 5%.

5. Базанитоиды с содержанием нормативного нефелина 5 — 10%.

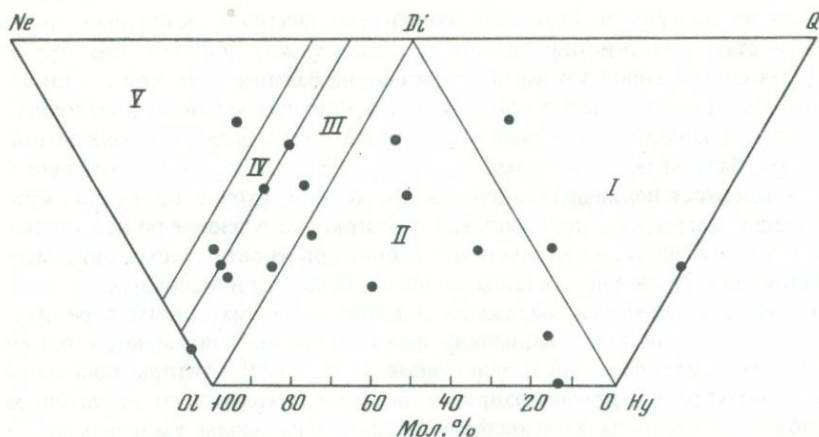
6. Щелочные базанитоиды с содержанием нормативного нефелина более 10%.

На диаграмме фиг. 5 первая группа пород располагается в поле $Di - Hy - Q$; вторая и третья — в поле $Di - Ol - Hy$, а остальные — в поле $Di - Ol - Ne$.

Нетрудно видеть, что более половины фигуративных точек аптской базальтоидной формации Предкавказья располагается в поле $Di - Ol - Ne$, т.е. принадлежат к группам щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов и щелочных базанитоидов. Подавляющая часть остальных анализов попадает в поле ненасыщенных кремнеземом оливиновых толеитов и один анализ — в поле кварцевых толеитов.

Таким образом, уже теперь по ограниченному фактическому материалу видна принадлежность рассматриваемых пород к щелочным оливиновым базальтам и базанитоидам. Незначительную долю среди них, очевидно, составляют оливиновые толеиты и, возможно, кварцевые, но последние составляют резко подчиненное положение.

Формационная принадлежность аптской вулканогенной толщи определяется весьма четко. Резкое преобладание в ее составе субщелочных и щелочных продуктов кристаллизации базальтовой магмы: щелочных оливиновых базальтов и базанитоидов в сочетании с подчиненным количеством оливиновых толеитов и еще более редкими кварцевыми толеитами, общая повышенная щелочность базальтоидов, преобладание натрия над калием, повышенное содержание титана и железа, часто высокая степень



Фиг. 5. Положение точек нормативных составов нижнемеловых базальтоидов Западного Предкавказья на классификационной диаграмме Гладких-Пятенко (1974)

I – поле кварцевых толеитов; II – поле оливиновых толеитов; III – поле щелочных оливиновых базальтов; IV – поле базанитоидов; V – поле щелочных базанитоидов

окисленности последнего – все эти петрохимические признаки однозначно определяют принадлежность базальтоидов к серии щелочных оливиновых базальтов (трахибазальтов). Породные ассоциации, преимущественно сложенные названными разновидностями, принято выделять в формацию щелочных оливиновых базальтов (трахибазальтов) [237, 187, 267].

Характерные признаки этой формации обнаруживаются и в петрографическом облике пород: много разновидностей с модалным оливином, титаномагнетитом; обнаружены анальцит и признаки щелочных полевых шпатов в основной массе. Фациальный облик пород обычен – сочетание туфов, агломератов и лав. Обстановка накопления пород формации следующая: приуроченность вулканитов к узкой полосе, очевидно, связанной с разрывными нарушениями, преобладание продуктов извержений центрального типа, относительно небольшая мощность (в среднем 25–100 м). Эти признаки являются, как известно, также типичными для подобных ассоциаций.

Несколько необычным является переслаивание вулканитов морскими глауконитовыми осадками. В типичных случаях в ассоциации с трахибазальтоидами встречаются континентальные или паралические отложения. Однако привлечение более широких материалов по всей территории Западного Предкавказья показывает, что мелководные прибрежно-морские осадки с глауконитом распространены только в Бесскорбненском районе. В целом же для этой части Предкавказья в аптское время характерны, по данным М.С. Бурштара и других [386], отложения "низменных равнин", "равнин, заливающихся морем", т.е. как раз образования паралического типа.

Нахождение подобной магматической ассоциации в отложениях, считавшихся типичным чехлом молодой платформы, ставит важные вопросы

историко-геологического развития региона. Известные до сих пор области ее развития связаны, с одной стороны, с районами классического рифтообразования (Северо-Восток Африки, Байкальские впадины, Рейнский грабен), с другой — с наложенными орогенными впадинами поздних этапов становления складчатых областей — впадины Южной Сибири, Северных нагорий Шотландии [294].

Все сказанное заставляет искать в основании чехла Ейско-Березанской и Армавирско-Бесскорбненской полосы либо погребенную зону разломов типа южного ограничения Днепровско-Донецкой впадины [47], либо погребенный рифт.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность магматических формаций фундамента и чехла Скифской плиты вырисовывается теперь отчетливо. Снизу вверх этот ряд выглядит следующим образом.

1. Ассоциация диорит-гранодиорит-гранитов фундамента. Возраст C_2 —Р.
2. Ассоциация базальт-андезито-базальт-дацитовых эффузивов пермотриаса.
3. Ассоциация базальт-андезито-дацитовых эффузивов нижней-средней юры преимущественно Западного Предкавказья.
4. Ассоциация щелочных оливиновых базальтов нижнего мела Западного Предкавказья.

Эти достаточно пестрые по составу формации, кроме последней, приурочены к разным структурам, а иногда и к разным структурным этапам. Тем не менее индикаторная роль этих формаций для историко-геологической типизации тектонических структур и режимов развития очень велика и позволяет уточнить ряд общегеологических проблем региона.

Предкавказье, несмотря на хорошую изученность в связи с нефтегазонасностью, далеко недостаточно понято с точки зрения особенностей историко-геологического развития. Обычно вся территория его относится к эпигерцинской Скифской плите, на южную окраину которой наложены предгорные прогибы альпийской складчатой системы Большого Кавказа. Возраст фундамента плиты определяется, соответственно этим взглядам, как герцинский.

Действительно, во многих пунктах, особенно на Ставропольском поднятии и его склонах, на склонах Ростовского выступа и т.д., бурением вскрыты складчатые и слабо метаморфизованные породы нижнекаменноугольного и девонского возраста, а также герцинские интрузии. На них местами в грабенах залегают грубообломочные и песчано-алевритовые красноцветы перми (Северо-Ставропольская площадь). Такая простая и классическая для эпигерцинских молодых платформ картина в последние десятилетия сильно усложнилась вследствие притока новых данных.

Выяснилось, что на фоне участков и глыб эпигерцинского фундамента существуют довольно многочисленные изолированные линейные прогибы, выполненные либо отложениями триаса (Восточное Предкавказье), либо нижней-средней юры (Западное Предкавказье). Мощность осадочных фор-

маций в таких прогибах достигает 3—4 км при интенсивной дислоцированности с углами падения до 80° . Осадочные отложения сопровождаются эффузивами и дайками. Повсеместно распространенный, горизонтально лежащий чехол формируется лишь с нижнего мела.

Перечисленные факты привели к необходимости пересмотреть представление о существовании эпигерцинской платформы с однородным средне-верхнепалеозойским фундаментом. На обсуждение представлен ряд новых вопросов, в том числе следующие.

Является ли фундамент Скифской плиты герцинским или более молодым — киммерийским?

Образуют ли линейные узкие триасовые и триасово-юрские прогибы единую складчатую систему, определяющую возраст складчатости данного участка земной коры, или это изолированные остаточные прогибы, присутствие которых для определения возраста складчатости не принципиально?

Относятся ли названные прогибы и выполняющие их отложения по типу развития к геосинклинальным и орогенным структурам, и какой этап развития региона они представляют?

Является ли триасово-юрский этап развития региона унаследованным по отношению к герцинскому геосинклинальному циклу, т.е. одним из циклов развития полициклической геосинклинальной системы, частью цикла или это новообразованная система?

Произошло ли новообразование на консолидированных участках герцинид или на байкальских срединных массивах внутри последних?

Эти и некоторые другие принципиальные вопросы нельзя решить без учета данных по магматизму, поэтому вновь полученный и изложенный выше материал в первую очередь интересно рассмотреть в связи с общегеологическими проблемами региона.

Плутонический магматизм (кислый), давший широко распространенную ассоциацию кварцевых диоритов, гранодиоритов и реже — гранитов, имел место в пермо-карбоне. Возможно, более молодые пермские граниты располагаются южнее, отчасти уже в Лабино-Малкинской зоне Большого Кавказа, а относительно более древние — севернее. Во всех известных случаях вмещающими для гранитоидов являются интенсивно дислоцированные плейчатые метаморфизованные образования от филлитов самых нижних ступеней метаморфизма до кристаллических сланцев. Характер магматизма и метаморфизма в согласии со структурно-геологическими данными указывает на завершение здесь этапа главной складчатости и консолидацию герцинских массивов, завершивших батолитообразование.

По северному обрамлению Скифской плиты, в отдельных выступах ее фундамента (Канеловская площадь на Ростовском выступе Русской плиты, Ульяновская площадь на периферии Сальского выступа), гранитоиды, как и вмещающие породы, имеют, по-видимому, значительно более древний возраст — рифейский и раннепротерозойский.

Мощные грубообломочные и тонкозернистые красноцветы перми с маломощными прослоями кислых лав, залегающие в изолированных грабенах на Ставропольском поднятии (Северо-Ставропольская площадь),

песчано-глинистые и аргиллитовые сероцветы, вмещающие средние и кислые экструзии и эффузии в Западном Предкавказье, которые также залегают, очевидно, в грабенообразных прогибах, индексируют собой наступление орогенного режима.

Если в Восточном и Центральном Предкавказье эффузивная деятельность прекращается на границе триаса и юры (Березкинская площадь), то в Западном Предкавказье эффузивная деятельность того же типа с образованием контрастных базальт-дацит-липаритовых формаций продолжается до конца средней юры.

Как показано выше на диаграмме SiO_2 — щелочи и диаграмме соотношения щелочей, эффузивы триаса и особенно юры по набору пород и петрохимии относятся к орогенным формациям. На это, в первую очередь, указывает биполярное расположение фигуративных точек на диаграмме SiO_2 — щелочи с максимумами в области андезито-базальтов и дацитов.

На диаграмме соотношения щелочей в зависимости от кремнекислотности все эффузивы пермо-триаса и юры попадают в поле орогенных эффузивов (I-B) и отчасти в поле орогенных эффузивов поздней стадии этого этапа (II).

С помощью данных по магматизму можно теперь подойти к более полному ответу на общегеологические вопросы, перечисленные выше.

Во-первых, магматизм нижнего карбона — пермо-триаса и юры в целом в Предкавказье имеет преемственное развитие от батолитовой диорит-гранодиоритовой формации, сопровождающей, очевидно, главную фазу складчатости и метаморфизма, к контрастным андезито-базальт-дацитовым формациям пермо-триаса и юры. Осадочные формации, особенно в пермо-триасе Центрального Предкавказья и отчасти в юре Западного Предкавказья, представлены грубообломочными красноцветными молассами, залегающими в грабенах и умеренно дислоцированными. Встреченные среди них кислые и контрастные по составу эффузивы находятся здесь в естественной и характерной геологической ситуации.

Изолированные линейные прогибы Западного и Восточного Предкавказья в равной степени могут относиться к структурам орогенного и геосинклинального класса. Однако, как можно предполагать по данным бурения, здесь нет голоморфной геосинклинальной складчатости, поэтому развитие может быть либо миогеосинклинальным, либо орогенным.

Терригенные толщи данных прогибов в Западном Предкавказье сопоставимы с морской сероцветной молассой. В Восточном Предкавказье осадочные отложения триаса представлены фациями более открытых морских бассейнов, в том числе и карбонатно-глинистыми образованиями. Однозначной трактовке они не подлежат, и в этом случае петрографо-петрохимические особенности контрастных эффузивов являются более информативными и именно они заставляют трактовать прогибы пермо-триаса и юры как орогенные и относить к соответствующему режиму этот период развития.

Таким образом, пермо-триас Восточного и Центрального Предкавказья — это растянутый орогенный этап развития герцинид региона, главная складчатость которых фиксирована гранодиорит-диоритовой формацией нижнего карбона.

Сложнее решается вопрос с аналогичным магматизмом и прогибами юры Западного Предкавказья, ибо неизвестен характер подстилающих их образований: геосинклинальный или иной.

Важно подчеркнуть отсутствие каких-либо признаков собственно геосинклинального магматизма во всех этих прогибах: нет офиолитовых комплексов, спилито-кератофировых толщ, сплошных разрезов основных вулканитов, резко выраженных натровых серий. Вулканиты представлены в разрезах спорадически, резко подчинены осадочным толщам.

Таким образом, если среди пермо-триасовых прогибов по морфологии, мощности и формационному характеру выполняющих их осадков, наряду с типично орогенными (тафрогенными) структурами типа грабенов, встречаются промежуточные образования, напоминающие миогеосинклинали, то по характеру магматизма они безусловно приближаются к орогенным образованиям, фиксируя соответствующий этап тектоно-магматического цикла.

Такой же характер имеет ниже- и среднеюрский эффузивный магматизм Западного Предкавказья. Здесь все проявления интрузивного гранитоидного магматизма приурочены к верхнему палеозою и заканчиваются до начала триаса. Таким образом, раннеюрский субсеквентный (?) магматизм далеко оторван во времени от главной складчатости и это вызывает некоторые трудности в его историко-геологической интерпретации.

Рассматриваемые триасовые и юрские прогибы изолированы друг от друга, и там, где это можно установить, располагаются на консолидированных глыбах внутри герцинид, возможно, на их байкальском основании. Существовали они недолго и, как подчеркнуто выше, часто имеют нехарактерный для геосинклиналей континентально-морской разрез и относительно слабую дислоцированность. Вместе с тем на ранних этапах их существования и для всего периода развития данных структур отсутствуют какие-либо признаки инициального магматизма, в то время как заметно проявлен субсеквентный вулканизм.

Следовательно, можно предполагать, что в фундаменте Скифской плиты располагается система изолированных, прерывисто расположенных пермских и мезозойских прогибов. Они являются новообразованными не столько вследствие отрыва во времени от момента развития герцинских структур, сколько по приуроченности главным образом к жестким консолидированным участкам среди герцинид. Такие участки могут быть срединными массивами ранней консолидации или остаточными массами байкалид, включенными в палеозойды.

Возможно, именно изолированность прогибов и их развитие на консолидированном основании привели к известной специфике их строения и относительно короткой — не более одного периода — истории формирования. Указанная специфика, как отмечал Б.Г. Сократов [382, 27], заключается в относительно малой суммарной мощности отложений, выполняющих прогибы, континентальном и мелководно-морском их характере, относительной простоте тектонических дислокаций. На основании данных, приведенных выше, можно указать еще одну отличительную черту — наличие в ряде прогибов умеренно проявленного вулканогенного магматизма. Этот магматизм в общем виде был определен Б.Г. Сократовым [382] как

”субсеквентный”. На основании резкого преобладания кислых и средних вулканитов, присутствия в некоторых разрезах контрастных им пачек базальтоидов, отсутствия спилит-кератофировых серий и офиолитов, анализа соотношений щелочей в породах и других петрохимических данных мы можем утверждать, что эффузивы Скифской плиты соответствуют ранне- и позднеорогенному магматизму и ни в одном своем компоненте не сходны с геосинклинальными формациями. Это серьезное дополнительное указание на отсутствие самостоятельного мезозойского геосинклинального цикла развития данной территории. В этом смысле можно говорить о герцинском возрасте фундамента Скифской плиты.

В то же время вопрос о возрасте фундамента не может считаться решенным окончательно, так как в некоторых отношениях остаточные прогибы Предкавказья не сходны с орогенными образованиями и могут рассматриваться как своеобразное проявление киммерийской складчатости, на что, в частности, может указывать и большая протяженность мезозойских прогибов, а также намечающийся местами их линейный характер.

Для понимания имеющихся материалов полезно также учесть внутриконтинентальное расположение прогибов Предкавказья. Правда, континентальный массив этого региона, т.е. нынешней территории Предкавказья и Северного Кавказа, не являлся древним, а сформировался только в начале каменноугольного периода. Однако он играл роль срединной массы в альпийском поясе, и прогибы, размещавшиеся в его пределах, могли иметь черты парагеосинклиналей, в понимании Г. Штилле, для которых, в частности, характерным является ограниченное проявление субсеквентного магматизма, как в случае Предкавказья. Однако отсутствие данных по морфологии прогибов в плане (для парагеосинклиналей обычны нелинейные, а изометричные, ломаные и неправильные контуры) оставляет гипотетичным и это предположение. Проверка и подтверждение его связаны с развитием глубинного картирования в районах Предкавказья.

Следует, наконец, обратиться к рассмотрению истории геологического развития и магматизма раннемезозойских отложений так называемого Северо-Кавказского краевого массива, т.е. того протяженного отрезка северного склона Большого Кавказа, который расположен между реками Белой и Тереком и на протяжении которого фундамент плиты не перекрыт отложениями мезо-кайнозойского чехла.

В этой части на палеозойских складчатых образованиях располагаются прогибы, выполненные нижней—средней и местами верхней юрой суммарной мощностью до 3—4 км. Эти отложения представлены терригенно-глинистыми, часто достаточно мелководными образованиями (угленосные толщи), включающими различные магматиты. Благодаря новейшим исследованиям Г.Д. Афанасьева, А.М. Борсука, Л.А. Кондакова, А.А. Цветкова и других стала известна формационная характеристика указанных магматитов и их возрастная последовательность [217, 78, 422].

Здесь выделены юрские формации долеритов (нижняя юра), андезитодацитов и андезит-трахиандезитов (верхняя часть разреза нижней юры), базальтовых порфиринов (байоса), трахитов (средней юры), гранодиоритпорфиринов (средней—верхней юры).

В меловой период в различных районах территории Северо-Кавказского массива отмечается проявление пород формации субщелочных габброидов, представленной относительно небольшими силлами и дайками тешенитов и эссекситов.

Таким образом, на территории, которую многие исследователи включают в альпийскую геосинклиналь и которая, согласно распространенным представлениям сформирована в ранний и средний этап становления альпид, набор и последовательность магматических формаций совершенно не отражают картину геосинклинального магматизма.

Уже в начале юры мы имеем базальтоидные формации, близкие к платформенным траппам, позже — контрастные формации андезито-дацитов, трахиандезитов, кислых трахитов и составляющих единый с андезито-дацитами геолого-генетический ряд гранодиорит-порфиоров. Позже, в меловой период, при общем ослаблении интенсивности тектоно-магматических процессов отмечаются локальные проявления щелочно-базальтоидного (габброидного) магматизма.

Отсюда следуют два вывода. Во-первых, мезозойский этап развития центральной части Северного Кавказа на основе анализа его магматизма, морфологии структур, характера разрезов и осадочных формаций предстает нам в качестве орогенного или парагеосинклинального. Поэтому эта территория при районировании не должна включаться в состав складчатых сооружений альпид юга СССР.

Во-вторых, поскольку данная территория представляет собой обнаженную часть фундамента платформы Предкавказья (как бы щит по отношению к Скифской плите), существующие здесь более четкие магматологические соотношения позволяют лучше понять историю формирования плиты на базе сравнительного метода.

Так, присутствие щелочных габброидов на Северном Кавказе и щелочных базальтоидов в Западном Предкавказье в несомненно платформенный этап развития последнего говорит об условиях, близких к рифтообразовательным и сходных на обеих территориях.

Более ранний субсеквентный магматизм с щелочным уклоном, временная и вещественная эволюция которого хорошо изучена на Северном Кавказе и хуже — в Предкавказье, может на основании аналогии более определенно интерпретироваться как орогенный или парагеосинклинальный, так как на открытом Кавказе он связан с терригенными, угленосными, лагунными и лагунно-морскими формациями.

Наконец, раннеюрские долериты Северного Кавказа, сходные с долеритами Карру и Тасмании, делают более понятным появление триасово-юрских долеритов Центрального Предкавказья (например, Голубинская площадь).

В целом сопоставление магматизма подтверждает представление о существовании в Предкавказье переходного (орогенного или парагеосинклинального) структурного этапа между складчато-метаморфическим палеозойским фундаментом и мел-четвертичным платформенным чехлом.

Сходство Северо-Кавказского массива с остальной территорией молодой платформы Предкавказья определяется вполне однотипной историей геологического развития в палеозое и мезозое.

Очевидно, только в позднем палеогене, неогене и антропогене в связи с орогенным развитием геосинклинального южного склона Большого Кавказа прилегающая к ней краевая часть молодой платформы была вовлечена в орогенное воздымание, сопровождавшееся в самой краевой ее части (Главный, Передовой хребты) вулканизмом (кислые лавы, игнимбри-ты), а по периферии поднятий — молассообразованием и образованием альпийских предгорных прогибов в самом узком смысле этого термина. Последние геоморфологически действительно расположены в предгорьях Кавказа, а геологически находятся уже внутри молодой платформы и вне непосредственного контакта со складчатыми образованиями альпид.

Таким образом, геоморфологически резко различные Северный Кавказ и Предкавказье представляют историко-геологически в значительной степени единое целое. Наоборот, орографически единая система Большого Кавказа в историко-геологическом смысле резко разнородна: часть ее (Центральный Кавказ) принадлежит эпигерцунской платформе с переходным комплексом мезозоя, другая часть (Южный склон, Западный Кавказ) — к альпийскому складчатому сооружению Средиземноморско-Гималайского пояса.

УДК 552.321:552.11

С.В. ЧЕШОКОВ, И.С. КРАСИВСКАЯ

**РОЛЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА
В СОЗДАНИИ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ
(на примере Передового хребта
Большого Кавказа)**

Проблема происхождения континентальной земной коры, и прежде всего ее гранитно-метаморфического слоя, остается в центре внимания современной геологии. Одним из главных аспектов этой проблемы является вопрос о природе и возрасте глубоко метаморфизованных пород в осевых зонах складчатых сооружений. Что представляют собой эти породы, т.е. гнейсы и прочие кристаллические сланцы: сиалический цоколь геосинклинали, переработанный геосинклинальным процессом, или метаморфизованные осадки и магматиты самой этой геосинклинали, заложенной на симатическом основании — коре океанического типа? Следует заметить, что в последние годы представление об энсиматическом, а не энсиалическом характере геосинклиналей, по крайней мере эвгеосинклиналей, становится почти общепринятым. Все большее число геологов приходит в вывод о том, что сущность геосинклинального процесса заключается в преобразовании океанической коры в кору континентальную. Однако большинство геологов, даже стоящих на таких позициях, продолжает считать кристаллические сланцы складчатых сооружений, особенно фанерозойских, метаморфизованным сиалическим цоколем. Требуемая концепций энсиматичность геосинклиналей обеспечивается предположением о механическом "сдирании" древнего гранитно-метаморфического слоя при раскрытии новых океанов и последую-

щем шарьировании фрагментов этого слоя на геосинклинальные толщи. Именно так обычно трактуются структуры Урала, Кавказа, Альп, Гималаев и других складчатых поясов.

Зона Передового хребта Большого Кавказа, где авторы статьи вели исследования в последние годы, оказалась тем полигоном, где удается решить рассматриваемую проблему и, в частности, выяснить связь формирования гранитно-метаморфического слоя с геосинклинальным процессом.

Природа и возраст кристаллических сланцев Передового хребта, как и кристаллических сланцев прочих главных структурно-формационных зон Большого Кавказа, продолжают оставаться предметом дискуссий. Различные взгляды на эту проблему можно свести к двум крайним точкам зрения. Согласно одной из них [110, 236, 201, 273, 375, 8], кристаллические сланцы образовались еще в докембрии и послужили сиалическим цоколем для палеозойской геосинклинали Большого Кавказа, а также вместилищем многочисленных массивов гранитоидов, возраст которых сейчас всеми признается средне- и верхнепалеозойским. Согласно противоположной точке зрения [142, 160, 29, 182, 353, 49, 235, 234, 325], кристаллические сланцы образовались в результате палеозойского (каледонского или варисийского) метаморфизма в тесной связи с упомянутыми гранитоидами и составляют единый структурный этаж с менее метаморфизованными (зеленокаменными) фаунистически охарактеризованными толщами палеозоя, причем оценка возраста исходных для кристаллических сланцев пород колеблется от докембрия — нижнего палеозоя — у одних авторов, до девона — нижнего карбона — у других.

Этот спор не разрешила даже находка Ю.Я. Потапенко [331] в кристаллических сланцах Главного Кавказского хребта остатков послекембрийской фауны (криноидей), доказавшая зональный характер палеозойского регионального метаморфизма и возможность возрастной корреляции кристаллических сланцев с зеленокаменными толщами нижнего—среднего палеозоя. Сторонники первой точки зрения, допуская превращение части палеозойских пород в кристаллические сланцы, продолжают считать главную массу последних, особенно в зоне Передового хребта, сиалическим цоколем палеозойской (варисийской) геосинклинали, а предполагаемое структурное несогласие в подошве отложений палеозоя — полностью затушеванным варисийскими тектоническими движениями (шарьированием и т.п.) и метаморфизмом. Наиболее подробно эти взгляды освещены в последней сводке по геологии Большого Кавказа [8].

Авторы статьи, изучавшие кристаллические сланцы Передового хребта Кавказа на основе петрографического, формационного и структурно-геологического анализа, получили новые свидетельства в пользу принадлежности этих сланцев к варисийскому геосинклинальным образованиям. При этом выяснилось, что варисийский магматизм играл гораздо большую роль в создании кристаллических сланцев, чем представлялось ранее. Он не только в значительной мере обусловил факторы зонального регионального метаморфизма (тепло, флюиды и даже ориентированное давление), но и послужил источником вещества для исходных пород большинства кристаллических сланцев. Одновременно авторами получены новые данные об эволюции ва-

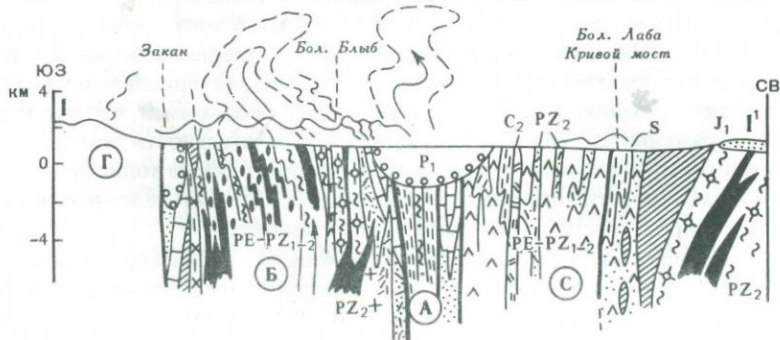
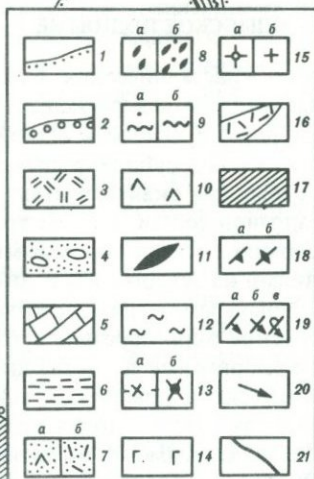
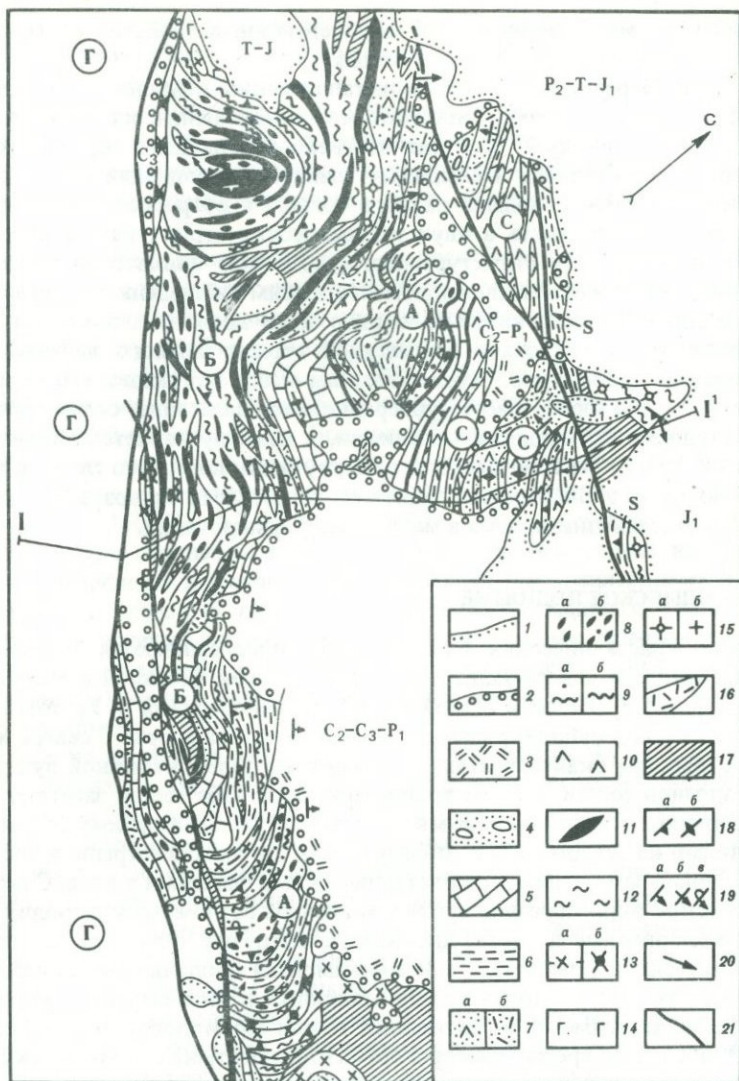
рисийского магматизма как на доинверсионном (собственно геосинклинальном), так и на инверсионном этапах.

В зоне Передового хребта кристаллические комплексы, к которым вслед за чехословацкими геологами можно применить собирательный термин "кристаллиникум", состоят из гнейсов (главным образом плагио-гнейсов), амфиболитов и слюдяных сланцев в ассоциации с палеозойскими интрузивными породами разного состава и возраста. Кристаллиникум выходит на поверхность в двух тектонических структурах: в ядре Блыбского поднятия и в структуре, которую сейчас принято называть Ацгаринским тектоническим покровом. По нашим наблюдениям, Ацгаринский кристаллиникум действительно в ряде мест залегает аллохтонно в виде тектонического покрова с амплитудой горизонтального перекрытия до нескольких километров. Однако главная масса слагающих его пород, как будет показано ниже, имеет субвертикальное залегание, осложненное гравитационными каскадными складками, и поэтому является вполне автохтонной, слагая тектоническую структуру антиклинорного типа, во многом сопоставимую с Блыбским поднятием, в частности по возрасту исходных пород и участию диапиризма в механизме формирования.

БЛЫБСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Выходы кристаллических сланцев здесь прослеживаются от верховьев р. Загеданки на северо-запад через бассейны рек Большой и Малый Блыб (междуречье Большой и Малой Лабы) до левобережья р. Уруштен, скрываясь далее под субплатформенным чехлом триаса и юры. С севера и востока эти выходы окаймлены выходами сначала зеленокаменной вулканогенно-осадочной толщи, а затем толщи мраморов. Обе толщи залегают вполне конформно с кристаллическими сланцами и, обладая преимущественными падениями на северо-восток, образуют как бы северное крыло и восточную периклиналь антиклинали с кристаллическими сланцами в ядре. С юга кристаллическое ядро обрезано субвертикальным разломом, контролирующим габбро-диоритовые и сиенит-диоритовые интрузии Чиликско-Загеданского магматического комплекса, а зеленокаменная оболочка сохранилась лишь в обрывках. Эта оболочка всегда относилась к нижнему или среднему палеозою, в зависимости от датировки толщи мраморов (джентинской свиты). В последнее время мраморы принято относить на основании скудных и противоречивых палеонтологических данных к самым верхам среднепалеозойского разреза Передового хребта: к верхнему девону — нижнему карбону [108, 8], а вулканогенно-осадочную толщу — к среднему-верхнему девону на основе сопоставления ее с фаунистически охарактеризованными толщами соседних районов. Однако, забегая вперед, оговоримся, что ряд косвенных соображений заставляет сомневаться в окончательности этих датировок и предполагать несколько более древний возраст обеих толщ при бесспорной принадлежности мраморов к послекембрийскому палеозою, поскольку в них широко распространены остатки криноидей.

Проведенный нами структурно-геологический анализ (положение градационной слоистости в зеленокаменных метатурбидитах) подтвердил антиклинальный характер рассматриваемой структуры, т.е. восходящую

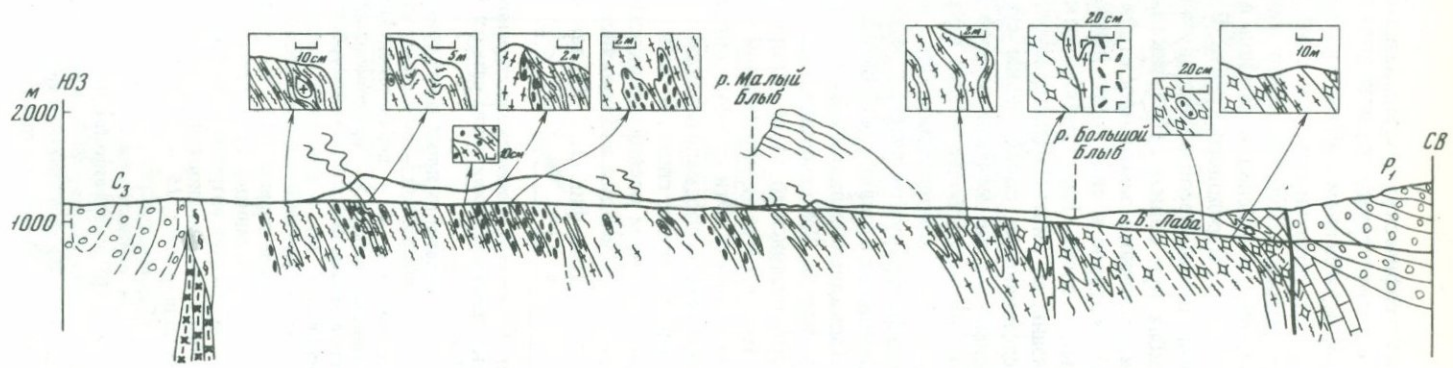
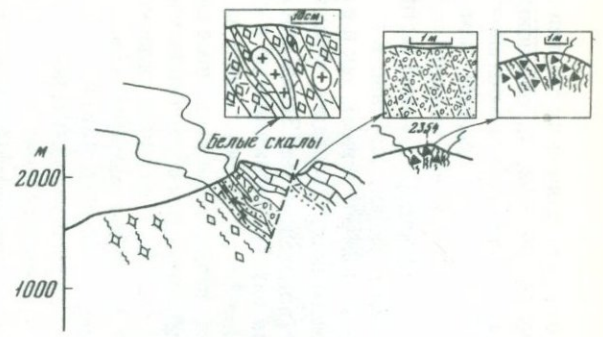
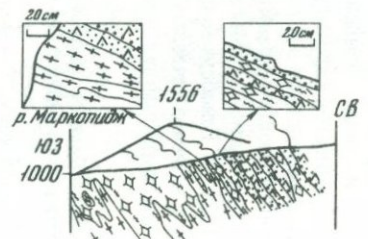
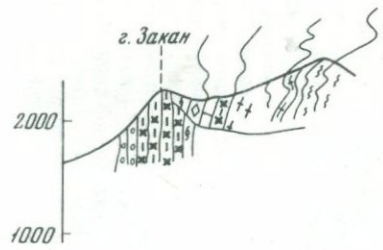


стратиграфическую последовательность от кристаллических сланцев до мраморов, что ранее хотя и являлось общепринятым, но обосновывалось лишь ослаблением степени метаморфизма и элементами залегания. Одновременно выяснилось, что сама структура гораздо сложнее, чем просто антиклиналь. Пологие неопрокинутые падения в ее северном крыле и периклинали наблюдаются лишь в верхней, приводораздельной части южного склона Передового хребта. В остальных местах, особенно в глубоких врезках долин, преобладают крутые падения как в северных, так и в южных румбах при общем субвертикальном залегании. Последнее характерно и для восточного замыкания структуры (водораздел рек Загеданки и Ацгары), которое в силу этого даже нельзя назвать периклиналью в строгом смысле слова. Как правило, отклонения от субвертикального залегания связаны со смятием сланцеватости в так называемые каскадные складки, представляющие собой серию ступенеобразных изгибов амплитудой от дециметров до десятков метров (фиг. 1, 2, 3). Каскадные складки, впервые описанные более 40 лет назад [497], широко развиты во всех горно-складчатых сооружениях (см., например, [347, 432, 433]), но пока еще мало фигурируют в литературе, особенно на русском языке, поскольку при описании не отделяются от складок иного происхождения.

Каскадные складки обычно имеют вид серии обратных складок волочения, всегда "сползающих" вниз по уклону складкообразующей поверхности, независимо от ее природы (слоистость, сланцеватость, флюидальность и т.д.) и от нормальной или опрокинутой стратиграфической последовательности. Эти складки образуются вследствие эффекта волочения при межслоевом проскальзывании, сопровождающем гравитационное выполаживание крутых слоев, и сами нередко сопровождаются субгоризонтальным кливажом осевой плоскости [432]. В Блыбском поднятии типичные каскадные складки наблюдались как в кристаллических сланцах и гнейсогранитах (см. фиг. 1, 2, 3), так и в зеленых сланцах и мраморах. В том и

←
Фиг. 1. Схема геологического строения участка Передового хребта Большого Кавказа с выходами кристаллических сланцев. Составлена по материалам СКГУ и собственным наблюдениям

1 – субплатформенный чехол триаса и нижней юры; 2 – молласы верхнего палеозоя (средний карбон – нижняя пермь); 3 – субсеквентные кислые вулканы среднего карбона; 4 – верхнедевонские терригенно-вулканомиктовые конгломераты с галькой кварца; 5 – мраморизованные известняки среднего палеозоя; 6 – углеродистые метapelиты; 7 – туфотурбидиты основного (а) и кислого (б) состава; 8 – амфиболиты (а), в том числе метатуфотурбидиты с градационной слоистостью (б); 9 – метаморфизованные флюидизационные микробрекчии ("аркозоиды", а) и светлые слюдяные сланцы (б); 10 – зеленокаменные базитовые метавулканы; 11 – гнейсоплаггиограниты; 12 – плаггиогнейсы и плаггиогранитогайсы; 13–14 – Чикско-Загеданский интрузивный комплекс: 13 – протогнейсовидные диориты и тоналиты (а) и сиенито-диориты и гранодиориты (б); 14 – ортоамфиболиты (метагаббро и метадiorиты); 15 – метаплаггиогранит-порфиры (а) и метаплаггиограниты (б); 16 – субвулканические кварцевые альбитофиры; 17 – серпентиниты; 18 – наклонное (а) и вертикальное (б) залегание сланцеватости; 19 – наклонное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в) залегание седиментационной слоистости; 20 – ориентировка линейности; 21 – главные разломы. Буквы на схеме: Г – структурно-формационная зона Главного хребта; А – Ацгаринское поднятие; Б – Блыбское поднятие; С – Северная структурно-формационная подзона Переднего хребта



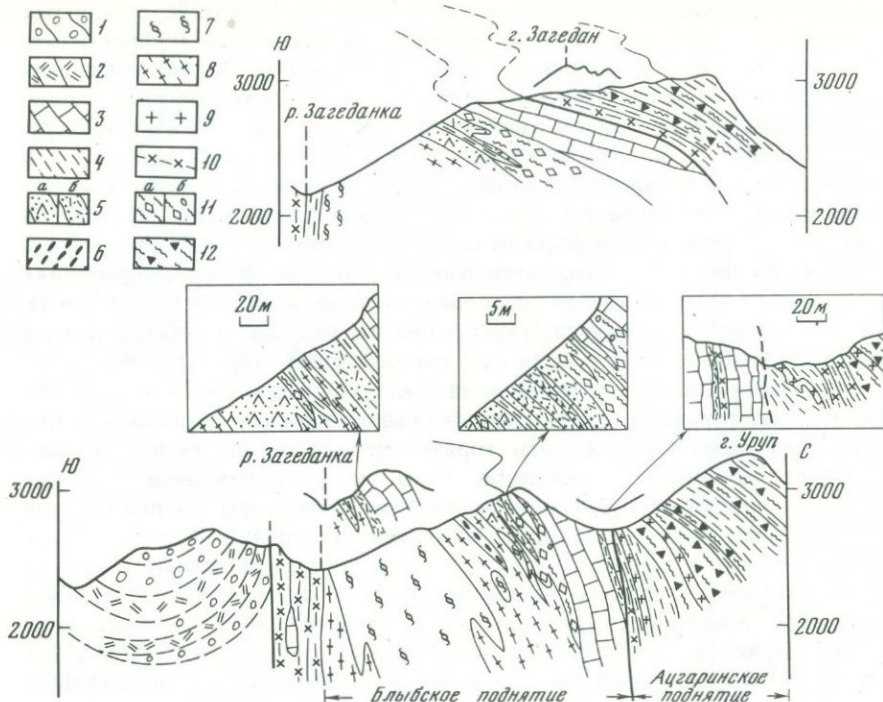
другом случае каскадные складки — явно наиболее поздние из складчатых деформаций. Они деформируют минеральную линейность (ориентировка слюд и кварц-полевошпатовых агрегатов), которая параллельна шарнирам сжатых складок волочения лево- или правосдвигового типа. Шарниры этих поперечных складок расположены субвертикально в участках крутого залегания и поперек простирания толщ (вдоль линии падения) — в участках пологого залегания. Крутошарнирные складки волочения в силу самой своей природы могут образоваться лишь в результате двухэтапной деформации: сначала слои должны быть поставлены вертикально, а затем в них должны начаться субгоризонтальные послынные (вдоль простирания) перемещения. Прослеживание поперечных складок из участков крутого залегания лишней раз свидетельствует о том, что участки пологого залегания рассматриваемых пород, в частности, кустообразная структура, образованная зелеными сланцами и мраморами на хребтах Загедан, Белые Скалы и Дженту, есть результат гравитационного выполаживания (зависания на юг) крутозалегавших толщ, причем горизонтальный размах выполаживания достигает нескольких километров. Сама же зеленкаменная оболочка Блыбского поднятия в поперечном срезе на уровне дна крупных долин имеет форму субвертикального уплощенного цилиндра, срезанного с юга. Эта форма — свидетельство участия диапирного механизма в образовании Блыбской структуры, которая во многом оказывается аналогичной гнейсовым диапирам других регионов, например, Восточно-Уральского антиклинория [429, 431]. В частности, крутошарнирные складки в обоих случаях можно объяснить межслоевыми проскальзываниями в оболочках всплывающих диапиров — своего рода их мегабудинажем.

В блыбских кристаллических сланцах, помимо каскадных и крутошарнирных складок, широко развиты пологошарнирные изоклиальные складки более ранней генерации, часто весьма дисгармоничные, образованные изгибанием кристаллизационной сланцеватости и, вероятно, возникшие в ходе диапирного подъема гранитизируемых сланцев. Отсюда ясно, что Блыбская структура состоит из складок не только разных порядков, но и, по крайней мере, трех генераций, и ее неправильно называть антиклиналью и даже антиклинорием. За неимением более подходящего тектонического термина мы будем называть ее, вслед за Г.И. Барановым [8], поднятием.

В свете изложенного выше указания [273] на угловые несогласия между зелеными и кристаллическими сланцами выглядят неубедительными,

←
Фиг. 2. Геологические разрезы через центральную часть Блыбского поднятия

1 — молассовые конгломераты верхнего карбона (C_3) и нижней перми (P_1); 2 — мраморизованные известняки среднего палеозоя (джентинская толща); 3 — углеродистые метapelиты; 4 — туфотурбидиты: базитовые (а) и кислые (б); 5 — слоистые амфиболиты; 6 — гнейсоплагиограниты; 7-8 — Чиликско-Загеданский интрузивный комплекс: 7 — габбро-сиениты и сиенито-диориты; 8 — амфиболитизированные габбро и габбро-диабазы; 9 — субвулканические кварцевые альбитофиры (а) и гипабиссалные метаплагиогранитпорфиры (б); 10 — флюидизационные вулканогенные метаконгломераты с обломками плаггиогранитов; 11 — флюидизационные метаморфизованные микробрекчии ("аркозоиды"); 12 — светлые слюдяные сланцы; 13 — плаггиогнейсы (а) и очковые плаггиогранитогнейсы (б); 14 — серпентиниты



Фиг. 3. Геологические разрезы через восточное замыкание Блыбского поднятия и южное крыло Аггаринского поднятия

1 – средне- и верхнекарбовая моласса с обломками слюдяных сланцев; 2 – риолитовые туфы (субсеквентные вулканиты); 3 – мраморизованные известняки, 4 – углеродистые метapelиты и металевролиты; 5 – туфотурбидиты (а – базитовые, б – кислые); 6 – слоистые амфиболиты; 7 – серпентиниты; 8 – гнейсоплаггиограниты и плаггиогнейсы (в том числе альбитовые); 9–10 – Чиликско-Заггеданский интрузивный комплекс: 9 – плаггиогранит-порфиры, 10 – протогнейсовидные габбро, диориты и тоналиты; 11 – субвулканические кварцевые альбитофиры (а) и флюидизационные вулканогенные конгломераты с обломками плаггиогранитов (б); 12 – флюидизационные метаморфизованные микробрекчии (“аркозоиды”)

поскольку основаны лишь на экстраполяции элементов залегания, совершенно неправомерной в данных условиях. Сама же проблема взаимоотношений кристаллических сланцев и их зеленокаменной оболочки приобретает дополнительную сложность. Например, нельзя заранее отвергнуть возможность того, что первоначальное несогласие между осадочной оболочкой и древним сиалическим цоколем было полностью затушевано диапиризмом. Кроме того, нельзя отрицать наличие в Блыбском поднятии множества разрывных нарушений. Часть из них контролирует размещение интрузий разного возраста, а часть образовалась в качестве “вязких разрывов” в участках наиболее интенсивной складчатости, включая каскадную, причем поверхности древних разрывов также испытывают гравитационное выполаживание и даже сминаются в каскадные складки (см. фиг. 2, 3). Однако наличие разломов, пусть даже проходящих вдоль контактов толщ, вряд ли может быть решаю-

щим аргументом для отнесения кристаллических и зеленых сланцев к разным структурным этажам, как это делают ряд исследователей [8]. На наш взгляд, это лишь больше осложняет рассматриваемую проблему, которая требует каких-то иных путей своего решения. Одним из таких путей представляется формационный анализ. Используемый авторами статьи при изучении перехода от зеленых сланцев к кристаллическому ядру Блыбско-го поднятия, он помог выявить ряд новых фактов и закономерностей, доказывающих принадлежность тех и других сланцев к единому структурному этажу — варисийскому.

Туфотурбидиты и их значение

В зеленых сланцах, которые обычно описывались как туфы и туфопесчаники основного состава [29, 235, 325, 108], обнаружена градационная слоистость. Она заставила считать эти породы туфогенными турбидитами (туфотурбидитами), состоящими из пирокластического материала, перетолженного турбулентными суспензионными потоками в относительно глубоководные участки морского дна, где без влияния вулканизма накапливались бы лишь пелагические карбонатно-пелитовые осадки. Продукты этого "фонового" осадконакопления также обнаружались среди основных и кислых туфотурбидитов в виде прослоев (мощностью несколько дециметров) углеродистых метапелитов (черных филлитов) и более редких прослоев (мощностью несколько миллиметров) темно-серых мраморов.

Туфотурбидиты, как оказалось, преобладают на всех уровнях разреза подджентинской зеленосланцевой толщи: от контакта с кристаллическими сланцами до контакта с мраморами, что позволило составить более обоснованный (не только на основе элементов залегания) нормальный стратиграфический разрез всей зеленокаменной оболочки. Поскольку туфотурбидиты отлагаются сразу же после извержения (см., например, [418, 430]), они формируют в наиболее глубоких участках морского дна, прилежащих к действующим вулканам, вулканогенно-осадочный шлейф, практически синхронный с вулканизмом. В этой своего рода летописи вулканизма записаны последовательность и состав извержений, что позволяет проследить эволюцию палеовулканизма более успешно, чем в собственно вулканических зонах по ряду причин (трудности определения последовательности разреза в дислоцированных толщах, проблема отличия субвулканитов от собственно вулканитов и т.п.). Это удалось сделать и в рассматриваемом случае.

По составу туфотурбидитов подджентинская толща отчетливо распадается на две части: нижнюю, сложенную туфотурбидитами базитового состава, и верхнюю, сложенную кислыми туфотурбидитами. Границей между ними служит пачка черных филлитов, очевидно, отвечающая некоторому перерыву в вулканической деятельности между периодом базитового вулканизма и более поздним периодом кислого вулканизма.

Базитовые туфотурбидиты представляют собой темно-зеленые сланцевые породы с четкой параллельной слоистостью. Последняя обусловлена

разнозернистостью отдельных слоев преимущественно псаммитового облика (туфопесчаники) и подчеркивается метаморфической сегрегацией: обособлением существенно эпидотовых и существенно хлоритовых слоев. Под микроскопом обломочные структуры, как правило, распознаются с трудом (в виде единичных кластических зерен альбитизированного плагиоклаза). Порода состоит из хлорита, эпидота, альбита, серицита и амфибола, представленного актинолитом и роговой обманкой; акцессорные минералы — гематит, магнетит, апатит, титанит; по мере приближения к кристаллическим сланцам появляется биотит. По своему составу туфотурбидиты отвечают базальтам и андезитам.

