


АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 55

ГЕОХИМИЯ ГРУЗИИ

(Отдельные фрагменты)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1977



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 55

საქართველოს გეოქიმია
(ცალკეული ფრაგმენტები)

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1977

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Труды, новая серия, вып. 55

ГЕОХИМИЯ ГРУЗИИ
(Отдельные фрагменты)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1977

552(С41)
550.4(47.922)
2 748

В сборнике опубликованы материалы по геохимии ряда редких и рудных элементов в магматических и постмагматических образованиях некоторых районов Грузии и дается их геохимическая характеристика.

На основании исследования постмагматических метасоматитов Аджаро-Триалетии, с точки зрения распределения в них рудных элементов, приведены некоторые рекомендации по поискам скрытого на глубине оруденения.

В гранитоидных породах Локского, Дарьяльского и Келасурского массивов исследованы вопросы геохимии редкоземельных элементов (Локский массив), свинца, кобальта, никеля, олова и др. (Локский, Келасурский массивы), фтора и бора (Дарьяльский массив).

Излагаются результаты исследования формы нахождения меди в породах и минералах Мерисского рудного узла.

Редактор Т.В. И в а н и ц к и й

Г 20801 18-77
И607(03)-77

© Издательство "Мецниереба",
1977

УДК 550.4:553.3 (479.223)

Дж.А.Касрадзе, В.И.Гугушвили, Т.В.Иваницкий

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ

(на примере Мерисского и Арджеван-Гуджаретского
рудных узлов)

На основании изучения постмагматических метасоматитов и статистических закономерностей распределения рудных элементов в рудовмещающих породах высказываются соображения в отношении распределения сульфидной минерализации и приводятся рекомендации по поискам скрытого оруденения.

Аджаро-Триалетская складчатая система представляет собой интересную область для ведения поисковых работ на медь, свинец, цинк и др. металлы. Перспективы области и известных здесь рудных узлов окончательно не выяснены и поэтому данные, приведенные в настоящей статье, помимо научной, имеют и определенную практическую ценность.

В настоящее время в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы известен ряд линейно расположенных медно-полиметаллических рудных узлов. Так, в крайней юго-западной части складчатой системы находится Мерисский рудный узел с медно-полиметаллическим оруденением жильного типа, серноколчеданными проявлениями и незначительной молибденит-касситеритовой минерализацией. Северо-восточнее, в Зекари оруденение представлено кварцево-полиметаллическими и пиритовыми жилами. Далее на восток, в Дзаме проявляются магнетитовые скарны с наложенным сульфидным оруденением,

а еще восточнее, в Арджеван-Гуджаретском рудном узле проявлена золото-медно-полиметаллическая минерализация. Однако этим не ограничиваются перспективы Аджаро-Триалетии, так как геолого-металлогенические предпосылки указывают на возможность открытия новых, более крупных месторождений, особенно из числа нескрытых эрозией залежей.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь, по П.Д.Гамкрелидзе (1949), зародилась в апте в результате раскола единой закавказской плиты и в конце палеогена превратилась в молодую складчатую систему. Высказывались и другие предположения, к примеру, о более древнем (юра) зарождении геосинклинали (Кахадзе, 1947) и с его рифтовой природе (Адамия, И.Гамкрелидзе и др., 1974). В развитии складчатой системы различают три основных этапа: доскладчатый (верхний мел-средний эоцен), складчатый (верхний эоцен-олигоцен) и постскладчатый (миоцен-антропоген). Доскладчатый этап развития геосинклинали сопровождается интенсивным подводным вулканизмом, главным образом андезито-базальтового состава (Дзоценидзе, 1948). В Аджарии вулканогенная толща мощностью 8 км подразделяется на несколько свит: пироксеновых и роговообманковых базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов, датируемых средним эоценом, и вулканогенно-осадочную свиту, относимую к верхнему эоцену (Лордкипанидзе, 1971). Складчатый этап характеризуется затуханием вулканической деятельности и внедрением субвулканических интрузивов, в основном, габбрового, габбро-диоритового, диоритового, сиенит-диоритового, сиенитового, гранодиорит-граносиенитового состава (Дзоценидзе, 1948; Гамкрелидзе, 1949; Надирадзе, 1956, 1964; Иваницкий, 1963 и др.). По петрохимическому составу среди интрузивов различают известково-щелочные, субщелочные (щелочно-известковые) и щелочные разновидности (Кекелия, 1966; Закариадзе, Лордкипанидзе,

1968; Касрадзе и Надарейшвили, 1969; Шавишвили, 1973). На основании того, что и эффузивная толща характеризуется аналогичным петрохимическим составом, было высказано предположение о синхронности интрузивов с эффузивно-осадочной толщей (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974).

В Аджаро-Триалетии четко устанавливается, что продукты эффузивно-интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности (оруденение, гидротермально измененные породы) являются образованиями последовательно развивающихся геологических процессов одного тектоно-магматического цикла.

В настоящей статье в качестве поисковых признаков оруденения рассматриваются гидротермально измененные породы и первичные геохимические ореолы основных рудных (медь, свинец и цинк) и сопутствующих оруденению элементов (золото, кобальт, никель, молибден, йод). Значение этих данных не только прикладное, они позволяют также выяснить и некоторые генетические особенности месторождений, без учета которых невозможно проведение рациональных поисков и прогнозирование.

Гидротермально измененные породы и их поисковое значение

Известно, что гидротермально измененные породы успешно можно использовать для поисков рудных тел (в т.ч. "слепых") и прогнозирования. Поэтому закономерности гидротермального метаморфизма вулканогенных толщ Аджаро-Триалетии представляет значительный интерес.

В пределах Мерисского и Арджеван-Гуджаретского медно-полиметаллического рудных узлов рудовмещающий палеогеновый вулка-

нический комплекс подвержен интенсивному гидротермальному метаморфизму. Здесь развиты: пропилиты, имеющие региональное распространение, вторичные кварциты, с которыми связано серноколчеданное оруденение; щелочно-кремниевые метасоматиты и грейзены, с проявлением слабой молибденит-касситеритовой минерализацией – в контактах интрузивных тел, и околорудные кварц-серицит-сколитовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты, окаймляющие медно-полиметаллические рудные тела.

М е т а с о м а т и т ы р е г и о н а л ь н о г о р а з в и т и я в Аджаро-Триалетии представлены пропилитами, в распределении фаций которых в Аджарском рудном районе проявляется температурная зональность. Породы вулканогенной толщи палеоцен-нижнеэоценового и частично среднеэоценового возраста подвержены наиболее высокотемпературному изменению в актинолитовую и эпидот-хлоритовую фацию пропилитов. Породы среднеэоценовой вулканогенной толщи подвержены, в основном, изменению в альбит-хлоритовую фацию пропилитов. Мощная же вулканогенная толща верхнего эоцена аргиллитизирована и цеолитизирована. Следует указать, что цеолитовая фация пропилитов в Аджарии (ущелье р.Схалта) в метасоматической колонке замещаются аргиллитами.