Кислые туфотурбидиты имеют две разновидности, которые легко различаются по цвету: серая и желто-зеленая. Серая разновидность имеет псаммито-алевролитовый облик, обломки представлены кварцем, плагиоклазом и основной массой альбитофиров, цемент базального типа превращен в лепидогранобластовый агрегат кварца, эпидота, рудного минерала. Состав серых туфотурбидитов отвечает кварцевому альбитофиру (плагиориолиту).

Желто-зеленые кислые турбидиты варьируют по размерности обломков от гравелита до алевролита и даже яшмовидного силицита (вероятно, окремненного туфопелита). Обломочная структура хорошо заметна макро- и микроскопически, особенно благодаря тому, что часто более светлые (желтоватые) обломки кварцевых альбитофиров и плагиоклазов погружены в более темную (зеленую, с обилием хлорита) связующую массу. Обломки представлены плагиоклазом и кварцем, кварцевыми альбитофирами, яшмовидными силицитами; цемент базального типа и типа соприкосновения превращен в агрегат кварца, хлорита, альбита, эпидота и лейкоксена. Хотя четко диагностируемые обломки принадлежат материалу плагиориолитов, состав желто-зеленых туфотурбидитов, вероятно, соответствует дацитам и андезито-дацитам. Желто-зеленые туфотурбидиты залегают выше серых туфотурбидитов и даже переслаиваются с джентинскими мраморами. Пока остается неясным, с чем связан их более основной состав: с антидромной тенденцией кислого вулканизма в период их накопления (от плагиориолитов до андезито-дацитов) или с вулканомиктовой примесью более древних основных вулканитов.

Мощность кислой туфотурбидитовой толщи измеряется десятками метров. С джентинскими мраморами она связана постепенным переходом через взаимное переслаивание. Мощности толщ базитовых туфотурбидитов сильно меняется — от 1,5 км на правобережье р. Малая Лаба (р. Хацавита) до нескольких десятков метров в верховьях р. Загеданка и даже до нуля близ устья р. Большой Блыб. Эти колебания явно вызваны последовательными тектоническими факторами: внедрением интрузий плагиогранит-порфиров, тектоническим пережимом и т.п.

Таким образом, в течение всего времени формирования обеих туфотурбидитовых толщ на месте Блыбского поднятия была относительно глубоководная зона с устойчивым длительным прогибом, а главным источником обломочного материала были вулканы, которые располагались где-то в смежных структурно-фациальных зонах, представлявших собой вулканические острова или подводные вулканические гряды.

Субвулканическая природа кварцевых альбитофиров

Кварцевые альбитофиры (порфиновые метаплагиориолиты) — второй по распространенности после туфотурбидитов компонент зеленокаменной оболочки. Их главный диагностический признак — округлые вкрапленники кварца размером 3–5 мм в одних разностях (крупнокварцевых) до 0,5–1 мм — в других (мелкокварцевых), распределенные, в отличие от кислых туфотурбидитов, более или менее равномерно в тонко- или мелкозернистой основной массе породы, как правило, параллельнослоистой (флюидалной). Под микроскопом хорошо различим дипирамидальный габитус этих вкрапленников, следы коррозии основной массой и прочие признаки кристаллизации из магмы. Помимо кварца, вкрапленники представлены уплощенными, ориентированными обычно вдоль флюидалности кристаллами альбита с множеством включений серицита и эпидота — продуктами деанортитизации магматического плагиоклаза. Основная масса породы превращена в лепидогранобластовый агрегат кварца, альбита, серицита, хлорита, эпидота и лейкоксена с аксессуарными цирконом, апатитом, пиритом и гематитом. Содержание метаморфических минералов сильно варьирует, сказываясь на окраске породы — светло-серой, зеленовато-серой, желтовато-серой и лиловато-серой. Сланцеватость почти не проявлена в сильно окварцованных и эпидитизированных разностях и становится все более совершенной по мере увеличения содержания хлорита и серицита; она в значительной мере развивается унаследованно по флюидалности за счет миметического роста пластинчатых минералов, что особенно наглядно видно, когда прозрачные нераздробленные фенокристы кварца расположены острыми вершинами дипирамид поперек совершенной сланцеватости. С усилением динамометаморфизма и смятием сланцеватости в мелкие складки разных типов фенокристы кварца испытывают во все возрастающей степени грануляцию, уплощение и растяжение вдоль линии падения сланцеватости с образованием четкой минеральной *a*-линейности.

Вопреки обыкновению считать кварцевые альбитофиры здесь подводными эффузивами (см., например [325]), мы трактуем их как субвулканические интрузии, связанные с завершением этапа кислого (плагиориолитового) вулканизма. Основанием для этого служит следующее. Кварцевые альбитофиры слагают пластобразные тела самой разной мощности (от 25 м до 1 см) на всех уровнях разреза зеленокаменной оболочки, включая джентинские известняки. Главная же их масса сосредоточена среди базитовых туфотурбидитов, образуя подобие контрастной вулканогенной формации с переслаиванием кислых и основных членов. Однако объяснить это переслаивание чередованием вспышек то основного, то кислого вулканизма совершенно невозможно, если учесть осадочный механизм образования турбидитов и общеизвестную повышенную вязкость кислых расплавов, влекущую за собой преимущественное накопление пирокластики при извержениях и специфические формы лавовых тел. Поэтому пластовые тела кислых вулкаников с обликом флюидалных лав, залегающие среди туфотурбидитов даже кислого состава, почти наверняка можно считать субвулканическими силлами, не говоря уже о мелких, мощностью несколько сантиметров и дециметров, телах кварцевых альбитофиров среди

основных туфотурбидитов. Эти мелкие, явно инъекционные тела и крупные тела кварцевых альбитофиров обычно соседствуют, имея сходный петрографический облик и одинаковый характер контактов с вмещающими породами, в частности флюиальность, параллельную контактам. Нет никаких оснований считать те и другие тела чем-то иным, нежели субвулканическими силлами.

Крупнокварцевые и мелкокварцевые альбитофиры слагают обособленные тела, очевидно разновременные, но их относительная последовательность пока не выявлена. Тонкие инъекции крупнокварцевых альбитофиров, напоминающие послойные мигматиты, обнаружены нами вблизи контакта с кристаллическими сланцами и среди джентинских мраморов. Все это позволило рассматривать кварцевые альбитофиры как единый субвулканический силловый комплекс, внедрившийся после завершения второго (кислого) этапа вулканизма и после накопления карбонатной джентинской толщи, по крайней мере ее нижних горизонтов. Верхним возрастным пределом кварцевых альбитофиров служит возраст интрузий габбро-плагиогранитно-Чиликско-Загеданского комплекса, которые большинством исследователей относятся к раннему карбону и в юго-восточной части Блыбского поднятия отчетливо пересекают джентинские мраморы вместе с заключенными в них прослоями кислых туфотурбидитов и жилками кварцевых альбитофиров. Хотя непосредственных контактов кварцевых альбитофиров и пород Чиликско-Загеданского комплекса наблюдать не удалось, более древний возраст первых доказывается наличием в них четких следов динамометаморфизма и почти полным его отсутствием, во-вторых, что уже ранее подчеркивалось С.С. Кругловым [235]. Мы, со своей стороны, подчеркнем, что наиболее ярким проявлением этого контраста служит четкая минеральная линейность кварцевых альбитофиров и метаплагиогранит-порфиров, совпадающая с *a*-линейностью растяжения туфотурбидитов, мраморов и т.д. В то же время для габбро, диоритов, плагиогранит-порфиров и прочих пород Чиликско-Загеданского комплекса эта линейность совершенно не характерна, хотя породы нередко дислоцированы и, как правило, обладают гнейсовидной текстурой, правда, несомненно протоматматического происхождения, о чем подробно будет говориться в соответствующем разделе данной статьи.

Метаплагиогранит-порфиры — гипабиссальный эквивалент субвулканических альбитофиров

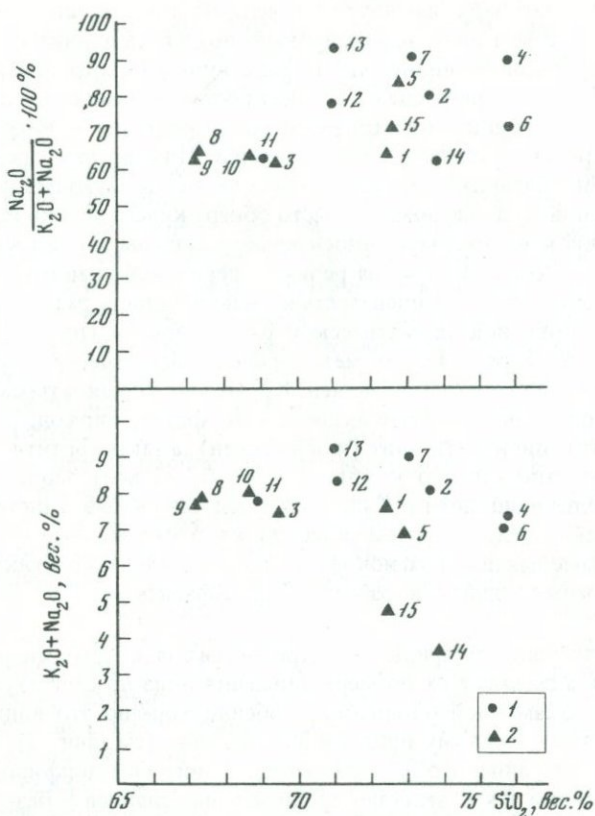
К переходной зоне между зелеными и кристаллическими сланцами приурочены пластовые интрузии метаморфизованных плагиогранит-порфиров, которые можно считать более глубинным (гипабиссальным) эквивалентом субвулканических кварцевых альбитофиров, того же или близкого возраста. Прежде всего бросается в глаза их петрографическое сходство с альбитофирами. Метаплагиогранит-порфиры — гнейсовидные породы с округлыми, несколько уплощенными вкрапленниками голубовато-серого кварца размером 5—8 мм, хорошо заметными на фоне желтовато-серой или розовато-серой мелко- или среднезернистой грубосланцеватой основной массы, состоящей из плагиоклаза, кварца и мелкочешуйчатых биотита и мусковита. Как и в кварцевых альбитофирах, здесь четко выражена минеральная

a-линейность благодаря вытянутости чешуек слюд вдоль линии падения сланцеватости, в чем явно зафиксировано воздействие динамометаморфизма. Под микроскопом видно, что вкрапленники кварца в разной степени гранулированы, т.е. превращены в агрегат более мелких округлых зерен, но первоначальный облик изометричного монокристалла — интрателлурического фенокриста — обычно легко узнается. Плаггиоклаз, представленный альбитом с включениями серицита и эпидота, т.е. продуктами деанортитизации более основного плаггиоклаза, часто обнаруживает четкий идиоморфизм по отношению к некоторым, относительно крупным зернам кварца основной массы, что очень похоже на реликты первичной гранитной структуры. Как и в альбитофирах, сланцеватость и гнейсовидность развиваются унаследованно по первичной магматической расслоенности (протогнейсовидности), которая по мере усиления метаморфизма все сильнее затушевывается деформацией и перекристаллизацией. Кроме уже упомянутых минералов, в составе породы присутствуют акцессорные апатит, циркон, рудные минералы (гематит, пирит), титанит (и лейкоксен), а также ортит в гомоосевых срастаниях с относительно крупными (до 0,5–1 мм) зернами эпидота и хлорит, замещающий биотит. Калишпат, представленный решетчатым микроклином, крайне редок; причем образует явно наложенные метасоматические зерна, замещающие плаггиоклаз. Детальную характеристику отдельных минералов можно найти в работах Г.Д. Афанасьева [29] и В.В. Плоско [325].

Метаплаггиогранит-порфиры не встречаются совместно с кварцевыми альбитофирами, а сменяют их по мере движения вниз по стратиграфическому разрезу зеленокаменной оболочки. Особенно хорошо это видно в разрезе по р. Хацавита — правому притоку Малой Лабы (см. фиг. 3). Здесь выше главного ("пограничного") тела метаплаггиогранит-порфиров, видимой мощностью более 1 км, залегают среди зеленых сланцев — базитовых туфотурбидитов — несколько пластовых тел (силлов) мощностью 0,5–2 м мелкозернистых слоистых (флюидалных) метаплаггиогранит-порфиров с бластофенокристами голубоватого кварца, а примерно 150 м выше по разрезу тех же туфотурбидитов такие же силлы представлены уже кварцевыми альбитофирами.

Комагматичность метаплаггиогранит-порфиров и кварцевых альбитофиров подтверждается близостью, почти тождеством химического состава (фиг. 4) [235].

Упомянутая выше "пограничная" интрузия метаплаггиогранит-порфиров прослеживается с перерывами на юго-восток, где в русле р. Большой Лабы вблизи устья р. Большая Блыба ее видимая мощность превышает 2 км. При знакомстве с ее поперечным разрезом в этом сечении, где вдоль автодороги по левому берегу р. Большой Лабы тянутся почти сплошные обнажения, можно увидеть яркие свидетельства формационного и структурно-метаморфического единства кристаллического ядра и зеленокаменной оболочки Блыбского поднятия. Если северный (верхний) контакт интрузии с базитовыми туфотурбидитами (на хр. Белые Скалы) и с кислыми туфотурбидитами (на берегу Большой Лабы) практически не отличается от таких же контактов маломощных силлов метаплаггиогранит-порфиров и кварцевых альбитофиров, то точное местоположение южного (нижнего) контакта не-



Фиг. 4. Диаграммы соотношения SiO_2 — относительная натриевость и SiO_2 — общая щелочность для гнейсоплаггиогранитов (1) и раннеоглинклинальных метаплаггиогранитов и метаплаггиогранит-порфиров (2) Блыбского поднятия

Цифры на диаграмме: 1–13 — данные авторов; 14, 15 — данные С.С. Круглова и В.Н. Робинсона [235]

известно. Главная причина — усиление метаморфизма и плаггиомигматизации по мере движения на юг. Блестопорфировая структура породы постепенно исчезает, так как блестофенокристы кварца, все более уплощаясь, сливаются с кварцем основной массы (возможно, не только за счет усиления метаморфической перекристаллизации, но и за счет большей крупнозернистости основной массы исходной породы — уже не плаггиогранит-порфира, а плаггиогранита). Одновременно возрастает содержание слюд и увеличивается размер их чешуек, а порода все больше по облику приближается к слюдному сланцу или плаггиогнейсу, тем более что одновременно возрастает количество лейкократовых прожилков плаггиогранитного состава и содержание метасоматического кислого плаггиоклаза (альбита или олигоклаза). Неудивительно, что на большинстве геологических карт рассматриваемый интрузивный массив не отделяется от кристаллических сланцев, хотя С.С. Круглов [235] уже давно подчеркивал его принадлежность к

раннепалеозойским плагиогранитным интрузиям, метаморфизованным в разной степени и выполняющим роль связующего звена между зелеными и кристаллическими сланцами.

Таким образом, метаморфизованные плагиогранит-порфиры представляют собой, с одной стороны, интрузии в зеленокаменной оболочке Блыбского воднятия, связанные с завершением раннегеосинклинального палеозойского (послекембрийского) плагиориолитового вулканизма, а с другой стороны — исходные породы для какой-то части кристаллических сланцев ядра этого поднятия. По возрасту эти интрузии, как и кварцевые альбитофиры, должны быть, следовательно, несколько моложе джентинских известняков, хотя непосредственные контакты между ними неизвестны. Верхним возрастным пределом их, как и альбитофиров, является возраст интрузий Чиликско-Загеданского комплекса, причем нам удалось обнаружить дайки метагаббро, вероятно, относящихся к этому комплексу, которые пересекают протогнейсовидность метаплагиогранит-порфиров (см. фиг. 2). Подробно об этом будет сказано ниже при характеристике кристаллических сланцев.

Сделанные выше выводы о природе и возрасте метаплагиогранит-порфиров подтверждаются и формационным анализом метаконгломератов с галькой плагиогранитов.

Вулканокластическая природа плагиогранитных галек в метаконгломератах

К переходным слоям между кислыми туфотурбидитами и джентинскими мраморами приурочены конгломератовидные породы с галькой плагиогранитов. На первый взгляд, это может служить доводом в пользу доджентинского возраста плагиогранитных интрузий и даже их связи с каким-то древним, доварисийским, скажем, докембрийским или раннепалеозойским (каледонским), геосинклинальным циклом, как предполагали некоторые исследователи [7]. Однако особенности состава, строения и залегания этих пород не позволяют согласиться с такой трактовкой. Прежде всего бросается в глаза их вулканогенная природа, что подчеркивалось и всеми предыдущими исследователями. Цемент состоит из мелкозернистого туфоподобного материала кварцевых альбитофиров, а в обломках, округлых и угловатых, преобладают те же альбитофиры и другие породы, характерные для зеленокаменной оболочки: яшмовидные силициты, известняки и главное — плагиограниты. Последние, как правило, встречаются в виде изолированных галек и валунов размером до 15—20 см и более, резко выделяющихся на фоне более мелкозернистой, сланцеватой зеленовато-серой связующей массы. Форма валунов — от почти сферической до сильно уплощенной, линзовидной, причем сами валуны иногда расположены четкообразно и даже имеют некоторую вытянутость вдоль *a*-линейности растяжения, проявленной в цементе конгломератов столь же хорошо, как и во вмещающих туфотурбидитах или мраморах. Все это дает повод считать обломки плагиогранитов фрагментами будинированных силлов [235]. Однако ряд особенностей трудно объяснить будинажем уже затвердевших плагиогранитов.

Многие уплощенные обломки резко асимметричны: один их край — утолщенный и округлый (сфероидальный или цилиндрический), а другой — тонкий вытянутый и заостренный. В некоторых обломках видна гнейсовидность, ориентированная под углом к сланцеватости цемента. Главное же заключается в том, что плагиогранитные обломки, как сфероидальные, так и наиболее уплощенные, не несут заметных следов динамометаморфизма и даже катаклаза, хотя степень динамометаморфизма цемента не слабее, чем в прилежащих породах. Очевидно, решающую роль здесь сыграло изолированное положение обломков, когда при тектонических деформациях пластическое течение вещества сосредоточилось в более податливом цементе, а обтекаемые им обломки сохранили свою первоначальную форму. Сильно уплощенные крупные обломки, например, толщиной 3—5 см и длиной до 50—70 см трудно считать нормально осадочными валунами. Они больше всего напоминают магматические послойные инъекции, будинированные в процессе внедрения. Такой протоматматический будинаж весьма характерен, по нашим наблюдениям в разных регионах, для пластовых интрузий как основного, так и кислого состава [433]. Именно такое объяснение наиболее пригодно для тонких линз кварцевых альбитофиров в желто-зеленых туфотурбидитах, приобретающих иногда конгломератовый облик. Однако для рассматриваемых конгломератов такое объяснение не годится, так как в обломках совместно находятся магматиты родственного состава, но кристаллизовавшиеся явно в разных условиях глубинности: равномернозернистые плагиограниты, плагиогранит-порфиры с полнокристаллической основной массой и кварцевые альбитофиры с микрофельзитовой основной массой. Все особенности конгломератов можно объяснить, если считать обломки в них вулканокластами, поступившими с разных глубин при извержениях, а сами конгломераты — вулканогенными флюидизационными (инъекционными) конглобрекциями, сопровождавшими завершение плагиориолитового вулканизма. Как известно, такие, по существу интрузивные, конглобрекции весьма характерны для кислых вулканоплутонических комплексов [399]. В пользу такой возможности для джентинских конгломератов свидетельствуют также условия их залегания: это пластобразные тела мощностью несколько метров среди кислых туфотурбидитов и среди тонкослоистых мраморов, в обоих случаях среди скорее глубоководных, нежели мелководных осадков, причем в самих конгломератах нет признаков градационной текстуры, которая позволила бы их считать турбидитами. Если наше предположение о флюидизационной их природе правильно, то округлая форма обломков, столь характерная для флюидизационных конглобрекций вообще, возникла за счет окатывания в струях вулканических газов еще до выхода на поверхность. Восходящие газы по пути своего следования производили и дробление пород и разжижение (флюидизацию) обломочной массы с транспортировкой, перемещиванием и окатыванием обломков (подробнее см. [399]). Некоторые линзовидные обломки плагиогранитов и плагиогранит-порфиров могли оказаться при этом протоматматическими будинами, образовавшимися сначала на глубине, а затем без существенных изменений вынесенными ближе к поверхности. Большинство же плагиогранитных обломков, очевидно, представляет собой фрагменты разноглубинных раскристаллизованных частей магматического

резервуара, питавшего плагииориолитовые извержения. Подобные родственные включения плагииогранитов, вынесенные с глубины, весьма, характерны, например, для субвулканических брекчий кварцевых альбитофиринов на Урале [430, 431 и др.]. Такое же вулканокластическое происхождение, правда, с выбросом на поверхность и возможностью окатывания уже в обычной водной среде, имеют гальки глубинных магматических пород в нормальных туфоконгломератах [430]. Именно так можно объяснить происхождение валунов плагииогранита в конгломератах р. Никитиной в северной части Передового хребта, которые неоднократно описаны в литературе [142 и др.] и, по нашим наблюдениям, являются типичными плагииориолитовыми туфотурбидитами, вероятно, одновозрастными с поддзентинскими туфотурбидитами.

Изучение состава этих обломков принесло новые подтверждения комагматичности плагииогранитов и кварцевых альбитофиринов, поскольку среди обломков обнаружилось больше переходных разностей между ними, чем в коренном залегании. В первую очередь, этому способствовали сравнительно слабый метаморфизм конгломератов и отмеченная выше исключительно хорошая сохранность первичных структур в обломках. В частности, удалось обнаружить такие разности, не встреченные пока (или не сохранившиеся!) в коренном залегании, как протогнейсовидные, с ненарушенной гранитной структурой среднезернистые плагииограниты, а также плагииогранит-порфиры с вкрапленниками кварца и деанортитизированного плагииоклаза в полнокристаллической плагииогранофировой основной массе. Показательно, что не было обнаружено никаких признаков наличия или бывшего присутствия калишпата. Поэтому нельзя согласиться с трактовкой метагранитоидов описанной выше "пограничной" интрузии как "альбитизированных гранитов" [29]. Ее плагииогранитный состав обусловлен плагииогранитным составом магмы, а метасоматическая альбитизация лишь незначительно его модифицировала в сторону обогащения натрием и кремнеземом. Уместно подчеркнуть, что в дзентинских вулканогенных конгломератах до сих пор не было встречено обломков ни калиевых гранитов, ни кристаллических сланцев, ни каких-либо других пород, попавших в конгломераты уже в метаморфизованном виде. Бросается в глаза также отсутствие обломков жильного кварца, столь характерного для других конгломератовых толщ Передового хребта, которые, как будет показано ниже, оказываются моложе дзентинских.

Таким образом, в течение всего времени формирования вулканогенно-осадочной оболочки Блыбского поднятия здесь не существовало гранитно-метаморфического слоя. Его не было не только на поверхности размывавшихся участков суши (вулканических островов), но и на глубине, под действовавшими тогда вулканами, поскольку вулканокласты дают представление о разрезе литосферы до вулканического очага. По своему типу земная кора в то время была близка к океанической, а кварцевые альбитофиры и плагииограниты — это первые кислые магматиты в ее составе, которые появились лишь в конце длительной эволюции базальтоидного магматизма в сторону поокисления. Хотя пока не установлена точная дата начала и даже завершения этого типичного раннегеосинклинального магматизма, принадлежность его к вариссийскому (а не к каледонскому, скажем) цик-

лу бесспорна, поскольку вся последующая (лучше датированная) вариссийская история Блыбского поднятия отвечает уже более зрелым стадиям геосинклинального процесса.

Новое подтверждение эти выводы находят при изучении самого Блыбского кристаллиникума.

Формационный анализ кристаллических сланцев

По составу и происхождению главные типы блыбских кристаллических сланцев можно разбить на следующие четыре группы: 1) плаггиогнейсы и гнейсоплаггиограниты; 2) жильные ортоамфиболиты; 3) слюдяные сланцы; 4) амфиболиты. Каждая из этих групп занимает свое место в геологической эволюции, имеет близкие аналоги в других кристаллических комплексах и, вероятно, может называться метаморфической формацией. Мы пока будем называть их просто генетическими группами, поскольку еще не выработана общепринятая классификация метаморфических формаций и не совсем ясны критерии их выделения: брать ли за основу состав пород или степень и характер их метаморфизма? Несомненно, прав М.С. Дюфур [157], подчеркивающий, что главным критерием здесь должны быть особенности метаморфизма. Однако для темы нашей статьи важнее установить исходные для кристаллических сланцев породы и их принадлежность к той или иной магматической или осадочной формации. Основной такого формационного подхода служит поиск менее метаморфизованных эквивалентов в переходных зонах от кристаллических к зеленым сланцам. Для всех четырех упомянутых выше групп кристаллических сланцев с разной степенью уверенности удалось отыскать зеленокаменные эквиваленты того же или близкого возраста. Петрография и петрохимия блыбских кристаллических сланцев, дающие представление об их составе и особенностях метаморфизма, достаточно подробно освещены в ряде работ [29, 453, 454, 325, 48 и др.]. Это позволяет нам при дальнейшем изложении ограничиться рассмотрением только тех особенностей выделенных групп метаморфитов, которые имеют отношение к проблеме связи их с вариссийским магматизмом.

Плаггиогнейсы и гнейсоплаггиограниты

Эта наиболее пестрая по составу группа пород включает в себя мусковитовые, реже двуслюдяные плаггиогнейсы, часто очковые за счет порфириобластов альбита или олигоклаза; мусковитовые, реже двуслюдяные гнейсоплаггиограниты и гнейсовидные плаггиоаплиты и плаггиоаляскиты, переходящие в пегматиты. Плаггиогнейсы обнаруживают плавные переходы к слюдяным сланцам и явно произошли за счет метасоматической их плаггиофельдшпатизации. Остальные из перечисленных пород имеют интрузивный облик, залегая в виде жил мощностью от 1—2 см до нескольких десятков метров, обычно согласных со сланцеватостью вмещающих пород, но нередко с ветвящимися апофизами и ксенолитами метаультрабазитов и метабазитов (см. фиг. 2). Как правило, более лейкократовые разности гнейсоплаггиогранитов оказываются более поздними, и вся совокупность этих пород выглядит как гомодромный магматический ряд. Однако достоверных

магматических структур в них, в отличие от выше описанных метаплагиогранитов, не обнаружено, они часто смяты в синметаморфические складки, и нам пришлось отнести их к категории гнейсогранитов (см. [275]).

В зеленокаменной оболочке эквивалентом альбит-олигоклазовых плагиогнейсов являются порфиробластовые альбитовые гнейсы, а эквивалентом гнейсоплагиогранитов — лейкократовые альбитовые гнейсограниты в виде четко секущих жил. В составе обеих разновидностей здесь кроме все тех же альбита, кварца, мусковита, эпидота и аксессуарных (апатита, титани-та, рутила, рудных минералов) содержится в переменных количествах хлорит, часто с явными признаками вторичного образования по биотиту (плеохроичные дворики, мелкие выделения рутила, реликтовые участки в разной степени обесцвеченного биотита). Текстура пород сланцеватая, правда без такой четкой минеральной линейности, как во вмещающих зеленых сланцах или в более глубоких двуслюдяных гнейсоплагиогранитах. Микроструктуры бластические, что особенно подчеркивается пойкилобластовым характером выделений альбита. Недаром в литературе эти породы часто описываются как альбитизированные зеленые сланцы.

Когенетичность и сопряженность во времени плагиогнейсов, гнейсоплагиогранитов и их зеленокаменных эквивалентов признается всеми исследователями, и все они видят в этих породах разные проявления единого процесса, который мы далее предпочитаем называть плагиомигматизацией. Соответственно всю совокупность рассматриваемых пород, действительно имеющих смешанный (мигматитовый) облик, будем называть плагиомигматитами.

Почти единодушно признается наложенность плагиомигматизации на все типы метаморфитов как в ядре Блыбского поднятия, так и в его зеленокаменной оболочке. Правда, одни исследователи считают плагиомигматитовые жилы заключительными интрузиями, а плагиогнейсы — сопряженными контактовыми метасоматитами раннепалеозойского Уруштенского комплекса, комагматичного раннегеосинклинальным базальтоидным вулканитам [29, 354, 325], тогда как другие считают все плагиомигматиты продуктом наложения метасоматических процессов (надо полагать — палеозойских) на докембрийские кристаллические сланцы [8].

Уместно подчеркнуть, что, по нашим наблюдениям (см. фиг. 2 и 3), плагиомигматизация накладывается на основные и кислые туфотурбидиты, а также метаплагиогранит-порфиры, т.е. плагиомигматиты моложе джентинских известняков и являются варисцийскими образованиями. Гнейсоплагиограниты, возможно, являются, метаморфизованными магматитами (метамагматитами) плагиогранитного состава. Если учесть неразрывную связь обоих типов плагиомигматитов между собой и наложенность их на продукты зонального регионального метаморфизма, можно допустить метаморфогенное образование плагиогранитных расплавов в качестве магматического завершения метасоматической плагиофельдшпатизации аналогично тому, как это имеет место, например, в Ильменогорской зоне Урала. Плагиофельдшпатизация приближает состав породы в отдельных зонах к составу плагиогранитной эвтектики, а прогрессирующий региональный (динамотермальный) метаморфизм создает предпосылки сначала для перевода ее в расплав, а затем выжимания расплава вверх с кристаллизацией его в виде жил плагио-

гранитов, а далее и деформацию и перекристаллизацию по мере продвижения кверху фронта метаморфизма и плагиофельдшпатизации. Альбитовые плагиомигматиты, вероятно, представляют собой самые внешние и наиболее низкотемпературные проявления этого фронта, которые, возможно, и не сопровождалась образованием расплава.

Предполагаемый нами способ генерации плагиогранитных расплавов, при котором ведущим фактором наряду с температурой является флюидное воздействие с привнесом Na и Si, можно назвать метаморфогенным в отличие от анатектического. Последний, судя по многочисленным экспериментам и полевым наблюдениям [90 и др.], обусловлен преимущественно тепловым воздействием, причем не обязательно в связи с региональным метаморфизмом, а главное — приводит к селективному выплавлению из пород различного состава, в том числе плагиогнейсов, расплавов нормального гранитного состава, как наиболее легкоплавких.

В Блыбском поднятии такой анатексис практически не проявился, с чем и можно связать отсутствие здесь нормальных калиевых гранитов, столь характерных, например, для зоны Главного Кавказского хребта.

Как известно, в зонально метаморфизованных комплексах калиевые граниты всегда оказываются моложе плагиомигматитов, сопровождаются метасоматической калишпатизацией и сопряжены с новым этапом продолжающегося метаморфизма (см. например, [262 и др.]). Метаморфизм этого нового этапа также является динамотермальным, поскольку обусловлен динамическим и термальным воздействием всплывающих гнейсовых диапиров (см., например, [431]), и его целесообразно называть позднекинематическим в отличие от раннекинематического метаморфизма, завершающегося плагиомигматизацией. Соответственно упомянутые выше анатектические калиевые граниты, как правило, не обнаруживающие заметного динамометаморфизма, можно называть позднекинематическими, а гнейсоплагиограниты — раннекинематическими гранитоидами. Последние образуют вполне самостоятельную метаморфогенную магматическую формацию плагиогранитов, более позднюю, чем рассмотренная в предыдущих разделах раннегеосинклиальная плагиогранитная формация, связанная с базальтоидным магматизмом.

Следует отметить, однако, что поздние генерации плагиомигматитовых жил, в частности плагиоаляскиты и плагиопегматиты, имеют облик позднекинематических гранитоидов и, возможно, являются таковыми. В этом случае натриевый состав и состав позднекинематических гранитоидов приходится объяснять преобладанием Na над K в составе флюида при региональном метасоматозе и в позднекинематический этап метаморфизма. Причина такой специфики Блыбского поднятия пока не ясна.

Жильные ортоамфиболиты — метаморфизованный эквивалент габброидов Чиликско-Загеданского комплекса

Эти породы обнаружены нами на левом берегу р. Большой Лябы (см. фиг. 1 и 2) в виде нескольких крутопадающих даек мощностью несколько метров среди метаплагиогранит-порфиоров, переходящих в слюдяные сланцы, но еще сохранивших бластопорфировые выделения кварца.

Ортоамфиболиты — зеленовато-черные массивного облика породы, напоминающие в центральных частях даек меланократовое габбро или полифировый пироксеновый (уралитовый) порфирит, а в краевых — мелкозернистый габбродиабаз. Эти более мелкозернистые зоны толщиной в несколько дециметров похожи на зоны закалки, тем более что контакты даек часто отчетливо пересекают гнейсовидность вмещающих пород. В самих ортоамфиболитах также заметна грубая сланцеватость, она как бы продолжает совершенную сланцеватость вмещающих пород, пересекая контакты и, несомненно, являясь результатом динамометаморфизма.

Под микроскопом выясняется, что ортоамфиболиты сложены исключительно метаморфическими минералами: сине-зеленой роговой обманкой, слабо зональным кислым плагиоклазом, эпидотом, сфеном и черным пластинчатым рудным минералом, вероятно ильменитом. Структура полностью бластическая (диабластовая), но принадлежность породы к метаморфизованным магматитам габброидного состава несомненна.

Ортоамфиболиты пересекаются жилками (толщиной 1–2 см) лейкократовых мусковитовых плагиогранитов того же типа, что слагают поздние плагиомигматитовые жилки среди слюдяных сланцев и плагиогнейсов. Нередко такие прожилки следуют вдоль контактов ортоамфиболитов, наводя на мысль, что это — экзоконтактовые каймы анатектического плавления вмещающих пород под действием тепла внедрившейся габброидной магмы ("эффект Седергольма"). Правда, такой трактовке противоречит плагиогранитный состав жилок, а считать их нацело альбитизированными аляскитами пока нет петрографических оснований.

Итак, ортоамфиболиты — это жильные габброидные интрузии, внедрившиеся в раннегеосинклинальные плагиограниты и вместе с ними подвергшиеся динамотермальному метаморфизму и, по крайней мере, заключительным фазам плагиомигматизации. Все это позволяет допускать их принадлежность к уже упоминавшемуся Чиликско-Загеданскому интрузивному комплексу, в типоморфном виде развитому за пределами Блыбского поднятия вдоль ограничивающих его разломов и в Ацгаринском поднятии. Он представляет собой второй (после раннегеосинклинального) гомодромный ряд магматитов от габбро и диоритов через тоналиты (биотитроговообманковые кварцевые диориты) до плагиогранитов и плагиогранитпорфиров. Из характерных особенностей комплекса отметим лишь важные для нашего сопоставления: темноцветный минерал во всех разностях представлен чаще всего амфиболом, нередко явно метаморфическим; динамометаморфизм слабый, несмотря на заметную метаморфическую перекристаллизацию и даже участие мелких жил в крутошарнирной складчатости; в зоне сильного метаморфизма, например в Чиликском массиве на восточной окраине Ацгаринского поднятия, в протогнейсовидных диоритах появляются жилки лейкократовых плагиогранитов, очень похожие на плагиомигматиты.

Другим возможным представителем пород Чиликско-Загеданского комплекса в ядре Блыбского поднятия являются метадiorиты г. Магишо, в верховьях р. Малый Блыб, а также гнейсовидные тоналиты куполообразного Балканского массива в бассейне р. Малой Лабы (см. фиг. 1). Последние очень сильно затронуты плагиомигматизацией и, видимо, поэтому

обычно относятся к более древнему, уже упомянутому Уруштенскому комплексу [29, 353, 325], хотя отмечаемая этими исследователями хорошая сохранность магматических структур заставляет нас сомневаться в правильности такого отнесения, особенно если учесть положение массива в самом центре Блыбского метаморфического поднятия.

Не располагая пока данными для окончательного решения этого вопроса, Балканский массив на карте (см. фиг. 1) мы пока изображаем как плагиомигматитовый купол, не уточняя, на основе какой интрузии он развился.

Слюдяные сланцы как метаморфизованные магматические породы

Слюдяные сланцы, состоящие из кварца, мусковита и биотита, часто с плагиоклазом и гранатом, встречаются по всему видимому разрезу ядра Блыбского поднятия и традиционно считаются метапелитами. В северной части поднятия они преобладают, что дает повод выделять там существенно метапелитовую армовскую свиту в противовес существенно амфиболитовой балканской свите, развитой южнее и считающейся более древней [8, 353, 354]. Однако мы вынуждены считать, что большая часть рассматриваемых слюдяных сланцев, если не все, представляет собой метаморфизованные кислые магматиты типа плагиогранитов и кварцевых альбитофинов. Основанием для этого послужили следующие факты и соображения.

1. Отсутствие графита, столь характерного для явных метапелитов той же ступени метаморфизма в других кристаллических комплексах, в частности в Главном Кавказском хребте и в Ацгаринском поднятии.

2. Уже упоминавшийся постепенный переход метаплагиогранит-порфилов в типичные блыбские слюдяные сланцы по мере усиления метаморфизма.

3. В русле р. Большой Лабы вблизи южной границы Блыбского поднятия (т.е. формально в поле развития балканской свиты) среди двуслюдяных с гранатом сланцев были встречены разности с валунообразными включениями метаплагиогранита (см. фиг. 2). Магматических структур в нем не сохранилось; плагиоклаз, замещаемый мусковитом и эпидотом, выглядит уже перекристаллизованным, бластическим, но гнейсовидность в обломке не совпадает со слоисто-сланцеватой текстурой вмещающих сланцев. С поправкой на разную степень метаморфизма рассматриваемая порода очень похожа на описанные выше инъекционные "конгломераты" с плагиогранитной галькой.

4. Сильно варьирующая, от 1—2 см до десятков метров, мощность отдельных прослоев, что характерно для пластовых тел кварцевых альбитофинов.

5. Широко известная склонность кварцевых альбитофинов переходить в кварц-серицитовые сланцы, т.е. приближаться по составу к метапелитам, еще до наступления прогрессивного регионального метаморфизма (см., например, [336]).

Таким образом, светлые (без графита) слюдяные сланцы, как и развивающиеся по ним плагиогнейсы, весьма вероятно, есть глубоко метаморфизованный эквивалент раннегеосинклинальных кварцевых альбитофинов и плагиогранитов или родственных им пород типа инъекционных вулканогенных "конгломератов".

Амфиболиты — метаморфизованные продукты раннегеосинклинального базитового вулканизма

Блыбские амфиболиты по всеобщему признанию образовались преимущественно за счет основных вулкаников, слагающих видимое основание разреза Блыбского поднятия [29, 353, 8 и др.]. Мы согласны с такой трактовкой с той лишь оговоркой, что для многих амфиболитов, особенно в долине р. Большая Лаба, исходными породами были, вероятно, не сами вулканики, а туфотурбидиты того же типа, что развиты в зеленокаменной оболочке. В пользу такого предположения говорит параллельнослоистая текстура этих амфиболитов, которую невозможно объяснить только метаморфизмом. Амфиболиты (метатуфопесчаники), очевидно, наращивают книзу стратиграфический разрез зеленокаменных туфотурбидитов и отвечают более ранним фазам все того же раннегеосинклинального, точнее инициального, базитового вулканизма, который, хотя и относится к варисцидскому геосинклинальному циклу, вполне мог начаться еще в докембрии. Многочисленные тела метаультрабазитов (серпентинитов и пр.) вместе с блоками заключенных в них метагабброидов, в свете последних данных [33], являются протрузиями, выжатыми при тектонических дислокациях из более глубоких структурных уровней. Эти породы представляют собой, скорее всего, фрагменты океанической коры, на которой развивался инициальный вулканизм.

Итак, при формационном анализе пород Блыбского поднятия каких-либо метаморфитов, особенно сиалического профиля, которые нельзя связать с развитием варисцидской геосинклинали, нам обнаружить не удалось.

АЦГАРИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Выходы ацгаринских кристаллических сланцев окаймляют с севера и востока Блыбское поднятие в виде почти сплошной полосы, перекрываемой местами трансгрессивными толщами верхнепалеозойских моласс и протягивающейся от верховьев рек Кяфар и Чилик через верховья рек Ацгара и Уруп до хребта Дженту в междуречье Большой и Малой Лабы. Во многих участках этой полосы (но не везде!) выходы ацгаринских пород имеют вид пологой моноклинали (см. фиг. 3) с налеганием кристаллических сланцев на джентинские мраморы и погружением далее на север под молассы верхнего палеозоя. Ранее это и давало основание считать ацгаринскую толщу более молодой, чем джентинские мраморы, и датировать ее соответственно или нижним палеозоем [339], или фаменом [182], или нижним карбоном [234], объясняя повышение метаморфизма в ней контактовым воздействием досреднекарбонových интрузий Чиликско-Загеданского комплекса [182, 49 и др.]).

После того как в Передовом хребте были установлены шарьяжи [135, 136], ацгаринскую толщу большинство геологов, вслед за Г.И. Барановым, стали считать шарьированной пластиной докембрийских кристаллических сланцев [8], оставляя, правда, открытым вопрос о "корнях" этого покрова.

По нашим наблюдениям, в ацгаринской толще действительно преобладают породы более древние, чем джентинские мраморы, а сама она действительно во многих участках находится в аллохтонном залегании поверх этих мраморов. Но в главной своей массе ацгаринская толща залегает субвертикально, т.е. вполне автохтонно, и слагает серповидное в плане диапировое метаморфическое поднятие, во многом сопоставимое с Блыбским. Как и в Блыбском поднятии, участки пологого залегания здесь объяснимы гравитационным выполаживанием крутопадающих пород.

В пользу предлагаемой нами трактовки Ацгаринской тектонической структуры приведем следующие факты.

1. Непосредственно наблюдается крупномасштабное выполаживание кверху поверхностей раздела разных пород, в том числе "нижнего" контакта ацгаринских сланцев с джентинскими мраморами вместе с приуроченными к этому контакту расслоенными интрузиями Чиликско-Загеданского комплекса (см. фиг. 3). В других участках те же самые поверхности залегают субвертикально или даже наклонены в противоположную сторону с образованием пропеллерообразной структуры, что особенно характерно для восточного замыкания Ацгаринского поднятия (см. фиг. 1).

2. Субвертикальные залегания, осложненные типичными каскадными складками, преобладают в юго-восточной части Ацгаринской структуры (водораздельный гребень хр. Абишира-Ахуба), где все породы, в том числе наиболее крупный Чиликский массив, имеют антикавказское простирание. Допустить аллохтонность столь крупных "поперечных" массивов с вертикальной, параллельной контактам расслоенностью просто невозможно, тем более что динамометаморфизм в них, как уже отмечалось, проявлен слабо. Иными словами, в форме этих интрузий зафиксирована ориентировка в плане (поперечная здесь и продольная в других местах) магмоподводящих каналов — субвертикальных в силу самой природы магматического процесса. Поперечность же простирания крутозалегающих метаморфитов вполне объяснима как отражение первичной искривленной формы горизонтального сечения субвертикального Ацгаринского метаморфического диапира. Такая искривленность отнюдь не редкость, например, в соляных диапирах.

3. Как показал анализ градационной слоистости в обнаруженных нами метатурбидитах, стратиграфическая последовательность в ацгаринских метаморфитах совершенно обратна принятой в существующих стратиграфических схемах [108 и др.] и основанной только на элементах залегания. Низы разреза располагаются не вдоль контакта с джентинскими мраморами, а с противоположной стороны — близ восточной границы Ацгаринского кристалликума, и находящийся там Чиликский массив оказывается приуроченным к ядру поднятия, а не к "Чиликской синклинали". Таким образом, давно уже установленное [182, 49, 234] плавное усиление метаморфизма ацгаринских пород по мере приближения к Чиликскому массиву происходит вниз по стратиграфическому разрезу, как и в Блыбском поднятии, что еще раз подтверждает диапировую природу Ацгаринской тектонической структуры.

4. Метаморфизм ацгаринских пород — не контактовый, а зональный региональный (динамотермальный). Все ацгаринские метаморфиты обладают таким четким признаком участия динамического фактора в метамор-

физме, как минеральная линейность. Повышение степени метаморфизма нельзя объяснить термальным воздействием Чиликской интрузии, поскольку другие подобные интрузии того же комплекса не сопровождаются заметным контактовым ореолом, в том числе Загеданский массив, прорывающий ацгаринские кварц-биотитовые сланцы наряду с джентинскими мраморами и заключенными в них прослоями блыбских зеленокаменных пород. Кроме того, сами породы Чиликско-Загеданского комплекса, как уже указывалось, подверглись зональному метаморфизму и даже плагиомигматизации в наиболее высокотемпературной зоне (силлиманитовой), к которой приурочен Чиликский массив. Поэтому температурную зональность метаморфизма в Ацгаринском поднятии можно трактовать лишь как зональность регионального метаморфизма (тем более, что ширина зон измеряется километрами) и связывать ее с разной глубиной погружения супракрасталльных пород в ходе их метаморфической перекристаллизации перед подъемом в виде метаморфического диапира.

В свете изложенного образование Ацгаринского поднятия можно представить как результат диапирового всплывания пород, подвергшихся зональному динамотерминальному метаморфизму.

Очевидная для всех структурная сопряженность (даже своего рода конформность) Ацгаринского и Блыбского поднятий доказывает одновременность их формирования в рамках варисцийского цикла и, следовательно, одновременность в них метаморфизма, по крайней мере того, который связан с подъемом диапиров.

Эти выводы подтверждаются формационным анализом, при котором выявляется ведущая роль варисцийского магматизма в создании ацгаринских пород.

Формационный анализ ацгаринских кристаллических сланцев проведен нами на основе собственных наблюдений и литературных данных по вещественному составу пород [182, 49, 234, 108]. Всю пеструю гамму ацгаринских пород, степень метаморфизма которых меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, или лучше сказать — от биотитовой зоны до силлиманитовой, можно развить в зависимости от состава и происхождения на следующие три генетические группы: 1) базитовые метатифотурбидиты; 2) метапелиты и метаалевропелиты; 3) аркозоиды и светлые слюдяные сланцы.

Базитовые метатифотурбидиты представлены темно-зелеными амфиболитовыми сланцами и черными амфиболитами. Обе разновидности сложены главным образом роговой обманкой и плагиоклазом (с переменными количествами биотита, эпидота, кварца), но заметно отличаются не только цветом в образце, но и характером бластических структур. В амфиболитовых сланцах они гораздо разнозернистее, чем в амфиболитах, и отражают более низкую степень их метаморфизма. И действительно, амфиболиты сменяются амфиболитовыми сланцами по мере удаления от фокуса метаморфической зональности, например, если следовать вдоль скалистого гребня хребта Абишира-Ахуба от Чиликского массива на запад почти строго вкрест простирания толщ. Здесь, в условиях стопроцентной обнаженности, хорошо видно, что амфиболиты и амфиболитовые сланцы, чередуясь с другими породами, слагают толщу мощностью более 3 км, составляющую видимое

основание стратиграфического разреза всего Ацгаринского поднятия. Далее на запад, в долине р. Ацгары, т.е. вверх по разрезу, амфиболитовые сланцы не встречены и появляются снова в междуречье Большой и Малой Лабы близ границы кристалликума с зеленокаменными толщами уже не Блыбского поднятия, а Северной структурно-формационной зоны Передового хребта.

Для обеих разновидностей рассматриваемых пород характерна параллельно-слоистая текстура, которая часто подчеркивается тончайшими известковистыми и углеродистыми прослоями, а в ряде мест (на гребне Абишира-Ахубы) оказалось типичной градационной слоистостью. Именно она позволила установить уже упомянутую стратиграфическую последовательность толщ и определить принадлежность исходных пород к базитовым туфотурбидитам (крупно- и мелкозернистым туфопесчаникам), в том числе и амфиболитов, занимающих самое низкое стратиграфическое положение (вблизи западного контакта Чиликского массива).

Ацгаринские метатуфотурбидиты — в полный литолого-петрографический и формационный аналог блыбских базитовых метатуфотурбидитов и, скорее всего, одновозрастны с ними.

Метапелиты и метаалевропелиты представлены биотитовыми филлитами, которые при усилении метаморфизма сменяются слюдяными сланцами с гранатом и ставролитом. Метапелиты, как правило, углеродистые и легко узнаются по цвету и относительной тонкозернистости. Метаалевролиты образуют светло-серые прослой мощностью в миллиметры и сантиметры среди метапелитов, придавая всей пачке микрошлишевый облик. Достоверные кластические зерна в них представлены кварцем и плагиоклазом, но пока неясно, к каким турбидитам они относятся: терригенным или кислым туфогенным. Характерно, что эти флишоидные пачки приурочены только к верхней половине разреза. Залегая выше базитовых туфотурбидитов, они, возможно, являются не только формационным, но и стратиграфическим аналогом подджентинской пачки черных и серых кислых туфотурбидитов, хотя мощность ацгаринских пород измеряется километрами, и подджентинских — метрами и десятками метров. В нижней части разреза, среди амфиболитовых сланцев и амфиболитов, прослой углеродистых метапелитов нередки, но они сочетаются не с алевролитовыми или песчанистыми прослоями, а с графитисто-кварцевыми, очевидно, продуктами окварцевания углеродистых карбонатных прослоев.

Аркозоиды как метаморфизованные раннегеосинклинальные флюидизационные микробрекчи. Так мы назвали весьма распространенные породы, которые встречены на всех уровнях видимого разреза Ацгаринского кристалликума. Обычно их описывают как метааркозы и микрогнейсы. В зонах относительно слабого метаморфизма в переслаивании с микрошлишевыми сланцами верхней толщи они действительно похожи, особенно под микроскопом, на метапесчаники с обломками (0,2–0,6 мм) кислого плагиоклаза и кварца в сланцеватой тонкозернистой кварц-биотитовой связующей массе, причем обломки выглядят как порфиорокласты, не соприкасаясь между собой и обуславливая мелкоочковую текстуру породы. Весьма характерна минеральная линейность, выраженная гораздо

резче, чем в прилежащих метапелитах, а также порфиробласты граната (до 1–2 мм), при его отсутствии в прилежащих метапелитах. В переслаивании с амфиболитовыми сланцами аркозоиды, сохраняя облик серых тонкослоистых метапесчаников, имеют в качестве порфирокластов (0,2–0,6 мм) почти только плагиоклаз в связующей массе из кварца, плагиоклаза, мусковита и биотита, обычно с порфиробластами граната. Далее вниз по разрезу, с усилением метаморфизма, аркозоиды сменяются светлыми гранат-слюдяными сланцами, которые еще сохраняют некоторые черты аркозоидов (резко выраженную линейность, тонкую слоистость) пока вблизи Чиликского массива не сменяются уже двуслюдяными с гранатом и силлиманитом гнейсами.

Ряд особенностей аркозоидов заставляет сомневаться в том, что это нормальные метапесчаники. Они образуют однородные прослои мощностью от нескольких дециметров до 70 м и, возможно, более среди базитовых туфотурбидитов и флишоидных алевропелитовых сланцев, т.е. среди пород, образовавшихся по относительно глубоководным морским осадкам. Однако в самих аркозоидах, как правило, обладающих тонкой параллельной слоистостью, нет признаков градационной текстуры, которая позволила бы считать их метатурбидитами (терригенными или туфогенными) и определенно доказывала бы их осадочную природу. Следует заметить, что градационная текстура в кварц-плагиоклазовых метапесчаниках прекрасно сохраняется при метаморфизме даже амфиболитовой фации (см. [275]) и распознается, хотя и с трудом, в ацгаринских флишоидных металеволитах, имеющих тот же состав обломочного материала. Переслаиваясь с базитовыми метатурбидитами, аркозоиды образуют контрастную ассоциацию, удивительно напоминающую бльбскую толщу базитовых туфотурбидитов с пластовыми телами, точнее силлами, кварцевых альбитофиров. Здесь самый проходящий момент подчеркнуть, что в Ацгаринском поднятии совсем не было встречено ни кварцевых альбитофиров, ни метаплагиогранит-порфиров бльбского типа, а жилы массивных кварц-плагиоклазовых гранит-порфиров на горе Уруп, пересекающие минеральную линейность аркозоидов, относятся или к Чиликско-Загеданскому, или даже к какому-либо послевариссийскому интрузивному комплексу. Тем самым аркозоиды среди ацгаринских пород как бы выполняют роль кварцевых альбитофиров зеленокаменной оболочки Бльбского поднятия, особенно если учесть отмеченное выше сходство вмещающих туфотурбидитов в обоих поднятиях. Если вспомнить к тому же об инъекционных джентинских "конгломератах" то можно допустить, что аркозоиды – это раннегеосинклинальные, связанные с плагиориолитовым вулканизмом, флюидизационные микробрекчии, залегающие, подобно кварцевым альбитофирам, в виде субвулканических силлов на разных уровнях разреза и, следовательно, самые молодые в рассмотренных трех группах ацгаринских пород, одновозрастные с кварцевыми альбитофирами. Смена по мере движения вниз по стратиграфическому разрезу, т.е. по мере увеличения глубинности силлов, кварц-плагиоклазового состава обломков на сугубо плагиоклазовый при относительно постоянном общем составе аркозоидов находит интересную аналогию на Южном Урале. Раннегеосинклинальные плагиориолиты, как и в Бльбском поднятии, часто представлены субвулканическими силлами кварцевых аль-

битофиров лавового, реже—туфового облика, которые по мере движения вниз по разрезу сменяются силами базиснокварцевых альбитофиров (в фенокристах только плагиоклаз) того же самого валового состава и того же возраста [431]. Следует также отметить, что метаморфизованные раннегеосинклинальные псаммитовые флюидизаты типа ацгаринских аркозиодов, хотя и не фигурируют пока в литературе (правда, "мобилизованные аренитовые породы" К. Менерта [274] и "автомагматические брекчии" Е.Б. Яковлевой [453] могут оказаться их аналогами), были встречены нами в метаморфических комплексах других регионов. В Симлских Гималаях они слагают пластовые тела среди филлитизированного терригенного флиша (серии Чейл), а в Западном Прибайкалье у с. Онгурен — дайкообразное тело, секущее поперек толщу кварцитов и метапелитовых слюдяных сланцев. В обоих случаях породы имели аркозовый обломочный состав (в Прибайкалье с рассеянной галькой кварцитов), метаморфизованный (с преобладанием биотита) цемент и резко выраженную субвертикальную линейность при относительно грубой сланцеватости, совсем как в ацгаринских аркозиодах.

Приведенные аналогии подкрепляют наш вывод о вероятной инъекционной флюидизационной природе рассматриваемых пород, еще совсем мало изученных и во многом загадочных, хотя и широко, как нам кажется, распространенных. Пока остается неясным, почему в одинаковые базальтовые туфотурбидиты (и, по-видимому, одновременно) в Блыбской зоне внедрились кварцевые альбитофиры, а в Ацгаринской зоне — микробрекчии. Возможно, здесь как-то сказалась значительно большая мощность осадков, накопившихся к моменту внедрения плагиориолитовых субвулканитов в Ацгаринской зоне, что особенно бросается в глаза, если сопоставлять верхние части разрезов обеих зон.

Таким образом, раннегеосинклинальный варисцидский магматизм создал вещество исходных пород большей части ацгаринских кристаллических сланцев.

Некоторые корреляции, проблема возрастных датировок и попытка синтеза

Относительная последовательность геологических событий в эволюции Блыбского и Ацгаринского поднятий, а также других структурно-формационных зон Большого Кавказа хорошо коррелируется. Это позволяет отметить более или менее целостную картину истории формирования гранитно-метаморфического слоя здесь в ходе развития варисцидского геосинклинального процесса.

В развитии варисцидского магматизма и сопряженных с ним процессов вырисовывается следующий ряд событий.

1. Инициальный базальтоидный вулканизм (базальты, андезиты) и комагматичные габброиды.
2. Раннегеосинклинальный плагиориолитовый вулканизм и комагматичные гипабиссальные и субвулканические интрузии плагиогранитного состава, в том числе флюидизационные брекчии.
3. Габбро-плагиогранитный Чиликско-Загеданский комплекс (габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты).

4. Раннекинематические метаморфогенные плагиограниты, сопряженные с плагиофельдшпатизацией и плагиомигматизацией, завершающие раннекинематический этап зонального регионального метаморфизма и подвергающийся метаморфизму (гнейсификации) в позднекинематический этап.

5. Позднекинематические калиевые граниты, сопряженные с калишпатизацией и позднекинематическим этапом регионального метаморфизма.

Этот ряд требует некоторых пояснений.

Базальтоидный вулканизм начался, вероятно, еще в докембрии на коре океанического типа и сопровождался заложением Блыбского и Ацгаринского эвгеосинклинальных прогибов, где шло накопление переотложенных продуктов вулканизма в форме туфотурбидитов. Центры же вулканизма располагались в соседних эвгеоантиклинальных зонах (подводных вулканических грядах или вулканических островах), сложенных собственно вулканитами (лавами, туфами) и комагматичными габброидами. Участок Передового хребта к востоку от замыкания Ацгаринского поднятия, очевидно, представляет фрагмент такой эвгеоантиклинальной зоны: амфиболиты там образовались по подушечным базальтам, переходящим в габброиды [57]. Серпентиниты, характерные для всех зон Передового хребта, скорее всего, являются тектоническими отторженцами или океанической коры, или интрузий, комагматичных инициальным вулканистам. На относительно древний их возраст указывает примесь ультрабазитового обломочного материала в породах нижнего силура [332].

Платиориолитовый вулканизм начался после некоторого перерыва в вулканической деятельности, во время которого в Блыбском и Ацгаринском прогибах накапливались лишь алевроито-глинистые осадки, вероятно терригенные. Вулканизм сопровождался накоплением в тех же прогибах кислых туфотурбидитов, сменившихся по мере его затухания карбонатными осадками (джентинской толщи). Внедрение множества гипабиссальных и субвулканических интрузий плагиогранитного состава, вероятно, и послужило толчком к последующему перерождению обоих турбидитовых прогибов в поднятия. Генерацию раннегеосинклинальных плагиогранитных расплавов, этих первых кислых магматических продуктов варисийской геосинклинали, можно объяснить, по аналогии с Уралом [430, 431], как завершение длительной гомодромной эволюции базальтоидного магматизма при постепенной миграции фронта магнообразования из мантии в пределы земной коры, с вовлечением в расплав все большего количества раннегеосинклинальных глинистых и туфотурбидитовых осадков. Такая модель объясняет и появление громадных объемов кислых расплавов и их общеизвестное петрохимическое родство с предшествующими базальтоидами.

Габбро-плагиогранитный Чиликско-Загеданский комплекс — второй в варисийском цикле гомодромный ряд базальтоидных магматитов, — вероятно, совсем не сопровождался комагматичными вулканистами, хотя мелкие интрузии, рассеянные среди пород обоих поднятий, имеют явно гипабиссальный облик. Крупные интрузии четко контролируются субвертикальными разломами, разделяющими структурно-формационные зоны.

Плагиомигматизация и плагиофельдшпатизация несравненно интенсивнее проявились в Блыбском поднятии, чем в Ацгаринском. Причина этого различия пока не ясна.

Позднекинематические калиевые граниты, столь характерные для соседней зоны Главного хребта, в обоих рассматриваемых поднятиях практически отсутствуют. Калишпатизация, местами интенсивная, приурочена исключительно к крупным интрузиям Чиликско-Загеданского комплекса и больше напоминает гидротермальный метасоматоз, связанный с разломами, нежели следствие регионального метаморфизма. С другой стороны, поздние, лейкократовые плагиомигматиты и зеленокаменные альбитовые порфиробластиты, имеющие столь массивный облик, возможно, являются уже позднекинематическими. В пользу этого говорит наложение альбитизации на явно позднекинематический (несогласный со сланцеватостью) амфибол в метаморфических сланцах восточной части Передового хребта [230, 231]. В таком случае альбитизация — своего рода заменитель калишпатизации в других зонах. Причина различия пока не ясна, но, возможно, имеется связь с приуроченностью субсеквентного калиево-риолитового вулканизма в среднем карбоне именно к зоне Передового хребта.

К среднему карбону развитие варисийского магматизма в зоне Передового хребта и процесс формирования кристаллических сланцев полностью закончились, поскольку в вулканогенной молассе давно известны обломки светлых слюдяных (кварц-мусковитовых) сланцев бльбского типа, а также сиенито-диоритов, т.е. пород Чиликско-Загеданского комплекса, уже подвергшихся калишпатизации.*

В этой связи совершенно невероятен нижнекарбонный, почти общепризнанный сейчас возраст джентинских известняков, так как не остается времени до среднего карбона для такой цепи событий, как внедрение плагиогранитов, формирование всего Чиликско-Загеданского комплекса, метаморфизм и т.д. Сопоставление с Северной зоной Передового хребта, где кварцевые альбитофиры — полный петрографический и формационный аналог бльбских — относятся к среднему девону, делает наиболее вероятным именно среднедевонский возраст джентинских известняков и плагиогранитного завершения раннегеосинклинального базальтоидного магматизма. Это подтверждает и формационный анализ верхнедевонских конгломератов, надежно датированных палеонтологически. Они содержат обильную гальку жильного кварца и явно относятся к более поздней (более "зрелой") формации, чем джентинские вулканогенные "конгломераты", с которыми они обычно сопоставляются.

Алевропелитовая толща, залегающая выше базитовых туфотурбидитов в обоих поднятиях и отвечающая некоторому затишью базальтоидного вулканизма перед началом его плагиориолитового этапа, вполне сопоставима, как нам представляется, с силурийскими углеродистыми метапелитами Северной зоны Передового хребта. Их возраст установлен находками граптолитов во многих пунктах [426], а сопоставление их с черными сланцами аггаринской толщи было проведено до нас Е.В. Хаиным [416], считающим, правда, эту толщу аллохтонной.

Если наши сопоставления правильны, базитовые туфотурбидиты и соответствующие им магматиты оказываются досилурийскими, нижнепалеозойскими, а в нижней части разреза, вероятно, и докембрийскими.

Сделанный выше на основе геологических данных вывод о завершенности процесса образования кристаллических сланцев к среднему карбону

вступает в противоречие с результатами определения возраста мусковита бльбских пород К-Аг методом. Мусковиты из наших восьми проб, включающие метаплагиогранит-порфиры, плагиогнейсы и лейкократовые гнейсоплагиограниты, показали очень близкие цифры возраста: 316–326 млн. лет¹, что соответствует среднему карбону, когда кварц-мусковитовые сланцы Бльбского поднятия уже размывались, попадая в моласовые конгломераты.

Это противоречие можно разрешить, если считать, что приведенные цифры отражают не возраст метаморфизма бльбских кристаллических сланцев, а более позднее время их подъема выше "критической геоизотермы 300°" [350] в ходе начавшегося в среднем карбоне орогенеза с накоплением моласс.

Варисийский геосинклинальный магматизм представляется нам не только поставщиком исходного вещества для кристаллических сланцев, но и наиболее реальной причиной создавшего их метаморфизма. Для пояснения связей между магматизмом и метаморфизмом в эволюции кристалликума Передового хребта вполне пригодна модель развития эвгеосинклинали, разработанная для Урала [429, 430, 431].

В ходе развития энсиматической эвгеосинклинали предполагается параллельное существование зон растяжения и зон сжатия. На раннегеосинклинальном этапе зоны растяжения — это зоны активного вулканизма, зоны восходящего движения вещества, приобретающие антиклинальный характер (вулканические поднятия) и подвергающиеся лишь позднегеосинклинальному сжатию при воздымании метаморфических диапиров. Зоны сжатия — это глубоководные прогибы типа Бльбского и Ащаринского, заполняемые главным образом туфотурбидитовыми и карбонатно-пелитовыми осадками. Прогибы подвергаются конседиментационному (синвулканическому) сжатию при расширяющемся воздействии растущих смежных вулканических поднятий, а главное — потому, что само прогибание здесь приходится рассматривать как затягивание вниз, или всасывание, навстречу восходящему потоку тепла и растворов, т.е. фронту регионального метаморфизма. Поток тепла и растворов, т.е. термальный и флюидный факторы метаморфизма, в значительной мере, если не полностью, обеспечивается длительно развивающимся базальтоидным магматизмом. Ведь подъем из мантии в кору базальтоидных расплавов, особенно застывающих в форме интрузий, не мог не сопровождаться прогревом коры (подъемом геоизотерм) и отделением горячих растворов. Но и само "всасывание", обеспечивающее общее и ориентированное давление для метаморфизируемых пород, т.е. динамический фактор метаморфизма на раннекинематическом этапе, кажется следствием того же базальтоидного магматизма. Причиной "всасывания", т.е. антизостатического процесса затягивания осадков ниже более плотных магматитов, должен быть какой-то неясной пока еще природы эффект, как бы компенсирующий выделение огромного количества вещества из мантии в процессе базальтоидного вулканизма и комагматического интрузивного магматизма. Иными словами, в поперечном сечении

¹ Определения сделаны в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц.

эвгеосинклинальной зоны от поверхности литосферы до уровня генерации магм (т.е. до астеносферы в период инициального магматизма) можно представить систему сопряженных восходящих и нисходящих потоков вещества. Восходящим потокам соответствуют зоны вулканизма (эвгеоантиклинали), а нисходящим — прогибы (эвгеосинклинали *s. str.*), или зоны "всасывания", в которых осадки по мере затягивания вниз подвергаются все более сильному сжатию с образованием конседиментационных изоклинальных складок и все более сильному динамотермальному метаморфизму, вплоть до участия в магмогенерирующих процессах. Такая модель объясняет развитие метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации в породах единой геосинклинальной серии, с гнейсообразованием и плаггиомигматизацией по мере достижения уровня амфиболитовой фации. С прекращением базальтоидного магматизма прекращается и всасывание в прогибах. В зонах достаточно глубокого всасывания, где вертикальная мощность зонально метаморфизованных и гранитизированных геосинклинальных отложений велика, начинается процесс всплывания этих относительно мало плотных пород в форме метаморфических диапиров, сопровождаемых позднекинематическим динамотермальным метаморфизмом, крутошарнирной складчатостью, позднекинематическими гранитоидами и т.п.

Зарождение и эволюция гранитно-метаморфического слоя в зоне Передового хребта вполне объяснимы с помощью описанной модели, если внести в нее ряд поправок на особенности геологического развития этой зоны.

Главной особенностью является то, что восходящие движения с зарождением Блыбского и Ацгаринского поднятий начались еще в раннегеосинклинальный этап, на фоне общего погружения — "всасывания" в связи с массовым внедрением согласных субвулканических и гипабиссальных интрузий плаггиогранитного состава. Своим "лакколитовым эффектом" эти интрузии способствовали образованию в обоих турбидитовых прогибах конседиментационных антиклиналей, которые впоследствии переродились в метаморфические диапиры. Возобновление базальтоидного магматизма после образования раннегеосинклинальных плаггиогранитов кажется наиболее реальной причиной их зонального метаморфизма, который и дает повод иногда связывать такие металаггиограниты с процессами, предшествовавшими вариссийскому геосинклинальному циклу.

Таким образом, вариссийский геосинклинальный магматизм, развивавшийся в зоне Передового хребта, вероятно, с докембрия по ранний карбон, был главным фактором формирования здесь гранитно-метаморфического слоя, который целиком является вариссийским новообразованием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение кристаллических сланцев Передового хребта приводит к выводу, что они представляют собой целиком продукт развития вариссийской энсиматической геосинклинали, а не ее древний сиалический цоколь. Тем самым вновь подтверждается идея о том, что гранитно-метаморфический слой, определяющий принадлежность земной коры к континентальному

типу, рождается в геосинклиналях в ходе преобразования первичной, океанической коры во вторичную, континентальную, посредством взаимосвязанных геосинклинальных процессов магматизма, осадконакопления, складчатости и метаморфизма. Для такого преобразования вполне достаточно одного геосинклинального цикла, причем магматизм здесь играет решающую роль. Геосинклинальный магматизм служит источником вещества не только для интрузивных и вулканических пород, но и для значительной части кристаллических сланцев. Он обуславливает термальный и флюидный факторы зонального регионального метаморфизма и, вероятно, является важным динамическим фактором метаморфизма и даже фактором тектогенеза, во всяком случае более реальным, чем горизонтальное движение литосферных плит, если даже оно действительно происходит.

УДК 552.321+552.322+553.3

С.В. ЕФРЕМОВА

МАГМАТИЗМ МЕГРИ-ОРДУБАДСКОГО РАЙОНА И ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ДАЕК В РЕШЕНИИ ВОПРОСА РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Мегри-Ордубадский район Малого Кавказа является регионом широкого проявления вулканического и плутонического магматизма третичного возраста, сопровождаемого медно-молибденовой минерализацией, приуроченной к зоне Дебаклинского (месторождения: Каджаран, Айгедзор, Агарак и др.) и Ордубадского (месторождения: Парагачай, Капуджих, Маданидзор, Пьязбаш и др.) глубинных разломов общекавказского направления, подтвержденных комплексными геофизическими данными. Оба разлома играли определяющую роль в развитии магматизма и металлогении изученного района [257; 283, 258, 52 и др.].

Относительно последовательности формирования плутонических и сопутствующих постмагматических образований существуют многочисленные точки зрения (табл. 1). Все плутонические породы района включаются исследователями в сложный Мегри-Ордубадский плутон (площадь около 1500 км²), расположенный на территории Армении и Нахичеванской АССР (Азербайджанская ССР) и протягивающийся на территорию Ирана. Он вытянут в северо-западном направлении, согласно простиранию вмещающих его крупных складчатых и разрывных структур. Вмещают массив главным образом вулканогенные образования третичного возраста и лишь на юго-западе массив контактирует с вулканогенно-осадочными толщами (вулканогенно-известняково-аргиллитовые отложения) верхнего и нижнего мела, а на юго-востоке и юге — амфиболитами, кристаллическими сланцами и гнейсами кембрия и докембрия. Останцы последних обнаружены Ш.А. Азизбековым и М.И. Рустамовым [11] в западной части массива.

Среди третичных вулканогенных образований развиты: а) нижнеэоценовые (эффузивные фацы представлены андезитами, андезито-базальтами; субвулканические — теми же типами пород, а также развиты дайки диабазов);

Таблица 1

Последовательность формирования горных пород в пределах Мегри-Орду-бадского массива по данным разных исследователей

В.Г. Грушевого [138]	С.С. Мкртчана [283]	И.Г. Магакьяна [257]
1	2	3
<p>I фаза</p> <p>Гранодиоритовая</p> <p>Порфиroidные, лейкократовые граниты, гранодиориты, адалеллиты, сиенит-диориты, лейкократовые диориты и габбро-диориты</p> <p>II фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Монцонитовидные гранодиориты, сиенит-диориты, кварцевые монцониты и монцониты, отдельные участки гранитов, сиенитов, кварцевых диоритов, диоритов и габбро</p> <p>III фаза</p> <p>Сиенит-диоритовая</p> <p>Сиениты, сиенит-диориты, диориты, габбро, сиенит-граниты и габбро-диориты, отдельные участки ультраосновных пород среди габбро</p>	<p>I фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Сиениты, монцониты, кварцевые монцониты, сиенит-диориты и диориты, габбро-диориты, габбро, пикриты</p> <p>II фаза</p> <p>Гранодиоритовая</p> <p>Порфиroidные граниты и гранодиориты, адалеллиты, кварцевые сиениты и сиениты</p> <p>III фаза</p> <p>Щелочная</p> <p>Щелочные и нефелиносодержащие сиениты</p> <p>IV фаза</p> <p>Банатитовая</p> <p>Банатиты с незначительными отклонениями состава в сторону гранодиоритов и сиенит-диоритов</p>	<p>I фаза</p> <p>Габбровая</p> <p>Габбро и габбро-диориты</p> <p>II фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Монцониты и сиенит-диориты</p> <p>III фаза</p> <p>Гранодиоритовая</p> <p>Порфиroidные граниты и гранодиориты</p> <p>IV фаза</p> <p>Щелочная</p> <p>Щелочные и нефелиновые сиениты, сиениты</p>

Таблица 1 (продолжение)

Ш.А. Азизбекова (данные 1954 г.)	Ш.А. Азизбекова, Т.Г. Гаджиева, Е.М. Емельяновой и др. [10]	А.И. Адамяна [6]
4	5	6
<p>I фаза</p> <p>Тоналитовая</p> <p>Тоналиты, тоналиты с ксенолитами порфиритов, гранодиорит-порфиры, кварцевые и бескварцевые диорит-порфиры, эпидотизированные диориты</p>	<p>I фаза</p> <p>Адалеллитовая</p> <p>Адалеллиты, гибридизированные адалеллиты, кварцевые диорит-сиениты, кварцевые и бескварцевые монцониты и монцодиориты, кварцевые и бескварцевые диориты и диоритовые порфириты, тонали-</p>	<p>I фаза</p> <p>Габброидная</p> <p>Габбро-пироксениты, габбро-диориты, диориты</p> <p>II фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Оливиновые пироксениты, габбро-пироксениты, габ-</p>

Таблица 1 (продолжение)

4	5	6
<p>II фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Кварцевые монцодиориты, кварцевые и бескварцевые монцониты, кварцевые диорит-сиениты, кварцевые диорит-сиениты с ксенолитами, кварцевые сиениты</p> <p>III фаза</p> <p>Граносиенитовая</p> <p>Порфиroidные граносиениты, кварцевые сиенит-диориты, шпировые гранодиориты, шпировые кварцевые сиенит-диориты, шпировые диориты и габбро диориты</p>	<p>ты, полосчатые аплит-граниты, мигматиты и катаклазиты</p> <p>II фаза</p> <p>Граносиенитовая</p> <p>Полосчатые граносиениты, кварцевые сиенит-диориты, габбро и габбро-диориты, аплит-диориты меланократовые, кварцевые сиенит-диориты, меланократовые гранодиориты</p>	<p>бро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, щелочные нефелиновые сиениты, сиенит-диориты, монцониты, кварцевые монцониты, гранодиориты</p> <p>III фаза</p> <p>Гранит-граносиенитовая</p> <p>Граниты, гранодиориты, граносиениты, банатиты, турмалиновые гранитоиды</p> <p>IV фаза</p> <p>Гранит-гранодиоритовая</p> <p>Граниты, порфиroidные гранодиориты, граносиениты</p> <p>V фаза</p> <p>Малые интрузии</p> <p>Дайки гранодиорит- и гранит-порфиров</p>

Таблица 1 (продолжение)

7	8	9
<p>Б.М. Меликсетяна [270]</p>	<p>Т.Г. Гаджиева, М.А. Агасиева, А.А. Мамедова (данные 1964 г.)</p>	<p>Р.Х. Гукасяна, Б.М. Меликсетяна [140]</p>
<p>I фаза</p> <p>Монцонитовая</p> <p>Монцониты, сиенит-диориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, щелочные сиениты и нефелиновые монцониты.</p> <p>II фаза</p> <p>Граносиенитовая</p> <p>Граносиениты, гранодиориты, банатиты, "шпировые" гранодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро, горн-блендиты, сиенитограниты, граниты</p>	<p>Габбро-монцонит-гранодиоритовый интрузив (зоцен)</p> <p>а) ранняя габбро монцонитовая фаза: монцониты, монцодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, габбро и габбро-горнблендиты,</p> <p>б) поздняя гранодиоритовая фаза: диорит-сиениты, адамелиты и гранодиориты</p>	<p>Малые интрузии основного состава (45-50 млн. лет)</p> <p>Верхнеэоценовый интрузивный комплекс (26-44 млн. лет)</p> <p>Габброиды и габбро-пироксениты, монцониты и сиенит-диориты, щелочные сиениты, кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты, граносиениты, аплиты, пегматиты, дайки позднего этапа: габбро-порфириты, диорит-порфириты, лампрофиты</p>

Таблица 1 (продолжение)

7	8	9
<p style="text-align: center;">III фаза Гранитовая</p> <p>Порфириовидные граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-диориты, лейкограниты аляскинского типа</p>	<p>Граносиенитовый интрузив (миоцен)</p> <p>Банатиты, "шлировые" диориты, диориты</p> <p>а) граносиенитовая фаза: диориты, кварцевые сиениты и порфириовидные граносиениты,</p> <p>б) гранитовая фаза: граниты и гранодиорит-порфиры</p>	<p>Нижнемиоценовый интрузивный комплекс</p> <p>Порфириовидные граниты и гранодиориты, среднезернистые граниты и гранодиориты, аплиты и пегматиты, дайки позднего этапа: диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры</p> <p>Послебатолитовые приповерхностные интрузии кислого состава</p> <p>(19 – 25 млн. лет)</p> <p>(20 – 22 млн. лет)</p>

Таблица 1 (продолжение)

С.А. Бекташи, Т.Г. Гаджиева [53]	С.С. Мкртчана, К.А. Карамяна, Т.А. Аревшатян [284]	С.А. Бекташи, Т.Г. Гаджиева [53, 54]
10	11	12

Адамеллитовый интрузив (I фаза)

Адамеллиты, гибридизированные адамеллиты, адамеллиты, кварцевые диорит-сиениты, кварцевые и бескварцевые монцониты и монцодиориты, кварцевые бескварцевые диориты и диоритовые порфиры, тоналиты, полосчатые аплит-граниты, мигматиты и катаклазиты

Монцонитовый интрузив (II фаза)

Монцониты, сиенит-диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, пироксениты, щелочные сиениты и нефелиновые монцониты

Гранитный интрузив (III фаза)

Граносиениты, гранодиориты, банатиты, шлировые диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, горнблендиты, сиенит-граниты, граниты и гранодиорит-порфиры

Послесреднеэоценовый цикл батолитовых интрузий

I фаза: габбро, габбро-пироксениты (43 млн. лет); магнетитовое, апатитомагнетитовое оруденение

II фаза: монцониты, гранодиориты, граносиениты, габбро, габбро-диориты; дополнительные интрузии того же состава, жильные: габбро-микромонцониты, гранодиориты (39 млн. лет); биогитизация, амфиболитизация, магнетит, апатит

III фаза: кварцевые банатиты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты; дополнительные интрузии того же состава, жильные граниты I этапа – аплиты и пегматиты; скарны с медно-молибденовой минерализацией и шеелитом

IV фаза: порфириовидные гранодиориты и граниты; дополнительные интрузии; лейкократовые граниты, жильные породы I этапа – аплиты, пегматиты (24 –

Адамеллитовый интрузив (I фаза, нижний эоцен)

Габбро-порфиры, габбро и диориты, кварцевые монцониты и монцониты, кварцевые диорит-сиениты, кварцевые диориты и диорит-порфиры, роговообманковые тоналиты, гибридизированные адамеллиты, адамеллиты

Монцонитовый интрузив (II фаза, верхний эоцен, нижний олигоцен)

Пироксениты, оливковые, пироксениты, габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, щелочные и нефелиновые сиениты, гранодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты, сиенитодиориты

Граносиенитовый интрузив (III фаза, верхний олигоцен)

Шаровые диориты, кварцевые шлировые сиенит-диориты,

Таблица 1 (продолжение)

10	11	12
<p>Гранитный интрузив (IV фаза)</p> <p>Порфиоровидные граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-диориты, лейкограниты аляскинского типа</p>	<p>25 млн. лет); гематитовая минерализация вторичные кварциты</p> <p>Дачный комплекс регионального профиля – малые интрузии – гранодиорит-порфиры I и II генераций; (22 млн. лет); медно-молибденовое, медное, полиметаллическое оруденение</p>	<p>меланократовые, кварцевые сиенит-диориты, порфиоровидные граносиениты, турмалиновые гранитоиды, полосчатые порфиоровидные граносиениты, граниты и гранодиориты</p> <p>Гранитовый интрузив (IV фаза, верхний олигоцен – нижний миоцен)</p> <p>Порфиоровидные гранодиориты и граниты, граносиениты, граниты и гранодиорит-порфиры</p>

Таблица 1 (продолжение)

Ш.А. Азизбекова, М.И. Рус-тамова [11]	С.А. Бекташи, Т.Г. Гаджи-ева, З.А. Мамедова [54]	К.А. Карамьяна, Р.Н. Таяна, С.П. Гуьумджана [185]
13	14	15
<p>Ранний интрузивный комплекс (позднеэоценовый – олигоценовый)</p> <p>Габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-пироксениты, кварцевые сиенит-диориты и сиенит-граниты, гибридные адалеллиты с ксенолитами, катаклазированные гранодиориты, адалеллиты и микроклиновые граниты, агматиты</p> <p>Промежуточный интрузивный комплекс Сиенит-диориты и щелочные сиениты (известен лишь в юго-западной части).</p> <p>Поздний интрузивный комплекс (позднеолигоцен – раннемиоценовый).</p> <p>Амфиболлизированные, биотитизированные, калишпатизированные габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты, кварцевые монцониты и монцодиориты, монцодиориты и другие,</p>	<p>Интрузив нижнего эоцена</p> <p>Адалеллитовый</p> <p>Адалеллиты, диорит-сиениты, диоритовые порфиры, монцодиориты</p> <p>Интрузив верхнего эоцена – нижнего олигоцена.</p> <p>Монцонитовый</p> <p>Монцониты, сиенит-диориты, гранодиориты, щелочные и нефелиновые сиениты, диориты, кварцевые диориты, габбро-пироксениты, пироксениты, оливковые пироксениты и др.</p> <p>Интрузив верхнего олигоцена</p> <p>Граносиенитовый</p> <p>Граниты, граносиениты, кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты, диориты и габбро-диориты, банатиты</p>	<p>Зангезурский рудный район</p> <p>I интрузивный комплекс</p> <p>Габбро-оливинитовый</p> <p>Троктолиты, оливиниты, редко пироксениты, перидотиты; дополнительные интрузии: магнетитовые оливиниты, магнетитовое оливинитовое микрогаббро, магнетитовые микротроктолиты</p> <p>Дайковые породы II этапа: беербахиты и оливинитовые одиниты (В Мегри-Ордубадском плутоне не выделяется)</p> <p>II интрузивный комплекс</p> <p>Габбро-монцонит-сиенитовый</p> <p>I фаза: габбро, габбро-диориты (в Мегри-Ордубадском районе – два выхода во вмещающих вулканогенно-осадочных породах на севере Мегри-Ордубадского плутона)</p>

Таблица 1 (продолжение)

13	14	15
<p>порфиroidные кварцевые и бескварцевые сиенит-диориты, порфиroidные граносиениты и граниты, калишпатизированные, альбитизированные гранитоиды и апограниты, порфиroidные гранодиорит-порфиры, лейкократовые граниты, дайки порфиров, сложная дайка гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, диорит-порфиритов</p>	<p>Интрузив верхнего олигоцена — нижнего миоцена</p> <p>Гранитный</p> <p>I фаза граносиенитовая — порфиroidные граносиениты; II фаза собственно гранитная — порфиroidные граниты, гранодиориты и граносиениты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры</p> <p>Дополнительные интрузивы: порфиroidные кварцевые диориты, аплитовидные граниты, сиенит-порфиры;</p> <p>I этап: аплиты и пегматиты</p> <p>II этап: диорит-порфириты, спессартиты, единиты, минетты</p>	<p>II фаза: Монцонитовая: монцониты, кварцевые монцониты, монцодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты; Дополнительные интрузии: многочисленные разновидности пород, формирующиеся до развития жильных пегматитов</p> <p>III фаза щелочных и нефелинсодержащих сиенитов (развиты в юго-восточной части Мегри-Ордубадского плутона)</p> <p>Дополнительные интрузии: щелочные микросиениты</p> <p>Дайковые породы II этапа: немногочисленные авгитовые диоритовые порфириты, роговообманковые крупнопорфиroidные (поздние), керсантиты, авгитовые минетты, диабазы, минетты, единиты (Подавляющее число выходов пород монцонитовой фазы установлены в пределах Мегри-Ордубадского плутона)</p> <p>III интрузивный комплекс</p> <p>Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый</p> <p>I фаза: габбро-диориты, кварцевые диориты</p> <p>II фаза: гранодиориты, граносиениты; дополнительные интрузии: микрограносиенит-порфиры (дайки)</p> <p>III фаза: кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, редко кварцевые монцониты, диориты, пироксеновые диориты, роговообманковые монцониты; дополнительные интрузии: микрограно-</p>

Таблица 1 (продолжение)

13	14	15
		<p>диорит-порфиры, кварцевые микромонцитит-порфиры (почти все типы горных пород наблюдаются и в Мегри-Ордубадском плутоне)</p> <p>IV фаза: лейкократовые порфириовидные гранодиориты (Мегринское и Карчеванское штокообразные тела и шток центрального участка Агаракского месторождения); дополнительные интрузии: дайковые тела гранодиорит-порфиров; дайковые породы II этапа: гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, спессартиты и керсантиты</p> <p>IV Интрузивный комплекс</p> <p>Порфириовидных гранитов и гранодиоритов</p> <p>I фаза: порфириовидные граниты; дополнительные интрузии: жильные граниты</p> <p>II фаза: среднезернистые порфириовидные гранодиориты;</p> <p>III фаза: крупнозернистые порфириовидные гранодиориты; дополнительные интрузии; лейкократовые аплитовидные граниты, гранодиорит-порфирового состава (этот комплекс широко развит в Мегри-Ордубадском плутоне); дайковые породы II этапа; спессартиты, гранодиорит-порфиры: мелкопорфирные (ранние)</p>

Таблица 1 (продолжение)

Е.К. Станкевича [385]	Г.А. Гвалчрелидзе [393]	С.В. Ефремовой (данные на 1978 г.) *
16	17	18
<p>Гранодиоритовая формация (эоцен-олигоцен-вая) Гранодиорит-гранитная формация (миоцен-плиоценовая)</p>	<p>I фаза: Монцонитовая II фаза: гранодиоритовая</p>	<p>I интрузивный комплекс Собственно интрузивная фаза: крупнозернистое габбро, горн-блендиты; дополнительные интрузивы: мелкозернистое габбро. Роговообманковые габбро-пегматиты</p>
		<p>II интрузивный комплекс I фаза: крупнозернистые диориты, кварцевые диориты; дополнительные интрузивы: среднезернистые диориты; дайки: мелкозернистые меланократовые диориты, лейкодиориты, спессартиты</p>
		<p>II фаза: монцодиориты и монцониты – крупнозернистые, грубозернистые, реже среднезернистые; дайки: мелкозернистые резкопорфировидные диориты (регенерированные), монцодиориты, монцониты, монцонит-аплиты, монцонит-пегматиты III фаза: грубозернистые резкопорфировидные кварцевые монцониты, гранодиориты (лического типа) крупнозернистые роговообманковые граниты (?), дополнительные интрузивы и дайки того же состава, часто порфировидные</p>
		<p>III интрузивный комплекс Собственно интрузивная фаза: крупнозернистые биотитовые лейкограниты. Дополнительные интрузивы: порфировидные среднезернистые биотитовые граниты; дайки мелкозернистых гранитов, гранит-аплитов, гранит-пегматитов; Кварц-молибденитовые жилы, не сопровождаемые видимыми экзоконтактовыми изме-</p>

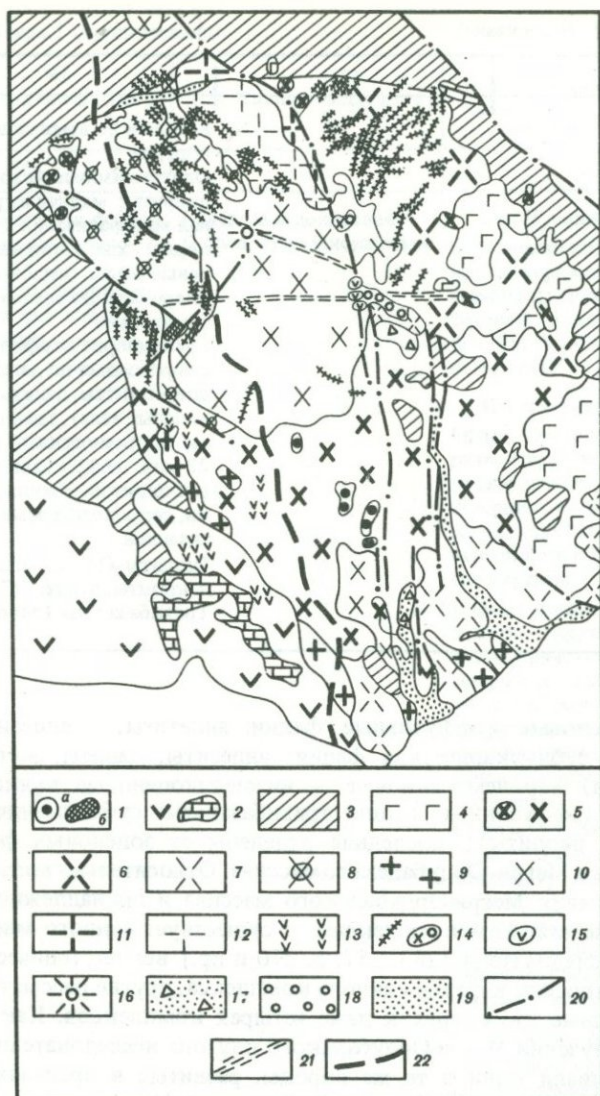
*Щелочные (нефелиновые) горные породы автором не изучались и в данной схеме не рассмотрены.

Таблица 1 (окончание)

16	17	18
		<p>нениями во вмещающих их породах</p> <p>Олигоклазовые кварцевые диориты; медная вкрапленная минерализация (халькопирит), халькопирит-кварцевые жилы, сопровождаемые кварц-серицитовыми метасоматитами</p> <p>Гранодиорит-порфиры (дайки) с переходами до дацитов к эндоконтактам, дациты (неправильные тела), гранит-порфиры (вулканогенный комплекс — 22 млн. лет); кварц-халькопирит-пиритовые жилы, прожилки, сопровождаемые березитизацией</p> <p>Риолиты (15–16 млн. лет)</p> <p>Андезиты, дациты (7–8 млн. лет)</p> <p>Трахибазальты (плиоцен)</p>

б) среднеэоценовые (эффузивные фации: андезиты, андезито-базальты, дациты; субвулканическая фация: андезиты, дациты, метабазальты (диабазы); в) верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые вулканогенные образования (эффузивные фации: трахибазальты: субвулканические фации: дациты, риолиты); последние отделены от эоценовых формированием сложного Мегри-Ордубадского массива. Относительно последовательности образования Мегри-Ордубадского массива и принадлежности его к одному или нескольким комплексам не существует единого мнения. Так, некоторые исследователи [283, 257, 6, 270 и др.] все плутонические породы массива относили к фазам единого комплекса, другие рассматривают их как производные двух, трех и даже четырех комплексов. Как видно из табл. 1, при изучении Мегри-Ордубадского плутона исследователи часто по-разному называли одни и те же породы, развитые в пределах массива. Например, наиболее ранней фазой В.Г. Грушевой [138] считал гранодиоритовую, С.С. Мкртчян [283] и Б.М. Меликсетян [270], Г.А. Твалчрелидзе [393] — монцитонитовую, И.Г. Магакьян [257], А.И. Адамян [6], С.С. Мкртчян и другие [284], К.А. Карамян и другие [185] — габбровую, Ш.А. Азизбеков (данные 1954 г.) — тоналитовую, Ш.А. Азизбеков, Т.Г. Гаджиев, Е.Н. Емельянова и другие [10] — адамеллитовую. Нередко исследователи относили к одной фазе разнообразные по петрографическому составу типы горных пород (см. табл. 1).

Е.К. Станкевич [385], обобщая материалы по гранитоидам Советского Союза, выделил в пределах Мегри-Ордубадского массива раннеорогенную гранодиоритовую формацию (эоцен-олигоценовую) и формацию малых



Фиг. 1. Схема геологического строения Мерги-Ордубадского массива (составлена по материалам Г.А. Азизбекова, К.А. Карамьяна, Р.Н. Таяна, М.И. Рустомова, многих других и личным наблюдениям)

1 – метаморфические породы палеозоя (?) с инъекциями гранитоидного состава (а) кембрия и докембрия (б); 2 – вулканогенно-осадочные породы верхнего и нижнего мела; 3 – вулканогенные породы нижнего и среднего эоцена; 4 – габбро (I интрузивный комплекс); 5–10 – II интрузивный комплекс: 5 – крупно-, среднезернистые диориты (а) и кварцевые диориты (б); 6 – грубозернистые монзониты и монцодиориты, 7 – крупнозернистые монзониты, монцодиориты, кварцевые монзониты и монцодиориты, 8 – крупно- и среднезернистые лейкократовые кварцевые монзониты, 9 – крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, 10 – грубозер-

глубин гранодиорит-гранитную (миоцен-плиоценовую), контролируемую Дебаклинским разломом. К последней он отнес все типы горных пород, имеющих резкопорфировидное строение. В качестве гранодиорит-гранитного комплекса эти образования впервые выделил Р.Н. Таян [391].

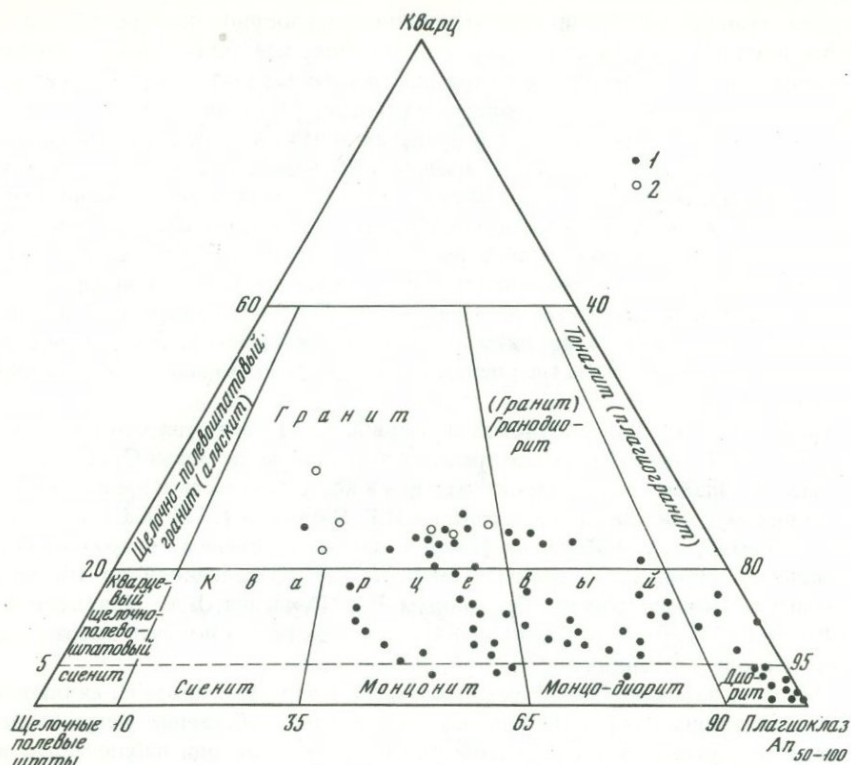
Автор данной статьи, работая в пределах Мегри-Ордубадского массива с 1970 г., попыталась упорядочить имеющиеся сведения по геологическому строению массива, его петрологическим и петрохимическим особенностям. Изучением щелочных горных пород, развитых в пределах массива, автор не занималась, и в этой статье они не рассматриваются. Как видно на фиг. 1, 2, 3, основными типами горных пород, развитыми в пределах Мегри-Ордубадского массива, являются диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты, монцониты и граниты. Значительно в меньшей степени развиты кварцевые сиениты, гранодиориты, монцодиориты, горнблендиты и габбро.

Габбро пироксен-амфиболовое и амфиболовое являются относительно редким типом горных пород в пределах западной части Мегри-Ордубадского массива. Габбро более широко развито в восточной части и принадлежит, по-видимому, как справедливо считают И.Г. Магакьян [257], С.С. Мкртчян, К.А. Карамян, Т.А. Аревшатын [284], к наиболее древнему интрузивному комплексу. Нами установлены ксенолиты габбро величиной до 10 см в андезитах среднего эоцена. По данным Р.Х. Гукасяна, Б.М. Меликсетяна [140], С.С. Мкртчяна и других [284], для этих пород получен возраст по К-Аг методу, составляющий 41–43 млн. лет (табл. 2).

Диориты пироксен-биотит-амфиболовые и кварцевые диориты являются наиболее ранними горными породами в пределах собственно Мегри-Ордубадского плутона. В современном эрозионном срезе они наблюдаются в северной, северо-западной и центральной частях массива. Они представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разновидностями, причем первые из них являются наиболее ранними. Все типы пород, включая дайки мелкозернистых диоритов (дайки I этапа), пересечены маломощными дайками спесартитов, получившими свое распространение в северо-западной части Мегри-Ордубадского массива в районе рек Ширинсу и Чанглыдара.

Диориты и кварцевые диориты как в пределах северо-западной части массива, так и в его северо-восточной и центральной частях прорваны амфибол-биотитовыми монцодиоритами и монцонитами, причем в северо-восточной части монцониты более меланократовые и более грубозернистые, тогда как в северо-западной части массива они крупно-, средне- и мелкозернистые; последние наблюдаются в виде даек и пересекают все типы гор-

нистые резкопорфировидные монцониты, гранодиориты (личского типа); 11–12 – III интрузивный комплекс: 11 – крупнозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты, 12 – среднезернистые до мелкозернистых в эндоконтактах резкопорфировидные биотитовые граниты; 13 – дайки диабазов (нерасчлененные по возрасту); 14 – дайки невадитовых гранодиорит-порфиров и неправильное по форме тело дацитов, редко диорит-порфириты; 15 – дациты, андезиты-дациты; 16 – трахиобазальты; 17 – терригенно-озерные отложения нижнего плиоцена; 18 – ледниковые отложения; 19 – четвертичные делювиально-аллювиальные отложения; 20 – зоны разломов; 21 – зоны повышенной трещиноватости; 22 – граница Нахичеванской АССР, Азербайджанской ССР и Армянской ССР



Фиг. 2. Количественно-минеральный состав горных пород Мегри-Ордубадского массива

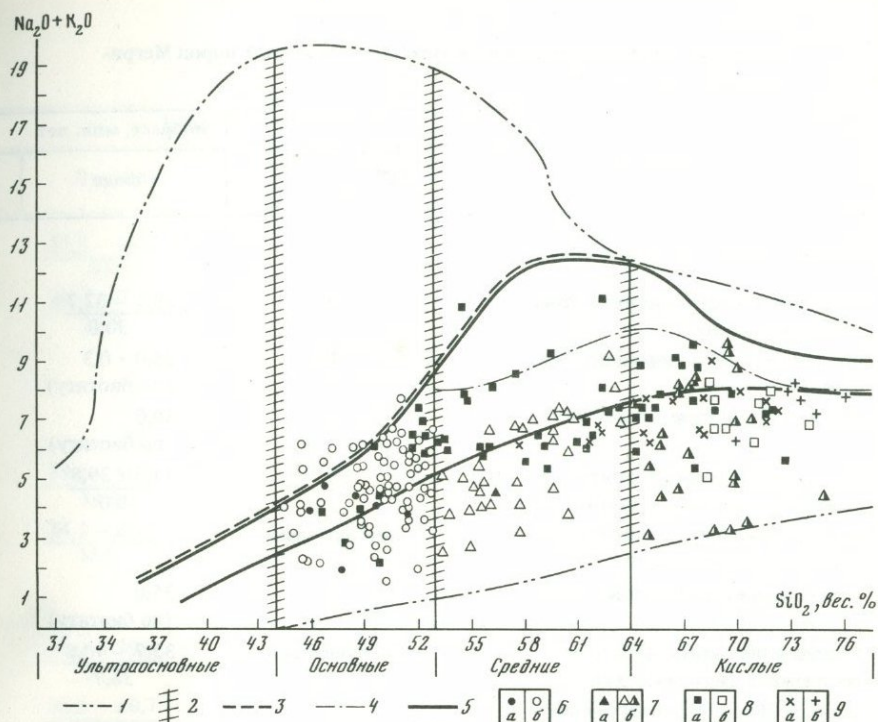
1 – II интрузивный комплекс; 2 – III интрузивный комплекс

ных пород. Контакты между диоритами и монцонитами без видимого воздействия более ранних горных пород на более поздние. По Р.Х. Гукасяну, Б.М. Меликсетяну, С.С. Мкртчяну и другим [140, 284], абсолютный возраст монцонитов (по К-Аг методу) составляет 28–39 млн. лет.