Восточнее – в районе Арджаван-Гуджаретского рудного узла, где мощность вулканогенного комплекса палеогена уменьшается (от 8000 до 2500 м), развиты в основном пропилиты хлорит-альбитовой и цеолитовой фаций. Эпидот-хлоритовые пропилиты встречаются лишь в низах комплекса и в приконтактных участках интрузивов.

Высокотемпературные фации пропилитов характеризуются следующим типоморфным парагенезисом минералов: актинолитом, эпидотом, альбитом, кварцем, пиритом и эпидотом, хлоритом, альбитом, кварцем, пиритом. Хлорит-альбитовая фация: альбитом, хлоритом, кальцитом, пиритом, а цеолитовая фация: ломонтином, натролитом, хлоритом, гидрослюдой, пиритом и ломонтином, натролитом, гидрослюдой, каолинитом, пиритом.

Примечательно, что в зонах дробления рассекающих высоко- и среднетемпературные фации пропилитов развивается цеолитовая фация, а в зонах дробления, рассекающих цеолитовую фацию, – аргиллитизиты.

Типоморфные парагенезисы цеолитовых пропилитов зон дробления аналогичны региональным. Аргиллитовая же фация характеризуется минеральной ассоциацией: каолинит-гидрослюда-серицит-кварц-пирит с преобладанием каолинита и гидрослюды.

Исследование показало, что в процессе пропилитизации происходило перераспределение главных петрогенных компонентов пород и некоторое их выщелачивание⁴, а в особенности кремнезема на средне- и низкотемпературных стадиях (рис. I). Высокотемпературная пропилитизация, наоборот, происходила с некоторым привнесением кремнезема, что и обусловило участие кварца в типоморфном парагенезисе актинолитовых и эпидот-хлоритовых фаций и пропилитов (см. рис. I). Привносится также калий и сера; алюминий и титан обнаруживают незначительные вариации; заметно выносится двухвалентное железо и марганец. В ряде случаев двухвалентное железо окисляется до

⁴Миграция вещества в процессе гидротермального метаморфизма пород изучалась атомно-объемным методом (Казыцын, Рудник, 1968).

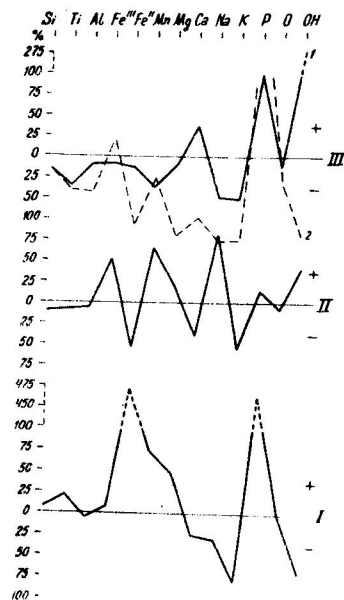


Рис. I. График миграции вещества в процессе пропилитизации.

- I - эпидот-хлоритовая фация;
- II - альбит-хлоритовая фация;
- III (I) - цеолитовая фация;
- III (2) - аргиллиты зон дробления в пропилитах.

трехвалентной формы, что указывает на значительное повышение потенциала кислорода. Наблюдается интенсификация процесса метасоматоза от высокотемпературных фаций к низкотемпературным. В этом направлении возрастает также роль выщелачивания. Для хлорит-альбитовой и цеолитовой пропилитизации характерно значительное преобладание выщелачивания над замещением и отрицательный баланс "привноса-выноса" вещества (см. рис. I). Формирование зон аргиллитов, которые развиты в цеолитовых пропилитах, происходило при интенсивном выщелачивании всех петрогенных компонентов (рис. I, III (2)).

Вертикальная температурная зональность, наблюдаемая в пропилитах среднеэоценовой вулканогенной толщи и ее отсутствие в верхнеэоценовых пропилитизированных толщах, возможно, свидетельствует о синхронности процесса с формированием верхнеэоценовой толщи.

Вторичные кварциты развиты только в Аджарском рудном районе, занимая обширную площадь (около 50 кв. км) в верховьях р. Тбети в породах верхнеэоценовой толщи (адигенская свита).

Они как по простиранию, так и по падению переходят в пропилиты цеолитовой фации (аналогичная картина замещения вторичных кварцитов пропилитами установлена для Юго-Восточной Грузии Т. В. Иваницим, 1959). Вторичные кварциты представлены кремнеземной и аргиллитовой фациями: кремнеземная фация доминирует, аргиллитовая - приурочена к зонам дробления и контактам малых трахиандезитовых субвулканических тел. Кремнеземная фация состоит из типоморфного парагенезиса: кварц (90-95%) - диккит-пирит. Аргиллиты зон дробления характеризуются латеральной зональностью. Центральные зоны состоят из диаспора-диккита-рутила-пирита и диккита-алуниита-рутила-кварца-пирита; внешние зоны - из каолинита-кварца-гидрослюда-пирита и гидрослюда-кварца-серицита-пирита. Мощность зон аргиллитизации достигает 100 м. Приконтактовые аргиллиты состоят из типоморфного парагенезиса крайних зон. К аргиллитовой фации вторичных кварцитов приурочено серноколчеданное оруденение, представленное гнездами и линзообразными телами.

Формирование обеих фаций вторичных кварцитов взаимосвязано: кремнеземная фация образовалась вследствие привноса кремния и выноса всех остальных петрогенных элементов (рис. 2), в то время как формирование аргиллитовой фации было обусловлено либо прив-

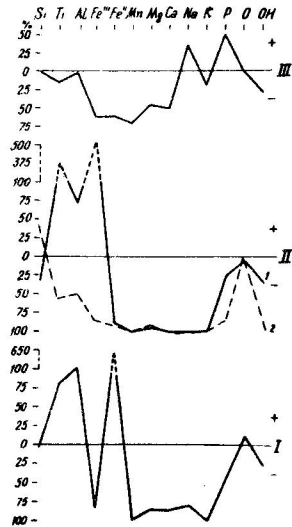


Рис.2. График миграции вещества в процессе формирования вторичных кварцитов.

Аргиллитовая фация I и II
 (1) - внутренние зоны;
 (2) - кремнеземная фация;
 III - внешняя зона.

носом алюминия, железа и титана (внутренние зоны), либо их инертным поведением (внешние зоны). Следовательно, можно считать, что формирование аргиллитов происходило в результате выноса глинозема, титана и железа из участков развития кремнеземной фации (см.рис.2). Видимо, за счет выносимого железа возникали пиритовые руды (в кварцитах $FeO + Fe_2O_3$ не превышает 0,93%, тогда как в исходных трахиандезитах суммарное содержание железа равно 6,25%).

С аргиллитами, приуроченными к зонам дробления пропилитизированных пород, связана лишь незначительная пиритовая минерализация. Это, видимо, обусловлено тем, что в процессе пропилитизации не происходило перестроения железа и других компонентов из пропилитовых зон в аргиллитовые.

Пропилитизация и образование вторичных кварцитов – процессы генетически взаимосвязанные. Однако для пропилитов характерно региональное развитие, а вторичные кварциты слагают сравнительно небольшие участки среди пропилитов.

Образование генетически взаимосвязанных разновозрастных, но различных гидротермальных метасоматитов в пределах одной толщи, возможно, происходило следующим образом: после среднего эоцена, вследствие триалетской орофазы, общего поднятия области и омеления моря появились вулканические острова, где, по всей вероятности, в условиях суши и формировались вторичные кварциты. В этих условиях гидротермальные растворы вскипали и остывали быстрее, что и способствовало резкому возрастанию активности кремнезема и интенсивному окварцеванию, перестроению железа, алюминия и титана в пределах толщи и выносу других петрогенных элементов. Находка обломков вторичных кварцитов в стратиграфически вышележащих туфобрекчиях (Дзоценидзе, 1958) также свидетельствует о существовании суши в районах развития вторичных кварцитов.

Приконтактовые метасоматиты. Приконтактовые метасоматиты в Мерисском и Арджеван-Гуджаретском рудных узлах представлены щелочно-кремниевыми метасоматитами и пропилитами. Кроме того, в Мерисском узле Намонастревн-Чалатский и Учамбский интрузивы сопровождаются приконтактовой грейзенизацией.

В щелочных метасоматитах (наиболее полно проявленных в контактовых участках Мерисского интрузива) различают три фации: 1) калишпат-альбитовую (калишпат-альбит-кварц-пирит), 2) серицитовую (кварц-серицит-пирит), 3) альбитовую (альбит-кварц-пирит).

Первая фация приурочена непосредственно к контакту интрузива; вторая латерально следует за первой и составляет основную массу щелочных метасоматитов. Серицитовая фация регрессивно замещается аргиллитами, а альбититы приурочены к зонам дробления.

Отмеченные фации щелочно-кремниевых метасоматитов в контактах различных интрузивов проявляются в различной степени полноты и интенсивности.

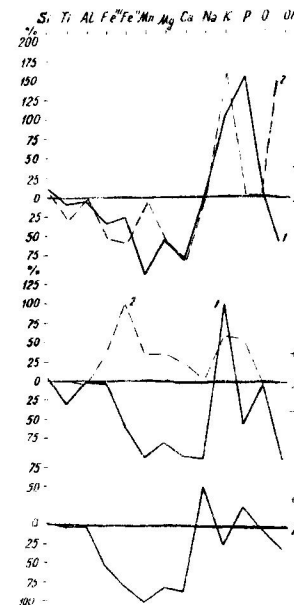
Щелочно-кремниевые метасоматиты образовались при высокой активности щелочных металлов и выносе других петрогенных компонентов породы (рис.3). Калишпат-альбитовая фация образовалась в процессе привноса натрия и калия. При дифференциальной активности щелочей - привносе калия и выносе натрия - формировались серицитолиты, а при высокой активности натрия и выносе калия - альбититы.

Регрессивное замещение серицитолитов аргиллитами и пород калишпат-альбитовой фации серицитовой, по-видимому, связано с падением температуры растворов, что привело к диссоциации кислот и повышению активности кислотных компонентов.

Т.В.Иваницкий и др. (1969) отмечают немаловажную роль аутометасоматических процессов в формировании Мерисского массива. Из аутометасоматических процессов им отмечены: пертитизация (калиевый метасоматоз), антипертитизация (натриевый метасоматоз), мirmekитизация и окварцевание. Процессы постмагматического щелочно-кремниевых метасоматоза можно представить продолжением аутометасоматических процессов изменения интрузивов.

Рис.3. График миграции вещества в процессе щелочного метасоматоза и грейзенизации.

I-альбитовая фация;
II(I)-серицитовая фация;
III(I)-калишпат-альбитовая фация;
II(2) и III(2)-грейзены (окрестн.Намонастрэви).



Существует мнение о углекисло-хлоридно-натрово-калиевом составе эндогенных водных растворов (Наумов, Дорофеева, 1975). В высокотемпературных условиях сильные кислоты, основания и их соли слабо диссоциируются. Однако при температурах порядка 400° ионы гидролизуются слабее, чем катионы. Поэтому в высокотемпературной области раствор будет иметь щелочную реакцию. Щелочные растворы обусловили калишпатизацию и альбитизацию интрузивных пород и формирование калишпат-альбитовой приконтактной фации. Вследствие остывания растворы раскислялись и происходило замещение калишпата серицитом, дальнейшее остывание раствора способствовало и гидролизу углекислоты и каолинизации серицитовой фации.

Образование альбитовой фации в зонах дробления можно объяснить перепадом давления и повышением активности натрия в растворах (Clander, Liander, 1950). Что касается окварцевания, то оно связано с высокой активностью кремния в области критической температуры воды (Kennedy, 1950). Температура щелочно-кремниевого метасоматоза по термометрии аджарских альбитов методом Кристи — 300–400°.

Грейзены. Намонастревы-Чалатский и Учамбский интрузивы характеризуются приконтактной грейзенизацией.

Намонастревы-Чалатский интрузив прорывает верхнеэоценовую (адигенскую) свиту и состоит из субщелочной серии пород габбро-монцонитового, монцонитового и сиенитового состава. Грейзены развиты в контактах сиенитов, тогда как контакты габбро-монцонитовых пород подвержены высокотемпературной пропилитизации. Парагенезис эндогрейзенов представлен мусковитом, турмалином, кварцем, альбитом и пиритом. В эндоконтактах по трахиандезиту развита биотит-турмалин-кварц-альбит-пиритовая ассоциация. В удалении от контактов экзогрейзены регрессивно замещаются каолинитом и гидрослюдой. Примечательно, что с намонастревскими грейзенами связана незначительная молибденовая минерализация (Надирадзе, Хмаладзе, 1969, 1971).

Учамбский сиенит-диоритовый интрузив прорывает породы верхнего эоцена. Здесь грейзенизированы эндоконтакты сиенит-диоритов и вмещающие трахиандезиты и их туфы. Грейзенизация представлена мусковитовой фацией (мусковит-кварц-турмалин-альбит-пирит) со слабой

касситеритовой минерализацией. За ореолами грейзенов развиты высокотемпературные пропилиты.

Грейзенизация проходила с выносом большинства петрогенных элементов и с повышенной активностью щелочей (особенно калия) в растворах (рис.3), а на определенном этапе бора (образование турмалина).