Во вмещающих андезитах и андезито-базальтах на контакте с диоритами четко наблюдается контактовый метаморфизм – появление пироксен-плагиоклазовых и пироксен-амфиболовых роговиков.

Крупно- и среднезернистые монцониты прорваны в южной части массива средне- и крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами (фиг. 4, а). Оба типа пород пересечены дайками мелкозернистых резкопорфировидных гранитов и аплитов, а также дайками невадитовых гранит-порфиров.

Диориты, монцониты, их кварцевые разновидности, гранодиориты и т.д. содержат ксенолиты диабазов, долеритов, биотитовых пород и диоритоподобных метаморфических пород. Ксенолиты миндалекаменных диабазов, аргиллитов наблюдаются изредка в гранодиоритах близ с. Анкаван, причем в этом районе сохранился провес кровли. Наблюдаемые в нем породы отно-



Фиг. 3. Положение магматических пород Мегри-Ордубадского массива на петрохимической диаграмме в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1 - область распространения химических составов магматических горных пород; 2 - границы разделения магматических горных пород на группы по кремнекислотности с "полями" неопределенности; 3 - нижняя граница поля распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 4 - нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 - поле распространения субщелочных пород; 6 - базальты и трахибазальты эоцена: а - нижнего, б - среднего; 7 - андезито-базальты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты эоцена: а - нижнего, б - среднего; 8 - гранитоиды Мегри-Ордубадского массива: а - II интрузивный комплекс, б - биотитовые граниты III интрузивного комплекса; 9 - дациты, невадитовые гранодиорит-порфиры (дайки) и кварцевые диорит-порфиры (а), риолиты, полифировые гранит-порфиры (дайки) (б)

сятся не только к третичным, но и меловым (?) образованиям (аргиллитам, дацитам, реже - андезитам и базальтам). Последние претерпели более интенсивный контактовый метаморфизм при внедрении Мегри-Ордубадского плутона по сравнению с эоценовыми вулканогенными образованиями. Ранее часть этих образований рассматривались исследователями в качестве плутонических образований (так называемые граносиениты и др.).

Отметим, что диориты, монзониты и гранодиориты (южная часть массива) характеризуются равномернoзернистым строением и только в биотитроговообманковых гранитах отчетливо появляется порфирированность. В южной части массива все перечисленные типы горных пород пересекаются дайками диабазов.

Таблица 2

Некоторые данные абсолютного возраста (К-Аг метод) пород Мегри-Ордубадского массива*

Порода	Число определений	Возраст, млн. лет	
		Слюда	
Габброиды и габбро-пироксениты	7	—	
Монцониты, сиенит-диориты (северная часть массива)	30	<u>28,1 – 32,7</u> 30,0	
Монзонит (каменоломня пос. Каджаран) ^{3*}	1	28,0 ± 0,3 (по биотиту)	
Монзонит, с. Мегри	1	30,0 (по биотиту)	
Монцониты и сиенит-диориты (центральной и южной части)	50	<u>34,0 ± 39,8</u> 38,0	
Кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты, граносиениты	Не приведено	—	
Сиенит-диорит, с. Ньюади	1	35,0 (по биотиту)	
Аплиты и пегматиты (центральная и южная части массива)	Не приведено	<u>35,7 – 40,8</u> 38,7	
Дайки габбро-порфиров, диорит-порфиритов и лампрофиров	”	—	
Граносиенит			
Порфиroidные граниты и гранодиориты	”	<u>22,0 ± 23,5</u> 23,5	
Гранит, ущ. Мякан	1	28,0 (по биотиту)	
Гранодиорит пос. Дебаклу	1	25,0 (по биотиту)	
Гранодиорит	1		
Гранодиорит	1		
Среднезернистые граниты и гранодиориты	Не приведено	<u>24,2 – 23,3</u> 24,9	
Аплиты и пегматиты	”	<u>23,3 – 23,8</u> 23,5	
Аплит	1		

*При вычислениях использованы константы:

$$\lambda_k = 5,5 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1} \text{ и } \lambda_\beta = 4,72 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}.$$

²* В числителе приведены пределы колебаний цифр абсолютного возраста, в знаменателе — средние значения.

³* Rb-Sr метод по биотиту — 31 млн. лет.

Возраст, млн. лет		Литературный источник
Порода	Калиево-натриевый полевой шпат	
$\frac{37,3 - 44,2^*}{41,0}$	—	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
$\frac{26,2 - 31,0}{27,9}$	—	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
—	—	Р.Х. Гукасян [139]
		Б.М. Меликсетян [270]
$\frac{34,4 \pm 41,3}{38,1}$	—	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
$\frac{34,3 - 40,7}{38,0}$	—	Там же
—	—	Б.М. Меликсетян [270]
$\frac{33,2 - 39,6}{37,1}$	34,5	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
$\frac{38,5 - 40,7}{39,4}$	—	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
$22 \pm 2,5$		Данные В.П. Капсамуна, Лаб. абс. возр. ИГЕМ АН СССР
$\frac{21,2 - 24,4}{22,9}$	$\frac{19,0 - 22,3}{20,8}$	Там же
—	—	Б.М. Меликсетян [270]
—	—	"
$21 \pm 2,5$	—	Данные В.П. Капсамуна, Лаб. абс. возр. ИГЕМ АН СССР
$26 \pm 3,0$	—	Там же
$\frac{21,7 - 25,6}{23,4}$	24,0	Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян [140]
$\frac{20,2 - 23,5}{21,3}$	$\frac{18,1 - 19,6}{18,9}$	
$20 \pm 2,5$		Данные В.П. Капсамуна, Лаб. абс. возр. ИГЕМ АН СССР

Таблица 2 (окончание)

Порода	Число определений	Возраст, млн. лет	
		Слюдя	
Ачит	1		
Дайки диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов, лампрофиринов	Не приведено	—	
Гидротермально-измененные серицит-кварцевые породы (монзониты), Каджаранское месторождение ^{4*}	19	—	
Серициты из метасоматитов около пирит-полиметаллического прожилка, Агаракское месторождение	7	—	
Серициты из гидротермально-измененной зоны, Тейское полиметаллическое месторождение; центральная часть Мегри-Ордубадского массива	8	—	

^{4*} Re-Os метод для Каджаранского молибденита получен возраст $24,3 \pm 1,2$ (6 определений), Агаракского молибденита — $43,9 \pm 2,5$ (6 определений, Айгедзорского — $56,6$ млн. лет [405].

Монзониты и все более ранние породы северной половины массива проявлены грубозернистыми резкопорфировидными роговообманковыми и кварцевыми монзонитами с переходами до гранодиоритов (гранодиориты не имеют широкого распространения), а грубозернистые резкопорфировидные монзониты, кварцевые монзониты и гранодиориты — крупнозернистыми порфировидными лейкократовыми биотитовыми гранитами (фиг. 4, б). В этой же половине массива развиты среднезернистые резкопорфировидные биотитовые граниты. Они появились позднее крупнозернистых биотитовых гранитов (фиг. 5). Они наблюдаются как среди крупнозернистых биотитовых гранитов, так и грубозернистых резкопорфировидных кварцевых монзонитов, монзонитов и гранодиоритов (гранитоиды Личского типа). Роговая обманка в незначительном количестве появляется в крупнозернистых гранитах южного эндоконтакта, где в гранитах много ксенолитов роговообманковых пород. Заметим, что К.А. Карамян, Р.Н. Таян, С.П. Гуюмджан и другие [185] грубозернистые разновидности пород относили к гранодиоритам и считали их более поздними образованиями по сравнению с крупнозернистыми порфировидными лейкократовыми биотитовыми гранитами и среднезернистыми резкопорфировидными гранитами.

Контакты крупнозернистых порфировидных лейкогранитов с грубозернистыми меланократовыми монзонитами тектонические. С грубозернистыми кварцевыми монзонитами контакты обнаружены только в

Возраст, млн. лет		Литературный источник
Порода	Калиево-натриевый полевой шпат	
$21 \pm 2,5$		Данные В.П. Капсамуна, Лаб. абс. возр. ИГЕМ АН СССР
$\frac{21,0 - 23,9}{21,8}$	$\frac{20,2 - 22,5}{21,5}$	Там же
$\frac{20 - 25}{22}$	—	Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, К.А. Карамян
$\frac{37 - 44}{42}$	—	Там же
$\frac{37 - 39}{38}$	—	

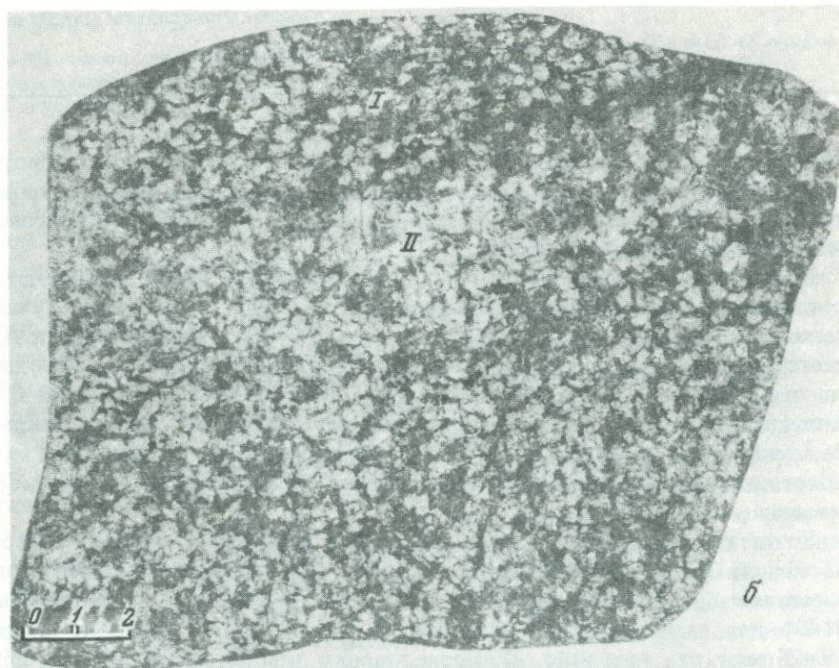
пределах перевала Дебаклу. Здесь на контакте с крупнозернистыми биотитовыми гранитами грубозернистые кварцевые монцониты биотитизированы, причем мелкочешуйчатый биотит развивается в основном по роговой обманке с сохранением ее форм.

В крупнозернистых биотитовых лейкогранитах часто наблюдаются камерные пегматиты кварц-полевошпатового состава. В единичных случаях пегматиты кварц-полевошпатового состава встречены в пределах Парагачайского рудного поля среди крупно- и среднезернистых диоритов. Для одного из пегматитов Парагачайского рудного поля получен абсолютный возраст (К-Аг метод) по калиево-натриевому полевому шпату, равный $26,5$ млн. лет $\pm 1,5$ млн. лет (табл. 3). Близкий возраст получен и для мусковита из северо-западного экзоконтактового ореола Мегри-Ордубадского массива — $25,5 \pm 0,5$ млн. лет.

Возраст порфириовидных гранодиоритов и гранитов в пределах северо-восточной (Каджаранской части массива), определенный К-Аг методом, составляет $24-25$ млн. лет [284, 140]. Р.Х. Гукасян и Б.М. Меликсетян [140] для порфириовидных гранитов и гранодиоритов приводят цифры $19-25$ млн. лет (см. табл. 2). Более широко, чем пегматиты во всех плутонических породах, развиты дайки лейкократовых гранитов, как правило, нескольких генераций. В ранних равномернозернистых разновидностях крупнозернистых монцонитов дайки гранитов и аплитов встречаются реже. Их количество значительно возрастает в грубозернистых резко порфиро-



a



b

Фиг. 4. Контакт монзонитов с биотит-роговообманковыми гранитами и пересечение обоих типов пород гранитными прожилками, обр. 53 г/79 (*a*) и инъекция крупнозернистых биотитовых гранитов в грубозернистые монзониты, обр. 81/78 (*b*)

видных гранодиоритах и кварцевых монцонитах (гранитоидах Личского типа), а также среди диоритов Парагачайского рудного поля.

Специальное изучение этих даек показало, что среди них необходимо различать два типа.

1. Дайки неравномерно-, мелко- и крупнозернистых пегматоидных гранитов (в центральных частях даек) мощностью до 10–15 см. Диориты, кварцевые диориты (см. фиг. 5, б, в), кварцевые монцодиориты и грубозернистые монцониты (личского типа) в контакте с ними интенсивно биотитизированы в полосе шириной от 20–30 см до 0,5 м, т.е. внедряющаяся магма характеризовалась достаточным запасом энергии и летучих и могла вызывать контактовый метаморфизм в гранодиоритах, вмещающих эти дайки. Характер гранитных структур в этих дайках подобен структурам, типичным для апофиз собственно интрузивных фаз гранитов.

2. Дайки мелко- и равномернозернистых гранитов и аплитов, мощностью до 1 м, в пределах рудных полей обычно интенсивно мусковитизированные и пиритизированные, пересекающие первый тип даек.

Наличие гранитных даек первого типа, вызывающих контактовый метаморфизм во вмещающих их гранитоидах, наряду с обычными дайками мелкозернистых гранитов и аплитов еще в 1975 г. привело к предположению о совмещении в едином узле разновозрастных (разнокомплексных) интрузивных образований. К более молодому интрузивному комплексу следует относить крупнозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты (собственно интрузивная фаза), среднезернистые, резкопорфировидные биотитовые граниты (внутрикамерные инъекции — дополнительные интрузивы) и многочисленные дайки мелкозернистых гранитов, аплитов и гранит-пегматитов. Заметим, что в более раннем интрузивном комплексе наблюдаются главным образом иные пегматиты. Они отвечают по составу диорит-пегматитам, монцонит-пегматитам или кварцевым монцонит-пегматитам, т.е. соответственно тем типам пород, с которыми они генетически связаны.

Все типы гранитоидов, включая дайки мелкозернистых гранитов и аплитов, пересечены дайками невадитовых гранодиорит-порфиров с переходами до невадитовых дацитов к зонам эндоконтакта или сложенных целиком дацитами. Одно из таких неправильной формы тело дацитов приурочено к зоне Дебаклинского разлома в его центральной части, с обликом типичных вулканических пород. Возраст этих даек [140, 284], по данным К-Аг метода, составляет 20–22 млн. лет. В пределах Каджаранского рудного поля дайки невадитовых гранодиорит-порфиров пересекают дайку мелкозернистых олигоклазовых диоритов [318], диагностируемую К.А. Карамяном и другими [186] на основании химического состава как сиенит-порфиры. Мы склонны связывать появление подобного химического состава с широким развитием как по роговой обманке, так и по трещинкам вторичного биотита, захватом ксенолитов раздробленного калиево-натриевого полевого шпата монцонитов наряду с обломками кварца, а не первичным составом породы.

В пределах Каджаранского рудного поля невадитовые гранодиорит-порфиры образуют две генерации даек. В пределах Капуджихского месторождения более ранние генерации даек соответствуют роговообманковым



Фиг. 5. Дайка резкопорфировидных среднезернистых биотитовых гранитов в крупнозернистых лейкократовых биотитовых гранитах, обр. 72/79 (а); характер зернистости гранитов, вызывающий контактовый метаморфизм во вмещающих их диоритах, обр. 110 а/75 (б); развитие мелкочешуйчатого биотита по роговой обманке в диоритах близ прожилков неравномернозернистых гранитов (в). Шл. 110 и/75. Увел. 40, с анализатором

а

диорит-порфирам (подобны по типу пород эндоконтактовым зонам крупных даек невадитовых гранодиорит-порфиров); более молодые, мощностью до 20 м, являются типичными невадитовыми гранодиорит-порфирами и широко развиты в северной части Мегри-Ордубадского массива. Последний тип даек широко развит и во вмещающих интрузивах вулканитах нижнего и среднего эоцена, а также наблюдается в сателлитах Мегри-Ордубадского массива (массив Саккарсу). Все дайки имеют главным образом общекавказское направление простираний (северо-западное) и реже — антикавказское (северо-восточное) или образуют полукольцевые дайки. Характер размещения даек (выполнение некоторыми из них двух взаимно перпендикулярных направлений одновременно) дает основание предполагать, что формирование даек имело место в условиях растяжения. Породы даек часто обладают стекловатым строением (особенно в зонах эндоконтактов) и фиолетовой окраской за счет равномерного распределения рудного минерала.

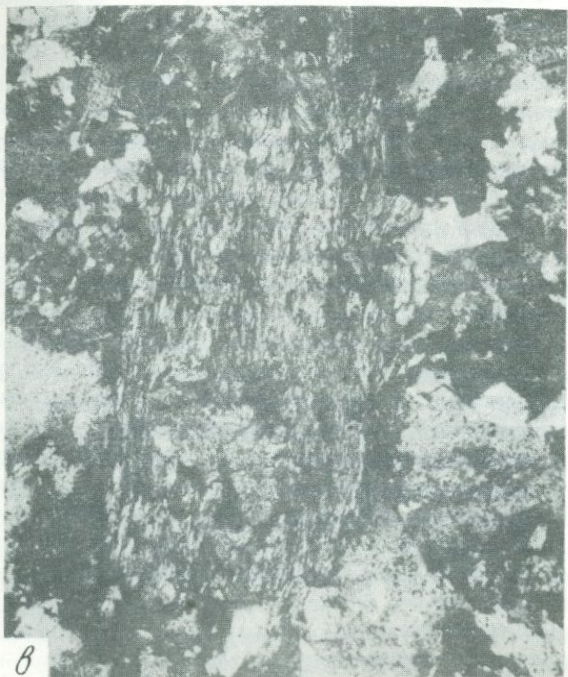
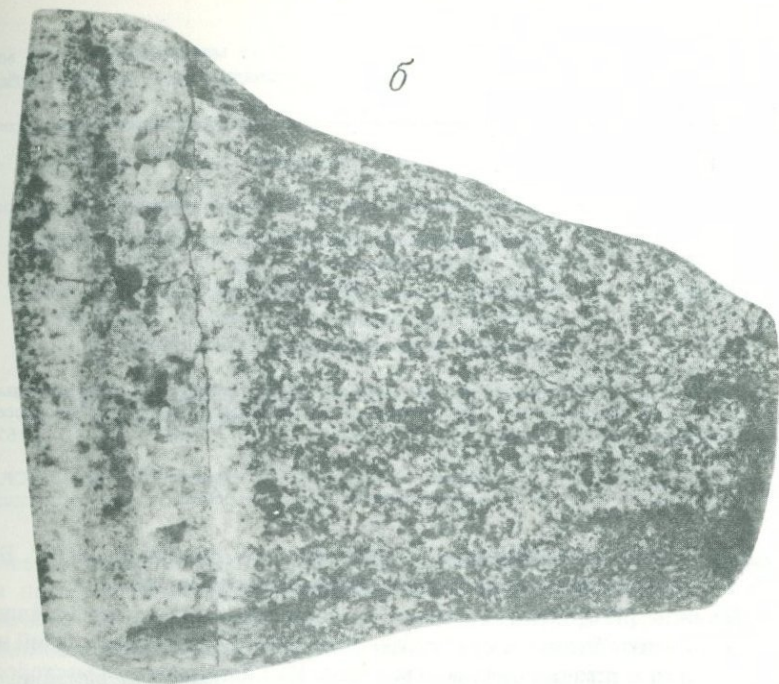
К еще более молодым образованиям (15–16 млн. лет) С.С. Мкртчяном и другими [284] отнесены риолиты (кварцевые порфиры), а также (7–8 млн. лет) андезито-дациты и дациты.

Ш.А. Азизбековым и М.И. Рустамовым [11] в пределах северной части Мегри-Ордубадского массива закартирован моногенный вулкан грахибазальтов, отнесенный также к плиоцену.

Таким образом, Мегри-Ордубадский массив имеет очень сложное строение; в его пределах совмещены в пространстве типичные плутонические (три интрузивных комплекса) и вулканические образования. Наиболее молодые вулканические образования формировались в позднеорогенную стадию развития магматизма региона. Среди плутонических образований к первому интрузивному комплексу принадлежат габброиды, ко второму — диориты, монцониты, кварцевые монцониты, монцодиориты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, к третьему — биотитовые лейкократовые граниты. Не исключено, что часть горных пород, отнесенных нами к I и II интрузивным комплексам, принадлежит к более древним образованиям, но решить этот вопрос на данной стадии изучения интрузива не представляется возможным.

Медно-молибденовые месторождения, по мнению большинства исследователей [284, 184], сформировались после даек невадитовых гранодиорит-

б



б

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста К-Аг методом некоторых минералов Парагачайского рудного поля (северо-западная часть Мегри-Ордубадского массива)

Номер образца	Минерал
80/77	Калиево-натриевый полевой шпат из гранит-пегматита среди крупнозернистых диоритов
112, д, е/77	Мусковит из экзоконтактового ореола в северо-западной части Мегри-Ордубадского массива в контакте с лейкократовыми кварцевыми монцонитами

Примечание. Расчет произведен по единым константам, рекомендованным Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на Геологическом конгрессе в Австралии, а именно: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^40K = 0,01167$ (атом. %).

Образцы проанализированы в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

порфиров. Сульфидное оруденение Пызбашинского рудного поля Р.С. Багирова и другие [43] связывают со среднеэоценовым вулканизмом.

В.М. Покалов [328] отмечал, что в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа медно-молибденовое оруденение большей части месторождений наложено на дайки и штоки порфировых пород. На Каджаранском месторождении оно обычно не распространяется в дайки гранодиорит-порфиоров. На расстояние нескольких сантиметров от последних рудных проявлений прожилки обычно выклиниваются, что, по мнению В.М. Покалова [328], свидетельствует, по-видимому, об отсутствии интенсивных тектонических движений в период между образованием гранодиорит-порфиоров и оруденения, а также о близости их формирования во времени. Медно-порфировое оруденение С.М. Сулейманов и другие [389] связывают с малыми порфировыми интрузиями. В.С. Попов [330], обобщая материалы по медно- и молибден-порфировым месторождениям мира, рассматривает месторождение Каджаран как представитель медно-порфировой формации в связи с калиево-натриевыми гранодиоритами, преимущественно порфировыми дайками. В.И. Рехарский и другие [337], изучая гидротермально-метасоматические образования на Каджаранском месторождении, молибденовую минерализацию связали с полевошпат-кварцевой формацией, медную — с кварц-серицит-халькопиритовой, а кварц-пиритовые прожилки, кварц-серицит-пиритовые и кварц-серицит-карбонатные метасоматиты — с полиметаллической минерализацией — березитовой формации. Они отмечали, что формирование последовательных гидротермально-метасоматических формаций происходило при понижении температуры. Соотношения рудных жил с различными типами метасоматитов подтверждены и нашими работами, но наряду с этим удалось уточнить и соотношения различных типов рудных жил со всеми типами горных пород, развитых в пределах отдельных месторождений, и попытаться взаимосвязанно рассмотреть все эти процессы.

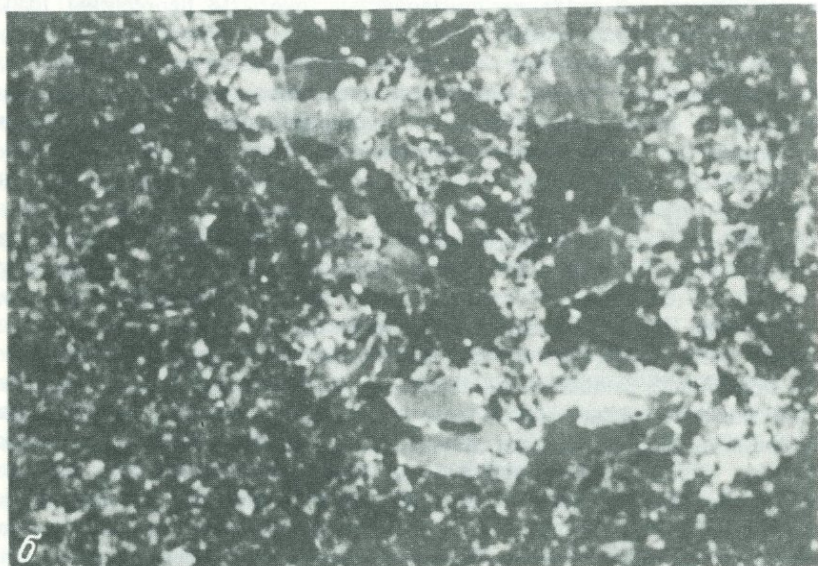
Специальное изучение соотношения магматизма, метаморфизма и оруденения в пределах Каджаранского, Агаракского, Парагачайского и других

К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет
$11,69 \pm 0,09$	$21,8 \pm 0,6$	65,71	$26,5 \pm 1,5$ ($27,0 \pm 1,5$) *
$8,37 \pm 0,06$	$14,8 \pm 0,5$	34,26	$25,5 \pm 0,5$ ($26,0 \pm 1,5$)

* В скобках приведены цифры возраста, рассчитанные по старым (принятым комиссией в 1964 г.) константам.

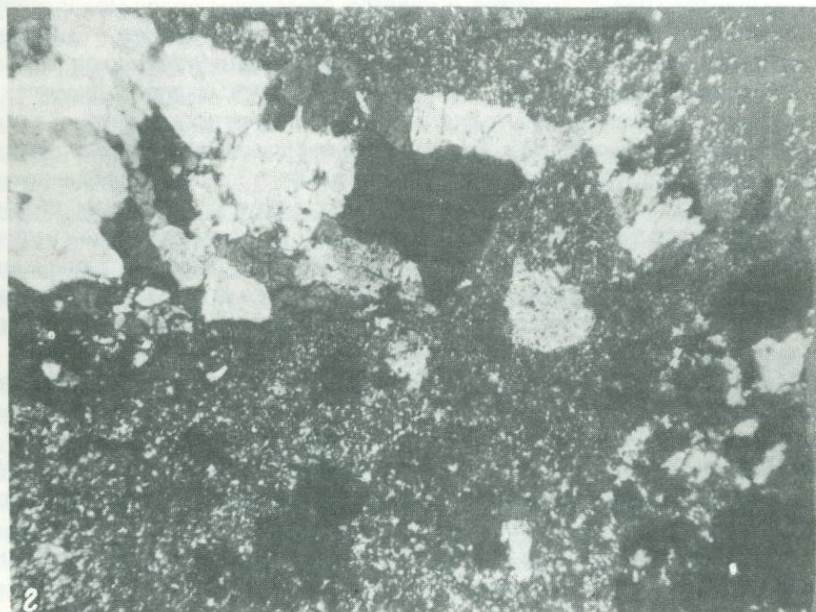
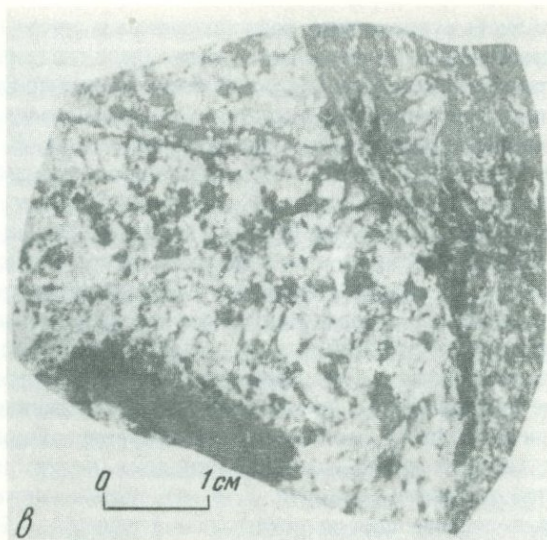
месторождений показало сложные соотношения даек и оруденения. Так, в пределах Каджаранского месторождения, расположенного в северо-восточной части массива, крупнозернистые диориты пересечены дайками резкопорфировидных мелкозернистых диоритов; оба типа пород и грубозернистые меланократовые монцониты — дайками мелко- и равномернозернистых гранитов. Все эти типы пород пересечены кварц-молибденитовыми жилами и прожилками (табл. 4). Кварц-молибденитовым прожилкам предшествует образование кварц-полевошпатовых метасоматитов, но они имеют очень ограниченное распространение. Обломки кварц-молибденитовых жил и прожилков встречены в дайке от мелкозернистых до тонкозернистых олигоклазовых кварцевых диоритов [318]. Олигоклазовые кварцевые диориты содержат обильную наложенную вкрапленность халькопирита. Последняя наблюдается и в ксенолитах кварца с молибденитом как по трещинкам, так и по границе ксенолитов кварца с олигоклазовыми кварцевыми диоритами (фиг. 6). Вкрапленность халькопирита широко развита во всех более ранних типах пород на восточном фланге месторождения. Для западного фланга месторождения типично развитие, наряду с кварц-молибденитовыми жилами, кварц-молибденитовых прожилков штокверкового типа. С этим, по-видимому, связано отмечаемое исследователями [330] для Каджаранского месторождения увеличение содержания меди и уменьшение количества молибдена при удалении от зоны Дебаклинского разлома. Все перечисленные типы горных пород пересечены двумя генерациями даек невадитовых гранодиорит-порфиров, содержащих в крайне редких случаях обломки кварца с молибденитом и халькопиритом (рис. 6, в, г). Позднее формировались карбонатные прожилки. Самыми молодыми в пределах Каджаранского месторождения являются прожилки низкотемпературного безрудного кварца.

Таким образом, В.И. Рехарский и другие [337] справедливо относят к разным рудным формациям основные стадии молибденовой и медной минерализации.



Фиг. 6. Каджаранское месторождение

a – развитие халькопирита (черное) по трещинкам в ксенолите кварца, по контакту с ксенолитом в олигоклазовых кварцевых диоритах и в самих кварцевых диоритах. Шл. 3-62-71. Увел. 10, без анализатора; *б* – то же с анализатором; *в* – сре-



зание дайкой невадитовых гранодиорит-порфиров молибденит-кварцевого прожилка;
z – обломки кварца с молибденитом и халькопиритом в дайке невадитовых гранодиорит-порфиров. Шл. 60 p/78. Увел. 10, с анализатором

В Парагачайском рудном поле, расположенном в северо-западном эндоконтакте Мегри-Ордубадского массива, установлена следующая последовательность формирования горных пород и развитых в их пределах метасоматитов. Наиболее ранними являются андезиты нижнего эоцена и габбро, обломки которых встречены в андезитах среднего эоцена. В пироксеновых андезитах среднего эоцена иногда наблюдаются ксенолиты вторичных кварцитов по андезитам нижнего эоцена. Крупнозернистые диориты и кварцевые диориты (I фаза) пересечены дайками меланократовых и лейкократовых мелкозернистых диоритов и кварцевых диоритов (дайки спессартитов в породах I фазы): Все эти типы пород прорваны средне- и крупнозернистыми лейкократовыми кварцевыми монцонитами и кварцевыми монцодиоритами (II фаза), а также дайками того же состава (дайки I этапа этой фазы): далее формировались дайки меланократовых резкопорфировидных диоритов, подобные каджаранским, представляющие собой типичные гибридные породы. Диориты (I фаза), монцониты и кварцевые монцониты (II фаза) пересекаются дайками мелко- и крупнозернистых, пегматоидными в центральных частях, гранитов (см. фиг. 5, б, в), вызывающих контактовый метаморфизм, во вмещающих их гранитоидах (гранитоиды более молодого комплекса), а последние — дайками мелко- и равномернозернистых гранитов и аплитов. Дайки гранитов и аплитов пересечены кварц-молибденитовыми жилами. В некоторых из даек мелкозернистых гранитов и аплитов молибденит наблюдается и в виде вкрапленности. Реже вкрапленность молибденита наблюдается во вмещающих кварцевые жилы диоритах и монцонитах, причем она появляется только в участках развития кварц-молибденитовых прожилков. Халькопирит-кварцевая жила Парагачайского месторождения (жила Медная) пересекает дайку аплитов с вкрапленностью молибденита и содержит ее обломки. Это подтверждает более поздние появления халькопиритовой минерализации и соответственно наличие разновозрастных кварцевых жил. Жила Медная содержит молибденит в незначительных количествах, о чем еще в 1948 г. писал Г.А. Твалчрелидзе [392], а позднее его данные были подтверждены геологическими работами.

Ксенолиты кварц-молибденитовых жил встречены в дайке диабазов (фиг. 7, а), которая, в свою очередь, пересечена кварц-халькопирит-пиритовыми и кварц-пирит-карбонатными жилами и прожилками с широким развитием метасоматитов в зонах их экзоконтакта (фиг. 7, б). Самыми молодыми являются карбонатные прожилки, пересекающие все типы горных пород и все типы рудных жил (фиг. 7, в).

В пределах Агаракского рудного поля контактово-метаморфизованные породы провеса кровли (дациты, аргиллиты и др.) прорваны монцодиоритами и монцонитами, а последние — гранодиоритами и биотит-роговообманковыми гранитами. Все эти породы пересечены дайками резкопорфировидных мелкозернистых гранитов и дайками диабазов (см. табл. 4). Гранитоиды, включая дайки резкопорфировидных гранитов, пересечены дайками тонко-, реже мелкозернистых гранитов (маломощные дайки, иногда пологозалегающие). Кварц-молибденитовые прожилки и маломощные жилы (мощность не более 10 см) развиты в провесе кровли, сложенном контактово-метаморфизованными (биотитизация и перекристаллизация) и гидро-

термально-измененными вулканогенно-осадочными породами мела (?). Эти жилы пересекают все типы пород провеса кровли и единичные прожилки мелкозернистых гранитов, наблюдаемых в пределах месторождения. Кварц-молибденитовые прожилки пересечены трубчатой формы телом взрывных гидротермальных брекчий с халькопиритом и пиритом и единичными собственно пиритовыми прожилками.

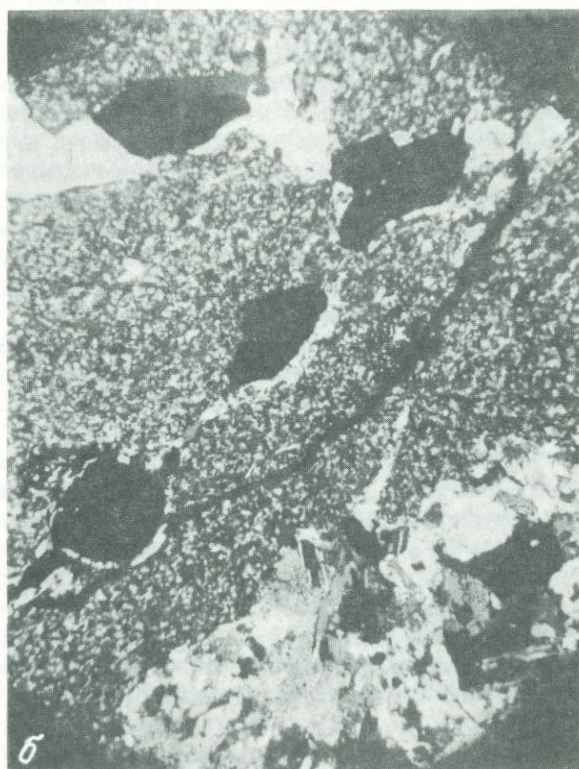
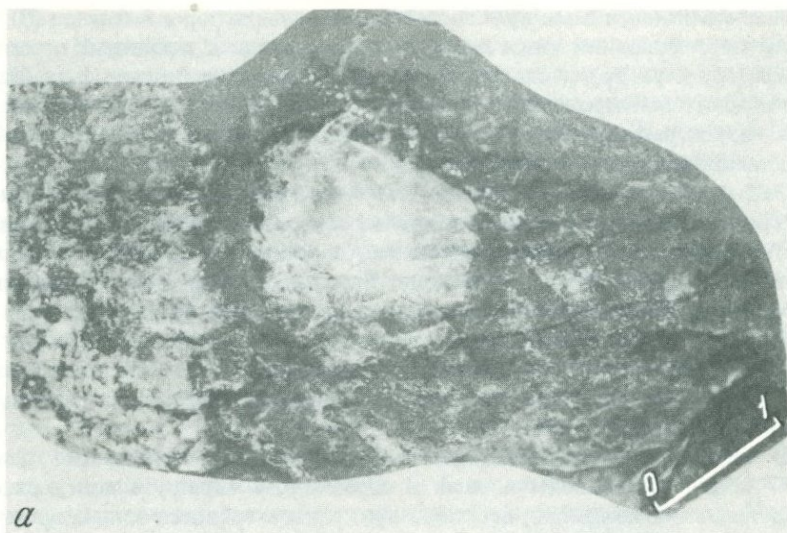
Заслуживают внимания соотношения, которые установлены автором в юго-восточной части Агаракского рудного поля, а именно: в монцодиоритах наблюдаются кварцевые прожилки, подобные безрудным прожилкам, развитым в пределах рудного поля. Безрудные кварцевые прожилки пересечены прожилком лейкогранита, который, в свою очередь, пересекается прожилком более высокотемпературного кварца, подобного кварцу молибденитовой стадии Агаракского месторождения. Это дает основание полагать наличие двух разновозрастных генераций кварца, разделенных в своем образовании появлением лейкогранитов.

В пределах Пьязбашинского месторождения Р. Гасановым (данные 1977 года) установлены и нами в совместном маршруте подтверждены следующие соотношения: все типы вулканитов среднего эоцена прорваны дайками полифировых гранит-порфиров, содержащими ксенолиты невадитовых гранодиорит-порфиров. Как дайки, так и вулканиты пересечены прожилками гребенчатого кварца с пиритом (фиг. 8, а).

На Парагачайском и Пьязбашинском месторождениях кварц-пиритовые прожилки являются более молодыми, чем кварц-молибденитовые. Отчетливо наблюдается наличие обломков кварца молибденитовой стадии в единичных кварц-пиритовых жилах и залечивание трещин в раннем кварце пиритом (фиг. 8, б). Для Парагачайского месторождения более позднее появление кварц-пиритовых жил и прожилков установлено М.А. Агасиевым (данные 1964 г.), для Пьязбашинского месторождения более позднее появление кварц-пиритовых жил и прожилков — З.М. Атакашиевым и А.Г. Мамедовым (данные 1969 г.), для Маданидзорского месторождения подобные соотношения наблюдал А.К. Шиленко еще в 1936 г.

Приведенные геологические соотношения горных пород и рудных жил показывают, что дайки являются основными индикаторами, позволяющими судить о времени появления молибденитовой, халькопиритовой и пиритовой минерализации в магматическом процессе. Эти данные показывают, что молибденитовая минерализация появилась после образования всех типов гранитоидов массива, причем наиболее близки к появлению минерализации крупнозернистые биотитовые лейкограниты, среднезернистые порфиroidные лейкограниты, дайки мелкозернистых гранитов и аплитов (Каджаранское, Парагачайское рудные поля).

Геологические соотношения горных пород, контактовый метаморфизм более ранних гранитоидов при формировании крупнозернистых биотитовых лейкогранитов, данные предыдущих исследователей о более повышенных содержаниях молибдена в этих гранитоидах и особенно дайках гранитов и аплитов (6 г/т [270] — 70 г/т [89]), данные о распределении металлогенных элементов в разных типах гранитоидов [270, 88], способность крупнозернистых биотитовых лейкогранитов к отделению кварца в крупных объемах (наличие полевошпат-кварцевых камерных пегматитов, оби-



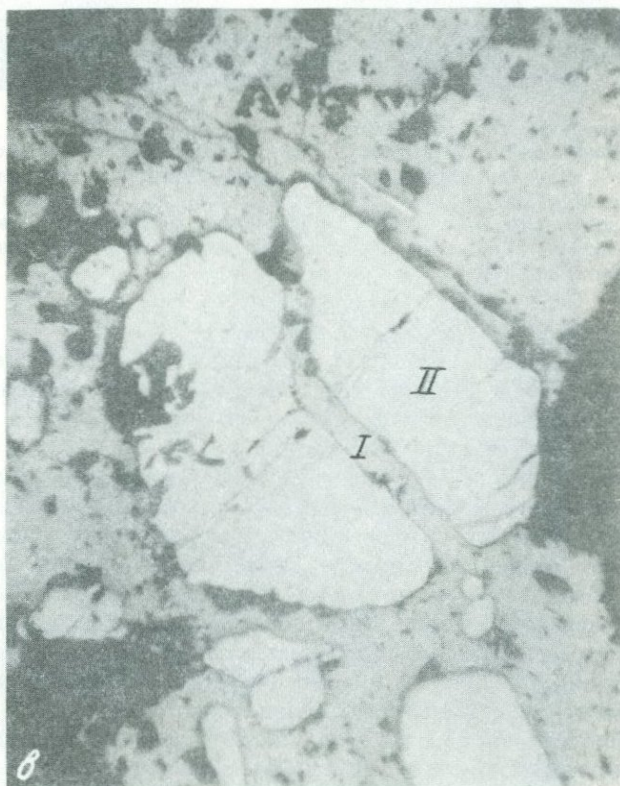
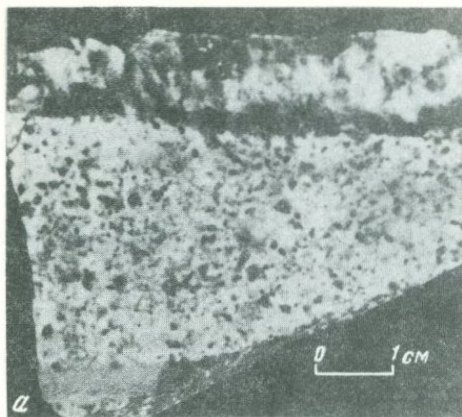


Фиг. 7. Парагачайское месторождение

а – ксенолит кварца в дайке диабазов на контакте с кварцевыми диоритами, обр. 113 г/75; *б* – кварц-пиритовые прожилки, пересекающие кварцевые диориты и диабазы. Дайка. Шд. 113 г/75, увел. 15, с анализатором; *в* – пересечение молибденит-кварцевых прожилков пиритовыми с карбонатами, а последнего – карбонатным. Кварцевый диорит, вмещающий прожилки, интенсивно изменен и содержит вкрапленность пирита. Обр. 110 ж/75

лие кварца в жильных гранитах) дают основание полагать генетическую связь молибденовой минерализации с формацией лейкократовых биотитовых гранитов, т.е. наблюдаются те же закономерности, что и в других районах Советского Союза (Казахстан и др.).

Для Агаракского месторождения, в пределах которого выходов крупно- и среднезернистых биотитовых лейкогранитов не обнаружено, В.Е. Вартанесов [88] отмечает, что повышенные концентрации молибдена приурочены к зонам трещиноватости пород, а вне трещин – близки к кларковым. Это месторождение интересно еще и тем, что для метасоматитов и молибденита, по сравнению с Каджаранским, получены более древние цифры абсолютного возраста (см. табл. 2), а именно: по серициту – 37–44 млн. лет, по молибдениту – $43,9 \pm 2,5$ млн. лет [405], в то время как для каджаранских гидротермально-измененных кварц-серицитовых пород – 20–25 млн. лет, а молибденита – $24,3 \pm 1,2$ млн. лет. Это дало основание исследователям, рассматривая вопрос генетической или парагенетической связи медно-молибденового оруденения Зангезура с разновозрастными магматическими комплексами Мегринского плутона, предполагать, что оруденение мес-



торожения Агарак связано с очагом верхнеэоценового магматизма (монцонитами и граносиенитами габбро-монцонит-граносиенитового комплекса), и говорить о многоэтапном (верхнеэоценовом и нижнемиоценовом) характере оруденения [405 и многие другие]. В свете новых данных, полученных автором, о принадлежности горных пород в пределах месторождения к провесу кровли мелового (?) возраста (возможно, к участку прорывления жерловой и других фаций вулканического аппарата) характер генетических и парагенетических связей месторождения с конкретными типами плутонических пород на сегодня не может быть доказан и требует своего дальнейшего решения. Это тем более необходимо, так как для Айгедзорского месторождения, расположенного также в пределах Мегри-Ордубадского массива, по молибдениту определен более древний радиологический возраст оруденения в 56,6 млн. лет [405], т.е. древнее габброидов.

На Каджаранском и Парагачайском месторождениях медная минерализация (основная ее стадия) появилась позднее, так как собственно кварцевые жилы с медной минерализацией или содержат обломки даек аплитов с вкрапленностью молибденита (Парагачайское месторождение), или вкрапленное халькопиритовое оруденение накладывается на дайки олигоклазовых кварцевых диоритов, содержащих обломки кварц-молибденитовых жил (Каджаранское месторождение), или приурочено к эксплозивным гидротермальным брекчиям (Агаракское месторождение).

Характер генетических связей с магматизмом медной минерализации этой стадии на сегодня неясен и требует своего решения.

Более слабая медная минерализация сопровождает формирование кварц-пиритовых жил и прожилков. В этих жилах и прожилках халькопирит формируется после пирита, выполняя мельчайшие трещинки (рис. 8, в). Эта минерализация отчетливо появляется после даек невадитовых гранодиорит-порфиров (Гекгельское месторождение) и полифировых гранит-порфиров (Пьязбашинское месторождение) и, по-видимому, связана с вулканическими процессами, завершающими миоценовый магматизм в регионе.

Формирование кварц-пиритовых жил и прожилков наиболее вероятно связано с позднеорогенным вулканизмом. Они образовались после кристаллизации не только субвулканических, но и более глубоких, связанных с вулканизмом фаций (появление невадитовых гранодиорит-порфиров и полифировых гранит-порфиров — с переходами до дацитов и риолитов), являющихся производными промежуточного магматического очага, сопровождающего развитие позднеорогенного вулканизма в регионе.

Таким образом, дайки в Мегри-Ордубадском районе являются главными индикаторами, позволившими доказать разновозрастность молибденитовой, халькопиритовой и пиритовой минерализации, а соответственно и предполагать их связь с разновозрастными магматическими формациями.

←

Фиг. 8. Прожилок гребенчатого кварца в полифировых гранит-порфирах, Пьязбашинское месторождение, обр. 190 г/77 (а); залечивание пиритом трещинки в обломке кварца с молибденитом и характер развития метасоматического пирита в зоне дробления, Парагачайское месторождение (б); взаимоотношения халькопирита с пиритом в кварц-халькопирит-пиритовом прожилке (в). Отчетливо видно более позднее образование халькопирита. Полир. шл. 179 г/77, увел. 40, без анализатора, жила "Майская", Парагачайское месторождение (в)

**ОРОГЕННЫЕ ГЕРЦИНСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ
ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Благодаря развитию формационного анализа в изучении взаимосвязи петро- и рудогенеза с геологическим строением земной коры наши представления о магматизме, в том числе орогенном вулканизме, значительно углубляются. Так, первоначальное объединение пород орогенного "субсеквентного", по Г. Штилле [446], вулканизма в "порфировую" формацию наземных излияний [322, 352], измешшее определенное значение при глобальных построениях, оказалось недостаточным для задач региональных сопоставлений и выявлений закономерностей орогенного вулканизма. Более конкретный смысл имеет определение орогенных вулканитов как группы базальт-андезит-липаритовых формаций [237] и выделение в ней характерных региональных особенностей.

Формационный анализ орогенных вулканитов, включающих трудно стратиграфически датируемые существенно вулканоогенные толщи и связанные с ними породы других вулканоогенных фаций, весьма сложен. Трудность проблемы усугубляется широким развитием в орогенных областях вулкано-тектонических структур различного типа от простых реликтов вулканических центров до длительно развивавшихся кольцевых структур, которые являются участками пространственного сопряжения разновозрастных и разнофациальных магматитов с их сложными взаимосвязями. Многочисленные примеры таких взаимоотношений приведены А. Баддингтоном, Е.К. Устиевым [44, 403] и другими.

Н.П. Михайлов и М.В. Тацинина отмечали, что главное значение при формационном анализе имеет петрографическое изучение магматических пород, "которое можно считать одним из важнейших индикаторов тектонического режима" [282, с. 70]. Они полагали, что, например, "в итоге дальнейших более детальных исследований вещественного состава эффузивов появятся ... "дациты" и "дациты", "липариты" и "липариты" ... [282, с. 71]. Д.С. Штейнберг, О.А. Богатиков и другие также подчеркивали решающую роль при выделении формаций петрологической основы, максимально насыщенной генетическим элементом, так как "при надлежащем ее уровне формации наполняются реальным тектоническим и металлогеническим содержанием и перестают быть простым перечнем названий пород" [444, с. 81].

В связи с этим при выделении формаций орогенного вулканизма заслуживает внимания выявление среди вулканоогенных пород (как среднего так и кислого состава) двух генетических типов вулканитов [454, 264 и др.].

Первый тип — регионально распространенные вулканиты, в которых по форме и внутреннему строению тел четко различаются собственно эффузивная, жерловая и субвулканическая фации. Для пород характерен слабо порфировый облик, простые минеральные ассоциации вкрашленников, разнообразие микроструктур и текстур. В вулканитах достаточно легко устанавливаются центры извержений. Характерна временная оторванность от формирования интрузивных комплексов.