Околорудные метасоматиты. Медно-полиметаллические руды в Аджаро-Триалетии повсеместно сопровождаются околорудными изменениями, поисковое значение которых весьма велико. Минералогический состав этих руд в большинстве случаев сходный (лишь в некоторых случаях отличаются редкими минералами). Они сложены халькопиритом, галенитом, сфалеритом и сложными сульфосолями меди, свинца, цинка и серебра. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, серицитом, каолинитом, сколитом, гидрослюдой и др. (Иваницкий, 1963; Касрадзе, 1968; Гуниава, 1968).

Рудные жилы и сопровождающие их околорудные метасоматиты развиты в породах среднего и верхнего эоцена на фоне всех вышеописанных фаций метасоматитов. В пределах Мерисского рудного узла отмечается определенная специализация метасоматитов, обусловленная составом рудных жил. Так, преимущественно медные руды (Оболо-Канлы-Кая, Цкалбокела) сопровождаются карбонат-хлоритовой минерализацией, с подчиненным участием серицита, кварца и сколита.

Преимущественно свинцово-цинковые руды (Саджогия, Вараза) характеризуются околорудной кварц-серицит-сколитовой минерализацией, с подчиненной карбонатизацией и хлоритизацией. Исключение

составляет участок Вайо, где свинцово-цинковое оруденение сопровождается карбонатом и гидрослюдай. Обычно вблизи рудных тел первичная структура пород под воздействием метасоматических процессов полностью затухивана. В удалении от жил влияние околорудного метасоматоза ослабляется и наблюдаются постепенные переходы в региональные пропилиты.

В околорудных метасоматитах, связанных с медными жилами, наблюдается привнос кальция и иногда магния, другие же петрогенные элементы ведут себя различно, однако большей частью выносятся. В метасоматитах свинцово-цинковых жил происходит привнос кремния, алюминия и калия, тогда как другие элементы, в основном, выносятся (рис.4).

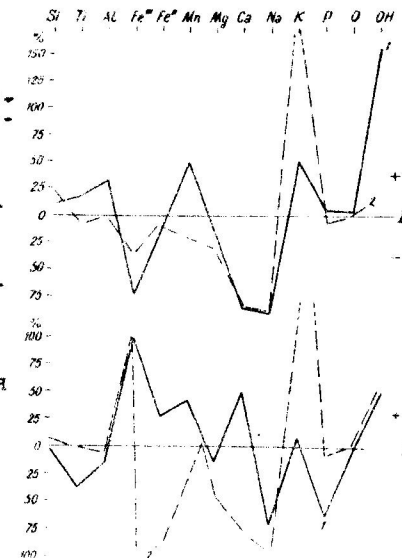
Мощность различных зон околорудных метасоматитов варьирует от 3 до 40 м.

На Арджеван-Гуджаретском рудном узле оруденение представлено пиритизированными минерализованными зонами и золото-полиметаллическими рудными жилами. Эти жилы в основном субширотного простирания, но в ряде случаев образуют систему сложных жил типа "ковского хвоста".

Околорудное изменение здесь представлено кварц-серицитовой и кварц-серицит-карбонатной фациями. При этом наблюдается зональность в распределении фации: кварц-серицитовая фация непосредственно примыкает к рудным телам, образуя асимметричные полосы в висячем и лежащем боках жил. Мощность околорудных метасоматитов обычно равна 10-40 м. Они сложены кварцем, серицитом (более 60%) и пиритом. В незначительном количестве присутствуют: мусковит, карбонат, гидрослюда, накрит и сульфиды.

рис.4. График миграции веса вещества в процессе околорудного метасоматоза.

Мерисский рудный узел:
I(1) - околорудные метасоматиты медных жил (карбонат-хлоритовая фация);
II(1) - околорудные метасоматиты свинцово-цинковых жил (сколит-серицит-кварцовая фация).
Арджеван-Гуджаретский рудный узел: I(2) - кварц-серицитовая фация; II(2) - кварц-серицит-карбонатная фация.



Накрит и гидрослюда образуют совместные тонкоочушчатые агрегаты, что, видимо, свидетельствует о парагенетичности этих минералов, являющихся наиболее поздними образованиями. Кроме того, в непосредственном контакте с рудной жилой развивается и сколит (определение В.Д.Гуниава).

Кварц-серицит-карбонатная фация по внешнему виду не отличается от кварц-серицитовой. Необходимость ее выделения обусловлена значительным возрастанием в ней карбоната, исчезновением гидрослюды и глинистого минерала и появлением хлорита.

В этой фации по мере удаления от рудной жилы кварц постепенно исчезает, возрастает количество хлорита, вследствие чего возникают хлорит-серицит-карбонат-пиритовые породы.

Фации околорудных метасоматитов располагаются в пределах альбит-хлоритовых пропицитов, образованных за счет андезитовых пород среднего эоцена.

Таким образом, в распределении различных фаций метасоматитов наблюдается определенная зональность (табл. I).

Сопоставление данных о привносе и выносе элементов в различных фациях околорудно измененных пород (см. рис. 4) показывает значительный привнос силиция, калия и серы и вынос двухвалентного железа, магния, кальция, натрия и фосфора; остальные элементы ведут себя различно. Баланс привноса-выноса варьирует в незначительных пределах (-I +4).

Сопоставление этих данных с данными микроскопического изучения метасоматитов приводит к выводу, что в большинстве случаев миграция элементов находит свое прямое отражение в минеральном составе пород. Однако для ряда элементов выявляется иная, на первый взгляд парадоксальная картина. Так, например, во всех фациях наблюдается интенсивный вынос кальция, тогда как метасоматические породы в значительном количестве содержат кальцит; отсутствует также корреляция между привносом натрия и возникновением в метасоматитах альбита. Следовательно, возникновение новых минеральных парагенезисов в метасоматитах связано не только с привносом вещества в процессе гидротермальной минерализации, но в значительной степени и с перегруппировкой вещества в результате разложения первичных породообразующих минералов.

Таблица I

Зональность и парагенезис метасоматитов
Арджеван-Гуджаретского рудного узла

Тип процесса	Зона	Минеральный состав	Режим компонентов		рН минералов при гидролизе
			инертные	подвижные	
Проминерализация	0	Порфириты и их туфы андезитовые	метеринские породы		8-II 7-9 7-8 7-8 5-7 6-7
	I	Альбит+актинолит+эпидот+пирит	Al, (Fe, Mg), Ca, Na	H ₂ O ₂ , S, CO ₂	
	2	Альбит+эпидот+хлорит+пирит	Al, (Fe, Mg), Ca, Na	H ₂ O ₂ , S, CO ₂	
	3	Альбит+хлорит+кальцит+пирит	Al, (Fe, Mg), Ca, Na	H ₂ O ₂ , S, CO ₂	
	4	Хлорит+серицит+кальцит+пирит	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O ₂ , S, CO ₂ , Na, K	
Околорудные метасоматиты	5	Кварц+серицит+кальцит	Al, Ca	H ₂ O ₂ , S, CO ₂ , Na, K, Fe, Mg	
	6	Кварц + серицит (сколит)	Al	H ₂ O ₂ , S, CO ₂ , Na, K, Fe, Mg, Ca	
	7	Кварц	все компоненты вполне подвижны		
	0	Рудная жила			

Результаты исследования с очевидностью показывают, что пропилитизация, рудообразование и околорудные изменения — процессы генетически взаимосвязанные. Доказательством этому служит наличие в пропилитах сингенетичного с ним оруденения рассеянного золота, прожилок пирита и халькопирита, состав которых в известной мере наследуется более поздним оруденением.

Гидротермально измененные породы четко выделяются от неизмененных вмещающих пород цветом, плотностью и т.д. и совместно с эндогенными ореолами могут быть эффективно использованы для поисков медно-полиметаллических руд. Пропилиты являются первым региональным поисковым признаком руд на неразведанных площадях Аджаро-Триалетской складчатой системы, а что касается фации околорудных метасоматитов, отличающихся от пропилитов цветом и общим обликом, то они служат хорошим поисковым признаком скрытых рудных тел внутри рудного узла и могут направлять поисково-разведочные работы.

Эндогенные геохимические ореолы

Известно, что эндогенные геохимические ореолы, окаймляющие рудные тела, в сущности одна из форм проявления процесса рудоотложения и характеризуются многоэлементной сложью, качественно отличающейся элементный состав гидротермальных растворов. Они выходят далеко за пределы контуров рудных тел, увеличивая их поисковые размеры.

Нашими исследованиями были охвачены наиболее значительные в Аджаро-Триалетии Мерисский и Арджеван-Гуджаретский рудные узлы.

В результате были получены новые данные по геохимической

характеристике рудовмещающих пород, по группам прямых и косвенных элементов-индикаторов и по размерам и форме ореолов. Изучены ореолы не только рудных элементов — меди, цинка, свинца, золота, серебра, кобальта, никеля и молибдена, характерных для рудных тел, но и сопутствующего йода, элемента, склонного к широкому рассеянию (Лапп, Судов, 1963).

Результаты сопоставления и анализ данных по первичным ореолам двух наиболее крупных рудных узлов Аджаро-Триалетии в первом приближении могут быть распространены и на другие аналогичные объекты этой складчатой системы, что несомненно имеет практическое значение.

Геохимический фон (сф), стандартный множитель (Е) и нижний предел аномалий (Са) определялись с применением методов математической статистики. Установлено, что распределение элементов в породах аппроксимируется логнормальным законом. Эти показатели для обоих рудных узлов одного порядка и приводятся в табл.2.

На основании анализа карт изоконцентрации Cu, Au, Zn, Pb, Ag, Ni, Co и I², сопоставленных по многочисленным профилям, устанавливается, что первичные ореолы рудных элементов сложной формы, однако в основном повторяют форму рудных тел. Характерная особенность эндогенных ореолов всех перечисленных элементов — это их вытянутость по восстанию и падению рудных тел, обуславливающая вертикальную их протяженность, значительно превышающую протяженность самих рудных тел.

² Содержание Cu, Pb и Zn в породах определялось количественным, а Ni, Co, Mg и Ag — приближенно-количественным спектральным анализом, Au — химическим методом, I — химическим методом.

Медь – основной рудный элемент, образующий широкие и интенсивные ореолы вокруг всех морфогенетических разновидностей рудных тел. В основном наблюдаются сближенные в пространстве наложенные ореолы, в сумме достигающие значительной ширины (до 1 км). Отдельные рудные тела (мощностью 1–3 м) образуют ореолы мощностью от 60 до 90 м (рис. 5–10). Несколько шире и интенсивнее ореолы со стороны висячего бока рудного тела, что придает некоторую асимметричность форме ореолов.

Если в пределах Арджеван–Гуджаретского рудного узла ореолы меди сплошные (коэффициент минерализации 100%), то на Мериском рудном узле коэффициент минерализации составляет от 60 до 75%. В некоторых случаях в приконтактных частях рудных тел отмеча-

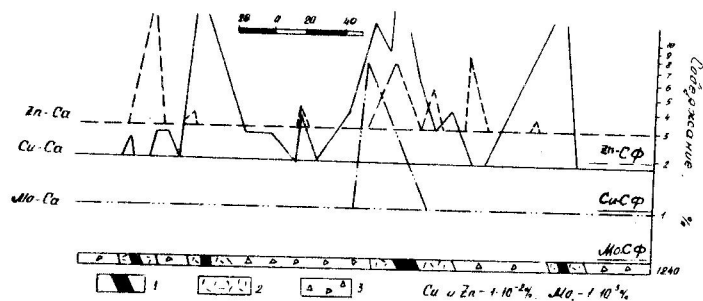


Рис. 5. График распределения рудных элементов вокруг медно-полиметаллических жил. Мериский рудный узел, уч. Вараза, штольня № 23. I – рудное тело; 2 – околорудные метасоматиты; 3 – туфобрекчии.

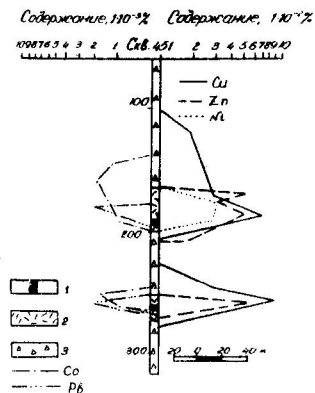


Рис. 6. График распределения рудных элементов вокруг медно-полиметаллической жилы. Мериский рудный узел, уч. Цкалбокела, скважина № 45. I – рудное тело; 2 – околорудные метасоматиты; 3 – туфобрекчии

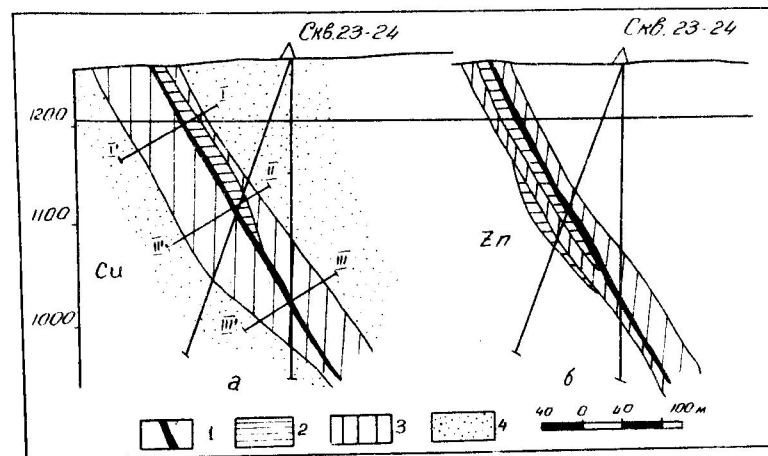


Рис. 7. Эндогенные ореолы меди (а) и цинка (б) вокруг медно-полиметаллической жилы. Мериский рудный узел, уч. Цкалбокела, жила № 3. I – рудное тело; эндогенные ореолы с содержанием элементов (%): 2 – 0,05 – 0,08; 3 – 0,03–0,04; 4 – 0,01–0,02