Второй тип вулканитов развит локально, располагаясь преимущественно в кольцевых структурах, реже приурочиваясь к линейным разломам. Они слагают разнообразные тела (протяженные sill, лополиты, дайки, экструзивные купола, штоки или сложно ветвящиеся тела), в пределах которых весьма однородны. Породы отличаются повышенным количеством и несколькими поколениями вкрапленников с разнообразными минеральными ассоциациями, частичной их дезинтеграцией, наличием фьяммевидных образований и другими признаками. Являясь характерными образованиями орогенной стадии развития складчатых областей и зон тектономагматической активизации, эти вулканиты в незначительном количестве появлялись и раньше: они развиты и среди образований собственно геосинклинального этапа. Породы описываются как "порфиновые интрузии", "автомагматические брекчии", "кристаллокластические туфы", "туфолавы", "кристаллокластические игнимбриты" и др. Наиболее общий термин для них — "флюид-порфировый комплекс" — отражает представления Г.Ф. Яковлева и Е.Б. Яковлевой [452] о специфике флюидного режима при формировании пород и подчеркивает геологическую самостоятельность этих образований. Указанные авторы отмечали полифазальность комплекса — наличие собственно эффузивной, жерловой, субвулканической и гиабиссальной фаций. Первые три фации представлены порфировыми породами с первично стекловатой основной массой и различимы лишь по форме тел, а гиабиссальная — сложена порфировыми гранитоидами¹, имеющими чрезвычайное геолого-петрографическое сходство и пространственно-временную близость с первыми тремя фациями, имеющими стекловатую основную массу.

Однако в настоящее время многие исследователи, например казахстанские (Геология СССР, т. XX, кн. 2), такие гранитоиды на основании "интрузивности облика" рассматривают в составе интрузивных (плутонических) комплексов, или вулканоплутонических формаций по Е.Е. Устиеву [402, 455 и др.], реже описывают как субвулканические тела.

На примере позднепалеозойских магматических пород Центрального Казахстана [421] было показано, что порфиновые гранитоиды оторваны во времени от формирования как всех проявлений вулканитов I типа, так и плутонических комплексов, к которым они ошибочно относились. Эти гранитоиды генетически связаны с автомагматическими брекчиями (казахстанские геологи обычно применяют этот термин) и, как справедливо отмечали Г.Ф. Яковлев и Е.Б. Яковлева [452], являются фацией вулканогенных образований II типа. В работе [421] нами сделан вывод о принадлежности вулканитов II типа (автомагматических брекчии и порфировых гранитоидов) к вулканогенным формациям.

Выделение в составе орогенных вулканогенных формаций двух генетических типов вулканитов повышает индикаторную роль этих формаций в выявлении закономерностей орогенного вулканизма. Необходимость установления различий в условиях образования вулканитов I и II типов и последовательности изменений этих условий в ходе формирования вул-

¹ Термин "порфиновые гранитоиды" используется условно, так как эти породы имеют и тонко- и мелкозернистую основную массу.

каногенных формаций обусловлена также возрастанием количества примеров связи различного типа оруденения с вулканитами II типа. Этому вопросу и посвящена настоящая статья. Она основана на данных автора, полученных в результате исследований позднепалеозойских вулканогенных образований Токрауской впадины (Центральный Казахстан), особенно вулканитов II типа. В статье использованы также материалы многочисленных исследователей, благодаря работам которых выявлены, изложены в большом количестве публикаций и сведены в Геологии СССР (т. XX) основные закономерности позднепалеозойского вулканизма этого района. При определении состава пород использована номенклатура и классификация, предложенная Е.Л. Андреевой и другими (1979).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Начало верхнепалеозойского магматизма Токрауской впадины, входящей в состав Джунгаро-Балхашской складчатой области, ознаменовалось проявлением саурской (внутривизейской) фазы складчатости, с которой связано общее воздымание региона и возникновение в верхней части земной коры многочисленных расколов. Формирование магматитов происходило в условиях интенсивных блоковых движений фундамента, что обусловило своеобразие магматизма и, в частности, неодинаковую полноту проявлений вулканизма в различных участках Токрауской впадины.

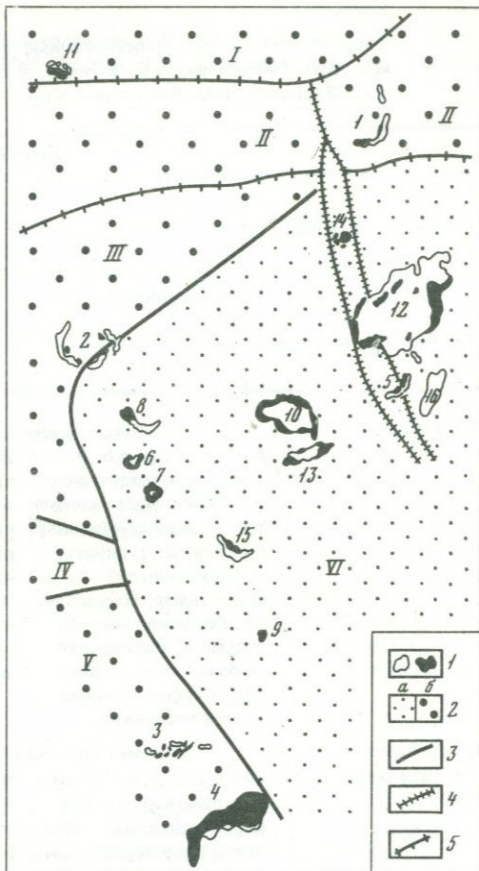
Несмотря на это, установлено [188, 364 и др.], что позднепалеозойские вулканогенные образования этого района обладают рядом общих черт, обусловленных закономерностями развития вулканизма. К их числу относятся: 1) ритмическая повторяемость смены более основных пород более кислыми, связанная с цикличностью вулканизма; 2) последовательное изменение состава вулканитов последующих циклов — поокисление и появление в течение позднего цикла базальтов, отражающее направленность развития этого процесса.

Принцип цикличности вулканизма вслед за М.А. Александровой и другими [15] положен в основу стратиграфического расчленения позднепалеозойских вулканитов большинством исследователей. История формирования вулканитов Токрауской впадины подразделяется на нижнекаменноугольный ($C_1 v_3 - n$), среднекаменноугольный (C_2), средне-, верхнекаменноугольный (C_{2-3}), верхнекаменноугольный—нижнепермский ($C_3 - P_1$) и пермский (P) циклы. Каждый вулканогенный цикл сменялся образованием интрузивных плутонических комплексов со сходной с вулканитами тенденцией изменения во времени пород — от тоналитов, гранодиоритов к субщелочным лейкогранитам.

Вулканиты, образовавшиеся в течение цикла, составляют вулканогенный комплекс — конкретную вулканогенную формацию, по объему соответствующую вулканогенной свите и связанным с ней породам других вулканогенных фаций. Большинство исследователей вулканогенные формации описывают как ассоциации вулканитов I типа. Развитие автомагматических брекчий в этом районе вслед за Е.Б. Яковлевой [453] отмечалось немногими исследователями (данные Г.Т. Скублова и др., 1968 г.;

Фиг. 1. Схема размещения тел вулканитов II типа в различных структурно-формационных зонах Центрального Казахстана

I — автомагматические брекчии (черное) и порфирировые гранитоиды (белое); 2 — структурно-формационные зоны: а — позднегерцинские, б — раннегерцинские; 3 — границы структурно-формационных зон; 4 — разломы; 5 — разломы, служащие границами структурно-формационных зон. Цифры на схеме: I—VI — зоны: I — Восточно-Нурина, II — Успенская, III — Жаман-Сарыусуйская, IV — Киикская, V — Моинты-Южно-Джунгарская, VI — Токрауская; 1—16 — участки: 1 — Каркаралинск, 2 — Байназар, 3 — Кокдомбак, 4 — Бертынский, 5 — район горы Южный Кызылжал, 6 — Карашин, 7 — Лагерный, 8 — Жалпак, 9 — район горы Бектау-ата, 10 — Жетымшокинский, 11 — район Топарского массива, 12 — Сарыолен, 13 — Каракемер, 14 — Улькен-Каракуус, 15 — Найзакара, 16 — Аксайский



данные В.С. Коптева-Дворникова и др., 1970 г.) [192, 241, 224 и др.]. В некоторых работах лишь упоминается наличие в тех или иных породах признаков сходства с автомагматическими брекчиями [101, 109 и др.].

Исследования автора позволили выявить среди позднепалеозойских вулканогенных образований района Токрауской впадины достаточно многочисленную группу вулканитов II типа, которые в отличие от регионально распространенных вулканитов I типа локализованы преимущественно в вулcano-тектонических структурах. Вулканиты II типа представлены автомагматическими брекчиями и появляющимися во времени чуть позже автомагматических брекчий порфирировыми гранитоидами, образующими между собой тесные пространственно-временные ассоциации. Примеры развития вулканитов II типа в этом районе приведены на фиг. 1.

Вулканиты II типа имеют различный возраст (C_1 , C_2 , C_{2-3} , C_3-P_1 , P) (табл. 1). Для них, независимо от возраста, характерна временная оторванность от формирования плутонических комплексов и близость во времени образования к сходным по составу вулканитам I типа. Как

Таблица 1

Позднепалеозойские вулканогенные формации района Токрауской впадины
ева, В.Ф. Беспалова, А.В. Кожева, В.С. Коптева—Дворникова, В.В. Кекежин-
Л.Н. Шарпенюк, Е.Б. Яковлевой и др.)

Возраст формации	Генетический тип вулканитов		
	I		
	Вулканогенная фация		
	собственно эффузивная	жерловая	субвулканическая
1	2	3	4

Пермская	Кызылкинская свита (P)		
	Верхняя под свита (риолитовые и субщелочные риолитовые лавы, туфы, игнимбриты; туффиты, туфогравелиты)	Некки и кольцевые дайки риолитов, субщелочных риолитов, агломератовых туфов, игнимбритов	Штоки риолитов и субщелочных риолитов
	Нижняя под свита (субщелочные базальты и трахиандезито-базальты; в основании — туфоконгломераты и песчаники)	Некки субщелочных базальтов и трахиандезито-базальтов	Дайки субщелочных базальтов и трахиандезито-базальтов
Верхнекаменноугольная-нижнепермская	Архарлинская свита (C ₃ -P ₁)		
	Риолитовые, субщелочные риолитовые, трахириодацитовые туфы, лавы, игнимбриты, лахаровые брекчии, туффиты, туфопесчаники	Некки риолитов, субщелочных риолитов, реже трахириодацитов	Штоки, дайки, риолитов и субщелочных риолитов
	Редкие прослои в нижней части разреза андезитовых, трахидацитовых лав и трахириодацитовых туфолав		
Средне-верхнекаменноугольная	Керегетасская свита (C ₂ -3)		
	Верхняя под свита (риолитовые, трахириодацитовые и трахидацитовые лавы, туфы, игнимбриты; туффиты, туфопесчаники с прослоями песчаников и известняков)	Некки и дайки риолитовых, трахириодацитовых лав, лавовых брекчий, туфов	Штоки и дайки риолитов и трахириодацитов
	Нижняя под свита (туфы смешанного состава, дацитовые ту-	Некки андезитов	Лакколиты, дайки андезитов

*Цифры в скобках здесь и далее соответствуют порядковым номерам примеров развития вулканитов II типа на фиг. 5.

(по данным автора с использованием материалов М.И. Александровой, М.К. Батхескас, А.М. Курчавова, В.С. Попова, М.М. Решко, Г.Т. Скублова, М.В. Тацининой,

Генетический тип вулканитов			
II			
Вулканогенная фация			
собственно эффузивная	жерловая	субвулканическая	гипабиссальная
5	6	7	8

Кызылкинская свита (P)			
Не наблюдалась	Не наблюдалась	Кольцевые дайки трахириодацитовых автомагматических брекчий (1)*	Кольцевые дайкообразные тела кварцевых сиенит-порфиров (1)
"	"	Силлы, кольцевые дайки андезитовых автомагматических брекчий (2)	Кольцевые дайкообразные тела кварцевых монзонит-, монцоидорит-порфиров (2)
Архарлинская свита (C ₃ -P ₁)			
"	"	Дайки, межпластовые тела трахириодацитовых автомагматических брекчий (3, 4)	Межпластовые тела кварцевых сиенит-порфиров и порфировидных кварцевых сиенитов (3, 4)
Керегетасская свита (C ₂ -3)			
Экструзивный купол трахириодацитовых автомагматических брекчий (5)	"	Межпластовые тела трахириодацитовых автомагматических брекчий (5, 6)	Кольцевая дайка и изометричные в плане тела субщелочных гранит-порфиров (5, 6)
Не наблюдалась	"	Расслоенные лополиты андезитовых, дацитовых и риодаци-	Межпластовое тело (дугообразное в плане) кварцевых дио-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
	фы с прослоями риолитовых и риодацитовых игнимбритов, андезиты, андезито-базальты; туффиты, туфопесчаники)		
Среднекаменноугольная	<p style="text-align: center;">Калмакэмельская свита (C₂)</p> <p>Верхняя под-свита (риолитовые и трахириодацитовые лавы, туфы, игнимбри-ты, реже трахидаци-товые туфы; туффи-ты, туфопесчаники)</p> <p>Нижняя под-свита (андезито-вые лавы, туфы, про-слои риолитовых ту-фов; туффиты, ту-фопесчаники, туфо-конгломераты)</p>	<p>Некки трахирио-дацитовых лаво-вых брекчий</p> <p>Некки андезито-вых англомерато-вых туфов и лав-овых брекчий</p>	<p>Штоки, лакколита-ты, гарполиты, дайки андезитов и диорит-порфи-ритов</p>
Нижнекаменноугольная	<p style="text-align: center;">Каркаралинская свита (C₁v₃-п)</p> <p>Верхняя под-свита (риолито-вые и риодацитовые туфы, реже игнимбри-ты и лавы, единичные прослои андезитовых туфов; туффиты, ту-фопесчаники, конгломе-раты, углистые сланцы)</p> <p>Нижняя под-свита (андезито-вые лавы и туфы; выше переслаивание риодацитовых и риоли-товых туфов с туффи-тами и туфопесчани-ками; местами базаль-ная пачка и прослои-песчаников, конгло-мератов, иногда извест-няков)</p>	<p>Некки и дайки риолитовых и риодацитовых лавовых брек-чий</p>	<p>Штоки и дайки риолитов</p>

5	6	7	8
		товых автомагматических брекчий (8, 9)	рит-порфиритов и гранодиорит-порфи-ров (8)
Не наблюдались	Некки трахидаци-товых автомагма-тических брекчий (10)	Дайки, силлы трахи-дацитовых автомаг-матических брекчий (10)	Тела лополитообраз-ной и неправильной формы кварцевых сиенит-порфи-ров и порфировидных кварцевых сиенитов (10, 15)
”	Не наблюдалась	Лополитообразное тело андезитовых автомагматических брекчий (11)	Неправильной формы тела гранодиорит-пор-фи-ров (11, 16)
”	Калмакэмельская свита (С ₂)		Не наблюдалась
Покровы (?) ан-дезитовых авто-магматических брекчий (12)	”	Силлообразные и неправильной фор-мы тела андезито-вых автомагмати-ческих брекчий (12, 14)	Межпластовые и лополитообразные тела кварцевых диорит-порфири-тов, гранодиорит-порфи-ров и порфи-ровидных гранодио-ритов (12)
Не наблюдалась	Каркаралинская свита (С _{1v3-n})		Изометричные в плане тела гранит-порфи-ров (7)
		Штокообразные и межпластовые тела рилитовых авто-магматических брек-чий (2,7)	

указывалось выше, это дает основание для вывода о принадлежности вулканитов обоих типов к единым вулканогенным формациям [421].

Формирование вулканитов I и II типов в рамках вулканогенной формации происходило в определенной временной последовательности, которая была одинаковой в этапы среднего и кислого вулканизма, составляющие вулканогенные циклы. Сначала образовывались вулканиты I типа собственно эффузивной, жерловой и субвулканической фаций (см. табл. 1), затем происходило формирование вулканитов II типа, являющихся также полифациальными образованиями (см. табл. 1). Аналогичная временная последовательность развития характерна для всех вулканогенных циклов верхнепалеозойской истории формирования Токрауской впадины (см. табл. 1).

В числе геологических признаков различия вулканитов I и II типов следует отметить неодинаковую масштабность развития одноименных фаций. Вулканиты I типа представлены преимущественно породами собственно-эффузивной и в меньшей степени — жерловой и субвулканической фаций.

Среди вулканитов II типа преобладает субвулканическая и (отсутствующая в группе вулканитов I типа) гипабиссальная фация, а собственно эффузивная и жерловая — развиты незначительно.

В.С. Коптев-Дворников и другие [223] подчеркивали, что одним из условий образования субвулканической фации (в отличие от режима формирования собственно-эффузивной) является ослабление тектонической деятельности и уменьшение роли сквозных разломов. По-видимому, в районе Токрауской впадины эти условия более полно проявились в конце вулканических этапов при формировании вулканитов II типа, что доказывает приведенными ниже петрографическими данными.

Наряду с общей геологической спецификой, вулканиты II типа, входящие в состав разновозрастных вулканогенных формаций, имеют и некоторые признаки различия в характере размещения, форме и размерах тел, фациальном составе и др.

Нижне- и среднекаменноугольные вулканиты II типа, которые формировались на ранней стадии развития орогенного этапа района Токрауской впадины, локализованы в крыльях крупных овальных вулканогенных мульд, выполненных мощными, существенно туфовыми толщами этого возраста. Ориентировка вулканогенных мульд соответствует северо-западным и северо-восточным расколам, к которым приурочены реликты нижне- и среднекарбонных стратовулканов, представляющих жерловины и скопления субвулканических тел вулканитов I типа. В отличие от них размещение тел вулканитов II типа контролируется как линейными расколами — (Каракемер), так и кольцевыми разломами (Сарьюлен).

В районах развития вулканитов II типа увеличивается мощность собственно эффузивной фации среднекаменноугольных вулканитов I типа (до 2000 м) по сравнению с нижнекаменноугольными (до 500 м) (данные Л.Н. Шарпенюк и др., 1965 г.; Г.Т. Скублова и др., 1968 г.). Соответственно увеличиваются размеры тел вулканитов II типа от нескольких сотен метров (нижнекарбонные) до нескольких километров, а иногда до 20 км (среднекарбонные). Межпластовая форма тел с протяженными апофизмами,

которая, как и штоковая, характерна для нижнекаменноугольных вулканитов II типа, в среднем карбоне приобретает преобладающее развитие. В отличие от нижнекарбонных в вулканитах II типа среднекаменноугольного возраста гипабиссальная фация представлена не одно-, а двухфазовыми массивами (Каракемер, Сарыюлен).

Указанные особенности вулканитов II типа ниже- и среднекаменноугольного возраста можно объяснить следующим образом. На начальной стадии орогенного этапа вулканическая деятельность, связанная с линейными разломами, приводила к формированию овальных крупных мульд, обусловленных плавным прогибанием кровли магматических очагов, располагавшихся на относительно большой глубине [438 и др.]. Накопления лаво-туфовых толщ с течением времени усиливали опустошение магматических очагов. Это обусловило появление и постепенное увеличение на фоне преобладающего прогибания их кровли частичных обрушений с образованием окаймляющих мульды дугообразных и кольцевых ослабленных зон, а также подземных полостей, заполнявшихся поднимающейся по разломам магмой. Периодическое ослабление тектонической деятельности и уменьшение роли сквозных разломов обусловили эволюцию магмы в этих промежуточных камерах, что доказывается изложенными ниже данными петрографического изучения вулканитов II типа.

Средне-верхнекарбонные и верхнекарбонные—нижнепермские вулканиты II типа входят в состав формаций, характеризующих среднюю стадию орогенного этапа рассматриваемого района. Они локализованы в центральной и краевой частях изометричных вулканогенных мульд, выполненных мощными толщами туфов, игнимбритов и лав преимущественно кислого состава этого возраста. Размещение тел вулканитов II типа контролируется главным образом кольцевыми разломами (Жалпак, район коры Южный Кызылжал и др.), сочетанием кольцевых и линейных расколов (Жетымшоқы), реже — линейными (Кокдомбак). Фациальный состав и форма тел этих вулканитов наиболее разнообразны (см. табл. 1). Апофизы тел отличаются значительной протяженностью (до 1 км, район гор Кызылрай) и разветвленностью.

Своеобразной особенностью является развитие крупных (до 5 км) и мощных (до 1 км) лополитов сложного внутреннего строения, выполненных "слоями" андезитовых, дацитовых и риодацитовых автомагматических брекчий [224].

Порфировые гранитоиды слагают многофазные массивы концентрического строения (Жетымшокинский, Бертыйский и др.). Породы последовательных фаз, количество которых достигает трех, характеризуются увеличением во времени "интрузивности" облика (укрупнением зернистости основной массы) и незначительным изменением состава.

Отмеченные признаки вулканитов II типа этого возраста связаны с существенной ролью в вулканизме этого периода процессов обрушений кровли магматических очагов, расположенных, вероятно, на относительно более высоком уровне [438]. Возникновение в различных частях впадины кольцевых разломов и блоковые движения приводили, по-видимому, к образованию многочисленных промежуточных камер, иногда больших размеров.

Пермские вулканы II типа входят в состав вулканогенных формаций, образовавшихся на завершающей стадии орогенного этапа. Они локализованы исключительно в кольцевых структурах, образуя прерывистые кольцевые зоны дугообразных мощных даек. Породы представлены субвулканической и гипабиссальной фацией, последняя из которых преобладает.

Особенности вулкаников пермского возраста можно объяснить формированием их в обстановке общей консолидации региона. Предшествующее им накопление туфо-лавовых толщ значительно меньшей мощности, чем в предшествующее время, сопровождалось исключительно процессами обрушения, что связано с возросшей жесткостью земной коры и относительно высоким уровнем расположения магматических очагов [438].

Как видно из изложенного, появление индивидуальных особенностей вулкаников, входящих в состав разновозрастных вулканогенных формаций, закономерно и отражает общую направленность развития орогенного вулканизма. Приведенный материал дает основание полагать, что позднепалеозойские вулканогенные формации могут играть роль индикаторов определенной стадии развития данного участка земной коры на орогенном этапе.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Для выявления различий в условиях формирования вулкаников I и II типов сравнивались их петрографические особенности и данные термометрического изучения микровключений в породообразующих минералах, проведенного с помощью Б.А. Дороговина (ВНИИСИМС). Ввиду ограниченного объема статьи приведем сопоставление вулкаников I и II типов среднего состава, отметив, что изложенные ниже принципиальные различия характерны и для вулкаников I и II типов кислого состава.

Вулканы I типа (андезитовые лавы и субвулканические тела) являются петрографически однотипными. Это слабопорфировые породы с вкрапленниками (от нескольких процентов до 30% объема пород) и частично раскристаллизованной стекловатой основной массой (фиг. 2, а, б). Вкрапленники преимущественно идиоморфны. Минеральный состав прост (табл. 2). Вкрапленники представлены главным образом плагиоклазом (An_{50-30} , разница составов между центральной и краевой частями вкрапленников составляет 2–10 номеров) и клинопироксеном ($Wo_{41-50} En_{38-31} Fs_{21-18}$), а ромбический пироксен ($En_{36-34} Fs_{64-66}$), роговая обманка, биотит (железистость 37,1–37,7%) и титаномагнетит развиты в незначительном количестве.

Вариации диаметров (половина суммы длины и ширины кристалла; по А. Эварту [483], их средние значения (в мм) для плагиоклаза рассматриваемых лав соответственно равны 0,3–1,9 и 0,8, для пироксена — 0,15–0,9 и 0,3, роговой обманки и биотита — 0,15–0,65 и 0,45, титаномагнетита — 0,1–0,3 и 0,11. В породах субвулканической фации вариации размеров вкрапленников (в мм) более широкие: плагиоклаз — до 5, пироксен — до 1,75, биотит и роговая обманка — до 1,2.

Основная масса содержит микролиты (длиной от сотых долей миллиметра до 1 мм) плагиоклаза (An_{30-25}), клинопироксена, титаномагнетита и девитрифицированное стекло. Состав основной массы достаточно близок валовому составу пород. Так, в андезитах основная масса по химическому составу отвечает также андезитам (табл. 3).

Результаты термометрических исследований вулканитов I типа помещены в табл. 4. Как видно, в минералах андезитов установлены следующие расплавные включения.

1. Присутствующие во вкрапленниках плагиоклаза и пироксена — первичные однофазные или двухфазные стекловатые, реже раскристаллизованные с объемом газовой фазы 5–15%. Температуры гомогенизации 1260–1030°C. С уменьшением температуры гомогенизации включений отмечается незначительное увеличение газовой фазы в них и постоянство размеров включений.

2. Содержащиеся в микролитах плагиоклаза и пироксена, а также во вкрапленниках плагиоклаза, соответственно первичные и мнимовторичные. Это стекловатые микровключения неоднородного строения с диспергированным рудным веществом (скорее всего, окислы железа) и газовым пузырьком объемом 15%. Температуры гомогенизации 1030–950°C.

Приведенные данные позволяют представить формирование вулканитов следующим образом. Образование пород началось кристаллизацией вкрапленников плагиоклаза и пироксена при температурах 1260–1205°C. Объем растворенных в расплаве летучих компонентов, судя по объему газовых пузырьков в микровключениях, составлял примерно 5%.

Глубинная кристаллизация вкрапленников происходила в условиях относительно медленного роста кристаллов, о чем свидетельствуют незначительные размеры содержащихся в них расплавных включений, температуры гомогенизации которых составляют широкий интервал значений (1260–1030°C). Это подтверждается также характером распределения размеров одноименных вкрапленников, имеющих на кривой "размер вкрапленников — частота встречаемости" один максимум. Кристаллизация фенокристаллов была достаточно близка к равновесной, при которой происходило относительное выравнивание составов выделяющихся кристаллов и остаточного расплава, приведшее к образованию слабозональных плагиоклазов и близости составов основной массы и валового состава пород (см. табл. 3).

По мере кристаллизации вкрапленников содержание растворенных в расплаве летучих компонентов повышалось. Это доказывается увеличением в расплавных включениях газовой фазы (5–15%) и появлением в них наряду со стекловатыми и раскристаллизованными силикатными фазами. Происходило увеличение доли воды в расплаве, с чем связано появление на поздней стадии кристаллизации небольшого количества роговой обманки и биотита. Можно полагать, что в составе растворенных в расплаве летучих происходило увеличение наряду с водой количества и других компонентов (CO_2 , Cl). Об этом свидетельствует характер аутометаморфических изменений пород — актинолитизация пироксена, сосюритизация плагиоклаза, хлоритизация роговой обманки и биотита, а также наличие в миаролах лав кальцита, эпидота, хлорита.



Фиг. 2. Вулканыты I и II типов в районе Топарского массива, увел. 30, с анализатором
а – андезиты, *б* – субвулканические андезиты, *в* – андезитовые автомагматические брекчии, *г* – гранодиорит-порфиры



Таблица 2

Количественный минеральный состав пород (в об. %)

№ п/п	Число подсчетов	Плагиоклаз	Клинопироксен	Ортопироксен	Роговая обманка
1	16	1,8–26,2	0–16,4	0–1,5	0–1,4
2	8	3,1–27,3	0,4–4	0	0,2–5
3	15	21,9–43,1	3,8–6,6	0,3–1,6	0
4	21	14,6–49,5	1,1–7,6		0–6,2

Вулканыты I типа: 1 – андезиты собственно эффузивной фации, 2 – андезиты субвулканической фации;

вулканыты II типа: 3 – андезитовые и трахидацитовые автомагматические брекчии, 4 – кварцевые диорит-, гранодиорит-, монзонит-, кварцевые сие-нит-порфиры.

Таблица 3

Химический состав вулканитов I и II типа и их основной массы (в %)

Компоненты	I		II			
	Андезиты		Андезитовые автомагматические брекчии		Гранодиорит-порфиры	
	Валовой	Основная масса	Валовой	Основная масса	Валовой	Основная масса
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,42	63,78	60,40	71,22	64,84	74,70
TiO ₂	0,65	0,59	0,65	0,21	0,56	Сл.
Al ₂ O ₃	16,57	14,55	17,42	14,58	17,72	12,66
Fe ₂ O ₃	4,51	1,95	1,72	1,73	1,82	1,50
FeO	3,67	2,21	4,82	0,12	3,12	0,18
MnO	0,10	0,71	0,10	–	0,08	–
MgO	3,39	3,55	2,41	0,66	1,74	0,85
CaO	5,66	3,76	4,70	1,78	3,51	0,46
Na ₂ O	3,12	2,83	3,68	3,35	3,38	2,87
K ₂ O	3,36	4,70	3,86	5,16	4,28	6,00
H ₂ O ⁺	Не опр.	0,65	Не опр.	0,72	Не опр.	0,60
F	”	0,12	”	0,04	”	0,04
P ₂ O ₅	”	0,28	”	0,11	”	0,073
Li ₂ O	0,0016	0,0044	0,0025	0,0013	0,0019	0,0013
Rb ₂ O ₃	0,012	0,016	0,015	0,017	0,018	0,023
Cs ₂ O	0,0006	0,0003	0,0006	0,0005	0,0006	0,0006
П.п.п.	0,44	Не опр.	0,54	Не опр.	0,80	Не опр.
Сумма	100,89	99,68	100,32	99,68	99,85	99,96

Примечание. Анализы 1, 3, 5 выполнены в Центральной лаборатории Управления СМА АзССР по геологии, Баку, аналитик А.П. Хачинянц; 2, 4, 6 – в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики Л.С. Абрамова, Н.И. Степанова, С.И. Вронская, Е.П. Фролова.

Биотит	Титано-магнетит	Калиево-натрие- вый полевой шпат	Кварц	Основная масса
0-3,4	0,2-1,0	0	0-0,2	67,9-95,3
0,7-2,4	0,2-0,6	0-2,5	0-2,5	66,9-88,8
0,7-8,6	1,0-2,3	0-2,0	0	44,0-72,2
1,2-8,3	0,3-2,5	0-9,4	0-7,0	43,8-79,2

Формирование вкрапленников было прервано быстрым продвижением расплава на (или к) поверхности, которое в связи с резким спадом литостатического давления и взрывным характером отделения летучих компонентов нередко сопровождалось образованием туфов.

Формирование основной массы в лавах начиналось кристаллизацией микролитов плагиоклаза и пироксена при температуре 1030°. Стекловатые расплавные включения в микролитах содержат значительное количество диспергированного рудного вещества (скорее всего, окислов железа). Это отражает специфику условий поверхностной (или близповерхностной) кристаллизации лав, которая происходила при высокой активности кислорода, способствовавшей выпадению железа в окисной форме. С этим же связано развитие в вулканитах железо-титановых окислов и в виде микролитов. Учитывая составы вкрапленников биотитов и используя экспериментальные данные Д. Ванса и Х. Югстера [550], можно оценить величину фугитивности кислорода при формировании основной массы вулканитов I типа, которая примерно составляла 10^{-10} бар, т.е. была близка к условиям при излиянии лав основного и кислого (с биотитом) состава в других районах [488, 474, 475].

Температурный интервал кристаллизации микролитов вулканитов I типа составлял 80°. Относительно быстрая их кристаллизация (размер включений 0,03 мм) вызывала резкое обогащение остаточного расплава летучими. Согласно данным В.В. Наседкина [299], быстрое остекловывание такого расплава способствует сохранению в стекле значительной части летучих. По-видимому, это явление обусловило в дальнейшем свойственное для вулканитов I типа площадное развитие автотематоморфических изменений, характер которых, как указывалось выше, отражает существенную роль в составе летучих CO_2 , Cl, H_2O .

Вулканиды II типа (автомагматические брекчи и гранитоиды) обладают сходной петрографической спецификой, отличающей их от вулканидов I типа. Это — обильно порфировые породы, содержащие 45–50% вкрапленников и основную массу (см. фиг. 2 в, з). Вкрапленники имеют

Таблица 4

Температуры гомогенизации включений затвердевших расплавов в породообразующих минералах вулканитов I и II типов среднего состава

Тип вулканитов	Порода	Тип микровключений	Температура гомогенизации, °C	Район массива
1	2	3	4	5
I	Андезиты	<p>Однофазные – стекловатые или двухфазные – стекловатые с газовой фазой объемом 5–10%, негативной формы и размерами менее 0,01 мм. Приурочены к центральным частям вкрапленников плагиоклаза и пироксена.</p> <p>Однофазные – стекловатые светлой, темной или неоднородной окраски либо двухфазные – стекловатые (иногда с резко граничащей со стеклом светлой фазой) и газовым пузырьком объемом 10–15%. Форма лоскутообразная, размер 0,01 мм и менее. Присутствуют во вкрапленниках плагиоклаза и пироксена.</p> <p>Двухфазные – стекловатые и раскристаллизованные с газовой фазой объемом 10–15%. Форма лоскутообразная. Присутствуют во вкрапленниках пироксена.</p> <p>Двухфазные – стекловатые неоднородного строения с диспергированным рудным веществом и газовым пузырьком объемом 15%. Включения округлой формы находятся в микролитах плагиоклаза и пироксена и в виде мнимовторичных амёбовидных – приурочены к трещинам спайности вкрапленников пироксена.</p>	<p>1260, 1230, 1205</p> <p>1175, 1170, 1160, 1150, 1140 (7 определений)</p> <p>1090, 1080, 1070, 1055, 1030, (6 определений)</p> <p>1030, 1020, 950</p>	Топарского

II	Автомагматические брекчи андезитовые, трахидациитовые.	Двухфазовые – с твердой фазой сложного состава (прозрачное или неоднородной окраски стекло с рудным веществом или стекло и резко граничащая с ним твердая фаза с диспергированным рудным веществом) и газовым пузырьком объемом 5–10%. Включения имеют правильную форму с негативной ограникой, размер 0,02–0,03 мм. Приурочены к минералам ранних генераций, к центральным частям вкрапленников плагиоклаза и пироксена, к каймам плагиоклаза, окружающим резорбированные плагиоклазовые ядра.	1280, 1180 1250, 1220 1220, 1210, 1205, 1190, 1180, 1170, 1150	Там же Сарыоленского Жетымшекинского
II	Кварцевые диорит-, гранодиорит-, кварцевые сиенит-порфиры	Однофазные (в резорбированном ядре пятнисто-зонального вкрапленника плагиоклаза) – с твердой фазой сложного состава (прозрачное стекло, включающее рудный шарик). Форма включения округлая, размер 0,01 мм.	Поведение при нагревании: при 1155°C стекло полностью расплавилось, появился газовый пузырек, который исчез при 1205°C. Рудный расплавился с образованием однородного светлого расплава при 1305°C	Топарского
		Двухфазные (в центральной части вкрапленников плагиоклаза и в каймах плагиоклаза, окружающих резорбированным плагиоклазовые ядра) – стекловатые неоднородной окраски или раскристаллизованные с диспергированным или имеющим резкие границы рудным веществом и газовой фазой объемом 10–15%. Форма лоскутообразная с зазубренными очертаниями, размер 0,02 мм	1280, 1250, 1240 (4 оп-ределения)	Топарского и Сарыоленского

таллизованные с газовым пузырьком, объемом 15% (температуры гомогенизации 1145–895°C); 2) расплавленное аномальное с объемом газовой фазы 70% (температуры гомогенизации 1100°C); 3) включения солевых расплавов (температуры гомогенизации 590–448°C); 4) газовой-жидкие (температуры гомогенизации 330–165°C).

Приведенные петрографические и термометрические данные изучения автомагматических брекчий и порфировых гранитоидов свидетельствуют об аналогии условий кристаллизации этих пород на ранних этапах и о различии — на поздних.

Формирование их начиналось кристаллизацией основных плагиоклазов при температуре 1305° (см. табл. 4). Наличие в этих плагиоклазах расплавленных включений, сложенных прозрачной стекловатой фазой, содержащей рудные шарики (см. табл. 4), видимо, свидетельствует о прохождении расплавом при температурах, меньших 1305°C, раннемагматической рудно-сликатной ликвационной стадии. Признаки раннемагматической ликвации — наличие рудных глобулитов с близкой к шарообразной формой, сложенных самородным железом, иоцитом и магнетитом, впервые было установлено в гранитоидах Рудного Алтая М.А. Осиповым [309]. Предположение о ликвационном происхождении шаровидных выделений железа и его окислов, сделанное М.А. Осиповым, позднее было подтверждено находками точно таких же выделений в вулканических стеклах Кавказа [280] и в других районах [530, 419 и др.]. Как известно, самородное железо и его закись (иоцит, вюстит) в условиях высокого потенциала кислорода метастабильны. Они образуются только в восстановительной обстановке, т.е. при низкой фугитивности кислорода. Поскольку наличие упомянутых включений является широко распространенным явлением, — как полагает М.А. Осипов, их можно ожидать в большинстве (может быть, во всех) изверженных пород, — то, вероятно, и в описываемых вулканитах мы имеем дело с такими же образованиями. Если это так, то этот признак свидетельствует о глубинном характере начала кристаллизации рассматриваемых вулканитов II типа.

Плагиоклазы, кристаллизовавшиеся в этих условиях, наблюдаются в шлифах в виде резорбированных ядер в пятнисто-зональных плагиоклазах и включений в пироксенах.

Существуют различные объяснения возникновения резорбированных ядер и пятнистой зональности плагиоклазов: 1) ксеногенное происхождение ядер [518, 266 и др.]; 2) увеличение температуры при подъеме магмы и ее массовой кристаллизации, приводящей к выделению большого количества теплоты, интенсивно воздействующей на вкрапленники; 3) падение давления в обедненной водой магме вследствие продвижения расплава на более верхний уровень земной коры и продолжающаяся кристаллизация в новых условиях [546] и некоторые другие.

Первое объяснение не приложимо к рассматриваемым вулканитам II типа, так как пятнисто-зональные плагиоклазы распределены в породах равномерно, что доказывает их образование из гомогенного расплава.

Вторая гипотеза заслуживает внимания, хотя некоторые исследователи [546 и др.] полагают, что повышение температуры не может объяснить скачкообразного изменения составов от ядра к кайме. В этой связи вызы-

вает интерес статья К. Курье [480], в которой автор приводит описание псевдоморфоз плагиоклазового стекла состава Al_{17} по лабрадору (Al_{53}) с реликтовым плагиоклазом Al_{80} в пределах этих стекол. Это явление наблюдалось указанным автором в участках анортозитов, контактирующих с андезитовыми брекчиями кольцевых даек, и объясняется им процессом плавления за счет резкого и кратковременного повышения температуры в связи с эксплозией.

Третья гипотеза для рассматриваемого случая представляется наиболее вероятной. Реальность представления о продвижении расплава на более верхний уровень земной коры при формировании вулканитов II типа в то время, когда в расплаве уже существовали глубинные кристаллы, подтверждается следующими данными. По сравнению с размерами микровключений в плагиоклазовых ядрах (менее 0,01 мм) величина более низкотемпературных из них (1280–1190°), содержащихся в поздних каймах плагиоклаза, которые окружают эти ядра, а также в обычнозональных плагиоклазах и пироксенах, возрастает до 0,02 мм. Это свидетельствует о более быстром охлаждении расплава по сравнению с его периодом ранней глубинной кристаллизации. Объем газовой фазы в этих расплавленных включениях (10%) по сравнению с ее объемом во включениях в плагиоклазовых ядрах также увеличивается, что говорит о повышении "насыщенности" расплава летучими компонентами с уменьшением литостатического давления. С этим связано появление в минеральных парагенезисах наряду с клинопироксеном и ортопироксеном, а также биотита. Характерной особенностью этих микровключений является присутствие диспергированного рудного вещества, отвечающего, по-видимому, железо-титановым окислам, так как последние наблюдаются и в виде одновременных вкрапленников. Это можно объяснить высокой фугитивностью кислорода, связанной с высокотемпературностью расплава и малоглубинными условиями кристаллизации.

При температурах 1180–1130°C скорость охлаждения увеличивается (размер включений 0,03–0,04 мм), объем газовой фазы в расплавленных включениях повышается до 15%. Фугитивность кислорода отвечает примерно $10^{-8,9}$ – 10^{-10} бар в автомагматических брекчиях и $10^{-9,4}$ – 10^{-11} бар в гранитоидах (оценена по составу вкрапленников биотита с использованием экспериментальных данных Д. Ванса и Х. Югстера [550]). С высокой летучестью кислорода при формировании вулканитов II типа связано наличие окислов железа в расплавленных включениях, вкрапленников железо-титановых окислов и малая железистость темноцветных силикатных минералов.

Таким образом, кристаллизация преобладающей части вкрапленников вулканитов II типа отличалась неравновесностью, о чем свидетельствует наличие резкозональных плагиоклазов и резорбированных реликтов ранних генераций минералов. Это связано с колебаниями давлений и температур (наиболее вероятными при подъеме расплава на более верхние уровни земной коры и остановках его в разноглубинных магматических камерах), неоднократно нарушавшими условия сосуществования выделившихся кристаллов и остаточного расплава. Неравновесная кристаллизация привела к образованию сростков минералов-вкрапленников, аналогичных

синнезистым структурам [161, 547]. С нестабильным режимом охлаждения связано присутствие в породах также кристаллов плагиоклаза разного габитуса.

В автомагматических брекчиях расплавные включения, температуры гомогенизации которых ниже 1150° , отсутствуют. На вопросе о причине их отсутствия остановимся ниже, а сейчас продолжим выявление хода дальнейшей кристаллизации рассматриваемых гранитоидов. Мы отмечали, что ранние этапы кристаллизации автомагматических брекчий и гранитоидов сходны. Различия наступают примерно при температурах 1110°C , при которых в гранитоидах начинали кристаллизоваться вкрапленники кварца и ортоклаза. Согласно экспериментальным данным по плавлению и кристаллизации пород, близких по составу к андезитам, при давлении воды более 2 кбар между появлением кристаллов плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, биотита, с одной стороны, и кварца и калинаatroвого полевого шпата, с другой — существует температурный интервал примерно 100° , который при уменьшении давления воды сужается [527, 517]. В рассматриваемых порфириновых гранитоидах температурный интервал между указанными минералами значительно меньше 100° . Это позволяет полагать, что при кристаллизации вкрапленников кварца в гранитоидах давление воды не превышало 2 кбар.

Кристаллизация кварца и ортоклаза, а также следующее за ней формирование существенно кварц-калишпатовой основной массы свидетельствует о том, что остаточный расплав был близок к гранитной эвтектике. Важно отметить, что во вкрапленниках кварца обнаружено аномальное включение (температура гомогенизации 1110°C) с газовым пузырьком более 70% объема, аналогичное тем, которые интерпретируются как законсервированные микропорции кипящего расплава [46, 65 и др.]. При температурах примерно $1000\text{--}895^{\circ}\text{C}$ темп кристаллизации гранитоидов ослабевает (размер микровключений меньше $0,01\text{ мм}$).

Установленные признаки образования газовой фазы, по-видимому, связаны наряду с водой со значительным количеством других летучих компонентов, таких, как хлор, фтор, бор, фосфор. Это подтверждается наличием в краевых частях вкрапленников кварца поздних кристаллофлюидных микровключений, сложенных преимущественно галитом и сильвинитом, а также существенно газовых включений, температуры гомогенизации которых ниже эвтектических ($590\text{--}460^{\circ}\text{C}$). Возникновение включений этого типа связано с эволюцией магматического расплава, на определенной стадии которой "на глубине 3 км и менее ... обязательно имеет место сосуществование двух несмешивающихся водно-хлоридных флюидов — существенно водного газа ... и концентрированной водно-хлоридной жидкости" [348, с. 211—212]. Кроме того, в рассматриваемых гранитоидах присутствуют газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации $330\text{--}165^{\circ}\text{C}$, что подчеркивает продолжительность постамагматического этапа при формировании этих пород. Обогащение остаточного магматического расплава преимущественно магмофильными летучими компонентами подтверждается широким развитием в гранитоидах биотита и апатита, присутствием в миароловых пустотах апофиз гранитоидных тел наряду с кальцитом, турмалином и флюоритом, а также наличием

экзоконтактных ореолов, где проявлены окварцевание, эпидотизация, гематитизация, цеолитизация.

Таким образом, при температуре ниже 1110°C остаточный расплав, близкий по составу к гранитной эвтектике, характеризовался резким накоплением летучих, особенно водой, хлором, фтором, фосфором, которые значительно понижают вязкость расплава. Наличие аномального микровключения (см. табл. 4) свидетельствует об образовании газовой фазы. По данным экспериментальных исследований [524], быстрое образование большого количества кристаллов в расплаве может вызывать резкое выделение газов, в результате чего давление сильно возрастает. Возросшее давление газов, сосуществующих с кристаллами и остаточным расплавом, вызывало расширение магматической системы и увеличение интрузивной способности, проникновение расплава по трещинам во вмещающие породы. Этим можно объяснить особенности морфологии тел вулканитов II типа.

Вернемся к вопросу об отсутствии в автомагматических брекчиях включений с температурами гомогенизации ниже 1150°C . В этих породах не обнаружены микровключения ни в краевых зонах вкрапленников плагиоклаза и пироксена, ни в биотитах, ни в ортоклазе. Поэтому можно полагать, что температурный интервал кристаллизации фенокристаллов был больше, чем тот, что определен по данным термометрии их расплавленных включений, но меньше, чем в гранитоидах, содержащих во вкрапленниках в отличие от автомагматических брекчий кварц. По-видимому, конечная температура кристаллизации вкрапленников в автомагматических брекчиях составляла примерно 1000°C .

Как указывалось выше, автомагматические брекчи появлялись во времени чуть раньше порфировых гранитоидов. Петрографические данные свидетельствуют о близости условий кристаллизации вкрапленников в автомагматических брекчиях и гранитоидах до температур 1150°C и резком прекращении кристаллизации фенокристаллов в автомагматических брекчиях при температурах примерно 1000°C . Учитывая это, можно полагать, что автомагматические брекчи представляют те более ранние по сравнению с гранитоидами порции наполовину закристаллизовавшегося исходного расплава, обогащенного магмофильными летучими компонентами и содержащего газовую фазу, в результате резко возросшего давления которой были выжаты в близповерхностные (иногда поверхностные) зоны земной коры и окончательно сформировались в новых условиях.

Со спецификой условий на конечных этапах формирования вулканитов II типа связано характерное автобрекчирование поздних генераций вкрапленников, наиболее ярко проявленное в автомагматических брекчиях как быстрое по сравнению с порфировыми гранитоидами дегазирующихся порций расплава. Это могло привести к разгерметизации поздних включений в автомагматических брекчиях и разрушению некоторой части вкрапленников.

Как видно из приведенного материала, вулканиты I и II типов имели различную историю их образования. В вулканитах I типа формирование вкрапленников происходило из исходного маловодного расплава на зна-

чительной глубине в условиях высокого литостатического давления, относительно равновесной кристаллизации и умеренного роста кристаллов. Кристаллизация прерывалась быстрым подъемом частично закристаллизованной магмы на (или близ) поверхность.

В вулканитах II типа начало кристаллизации вкрапленников происходило в тех же условиях, в каких кристаллизовались вкрапленники вулканитов I типа, но затем нарушалась продвижением на относительно верхний уровень земной коры с остановками в разноглубинных промежуточных камерах, при котором в условиях нестабильного режима охлаждения и неравновесной кристаллизации образовалось преобладающее количество вкрапленников.

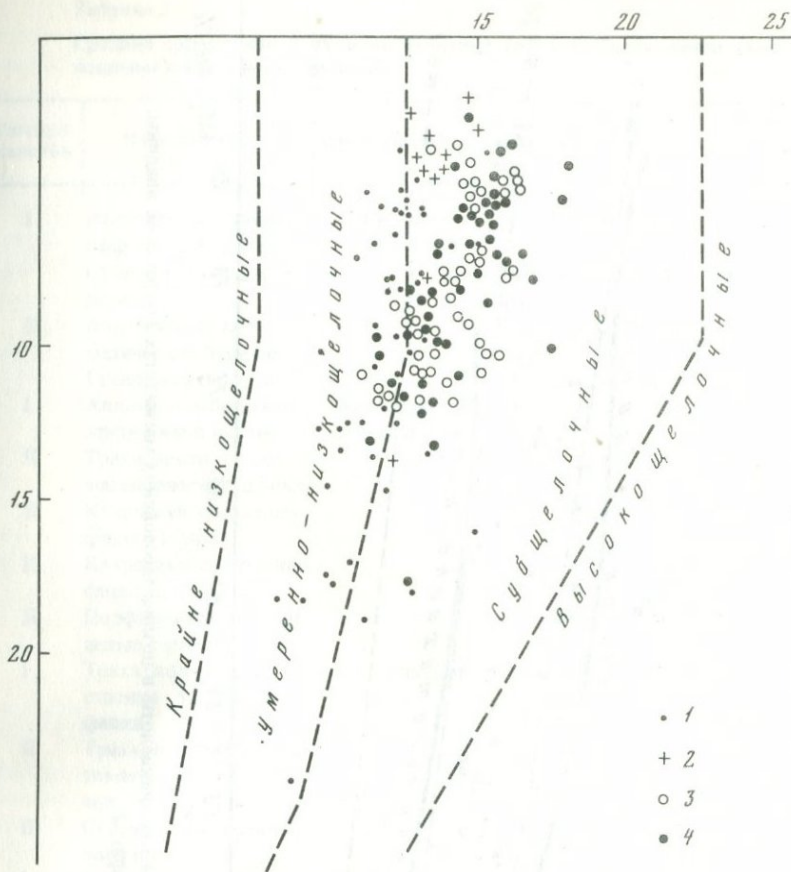
По-видимому, неодинаковая скорость продвижения расплавов вулканитов I и II типов обусловлена различием тектонических режимов при их формировании. В случае вулканитов I типа продвижение магмы связано с мощными тектоническими импульсами и сквозными разломами, а в случае вулканитов II типа, образующихся позже, это продвижение обусловлено меньшей тектонической активностью и увеличением роли слепых разломов.