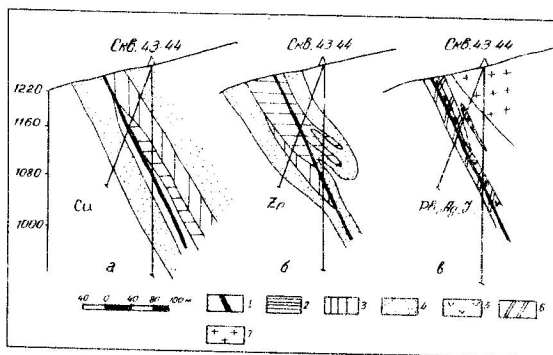


Рис.8. Эндеогенные ореолы рудных элементов вокруг медно-полиметаллической жилы

I - рудное тело; эндеогенные ореолы: медь и цинк. 2 - 0,05-0,08%; 3 - 0,03-0,04%; 4 - 0,01-0,02%; свинец: 5 - 0,003-0,004%; 6 - 0,001-0,002%; серебро: 6 - от 1 до 3 г/т; йод: 7-0,8 и более г/г.

ется выщелачивание меди, где ее содержание падает ниже фона. В таких случаях максимальные концентрации фиксируются в удалении от рудных тел на расстоянии 6-10 м, что надо учесть при оценке аномалий.

Цинк (рис.5 - 10) вокруг рудных тел образует ореолы несколько меньших размеров (от 30 до 120 м), однако в целом они повторяют форму ореолов меди. Ореолы цинка (коэффициент минерализации 60-94%) развиты вокруг всех известных морфогенетических типов рудных тел.

Свинец, серебро, молибден, кобальт, никель (рис.6,8,9,10) образуют более узкие ореолы, часто не выходящие за пределы рудных тел.

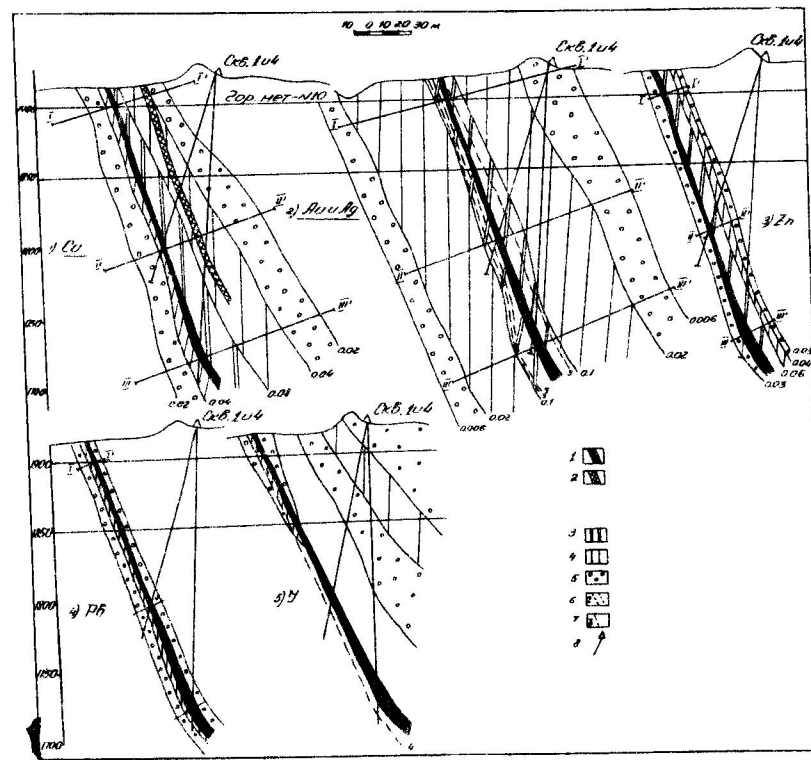


Рис.9. Эндеогенные ореолы вокруг рудной жилы "Главная" (Гуджаретское рудопроявление, разрез I-I').

I - рудная жила "Главная"; 2 - минерализованные зоны; эндеогенные ореолы; 3 - медь-0,08% и >; золото-0,01 г/т и >; цинк-0,06% и >; 4 - медь 0,04-0,08%; золото-0,02-0,1 г/т; цинк-0,04-0,05%; свинец - 0,004% и >; йод - 2 г/г и >; 5 - медь 0,02-0,03%; золото-0,006-0,01 г/т; цинк - 0,03%; свинец - 0,002-0,003%; йод - 1-2 г/г; 6 - изолинии концентрации серебра в $1 \cdot 10^{-5}$ %; 7 - изолинии концентрации молибдена в $1 \cdot 10^{-3}$ %; 8 - буровые скважины.

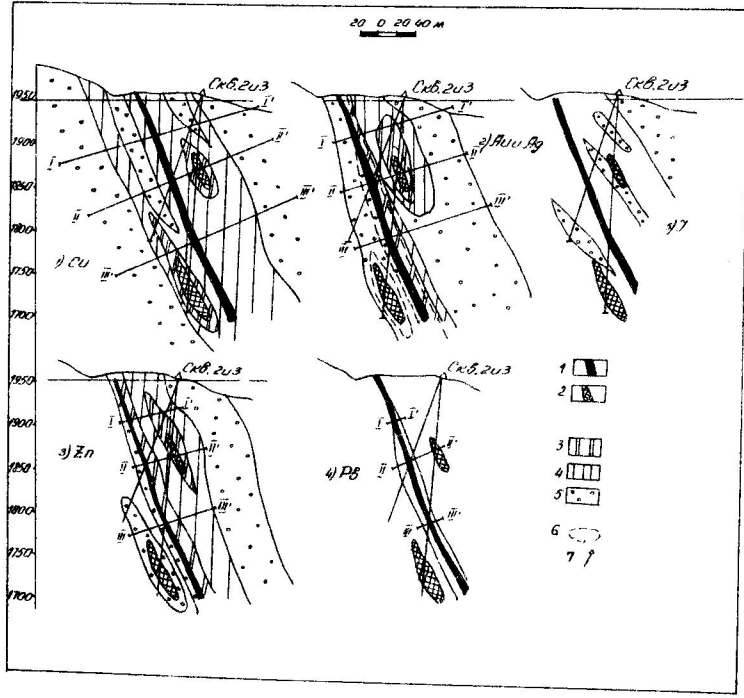


Рис. 10. Эндегенные ореолы вокруг рудной жилы "Главная" (Гуджаретское рудопроявление, разрез II-II').

1 - рудная жила; 2 - минерализованные зоны; эндегенные ореолы; 3 - медь - 0,04-0,08%; золото - 0,02 г/т и >; цинк - 0,06% и >; 4 - медь - 0,02-0,03%; золото - 0,01 г/т; цинк - 0,04-0,05%; 5 - медь - 0,01%; золото - 0,006-0,01 г/т; цинк - 0,03%; свинец - 0,003-0,004%; йод - 1 г/г и >; 6 - изолинии концентрации серебра 1-10-5%; 7 - буровые скважины.

Таблица 2

Основные показатели распределения рудных элементов в рудоуменьшающих породах (I-10⁻³%)

Наименование пород	Рудные элементы												
	медь		цинк		свинец		никель		кобальт				
	Сф	Са	Сф	Са	Сф	Са	Сф	Са	Сф	Са	Σ	Св	
Туфы и туфобрекчии (ср. и в.эоцен)	7,5	1,3	18	1,5	30	1,5	10	1,2	1,2	1,2	1,2	1,5	1,5
Глины и песчаники (в.эоцен)	7,5	2	8	1,3	16	2	10	1,3	1,5	2,5	3,5		
Порфиры-лайки, жилы, покровы (в.эоцен)	17	1,4	20	1,0	30	1,2	10	1,2	1,5	1,6	2		
Габбро	20	1,4	38	1,2	50	1,4	18	1,5	25	1,5	2		
Диориты и сиениты	25	1,4	40	1,5	50	1,5	15	2	30	1,4	2,5		

Примечание. Сф - местный геохимический фон; Σ - стандартный множитель; Са - минимально аномальные содержания для золота и серебра за аномальные принимается все вышеуказанные содержания.

Молибден образует преимущественно подрудные ореолы (см. рис.9), а ореолы кобальта и никеля сопровождают зоны интенсивной пиритизации и ограничиваются границами последних.

З о л о т о (см.рис.9,10) образует четкие ореолы (коэффициент минерализации 90%) вокруг золото-медно-полиметаллических жил Арджеван-Гуджаретского рудного узла (на Мерисском рудном узле золото в ореолах не определялось). Ширина ореолов варьирует от 100 до 150 м. Следовательно, ореолы золота, совместно с ореолами меди, успешно могут быть использованы при поисках.

Йод (см.рис.8-10), как элемент наиболее подвижный, мигрирует далеко за пределы рудных тел как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, образуя на значительном расстоянии от них участки с максимальным накоплением. В связи с этим ореолы йода наблюдаются не вокруг отдельных рудных тел, а вокруг рудных участков, которые они окаймляют.

Таким образом, первичные ореолы меди (золота) и йода, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении выходят далеко за пределы не только рудных тел, но и гидротермально измененных пород и могут быть успешно использованы при поисках скрытых рудных тел. Ореолы цинка более узки и могут служить для уточнения местоположения рудных тел внутри ореолов элементов первой группы.

Ореолы серебра, никеля, кобальта и молибдена пригодны лишь для оценки аномалий.

Исследования показали, что существует прямо пропорциональная зависимость между средними содержаниями элементов в рудном теле и ореолах, их относительными количествами в руде и ореолах и размерами рудных тел и ореолов (табл.3).

Таким образом, по параметрам ореолов (табл.3) можно приблизи-

Таблица 3

Зависимость содержания элементов в рудном теле и в ореолах

Элементы	Средние содержания, %		Относительные содержания к меди		Отношение содержания элементов в рудном теле к его средн. содерж. в ореоле
	рудное тело	ореол	рудное тело	ореол	
Медь	3,14	0,04	I	I	78
Золото	0,0006	0,000002	0,0002	0,00005	300
Цинк	3,30	0,044	I	I	75
Свинец	0,80	0,0025	0,25	0,05	320
Серебро	0,0009	0,000025	0,0003	0,0005	36

тельно наметить основные параметры рудных тел и, наоборот, зная параметры рудных тел, можно предположить возможные параметры ореолов (всегда следует учитывать геолого-структурные условия и другие оценочные критерии).

Для оценки геохимических аномалий, отличия надрудных ореолов от подрудных и определения уровня эрозионного среза большое значение имеет установление зональности ореолов (имеется в виду "зональность отложения" в понимании Ю.А.Билибина), соответствующих различной горизонтальной протяженности.

Установлено, что общее убывание концентрации рудообразующих элементов по мере удаления от рудных тел в общих чертах происходит по экспоненциальному закону.

Используя карты изоконцентрации элементов, нами построены графики распределения элементов вокруг рудных тел, на основании чего графически определена их миграционная способность (подвижность $1/\lambda$). Пробы для различных уровней и различных элементов отбирались в равном количестве.

Ряд подвижности элементов оказался весьма стабильным для разных частей и гипсометрических уровней месторождений. Так, на Мерисском рудном узле для серноколчеданного оруденения характерен ряд подвижности $Cu > Zn > Co \cong Ni$; для медно-полиметаллических жил $Cu > Zn > Pb \cong Ag$. Для золото-медно-полиметаллических жил Арджеван-Гуджаретского рудного узла подвижность элементов в надрудном ореоле несколько отличается от подрудного. Для надрудного ореола устанавливается ряд подвижности $Cu > Au > Zn > Pb \cong Ag$, для подрудного - $Cu > Au > Ag > Pb > Zn > Mo$.

Как видим, во всех случаях наиболее подвижным элементом является медь.

Для установления вертикальной зональности ореолов произведен подсчет металла в м %-х (линейная продуктивность ореолов) центральной части Арджеван-Гуджаретского рудного узла по двум профилям на трех разведочных горизонтах, отстоящих по вертикали на расстоянии 100 м (разрез I-I) и 50-70 м (разрез II-II).

На Мерисском рудном узле линейная продуктивность определялась для трех гипсометрических уровней, отстоящих на 100 м, для медных руд (уч.Цкалбокела) отдельно и свинцово-цинковых (уч.Вараза) отдельно. Расчет произведен по формуле $M = \frac{V^2}{L_1} (C_T - C_{\phi})$, где M - количество металла в м %-х, L_1 - длина влияния концентрации C_T %, C_{ϕ} - фоновое содержание элемента, n - число проб. Наряду с этим, были вычислены соотношения линейных продуктивностей различных элементов по этим же горизонтам (табл.4).

По величинам линейных продуктивностей на Арджеван-Гуджаретском рудном узле с глубиной четко вырисовывается зональное

строение ореолов, в частности, максимальную способность к накоплению в верхних частях ореолов проявляют медь и золото, содержание которых с глубиной постепенно убывает. Свинец и медь накапливаются на средних горизонтах, а серебро преимущественно на нижнем горизонте.