При формировании вулканитов I типа накопление летучих в остаточном расплаве происходило медленно и постепенно. Пересыщение ими расплава, которое могло быть на (или близ) поверхности, связано с резким падением литостатического давления. В составе газовой фазы существенную роль наряду с водой играли такие компоненты, как CO_2 , Cl и др. Фракционная кристаллизация вулканитов II типа приводила к относительно полному эволюционированию состава остаточного расплава в сторону гранитной эвтектики, насыщению его летучими компонентами с увеличением в их составе магнефильных H_2O , Cl, F, B, P). Образование газовой фазы связано главным образом с массовой кристаллизацией вкрапленников и вызывало возрастание механической активности расплава.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Позднепалеозойские вулканогенные формации Токрауской впадины отвечают известково-щелочным калиево-натриевым сериям пород. В отношении временной эволюции химизма большинство исследователей подчеркивают тенденцию возрастания щелочности пород; В.В. Кепежинский [192] установила повышение роли щелочей в среднекарбонных вулканитах. В пространственной эволюции некоторые исследователи отмечают уменьшение содержаний щелочей в породах от окраинных к внутренним частям впадины [241], другие [192] — значительные вариации химизма, в том числе и щелочности пород. В связи с дискуссионностью вопроса о характере изменения щелочности вулканитов во времени и по латерали и поскольку этот вопрос требует для своего решения сопоставления пород однотипной фашиальности, заслуживает внимания выявление особенностей поведения щелочей при формировании вулканитов I и II типов.

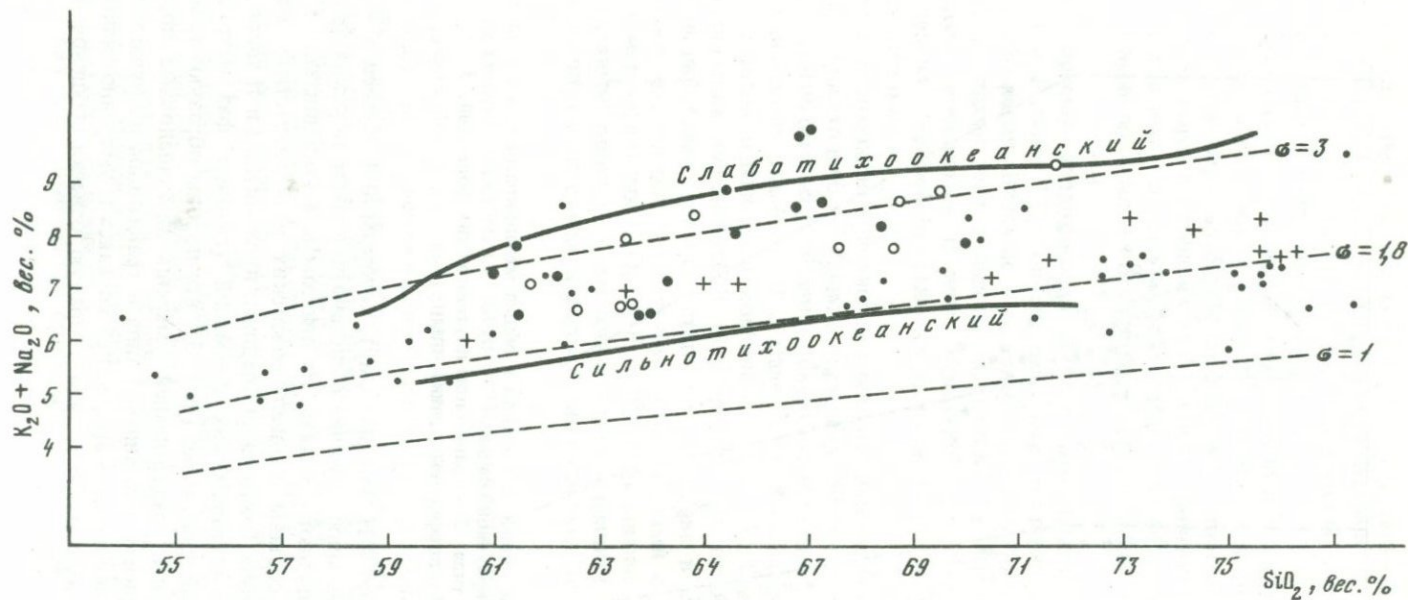
В основу петрохимического сравнения пород были положены их ведущие классические показатели — общая меланократовость "в" и общая



Фиг. 3. Соотношение общей щелочности и общей меланократовости в позднегерцинских магматитах Токрауской впадины

1 – вулканы I типа; 2 – гранитоиды плутонических формаций; 3 – автомагматические брекчи; 4 – порфировые гранитоиды

щелочность "а" (по А.Н. Заварицкому), которым Ю.А. Кузнецов и другие [238] придают большое значение в систематике магматических формаций на основе вещественного состава. На диаграмме в координатах "в" и "а" [238] нанесены составы позднепалеозойских разновозрастных магматических пород района Токрауской впадины: вулканитов I и II типов, а также гранитоидов плутонических формаций (главных фаз интрузивов). Как видно на этой диаграмме (фиг. 3), все породы образуют ареал, приуроченный к линии, разделяющей умеренно-низкощелочные породы и субщелочные, причем вулканы I типа и гранитоиды интрузивных формаций занимают левую часть ареала, приближаясь к умеренно-низкощелочным породам, а вулканы II типа – правую, отвечая субщелочным разностям.



Фиг. 4. Соотношение суммы щелочей и кремнекислоты в позднепалеозойских магматитах Токрауской впадины.

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

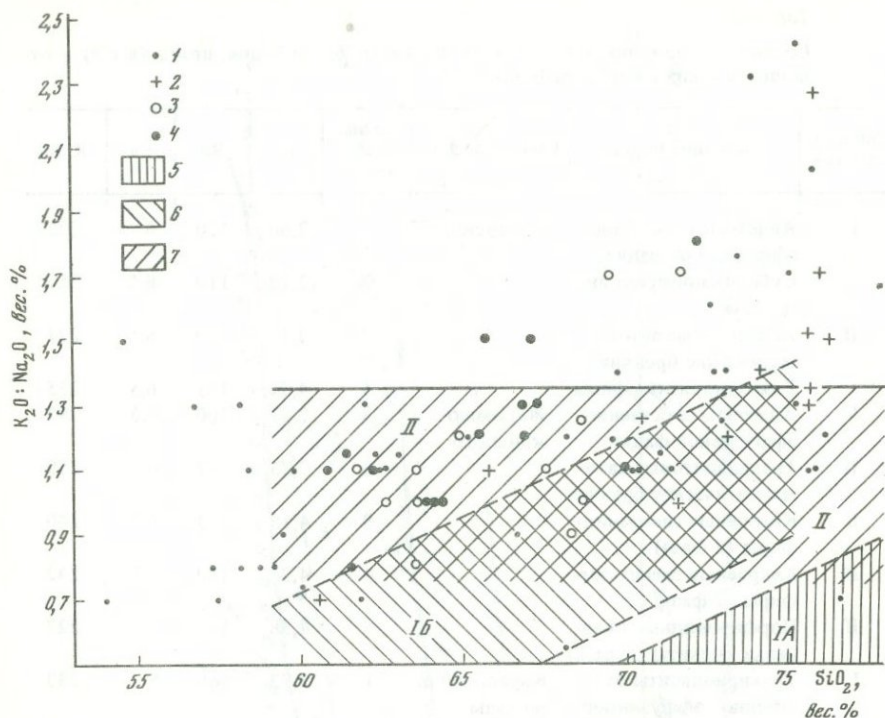
Таблица 5

Средние содержания в вулканитах калия (в %), рубидия, цезия (в г/т) и отношения в них калия к рубидию

Тип вулканитов	Название пород	Район массива	Число анализов	K	Rb	Cs	K:Rb
I	Андезиты собственно эффузивной фации.	Топарского	2	2,66	120	6	222
	Субвулканические андезиты		2	2,78	110	8,5	253
II	Андезитовые автомагматические брекчи	Жетымшокинского	2	3,32	150	6,5	221
	Гранодиорит-порфиры		4	4,34	185	6,5	235
I	Андезиты собственно эффузивной фации		3	2,97	100	4,3	297
II	Трахиацитовые автомагматические брекчи		8	3,75	157	6	239
II	Кварцевые сиенит-порфиры (1 фаза)	Карашинской мутьды	9	4,15	173	6,7	240
II	Кварцевые сиенит-порфиры (2 фаза)		4	4,36	180	5,5	242
II	Порфириовидные кварцевые сиениты (3 фаза)		6	4,38	193	7	227
I	Трахиродациты собственно эффузивной фации		1	3,73	160	5	233
II	Трахиродацитовые автомагматические брекчи		4	3,10	142	4,5	218
II	Субщелочные гранит-порфиры		11	3,66	164	10,4	205
I	Трахиродациты собственно эффузивной фации	Бертыского	3	3,95	148	3,3	267
II	Трахиродацитовые автомагматические брекчи		3	4,53	240	3,3	189
II	Порфириовидные кварцевые сиениты		4	4,00	148	3,7	270

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ, аналитики З.В. Вихрова, Н.С. Бахметьева, Н.В. Лобовкина.

Повышенная общая щелочность вулканитов II типа выявляется и при нанесении составов тех же пород (в вес. %) на диаграмму кремнекислота — сумма щелочей (фиг. 4), где автомагматические брекчи и порфириовые гранитоиды располагаются в верхней части поля составов позднепалеозойских пород, отвечающего известково-щелочной группе и ограниченного параболами $\rho = 3$ и $\rho = 1$, построенными А.Я. Ритманом [338] по эмпири-



Фиг. 5. Отношение щелочей и кремнекислотности в позднепалеозойских магматитах Токрауской впадины

1, 2, 3, 4 – то же, что на фиг. 2; 5, 6, 7 – поля вулканитов (по А.А. Маракушеву и Е.Б. Яковлевой [264]): IA – первой группы геосинклиналиных этапов развития земной коры; IB – первой группы орогенных этапов развития земной коры; II – второй группы позднеорогенных и геосинклиналиных этапов развития земной коры и вулканотектонических депрессий

ческому уравнению $\rho = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 : (\text{SiO}_2 - 43)$, где ρ – показатель родства.

Увеличение общей щелочности вулканитов II типа происходит за счет повышения как K_2O , так и Na_2O . На диаграмме $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (фиг. 5) автомагматические брекчи и порфиоровые гранитоиды располагаются достаточно компактно, преимущественно попадая в выделенное А.А. Маракушевым и Е.Б. Яковлевой [264] поле вулканитов II типа с характерной для них независимостью $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ от содержания SiO_2 . Регионально распространенные вулканиты на этой диаграмме характеризуются большим разбросом точек, чем вулканиты II типа, расширяя выделенное А.А. Маракушевым и Е.Б. Яковлевой [264] поле развития вулканитов I типа, а также отражая накопление в породах калия относительно натрия по мере повышения кислотности расплавов.

По содержанию щелочных микроэлементов, как видно на примере районов Топарского, Жетымшокинского и Бертыского массивов (табл. 5), вулканогенные породы района Токрауской впадины аналогичны вулка-

нитам континентальных известково-щелочных серий [284]. В рассматриваемых вулканитах II типа по сравнению с регионально распространенными вулканитами характерно накопление Rb (табл. 5), соответственно повышению содержания калия и натрия, аналогами которых они являются. В ряду пород: вулканиды I типа → вулканиды II типа, включая породы последовательных фаз в многофазных массивах порфировых гранитоидов, отмечается слабое понижение K:Rb, являющегося индикатором степени дифференциации кислых магм [541, 283 и др.], что свидетельствует о незначительной роли этого процесса при формировании вулканогенных формаций.

Как видно из изложенного, вулканиды I и II типов района Токрауской впадины различаются по особенностям поведения в них щелочей, что необходимо учитывать при выявлении характера пространственно-временной эволюции химизма позднепалеозойского вулканизма.

К ВОПРОСУ О РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Изучение вулканидов Токрауской впадины проводилось в районах, где рудные месторождения, имеющие промышленное значение, отсутствуют. Однако отмечается, что в отличие от регионально распространенных вулканидов, для которых свойственны относительно широкие ореолы рассеяния рудных элементов, вулканиды II типа характеризуются пространственно-временной приуроченностью к ним некоторых типов рудной минерализации (Cu, Fe, Pb, Ag и др.). Рудопроявления и точки минерализации этих металлов локализованы в гидротермально измененных зонах экзоконтактов тел автомагматических брекчий и особенно порфировых гранитоидов. Зоны представлены дугообразными, реже — линейными участками дробления, параллельными границам контактов этих тел или расположены в пределах тел. Минерализация имеет вкрапленный или прожилкообразный характер распределения.

Сопоставление геохимических особенностей вулканидов I и II типа приведено на примерах районов Топарского, Жетымшокинского массивов и Карашинской мульды (табл. 6). В целом для них характерны несколько повышенные содержания таких микроэлементов, как Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, V, Co, Ba, превышающие их кларки в породах сходного состава земной коры, по А.П. Виноградову [91]. Для остальных элементов-примесей обычны кларковые и содержания ниже кларковых.

Сопоставляя вулканиды обоих типов (табл. 6), можно отметить, что вулканиды I типа (как среднего, так и кислого состава) характеризуются повышенным содержанием Cr и Ni, а также (за исключением кислых лав) V и Co. Для вулканидов II типа характерны широкие колебания содержания халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn), которые присутствуют чаще в повышенных, реже — в сходных или в пониженных количествах по сравнению с вулканидами I типа.

Как известно, халькофильные элементы характеризуются значительным химическим сходством к хлору, а также к кислороду и фтору. Специфика условий кристаллизации рассматриваемых вулканидов II типа — высокая активность кислорода, существенная роль в составе летучих компонентов

Таблица 6

Средние содержания микроэлементов в вулканитах

Компоненты	Тип вулканитов					
	I	I	II	II	II	II
	1 (20)	2 (20)	3 (20)	4 (41)	5 (21)	6 (20)
Pb	13,5	14,75	24,5	16,8	21,9	11,5
Sn	3,85	3,6	3,55	4,15	4,14	4,4
Cu	68	59,5	89,5	84,9	57,62	113,5
Zn	87,5	74	94	77,46	77,14	65,5
Ga	21,5	22	20	21,7	20,95	22,5
Zr	162,5	140	200	192,7	200	185
Yb	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Y	20	20	30	30	30	30
Ge	1,05	1,45	1,65	1,37	1,71	1
Mo	2,7	2,2	2,95	1,6	2,1	1,1
Sc	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
La	"	"	"	"	"	"
Nb	"	"	"	"	"	"
Ti	4 800	4 300	3 950	3658,5	3 857	3 450
Cr	134	111,5	59,9	44,15	48,6	39,5
Ni	51	44,5	25	20	20,7	19,25
V	167,5	137,5	162,5	109,8	119	100
Co	27,25	22,75	17	15	15	15
Be	2,2	2,05	3,05	3,8	3,3	4,25
Ba	770	855	880	871	776	970
Sr	570	495	435	458,5	438	480
P	1 000	980	1 075	978	990,5	965
B	10	12,8	20	13,83	18,1	9,35

Примечание. Вулканиты собственно эффузивной фации: андезитовые лавы (1), туфы (7); трахириодацитовые лавы (12); субвулканические андезиты (2); автомагматические брекчии андезитовые (3), трахидацитовые (13); порфириновые гранитоиды: гранодиорит-порфиры (4, в том числе с тонкозернистой основной массой 5 и мелко- и среднезернистой — 6); кварцевые сиенит-порфиры 1 фазы (9);

воды, хлора, фтора, высокая кислотность остаточного расплава обусловила, по-видимому, высокую эффективность экстрагирования в остаточный флюид таких металлов, как Cu, Pb, Zn и др. Варьирующее содержание этих элементов в вулканитах II типа, возможно, отражает степень полноты отделения металлоносных флюидов.

Учитывая изложенные выше данные, а именно: 1) состав летучих при формировании вулканитов II типа, среди которых преобладали вода, хлор, фтор, бор; 2) химическое сродство таких металлов, как Fe, Cu, Zn, Pb к хлору, а Sn — к фтору и связанную с этим экстрагирующую способность хлоридов и фторидов к этим металлам; 3) высокую кислотность остаточного расплава, повышающую эффективность экстрагирования рудных металлов; 4) специфику обстановки становления вулканитов

Тип вулканитов

	I	II	II	II	II	I	II	II
	7 (15)	8 (24)	9 (25)	10 (40)	11 (24)	12 (10)	13 (10)	14 (25)
30,7	32,1	53,2	37,6	36,25	38	38	41,2	
2,1	2,5	2,6	2,25	2,3	3	2,4	2	
76	57,5	56,8	52,75	55,4	63	39	34	
92,7	71,25	52,4	57,5	60,4	60	60	50,8	
50,7	38,75	25,2	25,6	22,7	19,5	25	27,6	
200	254,2	290	232,5	262,5	280	275	232	
2,3	2,7	1,7	1,6	2,4	1,7	1,7	1,4	
28,7	27,9	16,4	16	24,4	18	15	16	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
1,7	2,75	2,6	2,9	2	3,4	3	2,52	
24	9,4	7,2	6,55	5,8	6	11,2	7,24	
46	39,2	41,2	33	31,7	44	39	36	
8,4	10,25	11,8	15	16,9	14,5	14	12,4	
4 733	4 958	4 360	4 050	3 667	3 800	3 800	3 720	
28	22,5	23,2	21,1	13,75	22	12,5	11,6	
25	27,9	30,8	25,1	17,7	28	20,5	19,8	
76,7	52,5	47,6	45,75	46,7	39	50	47,2	
20,9	8,5	7,1	7,1	7,5	4,1	6,3	6,2	
1,4	1,5	1,5	1,4	1,45	1,4	1,4	1,52	
1 193	1812,5	1 400	1 095	1354,1	1 600	1 400	915	
593,3	612,5	436	417,5	583,3	470	540	484	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
"	"	"	"	"	"	"	"	

кварцевые сиенит-порфиры 2 фазы (10); порфиroidные кварцевые сиениты 3 фазы (11); субщелочные гранит-порфиры (14). Районы Топарского (1-6), Жетымшокинского (7-11) массивов и Карашинской мульды (12-14). Анализы пород 1-6, 12-14 выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Мартынова А.Ф., 7-11 - в ЦКГУ, аналитик Галин. В скобках - число проб.

II типа, при которой в наполовину закристаллизованной магме, перемещенной на близповерхностные уровни, становится возможным накопление металлов в интерстиционных флюидах, - можно предполагать потенциальную рудоносность вулканитов II типа.

Указанные закономерности находятся в соответствии с широко известными данными о тесной пространственно-временной связи гидротермальных месторождений Cu, Pb, Zn, Fe и других с породами, аналогичными вулканитам II типа.

Медно-порфировые месторождения, для которых американский термин "porphyry copper" дословно и означает "медь в порфирах", неразрывно связаны с орогенными порфировыми интрузивами гранитоидного состава, сходными по многим признакам с порфировыми гранитоидами Токрауской

впадины. Данные о геологии и представления о генезисе этого типа месторождений земного шара сведены в работе В.С. Попова [330].

Медно-колчеданные месторождения связаны, как отмечают многие исследователи, с "порфировыми интрузиями", "флюид-порфирами" и "поздними субвулканическими телами" [451, 452 и др.], которые по геолого-петрографическим признакам сходны с автомагматическими брекчиями Токрауской впадины. Следует подчеркнуть, что в последнее время некоторые исследователи отмечают сходство тектоно-магматического режима формирования медно-колчеданных и медно-порфировых месторождений [94 и др.], а также существование их переходных типов. Так, образование медно-колчеданных месторождений "происходит в обстановке преимущественных поднятий и частой консолидации в рамках ранней геосинклинальной стадии" ([94], с. 375). Консолидация обстановки (частной в геосинклинальный этап и общей — в орогенный), при которой образовывались медно-колчеданные и медно-порфировые месторождения, является одним из условий формирования и вулканитов II типа.

С "экструзиями порфиров", аналогичными автомагматическим брекчиям Токрауской впадины, связаны полиметаллические месторождения Юго-Западного Алтая [171], Казахстана [305]. Пространственная связь с "порфирами" характерна для полиметаллических месторождений штата Колорадо в США [395].

С "порфирами" и "сиенит-порфирами", сходными с описанными вулканитами II типа, связаны некоторые железорудные месторождения Швеции (П. Гейер, Н. Магнуссон), Северной Америки [259] и других районов. Пространственная связь с породами, сходными с вулканитами II типа, установлена для месторождений золота [409], олова [195 и др.].

Приведенные данные согласуются с выводом автора о потенциальной рудоносности изученных вулканитов II типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднегерцинские орогенные вулканогенные образования Токрауской впадины представлены группой андезит-риолитовых ($C_1, C_2, C_{2-3}, C_3-P_1$) и субщелочной базальт-субщелочной риолитовой (P) формациями, в состав которых входят вулканиты I и II типов.

Формирование этих вулканитов в рамках вулканогенных формаций происходило в определенной временной последовательности, которая была одинаковой в этапы андезитового (или субщелочного базальтового) и субщелочного риолитового вулканизма единых вулканогенных циклов.

Сначала образовывались вулканиты I типа. Формирование их вкрапленников происходило на значительной глубине при температурах 1260—1000°C в условиях медленного охлаждения. Поэтому кристаллизация была относительно близкой к равновесной с выравниванием составов выделявшихся кристаллов и остаточного расплава и медленным постепенным накоплением в нем летучих. В связи с мощными тектоническими подвижками кристаллизация расплавов прерывалась, и они по разломам быстро поднимались на (или к) поверхность, где могло происходить пересыщение расплавов летучими компонентами, в том числе такими, как

CO₂, Cl и др. Быстрое остекловывание остаточного расплава препятствовало полноте отделения газовой фазы.

Вулканыты II типа появлялись во времени после вулканитов I типа, когда тектоническая активность и роль сквозных разломов уменьшалась, что способствовало медленному продвижению магматического расплава на более верхние горизонты земной коры с остановками в разноглубинных магматических камерах. В этих условиях нестабильного режима охлаждения происходило формирование преобладающей части их вкрапленников при температурах 1305—895°С. Условия отличались высокой активностью кислорода и неравновесностью кристаллизации, приводившей к относительно полному эволюционированию остаточного расплава в сторону гранитной эвтектики, насыщению его летучими с увеличением в их составе магнофильных компонентов (H₂O, Cl, F, B, P). Высокая кислотность остаточного расплава обуславливала высокую эффективность экстрагирования флюидами таких металлов, как Cu, Pb, Zn, Fe и др. Эти данные дают основание полагать потенциальную рудоносность вулканитов II типа, что согласуется с многочисленными литературными примерами связи месторождений Cu, Pb, Zn, Fe и других. С аналогичными по геолого-петрографическим признакам породами и наличием точек минерализации в изученных породах.

В ходе развития позднегерцинского вулканизма Токрауской впадины происходило изменение характера размещения, размеров, форм тела и фациального состава вулканитов II типа. Это связано с возрастанием консолидации региона и повышением жесткости земной коры, обусловивших увеличение роли кольцевых разломов и промежуточных магматических камер. Ритмическая повторяемость смены появления во времени вулканитов I типа сходными по составу вулканитами II типа, а также появление индивидуальных черт разновозрастных вулканитов II типа являются закономерностью развития орогенного вулканизма, отражающего его цикличность и направленность.

Приведенный материал подчеркивает индикаторную роль рассмотренных вулканогенных формаций как показателей определенной стадии развития вулканизма орогенного этапа, а вулканитов II типа — и как потенциально рудоносных пород.

УДК 552.32—33+552.042.2

А.Т. МАТРЕНИЦКИЙ

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР)

Орхон-Селенгинский прогиб является одной из крупнейших орогенных структур Северной Монголии, протягивающихся далеко на восток на территорию СССР вплоть до Витимского нагорья, был заложен в нижнем карбоне. Основные черты геологического развития этой структуры выявлены благодаря работам А.А. Моссаковского и О. Томуртоого [295], В.В. Кеппелинскас и И.В. Луцицкого [194], Э.В. Михайлова и Р.А. Хасина и др.

Каменноугольно-пермские отложения, выполняющие прогиб и залегающие с резким угловым несогласием на рифейско-кембрийском складчатом основании, разделяются на два комплекса: нижний (каменноугольный) — терригенный и верхний (пермский) — существенно вулканогенный. Последний выделяется под названием хануйской серии, на которую с размывом ложатся позднетриасовые — раннеюрские терригенные отложения субплатформенного этапа.

Хануйская серия в разрезе четко подразделяется на четыре толщи (снизу вверх) по А.А. Моссаковскому и О. Томуртоо: 1) основные и средние эффузивы, представленные трахибазальтами, трахиандезитами и реже — андезито-базальтами (низы нижней перми); 2) кислые эффузивы, состоящие из лав липаритов и трахилипаритов, чередующихся с мощными пачками туфогенных пород и игнимбритов (верхи нижней перми); 3) осадочно-вулканогенная толща, сложенная туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с пачками тонкополосчатых пелитоморфных кремнистых пород и многочисленными пластовыми субвулканическими телами базальтов, долеритов (конец нижней перми — начало верхней перми); 4) основные эффузивы, представленные базальтами и трахибазальтами, перемежающиеся с кремнистыми породами и туфами (верхи верхней перми).

Детальное петрографо-петрохимическое исследование отдельных разрезов этих толщ было проведено В.В. Кебезинским и И.В. Лучицким [194], ими же дана их общая петрологическая характеристика. В то же время сопряженные с ними в пространстве и времени интрузивные ассоциации пород не были в должной мере охвачены исследованиями, в связи с чем руководство Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции включило в план работ систематическое геолого-петрографическое и петрохимическое изучение вулканоплутонических и интрузивных ассоциаций пород, развитых как в пределах непосредственно самого прогиба, так и на обрамляющих его поднятиях. Необходимость постановки данных работ вызывалась также и тем, что на территории прогиба расположено крупное месторождение Эрдентуин-обо, относящееся к медно-молибденовой порфировой рудной формации и генетически связанное с орогенным интрузивным магматизмом поздней перми, завершившим развитие пермского наземного вулканизма.

Целью настоящей статьи является рассмотрение характерных черт позднепалеозойского магматизма Орхон-Селенгинского прогиба, выявление его металлогенической специфики, а также соотношения между вулканогенными и интрузивными образованиями и рудогенным процессом.

В результате проведенных в 1974—1978 гг. геолого-петрографических исследований автором были выделены среди магматических образований две вулканоплутонические ассоциации [268].

Первая — нижнепермская трахилипарит-щелочногранитная с липаритами, комендитами, сиенит-порфирами, развитая в краевых частях прогиба, на выступах раннекаледонского фундамента, а также на западном продолжении прогиба, в системе Хангейских разломов, где ею сложены многочисленные мелкие вулканоплутонические структуры, изученные ранее Р.М. Яшиной и В.А. Павловым [463]. Вулканогенные образования представлены мощными толщами, сложенными преимущественно туфами,

туфобрекчиями, лавобрекчиями, туфоловами и игнимбритами. Они переслаиваются с покровами липаритов, трахилипаритов и кварцевых трахитов, с которыми иногда тесно ассоциируют щелочные (эгириносодержащие) трахиты и игнимбриты.

Субвулканические дайкоподобные тела широко распространены среди кислых вулканитов и иногда образуют системы субпараллельных тел. Они отличаются от сходных по составу эффузивов более крупнозернистой порфировой структурой, при которой вкрапленники розового полевого шпата составляют не менее 30% породы, а ее основная масса нацело раскристаллизована и обладает фельзитовой, аллотриоморфнозернистой или бостонитоподобной структурой. На отдельных участках прогиба и его обрания с кислыми эффузивами и субвулканическими породами тесно сопряжены интрузивные штоки, сложенные щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами. Во внутренних частях массивов развиты среднезернистые граносиениты, в составе которых преобладают K-Na полевой шпат ($Or_{40} - An_{60}$) и кварц, меньшее значение имеют эгирин, щелочной амфибол (рибекит-арфведсонит) и титаномагнетит.

Вторая ассоциация — верхнепермская базальт-долеритовая с андезитами, трахиандезитами, андезитобазальтами, слагающая в основном центральные части прогиба. В ее составе преобладают трахибазальты, базальты, содержащие прослойки трахиандезитов, андезито-базальтов, туфитов, туфоалевролитов, агломератовых туфо- или лавобрекчий базальт-трахибазальтового состава с горизонтами яшмоидов и туфопесчаников. Мощность эффузивных образований достигает на правом берегу р. Селенги до 4 км. Базальты и трахибазальты варьируют по структуре и минеральному составу. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз (от битовнита до андезина), пироксен (обычно титанистый авгит), базальтическая роговая обманка, реже — оливин, биотит и рудный минерал. Основная масса — от полностью раскристаллизованной до витрофировой. Наиболее характерны офитовые структуры.

С эффузивной толщей тесно сопряжены многочисленные силлоподобные тела долеритов, образующие на правом берегу р. Селенги протяженный пояс (до нескольких десятков километров при мощности отдельных тел в единицы и десятки метров) субвулканических интрузий, близких по минеральному составу к базальт-трахибазальтам и отличающихся от них лишь более высокой степенью раскристаллизации, а также сильными аутометасоматическими изменениями: оливин нацело замещен иддингситом, пироксен — хлоритизирован, плагиоклаз — сосюритизирован.

Помимо этого, выделены две самостоятельные интрузивные ассоциации поздней перми, прорывающие образования вулканогенных свит и сопряженных с ними субвулканических образований; ранняя — габбро-сиенитовая проявлена главным образом во внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба; более поздняя — гранит-граносиенитовая завершает развитие верхнепалеозойского магматизма и имеет более широкий ареал распространения, охватывая не только Орхон-Селенгинский прогиб, но и обрамляющие его раздробленные поднятия.

Две эти ассоциации, как показало выполненное автором детальное геолого-петрографическое картирование, образуют три типа массивов,

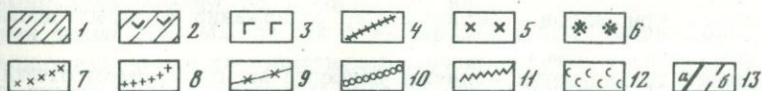
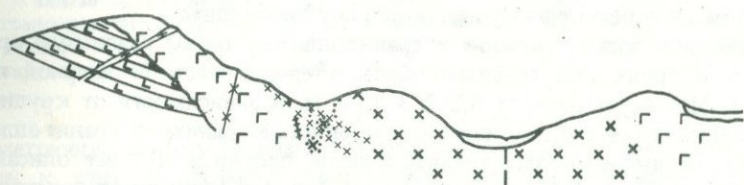
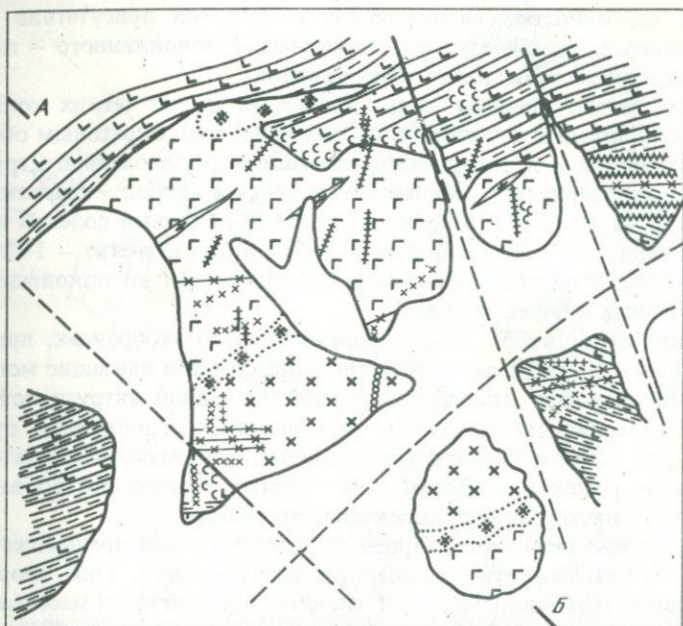
занимающих различное структурно-геологическое положение и существенно отличающихся по строению и составу.

I. Наринтолбуригольский тип массивов развит в пределах верхнепермской базальтовой толщи. Плитообразная форма массивов, как правило, подчинена структурному плану вмещающих эффузивных образований и чередующихся с ними субвулканических межпластовых тел оливиновых микрогаббро. В составе массивов преобладают породы повышенной основности и щелочности (габбро-сиениты, сиенит-диориты и сиениты). Жильная серия представлена дайками микрогаббро, кварцевых сиенитов и жилами гранит-аплитов и мелкозернистых гранитов. Породы массивов рвутся более поздними щелочными лампрофирами.

II. Ихэульский или Асхатуингольский тип распространен в северной и южной периферических частях Орхон-Селенинского прогиба, где массивы тяготеют обычно к зонам его сочленения с поднятиями раннекаледонского фундамента. Характерна штокообразная форма интрузивных тел, которые секут все вулканогенные толщи перми и нередко приурочены к разломам. В составе массивов преобладают кварцевые сиениты и граносиениты с отчетливо выраженной порфиroidной структурой. Жильные породы представлены аплитами и мелкозернистыми гранитами, а также более поздними мезозойскими дайками афировых и лейстовых андезитов. В пределах массивов нередко присутствуют древние интрузивные породы, как нижнепалеозойские (диориты, гранодиориты, плагиограниты), так и девонские (граносиениты и лейкократовые граниты). Они обычно сильно изменены в результате наложения на них метасоматических процессов (калишпатизация, окварцевание, эпидотизация и реже — ослюдение).

III. Эрденетский тип приурочен к поперечным разломным структурам, рассекающим крупные приподнятые участки прогиба. Для массивов этого типа характерно пространственное совмещение двух рассмотренных выше интрузивных ассоциаций, состав которых осложняется присутствием гибридных диоритов, мелкозернистых аляскитовых гранитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, а также даек трахиандезитов, представляющих корни мезозойских эффузивов.

Наринтулбуригольский массив наиболее полно отражает строение и состав позднепермской габбро-сиенитовой ассоциации пород (фиг. 1). В плане он имеет изометричную форму и отчетливо выраженное зональное строение, приурочен к пересечению двух систем разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Периферическая часть массива сложена оливин-авгитовыми и андезиновыми габбро. Они представляют собой крупнозернистые породы от темно-серого до черного цвета. Текстура пород равномерная кристаллозернистая или трахитоидная. Структура гипидиоморфнозернистая. Средний минеральный состав габброидов: плагиоклаз ($An_{35-40} - Av_{60-65}$) — 65–75%, оливин 3–10%, биотит — 3–10%, пироксен — 5–12%, рудный — 2–5%, апатит — 1–3%, поздний калиевый полевой шпат — до 1,5%. Аксессуарные минералы: сфен, ильменит; вторичные: амфибол, серицит, хлорит, редко — кварц. В ортоклазсодержащих габбро плагиоклаз по краям раскисляется до олигоклаз-андезина, а калиевый полевой шпат присутствует в виде неправильных зерен в мезостазисе или в форме вклю-



Фиг. 1. Геологическая карта Наринтолбургигольского массива (составил Матреницкий А.Т.)

1 - туффы и туфопесчаники; 2 - базальты и долериты; 3 - габбро; 4 - жилы микрогаббро; 5 - сиениты; 6 - сиенито-диориты; 7-11 - дайки: 7 - граносиенитов, 8 - гранитов, 9 - амфиболовых трахандезитов, 10 - трахидцитов, 11 - трахитов; 12 - ослюждение, 13 - разрывные нарушения: а - достоверные, б - дешифрируемые

чений в плагиоклазе, где он образует антипертитовые вrostки. Местами его количество возрастает до 3-5%.

Сиенито-диориты слагают следующую (внутреннюю) зону массива. Они связаны постепенными переходами как с габброидами внешней зоны, так и с сиенитами, образующими ядерную часть интрузива. Породы имеют светло-серую и серую окраску и обладают хорошим крупнозернистым сложением при следующем минеральном составе: плагиоклаз - 55-60%, калиевый полевой шпат - до 20%, пироксен, амфибол - 5-8%, биотит - до 5%, кварц - 0,5-1%, рудный - 1,5%, апатит - до 1,5%. Ха-

рактерной особенностью сиенит-диоритов является присутствие в них двух пироксенов: ромбического — гиперстена и моноклинного — титанистого авгита, а также реликтовых зерен оливина.

Сиениты слагают ядерную часть массива, не имеют четких контактов с сиенито-диоритами и отличаются от них более лейкократовым обликом при среднезернистом и неравномернозернистом их сложении. Структура аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав пород: плагиоклаз — 48—60%, биотит — 4,5—7%, пироксен — до 1,5%, калиевый полевой шпат — 23—37%, кварц — 1,2—7%, амфибол — 1—5%, титаномагнетит — 1—2%, апатит — до 1,5%. В пределах массива встречено несколько поколений даек и жил (от ранних к более поздним).

1. Дайки микрогаббро, встречающиеся лишь в габброидах, простирающиеся обычно в субмеридиональном направлении и имеющие мощность до 2 м. Породы даек отличаются от габбро главной интрузивной фазы более мелкозернистым сложением, повышенным содержанием рудного минерала (до 12%) и биотита. По-видимому, это выжимки остаточного габброидного расплава в направлении трещин контракции во внешней зоне крупнозернистых оливин-пироксеновых габбро.

2. Дайки граносиенитов и кварцевых сиенитов имеют преимущественно северную, северо-западную и западную ориентировку. Они прорывают со смещением тела микрогаббро и сиениты ядерной части массива. Мощность даек составляет 0,5—3,5 м. Породы отличаются розовой окраской, структура гицидиоморфозернистая или порфировидная.

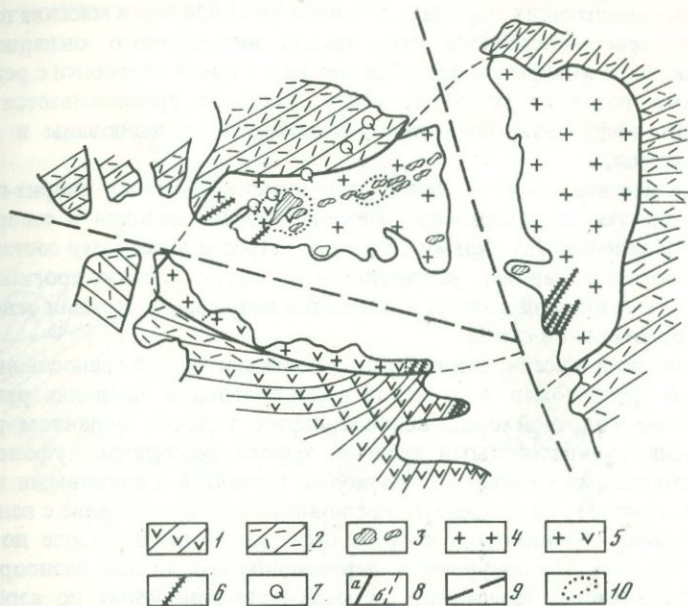
3. Дайки и жилы гранитов и гранит-аплитов имеют различную ориентировку и проявлены главным образом среди сиенитов ядерной части массива. Мощность даек от 0,2—0,3 до 3 м. В зависимости от крупности зерна выделяются средне- или мелкозернистые граниты и гранит-аплиты.

4. Дайки амфиболовых трахиандезитов, прорывающие все описанные ранее образования. Мощность до 10 м. Для них характерно присутствие игольчатых кристаллов баркевикита, содержание которых достигает 25%.

5. Дайка трахидацитов является наиболее молодой, имеет отчетливое порфиоровое сложение при фельзитовой основной массе. Цвет породы серовато-кремовый. Мощность дайки 20 см. Она содержит редкие ксенолиты амфиболовых трахиандезитов и прорывает все интрузивные породы массива.

Последние две системы даек, вероятно, связаны с верхнетриасовым-нижнеюрским эффузивным магматизмом (могодская свита), который проявлен в сопредельных районах Орхон-Селенгинского прогиба (А.А. Моссаковский, О. Томуртоого [295]).

Асхатуингольский массив расположен в северной краевой части Орхон-Селенгинского прогиба (фиг. 2). В его составе преобладают интрузивные граносиениты, прорывающие отложения нижнепермской липарит-трахилипаритовой и подстилающей ее андезитовой свит. Верхи последней обнажаются близ южного контакта массива. Вмещающие породы имеют северное падение и субширотное простирание, которое вблизи массива осложнено небольшими пологими складками. На контакте с массивом вмещающие породы ороговикованы в полосе шириной до 10 м. Массив имеет в плане



Фиг. 2. Геологическая карта Асхатуингольского массива (составил Матреницкий А.Т.)

1 — андезиты; 2 — липариты, трахилипариты; 3 — ксенолиты вмещающих пород; 4 — граносиениты; 5 — гранодиориты; 6 — дайки диорит-порфиров; 7 — окварцевание; 8 — контакты: а — достоверные, б — дешифрируемые; 9 — дешифрируемые разрывные нарушения; 10 — границы фаций

изометричную форму площадью около 60 км². Он, по-видимому, приурочен к узлу пересечения северо-северо-восточного и северо-западного разрывных нарушений, по ослабленным зонам которых заложилась современная речная сеть. Массив слабо эродирован, о чем говорит присутствие большого количества ксенолитов вмещающих эффузивов в водораздельной части северо-западного сегмента массива. Ориентировка пластинообразных ксенолитов близка к общему простиранию вмещающих вулканогенных пород.

Граносиениты Асхатуингольского массива имеют отчетливую порфировидную структуру, которая создается наличием крупных вкрапленников белого олигоклаза или олигоклаз-андезина и розового ортоклаза. Минеральный состав пород следующий (в %): плагиоклаз — 25—45, калиевый полевой шпат — 30—40, кварц — 10—15; амфибол — 3—8, биотит — 1—6, рудный минерал — 1—2, апатит — до 1. Из аксессуарных минералов присутствуют серый циркон, сфен, ортит, единичные зерна флюорита. В приконтактных частях и рядом с участками, насыщенными ксенолитами, граносиениты приобретают более мезократовый облик и доходят по составу до гранодиоритов, имеющих серо-зеленую окраску. Структура пород варьирует от крупнопорфировидной до крупнозернистой. В массиве встречено большое количество разноориентированных жильных тел красновато-розовых мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов, которые нередко обнаружи-

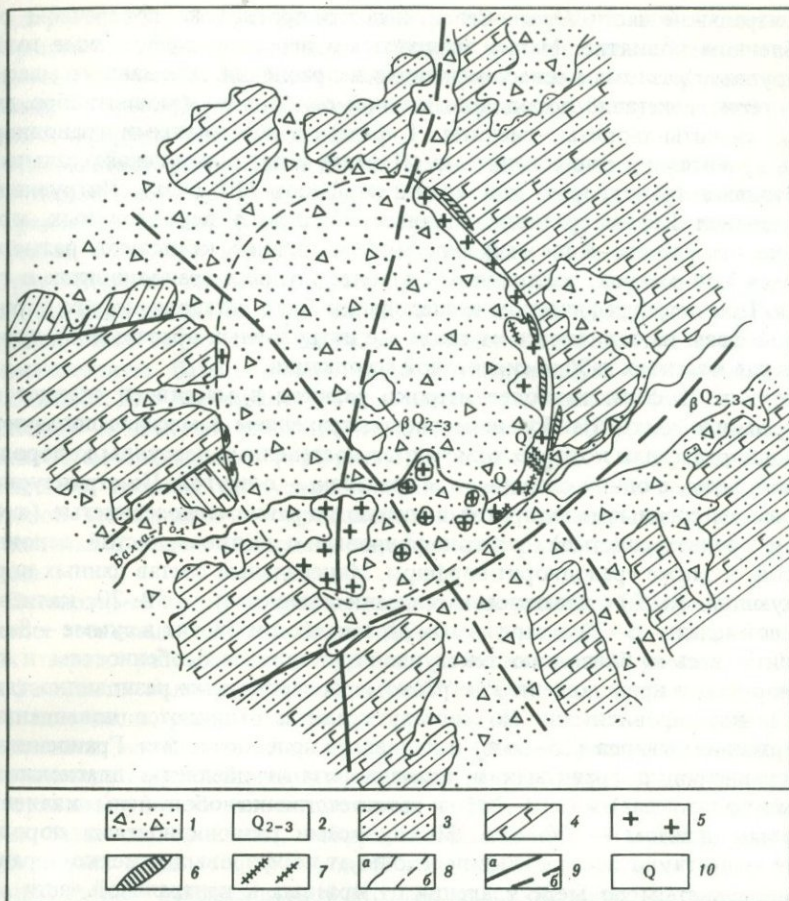
ваются и во вмещающих породах. В северо-западной части массива прослежена зона северо-восточного простираения интенсивного окварцевания граносиенитов, в которых кварц образует ветвящиеся прожилки с редкими кристаллами розового полевого шпата. Эта зона прослеживается и во вмещающих эффузивах, последние раздроблены, окварцованы и интенсивно обохрены.

Породы массива секутся серией даек крупнолейстовых диорит-порфиров мощностью до нескольких метров, простирающихся в северо-восточном направлении. По своему облику и петрографическому составу эти дайки аналогичны дайкам, встреченным в других районах прогиба, где они имеют мезозойский возраст и являются корневыми частями основных эффузивов могодской свиты.

Балгагольский массив, также представляющий гранит-граносиенитовую ассоциацию, расположен в западной части прогиба в пределах развития вулканогенно-осадочной толщи верхней перми, которая в данном районе представлена тонкослоистыми туфами, туфоалеволитами, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами с прослоями базальтов и силловыми телами долеритов (фиг. 3). Толща имеет северо-восточное простираение с падением на северо-запад. Вмещающие породы ороговикованы в полосе до 150—200 м от массива. Он приурочен к пересечению нескольких разноориентированных разрывных нарушений, хорошо дешифрируемых по аэрофотоснимкам. В плане массив имеет округлую форму, площадь 53 км² и в рельефе фиксирован изометричной депрессией, в пределах которой граниты эродированы и перекрыты современными делювиальными отложениями. В самом центре депрессионной части массива расположены два вулканических конуса, сложенные лавами четвертичных базальтов. Поток базальтов распространялся южнее массива по течению р. Балга, где он заполнил всю долину. По-видимому, центр излияния базальтов находился в середине, наиболее раздробленной части массива, что в какой-то мере свидетельствует о его приуроченности к зоне долгоживущего разлома.

В составе массива преобладают лейкократовые двуполевошпатовые среднезернистые или порфировидные граниты, на отдельных участках переходящие в граносиениты и кварцевые сиениты. Минеральный состав гранитов следующий (в %): калиевый полевой шпат — пертит — 35—60, плагиоклаз — 5—35, кварц — 25—30, биотит и роговая обманка — в сумме до 5. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, ортитом, цирконом и магнетитом. В приконтактных частях массива отмечается обогащение пород темноцветными минералами, и породы по составу доходят до гранодиоритов, что повсеместно наблюдается в его северных и восточных эндоконтактных зонах.

Жильная серия пород имеет широкое распространение и представлена главным образом мелкозернистыми гранитами и гранит-аплитами. Жилы разноориентированные, часто взаимопересекающиеся, мощностью до 1,5 м. Однако наиболее крупные жильные тела в массиве расположены в его восточной части и залегают параллельно контактам массива, подчеркивая его округлую форму. Помимо этого, в массиве развиты кварц-полевошпатовые маломощные прожилки с молочно-белым или темно-серым кварцем и розовым калиевым полевым шпатом (ортоклазом). В западной



Фиг. 3. Геологическая карта Балгагольского массива (составил Матреницкий А.Т.)

1 – рыхлые отложения; 2 – четвертичные базальты; 3 – туфы базальтового состава и туфопесчаники; 4 – базальты и долериты; 5 – граниты; 6 – дайки мелкозернистых гранитов; 7 – жилы аплитов; 8 – контакты: а – достоверные, б – дешифрируемые; 9 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – дешифрируемые; 10 – окварцевание

и в восточной частях массива широко развиты мономинеральные кварцевые жилы мощностью до 0,5 м, секущие все образования массива и ориентированные чаще всего близко параллельно с его внешними контактами. Они падают в восточной части массива на запад, а в западной – на восток или же залегают вертикально. Кварцевые жилы нередко выходят за пределы массива во вмещающие верхнепермские эффузивные породы, где наблюдается их интенсивная лимонитизация.

Эрденетский массив отличается от предыдущих более сложным многофазным строением, которое обусловлено совмещенным развитием пород габбро-сиенитовой и гранит-граносиенитовой ассоциаций. Он расположен

в центральной части Орхон-Селенгинского прогиба на поперечном раздробленном поднятии. Магма внедрялась в пермские эффузивные толщи по крупным разломам северо-западного направления. Для данного массива характерно сочетание пород повышенной основности (монцогаббро, диориты, сиениты-диориты, сиениты, I фаза) с нормальными гранодиоритами, гранитами и гриносиенитами (II фаза) и поздними габбросальными интрузиями гранодиорит- или гранит-порфиров (III фаза). Интрузивные образования I фазы развиты главным образом в периферийных, краевых частях массива, а также в виде многочисленных ксенолитов размером до десятков метров, заключенных в более поздних гранодиоритах и гранитах. При петрографическом исследовании было установлено, что породы первой фазы не отличаются от таких же интрузивных образований, проявленных в массивах габбро-сиенитовой ассоциации.

Породы II фазы наиболее широко развиты в массиве и слагают его центральную часть. Наибольшим распространением в массиве пользуются гранодиориты, для которых отмечаются постепенные переходы к породам первой фазы, с одной стороны, и к гранитам — с другой. По структурным признакам среди гранодиоритов выделяются равномернозернистые (крупно- и среднезернистые), резкопорфировые с мелкозернистой основной массой, а также гранодиорит-порфиры. Минеральный состав данных пород следующий (в %): плагиоклаз (андезин-олигоклаз) — 50–70, калиевый полевой шпат — 5–20, кварц — 10–20, амфибол и биотит в сумме — 8–15. Граниты весьма близки по текстурно-структурным особенностям и гранодиоритам и представлены как равномернозернистыми разновидностями, так и порфировидными. По составу граниты отличаются повышенным содержанием кварца (25–35%) и калиевого полевого шпата. Граносиениты по сравнению с гранитами и гранодиоритами обеднены плагиоклазом (альбит-олигоклаз) — 10–20% и соответственно обогащены калиевым полевым шпатом — 50–85%. Между всеми разновидностями пород II фазы существуют постепенные переходы от порфировых к мелко- и равномернозернистым по мере удаления от краевых к центральной части массива. Среди средне- и крупнозернистых пород второй фазы развиты пологие жилы аналогичного состава с отчетливой порфировидной структурой. В порфировидных разновидностях, в отличие от других, отмечаются явления калиевого автометасоматоза, проявляющиеся в образовании каемок калиевого полевого шпата вокруг порфировидных выделений плагиоклаза.

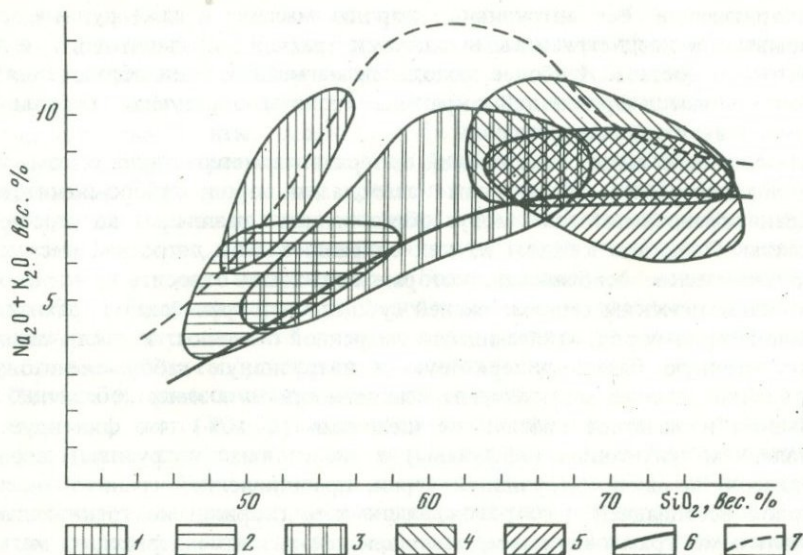
Породы III интрузивной фазы разделяются на две субфазы. Первая представлена мелкозернистыми лейкогранитами и гранит-аплитами, которые по петрографическим признакам сходны с породами гранит-граносиенитовой ассоциации. Ко второй относятся в основном гранодиорит-порфиры, которые не отличаются от таких же пород II фазы, но выделяются при наличии четких активных интрузивных контактов. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом: в центральных частях — основной олигоклаз, по краям — альбит. Он составляет 45–65% объема породы. Реже вкрапленники представлены кварцем и биотитом. Гранит-порфиры II субфазы встречены только в пределах рудной зоны месторождения и практически все подвергнуты процессам окварцевания, серицитизации

и хлоритизации. Все интрузивные породы массива и даже рудные тела прорываются позднепермскими дайками трахиандезит-дацитового и липаритового состава. Наиболее молодыми магматическими образованиями района являются юрские лейкократовые граниты, образующие небольшой шток к северу от месторождения.

Изложенный выше фактический материал свидетельствует о том, что две позднепермские интрузивные ассоциации пород: габбро-сиенитовая и гранит-граносиенитовая могут образовывать различные по строению массивы. Однако в каждом из них сохраняют свои петрографические и петрохимические особенности, которые позволяют относить их к различным магматическим сериям: ранней субщелочной трахибазальт-трахиандезитовой серии пород, отличающейся умеренной основностью, включающей вулканогенную базальт-долеритовую и интрузивную габбро-сиенитовую ассоциации. Для нее характерна пересыщенность глиноземом, обедненность кальцием и заметное обогащение щелочами (6–10%), что фиксируется появлением трахитовых (эффузивы) и сиенитовых (интрузивы) дифференциатов, поздней интрузивной серии, представленной гранит-граносиенитовой ассоциацией с сопровождающими ее гибридными гранитоидами и жильными гранит-аплитами, завершающей развитие пермского магматизма.

Остановимся более подробно на эволюции химизма пермских магматических ассоциаций. С этой целью на классификационную диаграмму горных пород, разработанную членами номенклатурной комиссии Петрографического комитета ОГ и Г АН СССР (фиг. 4), нанесены поля точек, принадлежащих различным магматическим ассоциациям. Они заняли определенное положение. Характерно, что раннепермские трахиандезиты, трахилипариты, комендиты и щелочные граниты располагаются примерно на границе субщелочных и щелочных пород. В то же время верхнепермские базальты, долериты, габбро, сиенит-диориты и сиениты разместились в поле субщелочных пород. В этом же поле находятся точки интрузивной гранит-граносиенитовой ассоциации пород. Четко устанавливается, что при общей повышенной щелочности всех пермских магматических образований характерно появление наиболее щелочных разновидностей эффузивных пород в наиболее ранних проявлениях орогенного магматизма, для которого характерно преобладание натрия над калием во всех разновидностях. Подобное распределение выявляется также для глинозема: при общей несколько повышенной глиноземистости всех пород появление разновидностей, пересыщенных глиноземом, наблюдается в наиболее ранних образованиях прогиба.

Высокая щелочность нижнепермских магматических образований обусловила и геохимическую специфику пород, для которых это будет показано ниже, характерны высокие содержания ниобия по отношению к кларковому уровню в соответствующих породах земной коры, по А.П. Виноградову [91], циркония, иттрия, олова, а также повышенные мышьяка, церия, лантана (фиг. 5). Причем по геохимическим особенностям этих пород видна близость образований толщи основных и средних эффузивов с породами трахилипарит-щелочногранитной ассоциации, которые все относятся к породам повышенной щелочности. Особенно отчетливо эта



Фиг. 4. Классификационная диаграмма горных пород номенклатурной комиссии Петрографического Комитета ОГ и ГАН СССР с нанесенными полями составов магматических пород Орхон-Селенгинского прогиба

1 — поля точек составов раннепермских пород толщи основных и средних эффузивов; 2 — поля точек верхнепермской базальт-долеритовой ассоциации; 3 — поля точек позднепермской габбросиенитовой ассоциации; 4 — поля точек нижнепермской трахилипарит-щелочногранитовой ассоциации; 5 — поля точек позднепермской гранит-граносиенитовой ассоциации; 6 — линия, отделяющая составы нормальных от субщелочных пород; 7 — линия, отделяющая составы субщелочных и щелочных пород

общность проявлена в поведении таких элементов, как итрий, цирконий и ниобий.

Для всех пермских магматических образований прогиба весьма характерной чертой являются повышенные содержания свинца и меди, т. е. высокий геохимический фон этих элементов. Наряду с геохимической спецификацией нижнепермских и верхнепермских магматических образований в целом каждая из выделенных ассоциаций обладает своими характерными чертами, в какой-то мере обусловившими их металлогеническое значение. На диаграмме (см. рис. 5) показано распределение ряда характерных элементов в рассматриваемых эффузивных и интрузивных образованиях пермского возраста.

Породы нижнепермской трахилипарит-щелочногранитной ассоциации содержат повышенные содержания ряда элементов, которые больше кларкового уровня для кислых пород, как например: бериллий — до 4 раз, олово — до 13 раз, достигая содержаний в породах 40 г/т, ниобия — до 5 раз, циркония — до 5 раз (в отдельных случаях — до 10 раз), иттрия и свинца — до 6 раз и т.д. Как известно, подобные ассоциации пород имеют важное металлогеническое значение, так как они являются потенциаль-

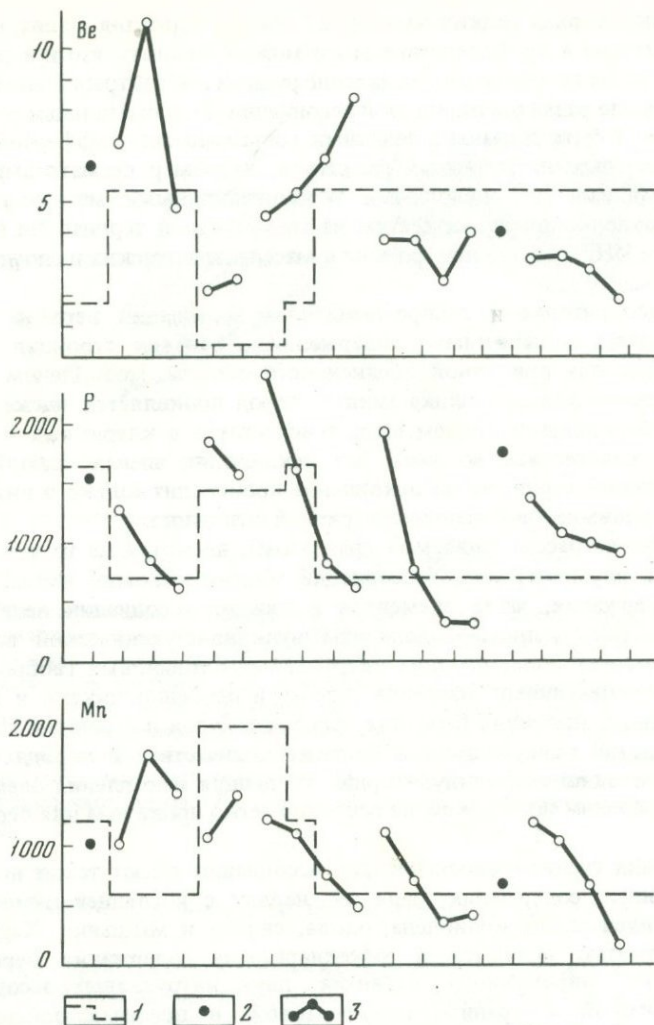
ным источником ряда редких элементов: галлия, бериллия, олова, ниобия, циркония, иттрия и др. Вследствие этого можно полагать, что и в рассматриваемом районе не исключено появление рудных концентраций данных элементов в ореоле развития пород этой ассоциации. Редкометалльные рудопроявления могут быть связаны с поздними (остаточными) дифференциатами щелочногранитных интрузивных расплавов, например пегматитами или с сопровождающими их щелочными экзоконтактовыми метасоматитами. Подобные рудопроявления известны на сопредельной территории СССР, а также на юге МНР, где они приурочены к массивам пермских щелочных гранитоидов.

Базальт-долеритовая и габбро-сиенитовая ассоциации верхней перми характеризуются повышенными содержаниями ванадия, стронция, бария, скандия, циркония при явной обедненности оловом, молибденом и ниобием. Геохимическая специфика данных пород проявляется также в обогащенности бериллием и галлием. Медь присутствует в кларковых и вышекларковых количествах во всех без исключения членах трахибазальт-трахиандезитовой серии, но ее накопление происходит только в интрузивных породах повышенной калиево-натриевой щелочности.

Как видно из рассматриваемой диаграммы, несмотря на то что в породах обеих верхнепермских ассоциаций многие элементы имеют повышенные содержания, часть элементов в каждой ассоциации ведет себя по-разному. Так, например, долериты вулканоплутонической ассоциации отличаются от более поздних интрузивных оливиновых габбро более высокими содержаниями марганца, хрома и особенно никеля и свинца при пониженных значениях бериллия, фосфора, бария и стронция. Ниобий, кобальт, ванадий присутствуют в близких количествах в породах обеих ассоциаций, входящих в единую серию. Тенденция накопления элементов от ранних к поздним породам серии особенно четко проявлена для бериллия и циркония.

Образования гранит-граносиенитовой ассоциации имеют также несколько повышенные содержания меди, но наряду с последней отмечаются высокие концентрации молибдена, олова, свинца и мышьяка. Характерной особенностью являются и нижекларковые содержания бериллия.

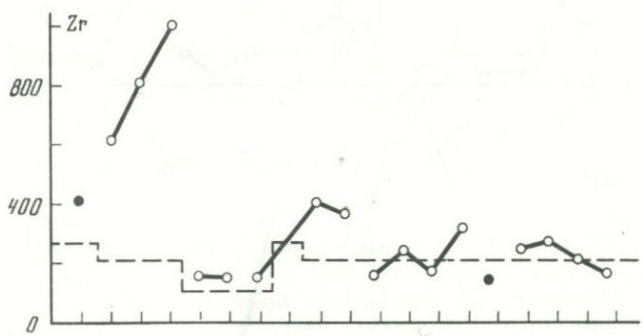
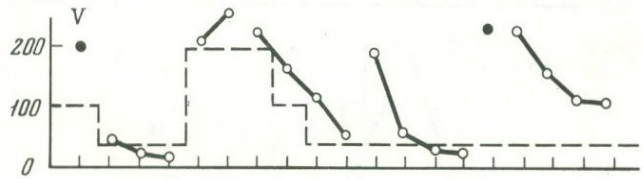
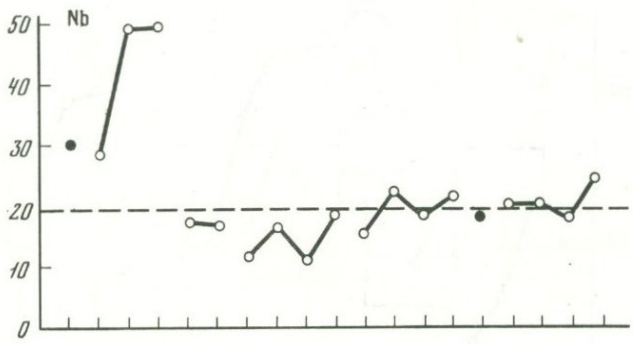
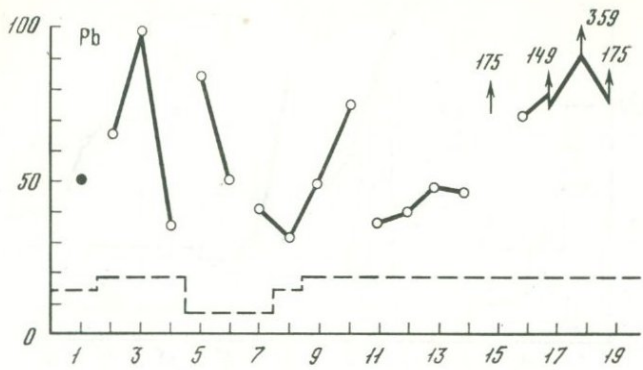
На участке современного развития двух интрузивных ассоциаций габбро-сиенитовой и гранит-граносиенитовой, в пределах поперечного поднятия, расположено медно-молибденовое порфиоровое месторождение Эрдентуин-обо, которое связано с интенсивным проявлением постмагматических процессов, сопровождающих наиболее поздние интрузивные дифференциаты. Эти последние представлены гранодиорит-порфирами, которые распространены только в районе месторождения. На них, как правило, накладывается медно-молибденовая минерализация. Они изменены процессами серицитизации, окварцевания и др. Нами были отобраны образцы из наименее измененных разновидностей гранодиорит-порфиров. Как видно из диаграммы (см: рис. 5), по своим геохимическим особенностям они наиболее близки к практически не отличающимся по составу гибридным породам гранит-граносиенитовой ассоциации, представленным гранодиоритами, развивающимися в результате процессов ассимиляции вмещающих толщ основных эффузивов. На диаграмму также нанесены в различной



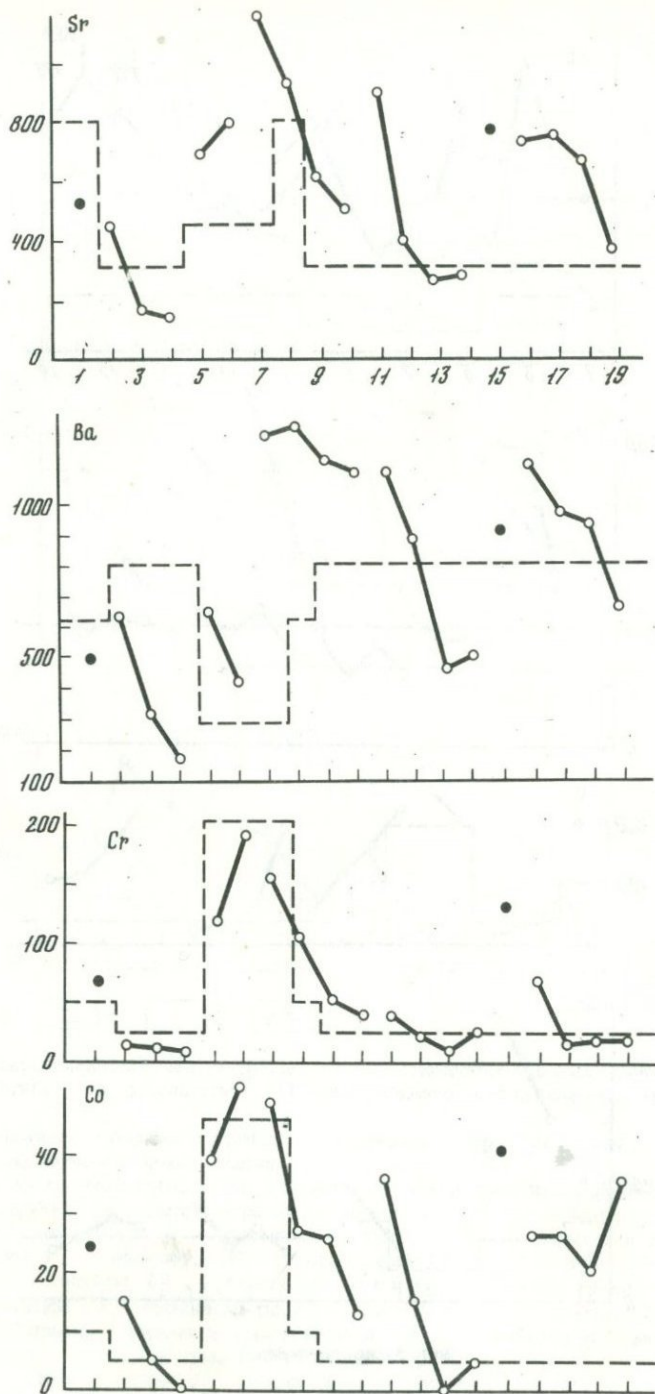
Фиг. 5. Распределение элементов-примесей в магматических породах Орхон-Селенгинского прогиба (по результатам 251 спектрального приближенно-количественного анализа)

1 – кларковое содержание элемента, 2 – среднее содержание элемента, 3 – линия, соединяющая точки одной ассоциации

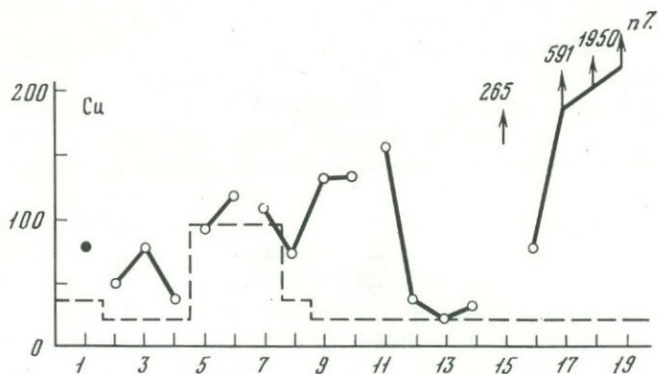
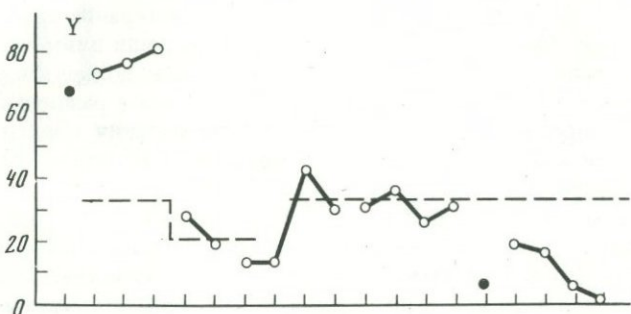
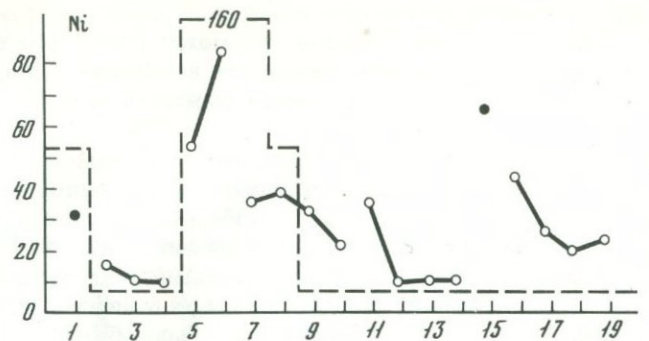
Цифры на горизонтальной оси. Толща основных и средних эффузивов P_1^1 : 1 – андезиты, трахилипарит-щелочногранитная ассоциация; P_1^2 : 2 – липариты, трахилипариты, 3 – комендиты, 4 – щелочные граниты; базальт-долеритовая ассоциация: 5 – базальты, 6 – долериты; габбро-сиенитовая ассоциация: 7 – габбро, 8 – сиенитодолериты, 9 – сиениты, 10 – граниты жильные и гранит-аплиты; гранит-граносиенитовая ассоциация: 11 – гранодиориты, 12 – граносиениты, 13 – граниты, 14 – мелкозернистые жильные граниты и гранит-аплиты, 15 – гранодиорит-порфиры района месторождения; породы и руды месторождения Эрдентуин-обо: 16 – слабоизмененные, 17 – среднеизмененные, 18 – интенсивноизмененные, 19 – руды



Фиг. 5 (продолжение)



Фиг. 5 (продолжение)



Фиг. 5 (окончание)

степени измененные породы и руды непосредственно месторождения, которые по распределению ряда элементов весьма близки к содержаниям в породах гранит-граносиенитовой ассоциации, как, например, бериллий, фосфор, ниобий, барий и т. д., занимая часто промежуточное положение между гибридными гранодиоритами и самими граносиенитами и гранитами.

Наряду с геолого-петрографическими данными, полученными при изучении массивов, где гранодиориты являются образованиями, возникшими

при внедрении гранитов-граносиенитов в основные породы и развитыми, как правило, в краевых частях массивов, это может говорить о том, что процессы гибридности играли роль не только при внедрении самого интрузива, но и в перераспределении и накоплении элементов на более поздних этапах.

Несколько подробнее рассмотрим распределение меди и молибдена, этих двух ведущих в металлогеническом отношении компонентов района, в интрузивных ассоциациях. О меденосности габбро-сиенитовой и базальт-долеритовой ассоциации говорят находки скоплений самородной меди и других медных минералов в породах этих ассоциаций, образующих в прогибе небольшие рудопоявления. В последнее время монгольскими геологами Д. Тогтохом, З. Гансухом и А. Батархуяком была обнаружена медная минерализация, связанная с субщелочными габброидными интрузиями в трахибазальтах, за пределами прогиба на восточной окраине хр. Хан-Хухэй.

На диаграмме (фиг. 6) изображены содержания меди в породах габбро-сиенитовой, гранит-граносиенитовой, а также базальт-долеритовой ассоциации. Для сопоставления приведены содержания меди в различной степени измененных породах непосредственно месторождения Эрдентуин-обо, также нанесены кларковые содержания меди, по А.П. Виноградову [91], для различных групп пород.

На диаграмме распределения меди отчетливо видно следующее.

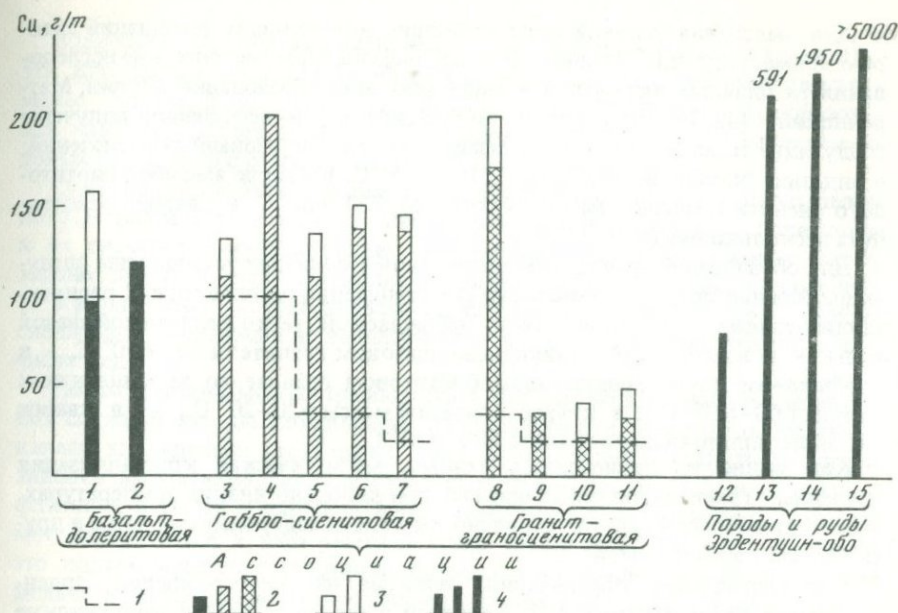
1. Породы из района месторождения характеризуются во всех ассоциациях более высокими средними значениями содержания меди по сравнению со средними значениями по Орхон-Селенгинскому прогибу в целом.

2. Наибольшие концентрации меди отмечаются в породах габбро-сиенитовой ассоциации, доходя здесь для отдельных пород до 200 г/т.

3. Образование гранит-граносиенитовой ассоциации гораздо беднее медью, хотя ее содержания выше кларкового уровня. Наиболее высокие средние значения отмечаются в гранодиоритах, что находит объяснение в их гибридном происхождении. Накопление меди, по-видимому, происходит здесь за счет ассимиляции материала из вмещающих основных пород, богатых медью.

4. При сравнении поздних дифференциатов, развитых в рассматриваемых двух интрузивных ассоциациях — жильных мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов, отчетливо выявляется из диаграммы, что в одних и тех же по всем петрографическим признакам породах, в гранит-аплитах габбро-сиенитовой ассоциации содержание меди в три раза выше, чем в таких же гранит-аплитах, связанных с формированием гранит-граносиенитовой ассоциации, достигая в них средних содержаний 150 г/т, что более чем в семь раз превышает кларковый уровень для кислых пород. Эти данные говорят о том, что в процессе дифференциации габбро-сиенитовых массивов происходило накопление меди в последних фазах. Тем самым устанавливается определенно выраженная металлогеническая специфика пород габбро-сиенитовой ассоциации как возможного и наиболее вероятного поставщика меди.

Молибден в породах изученных ассоциаций распределен весьма неравномерно, его содержания варьируют от нижекларковых до в несколько раз превышающих кларк.



Фиг. 6. Распределение меди в магматических породах верхнепермского возраста Орхон-Селенгинского прогиба (по результатам 262 спектральных приближенно-количественных анализов)

Цифры на диаграмме: 1 – базальты, 2 – долериты, 3 – габбро, 4 – жильные микрогаббро, 5 – сиенито-диориты, 6 – сиениты, 7 – гранит-аплиты, 8 – гранодиориты, 9 – граносиениты, 10 – граниты, 11 – гранит-аплиты, породы месторождения Эрден-туин-обо: 12 – слабоизмененные, 13 – среднеизмененные, 14 – сильноизмененные, 15 – руды месторождения

Пунктирной линией (1) показаны кларковые содержания меди для различных пород по А.П. Виноградову. Залитыми и заштрихованными столбиками (2) показаны средние содержания меди в породах прогиба, контурами (3) показаны средние содержания меди в районе месторождения. Жирными линиями (4) показаны содержания в породах и рудах месторождения

В породах габбро-сиенитовой ассоциации его содержания изменяются от менее $1 \cdot 10^{-4}$ до 3 г/т, в редких случаях достигая 5 г/т. В породах гранит-граносиенитовой ассоциации содержания молибдена также изменяются от меньше кларковых до 30 г/т, достигая максимальных содержаний из всех изученных пород. Средние содержания в отдельных массивах достигают 5 г/т. С породами этой ассоциации связаны все известные к настоящему времени находки кварц-молибденитовых прожилков как в пределах самого Орхон-Селенгинского прогиба, так и на обрамляющих поднятиях (Хангайское).

Поскольку молибден мог входить в состав легколетучих соединений, отделяющихся в процессе кристаллизации гранитных магм, можно предположить, что первичные концентрации молибдена в образованиях гранит-граносиенитовой ассоциации, богатой летучими, как это будет показано ниже, были несколько больше, чем приводимые выше содержания.

Для выяснения условий кристаллизации интрузивных ассоциаций автором совместно с В.П. Чупиным были проведены термометрические исследования расплавных включений в минералах этих образований (Чупин, Матреницкий, [435]). Для пород габбро-сиенитовой ассоциации получены следующие температуры гомогенизации раскристаллизованных включений: в андезине оливинового габбро 1110–1070°C, в кварце амфибол-биотитового сиенита температуры опускаются до 720–680°C, в кварце граносиенита несколько ниже 650°C.

Для образований гранит-граносиенитовой ассоциации установлены следующие нижние пределы температур гомогенизации расплавленных раскристаллизованных включений с часто наблюдаемой, четко различимой фазой воды: — в лейкократовом двуполевошпатовом граните около 630°C, — в порфиоровом двуполевошпатовом биотитовом граните во вкрапленниках кварца 600–650°C, в кварце основной массы 620–20°C, — в кварце жильного аплитовидного гранита 580–620°C.

Как видно из приведенных данных, магматическая кристаллизация изученных гранитоидов заканчивалась при довольно низких температурах, что, по-видимому, было обусловлено высокими содержаниями воды и других летучих компонентов.

Гидротермальные образования, развитые на месторождении Эрдентуин-обо, были изучены А.П. Берзиной и другими [64]. Газово-жидкие включения в кварцах серицитизированных пород и кварцевых прожилков с рудной минерализацией разделены ими на три типа.

1. Существенно газовые включения, содержащие рудный минерал, гомогенизирующиеся в газ при 470–400°C. Для газовой фазы характерно высокое содержание углекислоты до 77%.

2. Газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся в жидкость при 360–340°C.

3. Многофазовые включения, твердые фазы которых в основном представлены хлоридами и рудными минералами, гомогенизируются при температурах 280–300°C. Хлориды часто занимают более 50% объема. Газово-жидкие и многофазные включения отмечаются также и в кварце прожилков с рудной минерализацией.

Таким образом, видно, что процесс магматической кристаллизации шел с постепенным понижением температуры. При несколько более низких, чем конец кристаллизации, температурах начинался гидротермальный процесс рудообразования.

Если взять за основу несколько видоизмененную модель парогидротермальной системы, предложенную Д. Уайтом, Л. Маффлером и А. Трюзелом [549], где магматическое тело служит источником тепла, можно предположить, что при кристаллизации магматической колонны выделяется большой объем хлоридных растворов (рассолов) и газообразного флюида. Существование и несмесимость этих двух несиликатных фаз в ходе кристаллизации гранитных магм показаны в работах И.Д. Рябчикова [348], [349], его же работы установлено значительное расширение поля сосуществующего газа (газового флюида) и водно-хлоридной жидкости в присутствии CO₂, который также отмечается в газовых включениях месторождения Эрдентуин-обо.

Возможно, что обладая несколько различной плотностью и вязкостью, эти две фазы стремятся обособиться в пространстве; наиболее легкая и менее вязкая фаза несколько раньше начинает мигрировать, образуя наиболее ранние рудные образования, что фиксируется наличием газовых включений с рудным веществом.

Судя по упомянутым выше интенсивным процессам кислотно-щелочного метасоматоза в породах габбро-сиенитовой ассоциации, приведшим к их значительному изменению, а также явлениям выноса компонентов, можно предположить, что водно-хлоридная жидкость кристаллизующихся кислых пород воздействовала на близрасположенные породы габбро-сиенитовой ассоциации и выщелачивала из них ряд компонентов, в том числе медь.

Таким образом, можно предположить, что источником меди месторождения служили породы габбро-сиенитовой ассоциации, из которых она извлекалась хлоридными растворами. Роль более позднего гранитного интрузивного магматизма, по-видимому, сводится к поставщику и генератору флюидов, а также к наиболее вероятному источнику молибдена, который мог переноситься в виде более летучих соединений, чем медь. Косвенно это подтверждается отсутствием прямых корреляционных связей между медью и молибденом (коэффициент корреляции 0,37), несовпадением контуров богатых медью и молибденом руд. Этим и можно объяснить развитие медно-молибденового рудопроявления именно в том месте, где развиты и тесно сопряжены в пространстве две такие различные, но близкие по возрасту интрузивные ассоциации в месте, где существовал длительный прогрев, способствовавший процессам циркуляции флюидов, тогда как на участках их раздельного размещения мы встречаем непромышленные точки минерализации: медной — в габбро-сиенитовой и кварц-молибденовой — в гранит-граносиенитовой ассоциациях.

Резюмируя сказанное выше, отметим.

1. Образование позднепалеозойского орогенного магматизма Орхон-Селенгинского прогиба имели общую повышенную щелочность при преобладании Na над K. Его формирование шло от наиболее щелочных ассоциаций нижней перми, достигая максимума в интрузивных образованиях кислого состава, к менее щелочным позднепермским ассоциациям субщелочного и нормального состава.

2. Наиболее щелочные интрузивные образования трахилипарит-щелочно-гранитной ассоциации перспективны на обнаружение редкометального оруденения.

3. Из выделенных трех типов массивов Орхон-Селенгинского прогиба практическое значение для поисков промышленного медно-молибденового оруденения имеет лишь третий тип, приуроченный к поперечным разломным структурам и сложенный совмещенными в пространстве образованиями габбро-сиенитовой и гранит-граносиенитовой ассоциаций поздней перми.

Таким образом, совмещение в пределах одних и тех же структур субщелочных габбро-сиенитовой и гранит-граносиенитовой ассоциации является достаточно четким индикатором появления в пределах этих массивов медно-молибденового оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р.Н.* Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963.
2. *Абдуллаев Р.Н.* Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
3. *Абовян С.Б.* Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1961.
4. *Абовян С.Б.* О никеленосности и кобальтоносности ультраосновных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. — Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, вып. 2.
5. *Абовян С.Б.* Меловые вулканические образования бассейна озера Севан. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970, т. 4.
6. *Адамян А.Н.* Интрузивные породы Мегринского плутона. — В кн.: Геология Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1966, т. 3.
7. *Ажгирей Г.Д.* История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. — Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ за 1959–1960 гг., 1962, т. 3.
8. *Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М.* и др. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
9. *Азизбеков Ш.А., Пашалы Н.В., Шихалибейли Э.Ш.* Перидотитовые интрузии офиолитовой ассоциации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). — Изв. АН АзССР, 1950, № 4.
10. *Азизбеков Ш.А., Гаджиев Т.Г., Емельянова Е.Н., Рустамов М.И.* Петрология интрузивов Аракинской тектонической зоны Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964.
11. *Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И.* Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий (на примере Мегри-Ордубадского батолита). — Геотектоника, 1972, № 6.
12. *Айнберг Л.Ф.* Приазовский щелочной массив. — Тр. ВГРО НКТП, 1933, вып. 196.
13. *Акопян В.Т.* Меловая система. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970, т. 43. Армянская ССР.
14. *Акопян В.Т.* Биостратиграфия и гастроподы верхнемеловых отложений Армянской ССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.
15. *Александрова М.И., Борсук Б.И., Яговкин В.И.* Геологическое строение и полиметаллическое оруденение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела, т. 1. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960, т. 32.
16. *Андреев Г.О.* О происхождении псевдолейцитовых сиенитов плутона Сынныр. — Геол. и геофиз., 1965, № 11.
17. *Андреев Г.В.* Метасоматические процессы послемагматической стадии в массивах нефелиновых сиенитов Западного и Северного Прибайкалья. — Геол. и геофиз., 1968, № 1.
18. *Андреев Г.В.* О формационной принадлежности сыннырского и сайженского комплексов щелочных пород. — Тр. Отд. геологии Бурят. фил. СО АН СССР, 1972, вып. 4 (12).
19. *Андреев Г.В., Широкишинов А.О., Литвиновский Б.А.* Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1969.
20. *Андреева Е.Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968.
21. *Андреева Е.Д.* Классификация и номенклатура интрузивных щелочных

- габброидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
22. *Адреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородавская М.Б.* и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
 23. *Апельцин Ф.Э., Токсубаева Г.П.* Особенности мезозойского магматизма в районах проявления вольфрамовых месторождений. М.: Недра, 1976.
 24. *Аракелянц М.М., Богатиков О.А., Борсук А.М., Конецкий Л.* Магматизм Северо-Чешской рифтовой зоны. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических горных пород Чехословакии и некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1977.
 25. *Арутюнян Г.С.* Геолого-петрологические особенности гипербазитовой ассоциации северо-западной части Севанского хребта (Армянская ССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1974.
 26. *Архангельская В.В.* Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974.
 27. *Архипов И.В.* Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое. — Геотектоника, 1972, 6.
 28. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
 29. *Афанасьев Г.Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 69.
 30. *Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
 31. *Афанасьев Г.Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
 32. *Афанасьев Г.Д., Гоньшакова В.И., Корзун В.П.* Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
 33. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А.* и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
 34. *Афанасьев Г.Д., Маслов А.М.* Субщелочной вулканизм Угамской зоны смятия (хр. Каржанту). — В кн.: Материалы Второго среднеазиат. регионального петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.
 35. *Афанасьев Л.М.* Гранитоиды бассейна р. Джиды и основные черты их металлогении. — В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
 36. *Афанасьев Л.М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964.
 37. *Афанасьев Л.М.* Петрохимические и геохимические особенности мезозойских гранитов бассейна р. Джиды. — В кн.: Труды Второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
 38. *Афанасьев Л.М., Браун К.Н.* Особенности петрологии и петрохимии мезозойских интрузивных комплексов южной части Западного Забайкалья. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
 39. *Афанасьев Л.М., Браун К.Н.* Петрохимические особенности средне-мезозойских лейкократовых гранитов Западного Забайкалья и их редкометальное оруденение. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975.
 40. *Афанасьев Л.М., Браун К.Н.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977.
 41. *Афоничев Н.А.* Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. — Сов. геология, 1967, № 2/3.
 42. *Багдасарьян Г.П.* О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. — Изв. АН АрмССР, 1950, 3, № 8.
 43. *Багирова Р.С., Атакашиев З.М.* К вопросу эоценового вулканизма Ордубадского прогиба и связанного с ним эндогенного оруденения (Арак-

- синская зона). — Учен. зап. Азерб. ин-та нефти и химии, 1976. Сер. 9, № 1.
44. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
 45. *Базарова Т.Ю.* Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М.: Наука, 1969.
 46. *Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П.* и др. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975.
 47. *Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы.* М.: Недра, 1973.
 48. *Баранов Г.И., Донченко Г.Л., Сидоренко В.Ф.* Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклиория Передового хребта на Северном Кавказе. — В кн.: Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ставрополь: Кн. изд-во, 1972, вып. 13.
 49. *Баранов Г.И.* Некоторые особенности взаимоотношений интрузии кварцевых диоритов хребта Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя. — В кн.: Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ставрополь: Кн. изд-во, 1959, вып. 9.
 50. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1974.
 51. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976.
 52. *Бекташи С.А., Бабазаде В.М., Мусавев А.Н.* О закономерностях размещения золоторудных полей в азербайджанской части Малого Кавказа. — Учен. зап. Азерб. гос. ун-та им. С.М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук, 1968, № 3.
 53. *Бекташи С.А., Гаджиев Т.Г.* О фазовости Мегри-Ордубадского сложного плутона. — Сов. геология, 1970, № 5.
 54. *Бекташи С.А., Гаджиев Т.Г., Мамедов Э.А.* К петрохимии гранитного интрузива Мегри-Ордубадского сложного плутона. — Учен. зап. Азерб. гос. ун-та им. С.М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук, 1973, № 2.
 55. *Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б.* и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 56. *Белов А.А.* К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
 57. *Белов А.А., Орельченко В.Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
 58. *Белов И.В.* Мезо-кайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. — Зап. Вост.-сиб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, вып. 3.
 59. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 60. *Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г.* Вулканические комплексы рифа и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969.
 61. *Берзина А.П., Шугурова И.А., Сотников В.И.* О газовом составе минералообразующих растворов Cu-Mo месторождений. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 1.
 62. *Беридзе М.А., Пруидзе М.Л., Чихрадзе Г.А.* Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали южного склона Большого Кавказа. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: (Выш. и средн. обр. СССР и РСФСР, моск. ун-т им. М.В. Ломоносова, Дальневост. политехн. ин-т), I Всесоюз. палеовул. симпоз.) 1977.
 63. *Бетехин А.Г.* Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, т. 1.
 64. *Благулькина В.А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири. — Сов. геология, 1969, № 7.
 65. *Бобохов А.С.* Магматогенные брекчи кислого состава колчеданных

- месторождений Южного Урала. М.: Наука, 1976.
66. *Бобревич А.П., Соболев В.С.* Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т.1.
 67. *Бобревич А.П., Илунин И.П., Козлов И.Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1963.
 68. *Богатилов О.А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966.
 69. *Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А.* Геология и петрология Ельтозерского массива габброидных пород Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР. Ленингр. отделение, 1963.
 70. *Богданов Н.А.* Офиолиты континентов и дна океана. — Геотектоника, 1977, № 1.
 71. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — Докл. АН СССР, 1974, 27, № 1.
 72. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширый Е.Л.* Геотектоническая позиция палеовулканизма колчеданоносных геосинклинальных систем. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, 1977.
 73. *Бородин Л.С.* Общие геохимические и петрологические аспекты проблемы формаций щелочных пород. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
 74. *Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Ганзев А.А.* Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
 75. *Бородин Л.С., Похвистнева Е.А.* О закономерностях развития щелочного магматизма на территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
 76. *Борсук А.М.* Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
 77. *Борсук А.М.* Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2.
 78. *Борсук А.М., Цветков А.А.* Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский — Чегем на Северном Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1.
 79. *Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива. — В кн.: Состав, структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978.
 80. *Боуэн Ч.Л., Таттл О.Ф.* Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. — В кн.: Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1952.
 81. *Браун К.Н.* Лейкократовые граниты района низовья р. Дзиды (Бурятская АССР). — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М.: Наука, 1965.
 82. *Браун К.Н., Ашихмина Н.А., Магидович Т.С.* Особенности распределения аксессуарных минералов в нижнепалеозойских и мезозойских гранитоидах нижнего течения р. Дзиды (Бурятская АССР). — В кн.: Аксессуарные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенетической специализации магматических комплексов. М.: Наука, 1965.
 83. *Булдаков В.В.* Особенности метасоматических изменений гранитов массива Майгас, северное Прибалхашье, и распределение в нем некоторых элементов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 9.
 84. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* О редких элементах в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 1.
 85. *Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972.
 86. *Бутакова Е.Л.* Формации щелочных пород складчатых областей Советского Союза. — В кн.: Труды IV Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Наука, 1972, ч. 1.
 87. *Бутурлинов Н.В.* Покрово-Киреевский сложный массив щелочно-ультраосновных и габброидных пород в зоне сочленения Донбасса с При-

- азовьем. — Геохим. и рудообразование, 1974, № 4.
88. *Вартанесов В.Е.* К вопросу о распределении металлогенных элементов в породах Агаракского рудного поля. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, т. 29, № 3.
 89. *Векилова Ф.И.* О содержании молибдена в интрузивных породах Ордубадского района. — В кн.: Труды ин-та геологии им. акад. И.М. Губкина. Баку: Изд-во АН АзССР, 1954, т. 16.
 90. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969.
 91. *Виноградов А.Л.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
 92. *Владимиров Б.М., Одинцов М.М.* Глубинный кимберлитовый магматизм и вопросы его структурного контроля. — Информ. сб. Ин-та земной коры. Иркутск, 1971, № 2.
 93. *Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М.* Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
 94. *Воробьев В.И., Контарь Е.С.* К вопросу о зависимости типов рудных формаций от глубины формирования магматических очагов (на примере медноколчеданных и меднопорфировых месторождений). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
 95. *Воробьева О.А.* Щелочные породы СССР. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные, метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
 96. *Воробьева О.А.* О химизме нефелин-сиенитовой магмы. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971.
 97. *Воробьева О.А., Яшина Р.М., Свешникова Е.В., Андреева Е.Д.* Условия образования щелочных пород на примере провинций СССР. — В кн.: Минералогия. М.: Наука, 1972.
 98. *Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Щелочной магматизм и рудогенные процессы. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
 99. *Ворошица-Аникеева Н.Ф., Бескин С.М., Смертенко В.М.* К вопросу о возрасте Баян-Аульского, Жаман-Аульского и Каркаралинского гранитоидных массивов в Центральном Казахстане. — В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970.
 100. *Габриелян А.А.* Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
 101. *Гаек О.М.* Среднекаменноугольные вулканоплутонические ассоциации Коунрад-Моинтинского района северо-западного Прибалхашья. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969.
 102. *Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975.
 103. *Геворкян Г.М.* О некоторых закономерностях размещения хромитовых рудных тел на примере Шоржинского месторождения. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966, 19, № 4.
 104. *Гендлер В.Е.* Химический состав каликатровых полевых шпатов некоторых пород по данным статистической обработки анализов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, 39, вып. 6.
 105. *Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябикин Ю.Н., Петров В.П.* Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300°. — Сов. геология, 1965, № 87.
 106. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973.
 107. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, т. II.
 108. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968.
 109. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М.: Недра, 1972.
 110. *Герасимов А.П.* К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. — Изв. Геол. ком., 1929, 17, № 4.
 111. *Герасимовский В.И.* Геохимия и минералогия нефелин-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5.
 112. *Герасимовский В.И.* Геохимические особенности апагитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1963, т. 1.
 113. *Герасимовский В.И.* Геохимия апагитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М.: Наука, 1968.

114. Герасимовский В.И. Геохимия Иллимауссацкого щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969.
115. Герасимовский В.И. Геохимия щелочных пород. — Тр. Ильмен. зап.-в.-в. зап., 1974, вып. 11.
116. Герасимовский В.И., Волков В.И., Козарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966.
117. Герлинг Э.К., Комлев Л.В., Соколова К.Н., Баркан В.Г. О возрасте Ловозерских тундр. — Докл. АН СССР. Нов. сер., 1941, 31, № 2.
118. Гинзбург А.И., Портнов А.М. О минеральных ассоциациях щелочных пород. — Геохимия, 1966, № 4.
119. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974.
120. Гладких В.С., Пятенко И.К. Толеитовые и щелочные базальты рифтовых зон континентов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
121. Говоров И.Н. Геохимические и термодинамические условия формирования палингенных гранитоидных плутонов. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
122. Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Недашковский П.Г. и др. Формационно-петрогеохимическое расчленение гранитоидных комплексов Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
123. Говоров И.Н., Степанов Г.Н., Фатьянов И.И., Филиппова Т.Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газовой-жидкой включений в минералах). — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972.
124. Гольцман Ю.В., Кононова В.А., Баурова Э.Д., Шанин Л.Л. Генезис уртитовых руд Кыя-Шалтырского месторождения по данным изотопного состава стронция. — Докл. АН СССР, 1978, 242, № 4, с. 924—927.
125. Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
126. Гоньшакова В.И. Закономерности эволюции магматизма на древних платформах. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сессия. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
127. Гоньшакова В.И. Девонская формация кимберлитов юга Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
128. Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева М.Т. О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12.
129. Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица С.И. и др. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.
130. Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
131. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — В кн.: Труды 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. М., 1974.
132. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
133. Гранитоиды герцинского фундамента Предкавказья и их сопоставление с гранитоидами Северного Кавказа. — Сов. геология, 1969, № 7.
134. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Наука, 1977.
135. Греков И.И., Момот С.П. Новые данные о возрасте амантской свиты (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 6.
136. Греков И.И., Момот С.П. О возрасте доверхнепалеозойских карбонатно-терригенных отложений Передового хребта к западу от р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1966, 169, № 4.
137. Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких температурах и давлениях. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970.

138. *Грушевой В.Г.* Интрузивные породы Зангезура и связь с ними оруденения. Л.: Изд-во ЛГУ, 1937.
139. *Гукасян Р.Х.* Определение абсолютного возраста молодых интрузивов Rb-Sr методом на примере Мегринского плутона Армянской ССР. — Докл. АН АрмССР, 1963, 34, № 3.
140. *Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М.* Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1965, № 3/4.
141. *Дворкин-Самарский В.А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Кн. изд-во, 1965.
142. *Дембо Т.М.* К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верхновьях р. Кубани. — Зап. Всерос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1937, ч. 6, вып. 4.
143. *Демин А.М., Кропачев С.М.* Стратиграфическое значение конгломератов с галькой плагиигранитов в палеозойских толщах Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
144. *Денисенко В.К.* Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978.
145. *Джрбацян Р.Г., Гулумджан О.П., Тян Р.Н.* Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: Кольский фил. АН СССР, 1977.
146. *Дистанова А.Н.* К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Материалы к симпозиуму. Свердловск, 1971.
147. *Дистанова А.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье). — В кн.: Раннепалеозойские формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975.
148. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974.
149. *Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б.* Рифтовые зоны океана и проблемы рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8.
150. *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976.
151. *Дмитриев Ю.И.* 54-й рейс "Гломара Челленджера". — Природа, 1978, № 5.
152. *Дмитриев Ю.И., Богатииков О.А., Аракелянц М.М.* Возраст базитов глубоководных желобов западной части Тихого океана. — В кн.: Тез. докл. к XX юбилейной сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Иркутск, 1977.
153. *Довгаль В.Н.* Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1968.
154. *Довгаль В.Н.* Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 213.
155. *Донцова Е.И., Герасимовский В.И.* О генезисе щелочных пород Кольского по-ова в свете данных об изотопном составе кислорода. — Геохимия, 1969, № 11.
156. *Дусматов В.Д., Мельниченко А.К., Кутенец В.А.* и др. Формационное расчленение щелочных пород Гиссара-Алая. — В кн.: Материалы Второго среднеазиат. регионального петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.
157. *Дюфур М.С.* О критериях выделения метаморфических формаций. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1972, т. II.
158. *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тян В.Д.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977.
159. *Еськова Е.М., Жабин А.А., Мухитдинов Г.Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964.
160. *Ефремов Г.М.* О взаимоотношении докембрия и нижнего палеозоя на Северном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. Новочеркас. политехн. ин-та. Новочеркасск, 1941.
161. *Жабин А.Г.* Явление синнезиса в порфировых магматических поро-

- дах. — В кн.: Минералогические исследования. М.: АН СССР, М-во геол. СССР, 1969, вып. 1.
162. *Жабин А.Г., Свешникова Е.В.* Магматический канкринит. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. II. 1970, ч. 199.
163. *Жалсабон Л.Ж., Лямина Н.А., Максимова Э.А.* и др. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья: Материалы конф., посвященной 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1969.
164. *Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 14.
165. *Заварицкий А.Н.* Петрография Бердзюшского plutона. Л., 1937.
166. *Захарченко А.И.* Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюорит-кварцевых жил, грейзенов и пегматитов гранитного массива Кент. — В кн.: Исследование минералообразующих растворов. М.: Недра, 1966.
167. *Зоненшайн Л.П.* Геосинклинальный процесс и "новая глобальная тектоника". — Геотектоника, 1971, № 6.
168. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и мегаллогения. М.: Недра, 1976.
169. *Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Медведева И.Е.* Фундамент морского дна. — В кн.: Итоги науки и техники: Геохимия, минералогия, петрография. М.: ВИНТИ, 1976, т. 9.
170. *Зырянов В.Н.* Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969.
171. *Иванкин П.Ф., Нурбаев З.М.* Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. — Сов. геология, 1961, № 2.
172. *Иванов С.Н.* О происхождении шовных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969.
173. *Иванов Ю.Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974.
174. *Иванова В.Л.* Петрология гранитоидов месторождения Восток-2: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1975.
175. *Иванова Г.Ф.* О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олововольфрамовых месторождений. — Геохимия, 1963, № 5.
176. *Игнатович В.И.* О структуре Джидинского рудного поля. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ. 1961, вып. 7.
177. *Игнатович В.И., Косалс Я.А., Сотников В.И., Фирсов Л.В.* Возраст рудоносных гранитоидных комплексов Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978.
178. *Илунин И.П.* О химико-минералогических различиях последовательных фаз внедрения кимберлитов. — Геол. и геофиз. 1972, № 2.
179. *Илунин И.П., Панкратов А.А., Черный Е.Д.* К вопросу о границах термина "кимберлит". — В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
180. *Илунин И.П., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Лебедев-Зиновьев А.А.* Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии. — Геохимия, 1974, № 4.
181. *Иодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
182. *Каденский А.А.* Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
183. *Казакова Э.Н., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* Риолитовый комплекс Командорских островов. — В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток (Тр. АН СССР, Дальневост. науч. центр. Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-т), 1976.
184. *Карамян К.А., Таян Р.Н.* Генетические типы и особенности рудопроявлений интрузивного комплекса порфиroidных гранитоидов Мегрин-

- ского плутона. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, 25, № 1.
185. *Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П.* Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, 27, № 1.
 186. *Карамян К.А., Таян Р.Н., Маданян О.Г.* О взаимоотношении даек и оруденений на Каджаранском месторождении и природе внутриминерализационной дайки. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, 29, № 1.
 187. Карта магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000: Крат. объяснит. записка. Л.: Недра, 1971.
 188. *Кассин Н.Г.* Вулканизм Казахстана. — Проб. сов. геологии, 1934, 4, №9.
 189. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: Восточный Казахстан. М.: М-во. геол. СССР, 1970.
 190. *Кашкаф М.А., Алиев В.И., Мамедов А.И.* и др. Петрология и металлогения магматических формаций р. Тутхун (Кельбаджарский р-н, Азербайджанская ССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967.
 191. *Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И.* Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Баку: Элм, 1973.
 192. *Кеpezинскas В.В.* Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). Новосибирск: Наука, 1969.
 193. *Кеpezинскas В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды и их глубинные включения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1977.
 194. *Кеpezинскas В.В., Луцкиий В.И.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974.
 195. *КигаЙ В.А., Фаворская М.А.* О некоторых магматических формациях Тихоокеанского пояса. — В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964.
 196. Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978.
 197. *Киселев А.И.* Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1965.
 198. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975.
 199. Классификация магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
 200. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.
 201. *Кобилев А.Г.* О соотношении докембрийских и кембрийских формаций на Северном Кавказе. — Тез. докл. XI конф. Новочеркас. политехн. ин-та, 1954.
 202. *Коваленко В.И.* Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в Монгольской Народной Республике. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.
 203. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
 204. *Коваленко В.И., Пополитов Э.И.* Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970.
 205. *Ковалевский В.В.* Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 206. *Когарко Л.Н.* Роль фтора в формировании щелочных пород на примере Ловозерского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1962.
 207. *Когарко Л.Н.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — Геохимия, 1973, № 10.
 208. *Когарко Л.Н.* Физико-химические условия формирования агпайтовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними месторождений: — Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1975.
 209. *Когарко Л.Н.* Явления несмесимости в щелочных магмах. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975.
 210. *Когарко Л.Н.* Физико-химические особенности дифференциации щелочных магматических серий. — Геохимия, 1976, № 8.
 211. *Когарко Л.Н.* Общие закономерности дифференциации пересыщенных щелочами магм. — Геохимия, 1977, № 3.

212. *Когарко Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977.
213. *Когарко Л.Н., Поляков А.И.* Вопросы генезиса агапитовых нефелиновых сиенитов. — *Геохимия*, 1967, № 2.
214. *Комаров Ю.В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972.
215. *Кондарь В.И., Марков М.С., Рябова Г.Г., Слонимская М.М.* Об особенностях миграции Са в ультраосновных породах. — *Геол. и геофиз.*, 1975, № 3.
216. *Конец А.А.* Некоторые закономерности размещения нефелинсодержащих пород и оценка нефелинового сырья Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: *Нефелиновое сырье*. М.: Наука, 1978.
217. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1971, № 7.
218. *Кононова В.А.* Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: *Щелочные породы Сибири*. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
219. *Кононова В.А.* Якупрангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.
220. *Кононова В.А., Шанин Л.Л., Аракелянц М.М.* Время формирования щелочных массивов и карбонатов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 5.
221. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* О некоторых факторах концентрации рудных компонентов в щелочных породах. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1976, № 12.
222. *Коптев-Дворников В.С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. — *Изв. АН СССР*, 1952, № 4.
223. *Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967.
224. *Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Царева Г.М., Власов Н.Г.* Расслоенное тело автомагматических брекчий кислого состава (Центральный Казахстан). — *Сов. геология*, 1971, № 1.
225. *Коренбаум С.А., Валуи М.Ф., Стрижкова А.А.* Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитных массивов Приморья. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 5.
226. *Коржинский Д.С.* Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. — *Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР*, 1962, вып. 5.
227. *Корнев Г.П., Любофеев В.Н.* Петрология верхнепалеозойских гранитоидных интрузий Предкавказья. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 4.
228. *Кравцова Е.И.* Система альбит — ортоклаз — кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 кбар. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 2.
229. *Кравцова Е.И.* Система $Ab-An-Or$ (H_2O) и $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O) при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 3.
230. *Красивская И.С.* Натриевый метасоматоз в метаморфических породах междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). — *Геология и разведка*, 1963, № 5.
231. *Красивская И.С.* Основные этапы метаморфизма досилурийских пород междуречья Чегема и Кубани (северный Кавказ). — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1964, № 6.
232. *Кривенко А.П.* Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск: Наука, 1973.
233. *Кривонос В.Ф., Прокопчук Б.И.* Эпохи кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы. — *Сов. геология*, 1973, № 3.
234. *Кропачев С.М.* К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — *Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ*, 1962, 3.
235. *Круглов С.С., Робинсон В.Н.* О контакте древнейших и нижнепалеозойских образований в бассейне р. Лабы. — *Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ*, 1962, 3.
236. *Кузнецов И.Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. — *Тр. ИГН АН СССР*, 1951, вып. 131.
237. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

238. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
239. Кузнецова Ф.В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины (есть мариуполиты). Новосибирск: Наука, 1975.
240. Куплетский Б.М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
241. Курчапов А.М. Орогенный магматизм севера Токрауской впадины (Центральный Казахстан). М.: Изд-во МГУ, 1970.
242. Куширо И., Иодер Г. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
243. Кухаренко А.А. Кларки Хибинского щелочного массива. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 2.
244. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.
245. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971.
246. Кушнарев И.П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. — Геол. и горное дело, 1947, вып. 16.
247. Лебедев А.П., Богатилов О.А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). М.: Изд-во АН СССР, 1963.
248. Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978.
249. Левин В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
250. Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974.
251. Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометаллических щелочных гранитов Чингиз-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. — В кн.: Редкометаллические граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972.
252. Ле-Пишон К., Франште Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
253. Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 3.
254. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
255. Любофеев В.Н., Журавлева И.П. Петрографический состав палеозойских гранитоидов Западного Предкавказья и некоторые особенности их метасоматического изменения. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Краснодарского края. М.: Недра, 1966.
256. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972.
257. Магакьян И.Г. Магматизм и металлогения Армении. — В кн.: Тр. Конф. по вопр. регионал. геологии Закавказья. Баку, 1952.
258. Магакьян И.Г., Мкртчян С.С., Пиджян Г.О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. V.
259. Маккин Дж. Х. Железородные месторождения рудного района Айрон-Спрингс в юго-западной части штата Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. II.
260. Мальков В.А. О петрологическом различии кимберлитов и меймечитов. — Докл. АН СССР, 1972, 206, № 4.
261. Мальков В.А. Геотектонические закономерности размещения кимберлитовых провинций. — Докл. АН СССР, 1976, 230, № 1.
262. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
263. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1966, № 3.

264. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* Генезис кислых лав. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 1.
265. *Марин Ю.Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.
266. *Марфуни А.С.* Опыт классификации зональных плагиоклазов. — В кн.: Геология и горное дело. М.: Металлургиздат, 1952.
267. *Масайтис В.Л.* Главные типы базальтовых формаций. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
268. *Матреницкий А.Т.* Новые данные о пермских вулканоплутонических ассоциациях Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
269. *Матреницкий А.Т.* Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (МНР). — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977.
270. *Меликсетян Б.М.* Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). — В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964.
271. *Меликсетян Б.М.* К проблеме происхождения псевдолецита и лейцит-содержащих пород Тежарского щелочного комплекса. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1970, 23, № 3.
272. *Меликян Л.С., Паладжян С.А., Чубухян З.О., Вартазарян Ж.С.* К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Широко-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, 20, № 1/2.
273. *Мельников В.А.* Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
274. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971.
275. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геол. и охране недр, 1957.
276. *Милашев В.А.* Термин "кимберлит" и классификация кимберлитовых пород. — Геол. и геофиз., 1963, № 4.
277. *Милашев В.А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Тр. НИИГА, 1965, 139.
278. *Минеев Д.А.* Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969.
279. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978.
280. *Мирзоян Г.Г.* Иоцит в плагиогранитпорфирах Алавердского рудного района. — Изв. АН АрмССР, 1965, 18, № 5.
281. *Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И., Мануйлова М.М.* Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л.: Наука, 1975.
282. *Михайлов Н.П., Тащинуна М.В.* Принципы классификации магматических формаций Казахстана. — В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968, т. 1.
283. *Мкртчян С.С.* Зангезурская рудосная область Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН СССР, 1958.
284. *Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатян Т.А.* Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1969.
285. *Монич В.К.* Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957.
286. *Морковкина В.Ф.* Габбро-периодитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967.
287. *Морковкина В.Ф.* Петрология гипербазитов Севанского хребта. М.: Наука, 1974.
288. *Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С.* О радиологическом возрасте офиолитов Севанского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11.
289. *Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Тронева Н.В.* Некоторые особенности состава аксессуарных хромшпинелидов в гипербазитах Севанского пояса (Армянская ССР). — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
290. *Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С., Гаврилова С.И.* Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.

291. *Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И.* Породо- и рудообразование в связи с прогрессивным метаморфизмом серпентинитов складчатых зон. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978.
292. *Морозевич И.А.* Об одном крайнем члене в семействе элеолитовых сиенитов-мариуполитов и связанных с ними породах Мариупольского уезда. — Зап. СПб. минерал. о-ва, 1901, XXXIX, вып. 2.
293. *Морозевич И.А.* Месторождение самородной меди на Командорских островах. — Тр. Геол. ком., Нов. сер., 1912, вып. 72.
294. *Моссаковский А.А.* Орогенный этап развития геосинклиналильных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
295. *Моссаковский А.А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976.
296. *Мостовской А.И.* Условия формирования щелочных массивов и связанных с ними нефелиновых руд в Кузнецком Алатау. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.
297. *Мушкин И.В.* Раннемезозойская щелочно-базальтовая гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1977.
298. *Назарян С.Н., Казарян С.С.* Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, 24, № 3.
299. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975.
300. *Наседкин В.В., Марков В.К., Кононова В.А.* и др. Условия образования нефелина в свете экспериментов при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.
301. *Негрей Е.В., Яшухин О.И., Сапожников В.Г.* Однополевошпатовые и двуполевошпатовые граниты Токрауской впадины. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1.
302. *Негрей Е.В., Яшухин О.И., Сапожников В.Г.* Рубидий в верхнепалеозойских гранитах Токрауской впадины, Центральный Казахстан. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1.
303. *Негрей Е.В., Яшухин О.И.* Особенности петрологии верхнепалеозойского гранитоидного магматизма Токрауской впадины, Центральный Казахстан. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977.
304. *Нечаева И.А.* Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976.
305. *Нурбаев З.М., Полетаев А.И.* Порфировые экстрезии герцинских вулканоплутонических комплексов Казахстана, их генезис и связь с оруденением. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
306. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973.
307. *Одицков М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М.* О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. — Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Сер. геол., 1958, вып. 14.
308. *Обсори С.Ф., Тайт Д.Б.* Система диюксид-форстерит-анортит. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во инстр. лит., 1954.
309. *Осинов М.А.* Иоцит из интрузивных пород Рудного Алтая. — Докл. АН СССР, 1962, 146, № 6.
310. *Остроумова А.С., Центер И.Я., Соколова Е.П.* О двух генерациях пироксена в тефрит-базальте. — Докл. АН СССР, 1975, 222, № 4.
311. *Ощиров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржиев В.С.* и др. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965.
312. *Павленко А.С., Быховер В.Н.* Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. М.: Наука, 1971.
313. *Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
314. *Павлов В.А., Руб М.Г.* Возраст и геологическое положение олово-

- вольфрамоносных гранитоидов СССР. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей. М.: Наука, 1977.
315. *Паланджян С.А.* Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971.
316. *Пафенгольц К.Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
317. *Пафенгольц К.Н.* Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971.
318. *Пашков Ю.Н., Ефремова С.В., Ави-тесян Г.Г.* О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975.
319. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
320. *Пейве А.В.* Офиолиты и земная кора. — Природа, 1974, № 2.
321. *Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5.
322. *Пейве А.В., Симицын В.М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
323. *Пейве А.В., Штрейз Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, 196, № 3.
324. *Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6.
325. *Плошко В.В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Наука, 1965.
326. *Повилайтис М.М.* Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 1.
327. *Повилайтис М.М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М.: Наука, 1975.
328. *Покалов В.Т.* Медно-молибденовые месторождения. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977, т. 1.
329. *Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисе-ев Э.Н., Кавардин Г.И.* Массив Гремяха-Вьрмес на Кольском полуострове. М.: Л.: Наука, 1967.
330. *Полов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977.
331. *Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 5.
332. *Потапенко Ю.Я., Пруцкий Н.И.* Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 5.
333. *Прокопчук Б.И., Францессон Е.В.* Терминология и классификация кимберлитовых пород. — Сов. геология, 1969, № 9.
334. *Прусевич А.М.* Закономерности размещения нефелиновых месторождений в Кузнецко-Алтауской провинции. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.
335. *Пузин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б.* и др. Реакция серпентинизации. — Геохимия, 1969, № 10.
336. *Ракчеев А.Д.* Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному медно-цинковому оруденению. — Сов. геолог. 1956, № 51.
337. *Рехарский В.И., Пашков Ю.Н., Ави-тесян Г.Г.* Условия образования гидротермально-метасоматических формаций Каджаранского месторождения. — В кн.: Тез. докл. IV регионального совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1973.
338. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
339. *Робинсон В.Н.* Геологический обзор области и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. — Тр. ВГРО, 1932, вып. 226.
340. *Ровша В.С.* О минералогических критериях алмазности кимберлитов Якутии. — Докл. АН СССР. 1971, 201, № 5.
341. *Рожков И.С., Францессон Е.В.* Терминология и классификация ким-

- берлитовых пород. — Сов. геология, 1969, № 11.
342. *Розинов М.И.* Посленижнемеловой дайковый комплекс среднего течения р. Джиды (Западное Забайкалье). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов сер., 1964, 107.
343. *Роненсон Б.М.* Происхождение мискиитов и связь с ними редкометалльного оруденения. М.: Недра, 1966.
344. *Руб М.Г., Павлов В.А., Говоров И.И.* О формационных типах рудоносных гранитоидов. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
345. *Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.Г.* и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей. М.: Наука, 1977.
346. *Руб М.Г., Павлов В.А.* Генетические типы рудоносных (Sn, W) гранитоидов и критерии связи с ними оруденения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.
347. *Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972.
348. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. М.: Наука, 1975.
349. *Рябчиков И.Д.* Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
350. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967.
351. *Салтыковский А.А.* Некоторые черты континентального вулканизма. М.: Наука, 1967.
352. *Салун С.А.* Порфирировая формация складчатых областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.
353. *Самохин А.А.* Структура и магматизм осевой зоны антиклинария Передового хребта в бассейне р. Лабы. — Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
354. *Самохин А.А.* Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. — Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ, 1962, 3.
355. *Сарсадских Н.Н.* Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. Л.: Недра, 1973.
356. *Свешникова Е.В.* К вопросу о металлогенических особенностях нефелиновых сиенитов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Наука, 1964.
357. *Свешникова Е.В.* Нефелин-сиенитовый комплекс Заангаря (Енисейский край). — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965.
358. *Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П.* Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976.
359. *Семенов Е.И.* Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дериватов. — В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов в щелочных массивов. М.: Наука, 1967.
360. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969.
361. *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972.
362. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М.: Наука, 1974.
363. *Семенов Е.И., Шуба И.Д.* О геологическом возрасте Ловозерского и других щелочных массивов Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
364. *Сергиев Н.Г.* Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1948.
365. *Серенсен Х.* Щелочные и фельдшпатидные сиениты и их эффузивные аналоги. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
366. *Серых В.И., Габов Ю.А., Новичкова А.П.* и др. Минеральный и химический состав ультракислых гранитов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976.
367. *Сизых В.И., Фомина В.А., Фомина И.П.* Петрология Бом-Горхонского гранитного массива (Западное Забайкалье). — Зап. Забайк. физ.-геогр. о-ва СССР, 1966, вып. 27.

368. *Симон А.К., Чацкий В.П.* Формация щелочных оливиновых базальтов Западного Предкавказья. — В кн.: Проблемы петрологии. Алмата: Наука, 1976, т. 1.
369. *Смирнов В.И.* Зоны Беньофа и геосинклиальная металлогения. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Наука, 1973.
370. *Смирнов В.И.* Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — Геол. руд. месторожд., 1974, № 1.
371. *Смирнов В.И.* О металлогении океана. — Геол. руд. месторожд., 1975, № 1.
372. *Смит Г.Ф.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968.
373. *Смолянский Е.Н.* О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1961, вып. VI.
374. *Снежко В.А., Греков И.И., Миклухо-Маклай А.Д.* О возрасте карачевской серии Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1965, 160, № 5.
375. *Снежко Е.А.* Докембрий. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. 9, ч. 1.
376. *Соболев В.С.* Петрология трапнов Сибирской платформы. — Тр. Аркт. ин-та, 1936, 43.
377. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 1973.
378. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, 158, № 7.
379. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
380. *Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н.* Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 1.
381. *Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977.
382. *Сократов Б.Г.* Возраст Предкавказской платформы. — Докл. АН СССР, 1974, 217, № 2.
383. *Ставров О.Д.* Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм. — Сов. геология, 1966, № 6.
384. *Ставров О.Д.* Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978.
385. *Станкевич Е.К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976.
386. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М.: Недра, 1969.
387. *Стрижкова А.А.* Петрография, минералогия и геохимия гранитоидов западной части Армянского рудного района Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1975.
388. *Студеникова З.В.* К геохимии вольфрама и молибдена. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. М.: Наука, 1960.
389. *Сулейманов С.М., Мамедов Э.Д., Абдуллаев Ф.М.* и др. Закономерности размещения меднопорфирового оруднения в Зангезурском сводово-глыбовом поднятии Малого Кавказа (Нахичеванская АССР). — Учен. зап. Азерб. гос. ун-та им. С.М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук, 1977, № 3.
390. *Таусон Л.В.* Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы магматической геологии. М.: Наука, 1973.
391. *Таян Р.Н.* Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. — Изв. АН АрмССР, 1963, 16, № 3.
392. *Твалчрелидзе Г.А.* Парагачайское месторождение молибдена. — Сов. геология, 1948, № 29.
393. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977.
394. *Твалчрелидзе Г.А., Джанелидзе Т.В.* Некоторые особенности магматизма и металлогении южного склона Большого Кавказа. — В кн.: Тез. докл. III регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму, Кавказу. Тбилиси: Мецниереба, 1978.
395. *Твето О.* Рудный район Ледвилл в штате Колорадо. — В кн.: Рудные

- месторождения США. М.: Мир, 1972, т. 1.
396. *Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
397. *Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокина Е.Д.* Петрология калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1971.
398. *Туговик Г.И.* Стадии минерализации и генезис вольфрам-молибденовых месторождений Джидинского рудного узла. Геол. и геофиз., 1964, № 2.
399. *Туговик Г.И.* Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974.
400. *Турунхаев В.И.* Некоторые особенности развития мезозойского эффузивного вулканизма Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1966.
401. *Уколов М.М., Швец М.М.* Об источнике Ве грейзенов одного гранитного массива. — В кн.: К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата: Каз. ин-т минерал., сырья, 1970.
402. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3.
403. *Устиев Е.К.* Проблемы вулканизма-плутонизма: Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
404. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
405. *Фарамазян А.С., Калинин С.К., Егизбаева К.Е., Файн Э.Е.* Об абсолютном возрасте медно-молибденового оруденения Зангезура. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, вып. 27, № 1.
406. *Ферсман А.Е.* Геоэнергетический анализ мнаскитовых пегматитов Ильменских гор. — Тр. Ильмен. заповед., 1936, № 2.
407. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975.
408. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Тр. Вост-Сиб. фил. АН СССР, 1960, вып. 19.
409. *Фогельман Н.А.* Геологическая позиция вулканогенных золоторудных месторождений Центрального Казахстана. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
410. *Фролова Т.И.* Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. — Сов. геология, 1968, № 11.
411. *Фролова Т.И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
412. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканиззм. М.: Изд-во МГУ, 1977.
413. *Фролова Т.И., Гуцин А.В.* Базальты океанов и островных дуг, сравнительные характеристики и условия генерации. — В кн.: Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977.
414. *Хаин В.Е.* Тектоническое строение Азербайджана. — В кн.: Труды Конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
415. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
416. *Хаин Е.В.* Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа). — Докл. АН СССР, 1977, 235, № 3.
417. *Хасанов А.Х.* Новые представления о генезисе щелочных пород Гиссарского Алая (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Материалы Второго среднеазиат. регионал. петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.
418. *Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирландской свиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
419. *Хенкина С.Б.* Продукты ликвации в породах мелового-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВГ) и особенности их металоносности. — Докл. АН СССР, 1978, 238, № 2.
420. *Хильтов Ю.Н.* Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). М.; Л.: Изд-во АН СССР. Ленингр. отделение, 1959.

421. Царева Г.М. Геолого-петрографические особенности верхнепалеозойских субинтрузивных гранитоидов Центрального Казахстана. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977.
422. Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем-Фиадон). М.: Наука, 1977.
423. Чаицкий В.П. Верхнепалеозойские гранитоиды юго-восточной части Западного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11.
424. Чаицкий В.П. Вулканогенные формации верхнего палеозоя и мезозоя Западного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6.
425. Чаицкий В.П., Шевченко Т.В. К вопросу о верхней возрастной границе интрузий аляскитовых гранитов Западного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6.
426. Чегодаев Л.Д. Нижний силуз Передового хребта Северного Кавказа. — Сов. геология, 1977, № 12.
427. Чернов Б.С. Некоторые черты геологического строения и металлогении Забайкалья. — В кн.: Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1976.
428. Чернов Б.С., Могилевский С.Б., Скоробогатова Н.В. Молибден-вольфрамовая формация. — В кн.: Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1976.
429. Чесноков С.В. О происхождении эвгеосинклинальной складчатости (на примере Южного Урала). Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, вып. 6.
430. Чесноков С.В. Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов карамалыташской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974.
431. Чесноков С.В. Ильменогорские гнейсы в тектоническом спектре. — Тр. Ильмен. заповед. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, вып. 11.
432. Чесноков С.В. О структурных этапах Западного Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5.
433. Чесноков С.В., Егоров И.Н., Мосейкин В.В. Эффузия или интрузия?: О природе и возрасте порфиров Байкальского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12.
434. Чистякова М.Б. Минералогия и генетические особенности хрусталеносных пегматитов Кента, Центральный Казахстан. — Тр. Минерал. музея им. Ферсмана, 1974, вып. 23.
435. Чунин В.П., Матреницкий А.Т. Температурные условия формирования гранитоидов некоторых районов Монголии. — В кн.: Термобарогеохимия в геологии: Тез. Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, т. 1.
436. Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
437. Шарков Е.В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, № 4.
438. Шарпенюк Л.Н., Вильковецкий Я.А., Литвак М.И. и др. Закономерности развития вулкано-тектонических структур Токрауской впадины (Центральный Казахстан). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
439. Шейнманн Ю.А., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Наука, 1961.
440. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. Т. 1.
441. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. Т. 3.
442. Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — В кн.: Труды Первого Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, № 1.
443. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: Ин-т

- геол. и геохим. им. акад. А.Н. Заварицкого. 1971.
444. *Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б.* и др. Проблема магматических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
445. *Штейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Серпентинизация гипербазитов. М.: Наука, 1977.
446. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Изд-во иностр. лит., 1964.
447. *Щеглов А.Д., Бугкевич Т.В.* Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974.
448. Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
449. *Щерба Г.Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.
450. *Элерс Э.* Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975.
451. *Яковлев Г.Ф.* Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Изд-во МГУ, 1968.
452. *Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.* Флюидпорфировые комплексы подвижных зон. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
453. *Яковлева Е.Б.* Автомагматические брекчи Казахстана. — Сов. геология, 1963, № 8.
454. *Яковлева Е.Б.* О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулканитов кислого состава Казахстана. — Вестн. МГУ, 1971, № 2.
455. *Яковлева Е.Б., Парфенова О.В., Колдаева Т.Г.* Типы вулканоплутонических ассоциаций в ходе развития геосинклинали. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, 1, вып. 5.
456. *Яшина Р.М.* Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. — В кн.: Щелочные породы Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
457. *Яшина Р.М.* О контактно-реакционном взаимодействии нефелин-сиенитовых интрузий с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргеретабинского массива. — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
458. *Яшина Р.М.* О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области. — В кн.: Актуальные вопросы петрографии. М.: Наука, 1974.
459. *Яшина Р.М.* Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, вып. 2.
460. *Яшина Р.М.* Формационный анализ и систематика естественных ассоциаций щелочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
461. *Яшина Р.М., Борисевич И.Д.* Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы. — В кн.: Абсолютная датировка тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным на 1964 г. Л.: Наука, 1966.
462. *Яшина Р.М., Петерсилье А.И.* Использование газовой составляющей для познания генезиса тувинских щелочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
463. *Яшина Р.М., Павлов В.А., Аракеляц М.М.* История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
464. *Яшина Р.М., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Андреева Е.Д.* Щелочные формации как индикаторы тектонического режима в главнейших континентальных структурах земной коры. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
465. *Яшина В.М., Матреницкий А.Т.* Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия). — Изв. АН СССР, 1978, № 10.
466. *Яценко Н.Я., Серых В.И.* Геохимические и металлогенические особенности интрузивного магматизма позднеринских зон активизации Центрального Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. XI.
467. *Arculus R.T.* Melting behavior of two basanites in the range 10–35 kbar and the effect of TiO₂ on the olivine-diopside reactions at high pressures. —

- Carnegie Inst. Wash., yearb., 1975, 74.
468. *Bailey D.K., MacDonald R.* Alkali-feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids. — *Amer., J. Sci.*, 1969, 267.
469. *Baksi A.K., Watkins N.D.* Volcanic production rates: comparison of oceanic ridges, islands and the Columbia Plateau basalts. — *Science*, 1973, 180.
470. *Bethune P.* La busorite une roche feldspat hoidale nouvelle du Kivu. — *Bull. Soc. belge geol.*, 1956, 65.
471. *Bonatti E., Fisher D.E.* Oceanic basalts: chemistry versus distance from oceanic ridges. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, N 4.
472. *Bowen N.L., Schairer J.F.* Crystallization equilibrium in nepheline-albite-silica mixtures with faylite. — *J. Geol.*, 1938, 46.
473. *Brøgger W.* Des Fengebiet in Telemark. — *Skr. Norske vid.-acad. Oslo*, K. 1, I, 1920, 4.
474. *Carmichael I.S.E.* The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 197, 14, N 1.
475. *Carmichael I.S.E., Nicholls J.* Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72.
476. *Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhoogen J.* Igneous Petrology, 1974.
477. *Carmichael L.S., MacKenzie W.S.* Feldspar-liquid equilibria in pantellerites an experimental study. — *Amer. J. Sci.*, 1963, 261.
478. *Chayes F.* Average compositions of the commoner Cenozoic volcanic rocks. — *Carnegie Inst. Wash. yearb.*, 1976, 75.
479. *Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. N.Y.: Pergamon Inf., 1976.
480. *Currie K.L.* The composition of anomalous plagioclase from Mistastin Lake, Labrador, Canada. — *Miner. Mag.*, 1971, 38.
481. *Currie K.L.* The alkaline of Canada. — *Bull. Geol. Surv. Can.*, 1976, N 239.
482. *Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, N 719.
483. *Ewart A.* The petrology of the centres North Island rhyolitic lavas. Pt 2. Regional petrography including notes on associated ash-flow pumice deposits. — *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, 1968, 11, N 2.
484. *Fenner G.* The residual liquids of crystallizing magmas. — *Miner. Mag.* 1931, 134.
485. *Fergusson I.* The Ilmarussaq alkaline intrusion, South Greenland. — *Medd. Grønland*, 1964, 167, N 4.
486. *Fergusson I.* The Palonsberg alkaline province, Southern Africa. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1973, 76, N 3.
487. *Foster M.D.* Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations. — *Geol. Surv. Bull.*, 1956, 1036-D.
488. *Fudaly R.F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, 29.
489. *Fudaly R.F.* Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alcaic rocks system. — *Geol. Surv. Bull.*, 1963, 74, N 9.
490. *Green D.H.* Petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — *J. Petrol.*, 1964, 5, N 1.
491. *Geen D.H.* Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 17, N 2.
492. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, 15.
493. *Green D.H., Hibberson W.H.* The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. — *Lithos*, 1970, 3, N 3.
494. *Gupta A.K., Edgar A.D.* Phase relations in the system nepheline-leucite-anorthite at 1 atmosphere. — *Can. Miner.*, 1974, 12, p. 5.
495. *Hamilton E.I.* The Geochemistry of the northern part of the Ilmaussaq intrusion, South West Greenland. — *Medd. Grønland*, 1964, 162, N 10.
496. *Harris P.G., Middlemost E.A.K.* The evolution of Kimberlites. — *Lithos*, 1970, 3, N 1.
497. *Harrison I.V., Falcon N.L.* Gravity collapse structures. — *Geol. Mag.*, 1934, 71, N 12.
498. *Hart R.A.* Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9.
499. *Hekinian R., Rosendahl B.R., Dmitriev Y. et al.* In the East Pacific Glomar

- Challenger completes 54th cruise. — *Geotimes*, 1977, 22, N 11. *
500. *Heltz R.T.* Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kbar. Part II. Melt compositions. — *J. Petrol.*, 1976, 17.
501. *Hess H.H., Otalora G.* Mineralogical and chemical composition of the Mayaguez serpentinite cores. — In: *A study of serpentinite*/Ed. G.A. Burk. Nat. Acad. Sci. — Nat. Res. Council Publ., 1964.
502. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1971, 6.
503. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1974, 23.
504. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1974, 24.
505. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1974, 25.
506. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1975, 31.
507. Initial report of the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea floor. Ophioliti. — In: *Bollettino del gruppo di lavoro sulle ophioliti mediterranee*. Bologna; Pitagora Edifrice, 1977, 2, N 1.
508. *Irvine T.N., Barragere W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Can. J. Earth Sci.*, 1971, 8, N 5.
509. *Irving A.T.* Pyroxene-rich ultramafic xenoliths in the Newer Basalts of Victoria, Australia. — *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 1974, 120.
510. *Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. — *Contrib. Miner. Abh.*, 1968, 19.
511. *Ito K., Kennedy G.C.* The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. — *J. Geol.*, 1974, 82.
512. *Jackson E.D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, 358.
513. *Karig D.E.* Structural history of the Mariana Island arc system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, N 2.
514. *Katsumata M., Sykes L.R.* Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions. — *J. Geophys. Res.*, 1969, 74.
515. *Knopf D.* Les Kimberlites et le roches apparent de Cote d'Ivoire. Sodemi edit abidjan, 1970.
516. *Kushiro I., Yoder H.S.* Formation of eclogite from garnet lherzolite liquidus relations in a portion of the system $MgSiO_3-CaSiO_3-Al_2O_3$ at high pressure. — *Garnegie Inst. Wash. yearb.*, 1974, 73.
517. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Melting of tonalite and crystallization of andesite liqued with excess water to 30 kilobars. — *J. Geol.*, 1974, 82, N 1.
518. *Larsen E.S.* Batholith of Southern California. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1948, 29.
519. *Maaløe S.* The significance of the melting interval of basaltic magmas at various pressures. — *Geol. Mag.*, 1973, 110.
520. *Minerals Science and Engineering Journal*, 1976, 8, N 2.
521. *Mitchell A.H.G., Gorson M.S.* Mineralization at plate boundaries.
522. *Moyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.*, 1975, 83, N 2.
523. *Moore A.C.* Karbonatites and Kimberlites in Australia; a review of the evidence. — *Miner. Sci. and Eng.*, 1973, 5, N 2.
524. *Morey G.W.* The development of pressure in magmas as a result of crystallization. — *J. Wash. Acad. Sci.*, 1922, 12, N 9.
525. *Morozewich T.* Der Maiupolit and seine Bluverwandten (chemisch-petrographisches Stadium). — *Miner. Petrogr. Mitt. Neue Folge*. 1930, Bd. 40, H. V/VI.
526. *Morse S.A.* Syenites. — *Carnegie Inst. Wash. yearb.*, 1968, 67.
527. *Pewinskii A.J.* Experimental studies of igneous rock series: Central Sierra Nevada batholith, California. — *J. Geol.*, 1968, 76, N 5.
528. *Polanski A.* The alkaline rocks of the East-European Plateau. — *Bull. Soc. amis, sci. et lett. Pozn. B*, 1949, 10.
529. *Raleigh C.B., Paterson M.S.* Experimental deformation of Serpentinite and its tectonic implications. — *J. Geophys. Res.*, 1965, 70, N 16.
530. *Roedder E., Weiblen P.W.* Petrology of silicate melt inclusions, Apollo-11 and Apollo-12 and terrestrial equivalents. — In: *Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, 1.

531. *Schairer J.F.* The system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$: 1. Results of quenching experiments on four joins in the tetrahedron cordierite-forsterite-leucite-silica and on the join cordierite-mullite-potash feldspar. — *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1954, 37.
532. *Schairer J.F., Bowen N.L.* The system anorthite-leucite-silica. — *Comm. Geol. Finland Bull.*, 1948, N 140.
533. *Schairer J.F., Yoder H.S.* The nature of residual liquids from crystallization with data on the system nepheline-diopside-silica. — *Amer. J. Sci.*, 1960, 258-A.
534. *Schairer J.F., Yoder H.S.* The system albite-forsterite-silica. — *Carnegie Inst. Wash. yearb.*, 1960, 59.
535. *Schairer J.F., Yoder H.S.* Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica at 1 atmosphere pressure. — *Carnegie Inst. Wash. yearb.*, 1961, 60.
536. *Shand S.Y.* The geology of Pilansberg in western Transvaal, a study of alkaline rocks and ring-intrusion. — *Trans. Geol. Soc. A. Afr.*, 1928, 31.
537. *Shimizu N., Arculus R.J.* Rare earth element concentrations in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975.
538. *Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D.* Shase relations of the system diopside-nepheline-kalsilite-silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. — *Can. Miner.*, 1970, 10.
539. *Sørensen H.-J.* On the agpaite rocks. — In: *Rept. 21st Intern. Geol., Congr. Norden*, 1960, 13.
540. *Sørensen H.* On the history of exploration of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. — *Medd. Grønland*, 1967, 181, N 4.
541. *Taylor S.R.* The application of trace elements date to problems in petrology. *Physics and chemistry of the Earth*. Oxford: Pergamon Press, 1965, N 6.
542. *Thompson R.N., MacKenzie W.S.* Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids an experimental study. — *Amer. J. Sci.*, 1967, 265.
543. *Turekian K., Wedepol K.* Distribution of the elements in some major units of the Earth crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, 72, N 2.
544. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, 74.
545. *Tuttle O.F., Luth W.C., Janhs R.H.* The hyper solvus granite-granophyre-rhyolite association (abs.). — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1964, 45, N 124.
546. *Vance J.A.* Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. — *J. Geol.*, 1965, 73.
547. *Vance J.A.* On synneusis. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, 24, N 1.
548. *Watt W.S.* Chemical analyses from the Garder igneous province, South Greenland. — *Rept Geol. Surv. Greenland*, 1966.
549. *White P.E., Muffler L.J.P., Truesdell A.H.* Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. — *Econ. Geol.*, 1971, 66, N 1.
550. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite experiment, theory and application. — *Amer. Miner.*, 1965, 50.
551. *Wright J.B.* Distribution of volcanic rocks about midocean ridges at the Kenia Rift Valley. — *Geol. Mag.*, 1970, 107, N 2.
552. *Yagi K.* Petrochemistry of the alkaline rocks of the Ponate island, Western Pacific ocean. — In: *Report of XXI session, Norden*, 1960, pt. XIII.
553. *Yoder H.S.* Genesis of principal basalt magmas. — *Carnegie Inst. Wash. yearb.*, 1964, 63.
554. *Zell E., Peterman K.E., Hedge C.E.* Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Е.Д. Андреева.</i> О роли щелочных габброидов среди ассоциаций щелочно-основных пород	5
<i>Е.В. Шарков, О.А. Богатилов.</i> Парагенезисы минералов щелочно-габброидных серий пород как отражение режимов дифференциации магмы	21
<i>Ю.А. Дмитриев.</i> Формационный тип базальтов океанских структур растяжения	35
<i>В.Ф. Морковкина, С.И. Гаврилова, Н.В. Тронева.</i> Некоторые геолого-петрологические и металлогенические особенности офиолитов Малого Кавказа	56
<i>В.И. Гоньшаква.</i> Разнообразие кимберлитовых пород и особенности алмазных разновидностей	75
<i>Л.М. Афанасьев, К.Н. Браун, Н.Г. Гладков, В.А. Павлов, М.Г. Руб, О.И. Яшухин.</i> Сравнительная характеристика гранитоидных формаций, сопровождающихся вольфрамовым оруденением	87
<i>Е.В. Негрей.</i> Позднегерцинская формация аляскитовых гранитов Центрального Казахстана	132
<i>В.А. Кононова, В.К. Марков, В.В. Наседкин, Ю.Н. Рябинин, И.П. Лапутина, И.А. Тимофеева.</i> Плавление тералита при давлениях 5–15 кбар в присутствии воды и вопросы формирования серий щелочных и основных пород	157
<i>Р.М. Яшина.</i> О формационной принадлежности нефелиновых сиенитов и их металлогенических особенностях	181
<i>А.М. Борсук.</i> Магматические формации как индикаторы особенностей тектоно-магматического развития Большого Кавказа в нижнем мезозое	213
<i>А.К. Симон, В.П. Чацкий.</i> Магматические формации Предкавказья	227
<i>С.В. Чесноков, И.С. Красивская.</i> Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа)	257
<i>С.В. Ефремова.</i> Магматизм Мегри-Ордубадского района и индикаторная роль даек в решении вопроса рудоносности магматических формаций	289
<i>Г.А. Царева.</i> Орогенные герцинские вулканогенные формации Токрауской впадины (Центральный Казахстан)	320
<i>А.Т. Матреницкий.</i> Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР)	353

УДК 552.33.6.7.8

О роли щелочных габброидов среди ассоциаций щелочно-основных пород. А н д р е в а Е.Д. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Дана характеристика пород семейства щелочных габброидов как наиболее типичных образований среди формаций щелочно-основных интрузивных пород. Проведено сопоставление главных видов щелочных габброидов по химизму и распределению элементов-примесей между собой и с кларками для базальтических пород и нефелиновых сиенитов. Установлены черты сходства и отличия между представителями щелочных габброидов калиевой, калиево-натриевой и натриевой серий.

Ил. 5. Табл. 3.

УДК 552.11+552.321+552.331

Парагенезисы минералов щелочно-габброидных серий пород как отражение режимов дифференциации магмы. Шарков Е.В., Богатиков О.А. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

В работе с помощью специально разработанных обобщений физико-химических систем оливин—клинопироксен—плагиоклаз—нефелин и клинопироксен—плагиоклаз—нефелин—ортоклаз исследованы парагенезисы минералов расслоенных щелочно-габбровых и сиенит-габбровых интрузив Балтийского щита и Алтае-Саянской области. Показано, что эти парагенезисы могут характеризовать условия кристаллизации интрузивов, направление дифференциации субщелочных базальтовых расплавов, а также их металлогеническую специализацию.

Ил. 3. Табл. 1.

УДК 552.323.5

Формационный тип базальтов океанских структур растяжения. Дмитриев Ю.И. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

При изучении толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и зон разломов Филиппинского моря установлено, что к формационному типу базальтов океанских структур растяжения относятся афировые и плагиофировые базальты с отношениями TiO_2/Al_2O_3 0,016—0,14 и SiO_2/TiO_2 27—44. Более высокие значения TiO_2/Al_2O_3 и низкие SiO_2/TiO_2 характерны для толеитовых базальтов океанических островов, а более низкие значения TiO_2/Al_2O_3 и более высокие SiO_2/TiO_2 типичны для толеитовых базальтов островных дуг.

Ил. 6. Табл. 7.

УДК 552.321.6

Некоторые геолого-петрологические и металлогенические особенности офиолитов Малого Кавказа. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Гронова Н.В. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На основании химизма рудных минералов в породах офиолитовых поясов Малого Кавказа делается вывод о взаимосвязи процессов породо- и рудообразования. Сравнительный анализ геологического положения и соотношений различных типов пород, особенностей химизма породообразующих и рудных минералов, поведения рудных элементов в ходе петрогенезиса приводит к выводу о специфике геологической истории каждого пояса, отражающей приуроченность их к разным типам тектонических структур.

Ил. 1. Табл. 5.

УДК 552.323.6

Разнообразие кимберлитовых пород и особенности алмазонасных разновидностей. Гоньшак ова В.И. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На примере кимберлитов Сибирской и Восточно-Европейской платформ показано петрохимическое и минералогическое разнообразие этих пород, свидетельствующее о гетерогенности глубинных зон Земли как по вертикали, так и по латерали. Алмазонасные разновидности выделяются по широкому проявлению ассоциации минералов высоких давлений.

УДК 552.11.111.112.553.2

Сравнительная характеристика гранитоидных формаций, сопровождающихся вольфрамовым оруденением. Афанасьев Л.М., Браун К.Н., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб М.Г., Яшухин О.И. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Дана геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидных формаций, сопровождающихся вольфрамовой и молибденовой минерализацией. Выделены два генетических типа рудоносных гранитоидов, связанных с разноглубинными источниками. Доказана генетическая связь кварц-вольфрамитовой минерализации с гранитоидами первого типа и парагенетическая связь шеелитовой минерализации с гранитоидами второго типа. Выявленные особенности состава рудоносных гранитоидов могут использоваться как критерии при поисках вольфрамовых месторождений.

УДК 552.321.1+553.212

Позднегерцинская формация аляскитовых гранитов Центрального Казахстана. Негрей Е.В. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены физико-химические условия становления моношпатовых гранитов типа гиперсольтус, развитых в пределах Токрауской впадины Центрального Казахстана. Анализ проведен по данным петрохимии. Установлено, что кристаллизация гранитов происходила в условиях повышенной щелочности и высокого парциального давления кислорода на заключительном этапе кристаллизации при общем низком содержании воды.

Ил. 8. Табл. 5.

УДК 552.33

Плавление тералита при давлениях 5–15 кбар в присутствии воды и вопросы формирования серий щелочных и основных пород. Кононова В.А., Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Лапутина И.П., Тимофеева И.А. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Экспериментальные исследования дали представление о путях кристаллизации расплава, отвечающего по составу тералиту, в интервале давлений 5–15 кбар при температурах 1100–800°C в присутствии 9 и 3% воды. Предполагается, что образование богатых нефелином пород (тералиты, уртиты) происходило из достаточно сухих расплавов (меньше 3% воды) при высоких температурах завершения их кристаллизации (около 1000°C).

Ил. 4. Табл. 7. Библиогр.: 23 назв.

УДК 552.33.4

О формационной принадлежности нефелиновых сиенитов и их металлогенических особенностях. Яшина Р.М. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены особенности состава нефелиновых сиенитов. Выделены их главнейшие петрохимические типы и обоснована принадлежность к различным формациям. Предложены структурно-геологическая и петрографо-петрохимическая систематика формаций, что позволило выявить эпохи нефелин-сиенитового магматизма, его эволюцию во времени и связь с различными континентальными структурами. Определены индикаторные формации нефелиновых сиенитов, обладающие характерными геохимическими и металлогеническими признаками.

Ил. 1.

УДК 552.321.1

Магматические формации как индикаторы особенностей тектоно-магматического развития Большого Кавказа в нижнем мезозое. Борсук А.М. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Охарактеризованы магматические формации раннего этапа развития альпийского тектоно-магматического цикла (T_3-I_2) в пределах трех основных различно построенных структурно-формационных зон Большого Кавказа: эвгеосинклинальной, геантиклинальной и области активизированной платформы сравнительный анализ показал, что магматические формации являются чуткими индикаторами геотектонического режима и ряда других типичных черт в развитии подвижных областей.

Библиогр.: 34 назв.

УДК 551.24+552.3

Магматические формации Предкавказья. Симон А.К., Чаицкий В.П. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Установлена последовательность ассоциаций магматических пород фундамента и чехла Скифской плиты: а) диориты — кварцевые диориты — гранодиориты фундамента (Ст-Р); б) базальты — андезито-базальты — дациты пермо-триаса; в) базальт — андезито-базальт — дацитовые эффузивы нижней-средней юры; г) щелочные оливиновые базальты нижнего мела. Впервые предлагается петрологическая классификация магматических формаций Предкавказья. Сопоставление магматизма Северного Кавказа и Предкавказья подтверждает общность их историко-геологического развития в палеозое и мезозое вплоть до палеогена.

Ил. 5. Табл. 5.

УДК 552.321:552.11

Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа). Чесноков С.В., Красивская И.С. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Предлагается новая интерпретация структуры и происхождения метаморфических комплексов (кристаллиникума) Передового хребта. Эти комплексы слагают два крутых метаморфических диапира (Блыбское и Ацгаринское поднятия), осложненные в верхней части гравитационным расползанием с образованием тектонических покровов. Кристаллиникум здесь — не сиалический цоколь варисийской геосинклинали, а продукт ее развития, в котором магматизм играл ведущую роль.

УДК 552.321+552.322+553.3

Магматизм Мегри-Ордубадского района и индикаторная роль даек в решении вопроса рудоносности магматических формаций. Ефремова С.В. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На примере соотношения даек и оруденения Мегри-Ордубадского массива (Малый Кавказ) доказывается полихронность развития оруденения и связь молибденовой минерализации с формацией лейкократовых биотитовых гранитов, а золото-медной — с позднеорогенным вулканизмом.

УДК 552.313

Орогенные герцинские вулканогенные формации Токрауской впадины (Центральный Казахстан). Царева Г.М. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На примере позднепалеозойских вулканогенных формаций района Токрауской впадины (Центральный Казахстан) показаны особенности эволюции вулканизма на поздней стадии развития складчатых областей. Установлена ритмическая повторяемость появления во времени вулканитов I типа (лав, туфов, лавовых брекчий и др.) и смена их вулканитами II типа (автомагматическими брекчиями и порфирированными гранитоидами). Петрологическое различие вулканитов I и II типов связано с неодинаковым тектоническим режимом при их формировании, обусловившим отличия условий кристаллизации вкрапленников, эволюции состава и свойств остаточного расплава и отделения газовой фазы.

Ил. 5. Табл. 6.

УДК 552.32—33+553.042.2

Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба, МНР). Матреницкий А.Т. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Среди верхнепалеозойских магматических образований Орхон-Селенгинского прогиба выделяются две вулканоплутонические и две интрузивные ассоциации. Анализ распределения в породах элементов-примесей свидетельствует об их различной металлогенической специфике. Интрузивные ассоциации образуют три типа массивов, из которых лишь с третьим типом связано промышленное медно-молибденовое оруденение.

Apr. 30, 1915

3454