Таблица 4

Величины линейной продуктивности ореолов вокруг рудных тел, м%

Рудные узлы	Гипсометр. уровень	№ сечения	Линейная продуктивность ореолов для элементов				
			медь	цинк	свинец	золото	серебро
Арджеван-Гуджаретский	1900	I-I*	34,17	1,735	0,013	0,00095	0,00028
	1800	II-II*	6,18	2,39	1,615	0,0006	0,00041
	1720	III-III*	5,48	0,83	0,12	0,0005	0,00063
	1900	I-I*	4,37	0,818	0,003	0,000423	0,00026
	1850	II-II*	1,60	11,14	1,3	0,000082	0,00064
	1780	III-III*	1,63	0,99	0,005	0,00022	0,00036
Мерисский	1240	I-I*	Свинцово-цинковые руды				
		II-II*	34,60	4,8	0,075	-	-
		III-III*	20,25	3,8	0,064	-	-
	1080	I-I*	Медные руды				
		II-II*	41,37	0,36	0,024	-	-
		III-III*					
1200	I-I*	28,60	1,4	-	-	-	
	II-II*	26,40	1,9	-	-	-	
	III-III*	28,80	1,5	-	-	-	

На Мерисском рудном узле в ореолах полиметаллических жил обнаруживается закономерное понижение количества свинца и цинка с глубиной. Такая же картина отмечается и в самих рудных телах некоторых участков (Оболо-Канлы-Кая, Вараза и Вайо). Т.В.Иваницкий (1963) такую зональность объясняет поздним раскрытием трещинных полостей и отложением свинцово-цинковой минерализации (пульсационная зональность).

Что касается медных руд, то для них характерны только ореолы меди и цинка, с незначительными вариациями содержания по вертикали.

Аналогичную, но более контрастную картину показывает соотношения линейных продуктивностей для пар элементов (рис. II-13).

Таким образом, на Арджеван-Гуджаретском рудном узле намечается вертикальная зональность (снизу вверх) $Ag \rightarrow Pb + Zn \rightarrow Au + Cu$, а на Мерисском рудном узле $-Cu \rightarrow Cu + Pb + Zn$.

Важнейшим геохимическим показателем при оценке геохимических аномалий является коэффициент корреляции для разных пар элементов (определялась порядковая корреляция графически по палетке Лейгфильда и Вилкоксона).

На Мерисском рудном узле корреляционные связи между парами элементов Cu/Pb , Cu/Zn отсутствуют повсеместно. Отмечается лишь незначимая (+0,45) положительная корреляционная связь между Zn/Pb на верхних горизонтах полиметаллических жил.

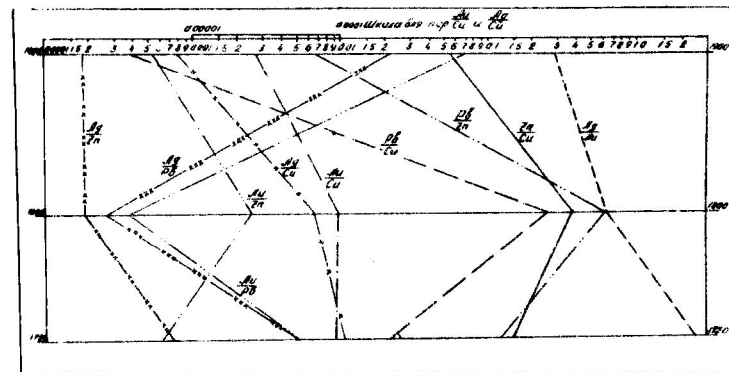


Рис. II. График изменения соотношений линейных продуктивностей ореолов (м %) для пар элементов с глубиной (Гуджаретское рудопроявление, разрез I-I')

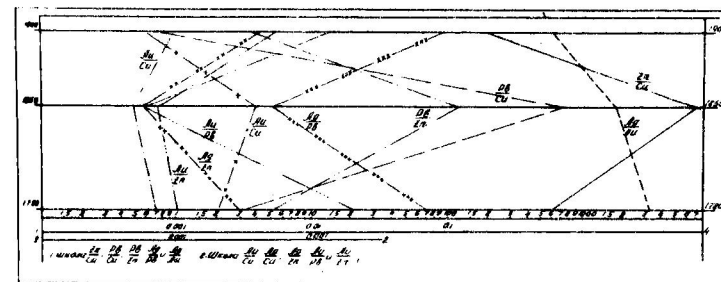


Рис. I2. График изменения соотношений линейных продуктивностей ореолов (м %) для пар элементов с глубиной (Гуджаретское рудопроявление, разрез II-II')

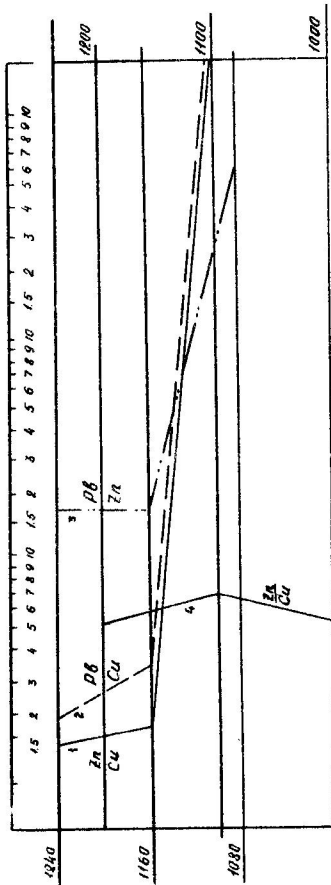


Рис. 13. График изменения соотношений линейных продуктивностей ореолов (м %) для пар элементов с глубиной.

Мерисский рудный узел.
1, 2, 3 - полиметаллические руды; 4 - медные руды.

На Арджеван-Гуджаретском рудном узле значимая положительная связь как в надрудном, так и в подрудном ореолах отмечается для пар Cu/Zn (+0,60 - +I), Cu/Ag (+0,55 - +I) и Zn/Au (+0,55 - +I), а отрицательная - Cu/Ag (-0,50 - 2I) и Zn/Ag (-0,60 - 0,90); корректируемость между остальными парами элементов приводится в табл. 5.

Таблица 5

Пары элементов	Коэффициент корреляции	
	надрудный ореол	подрудный ореол
Cu/Pb	нет	+0,55
Zn/Pb	нет	+0,45
Pb/Ag	+0,76	-0,73
Pb/Au	нет	+0,55
Au/Ag	-0,85	нет

Авторы считают, что установленные характеристики первичных ореолов (подвижность элементов, показатели отношения между количествами пар элементов и значения коэффициентов корреляции между элементами в различных сечениях) могут быть использованы для оценки геохимических аномалий и прогноза оруденения на глубину и на флангах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А д а м и я Ш.А., Г а м к р е л и д з е И.П., З а к а р и - а д з е Г.С., Л о р д к и п а н и д з е М.Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. "Мецниереба", Тбилиси, 1974.
- Г а м к р е л и д з е П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монографии, № 2, изд-во АН ГССР, 1949.
- Г у н и а в а В.Д. Сколитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского рудного района. Сообщения АН ГССР, № 3, 1968.
- Г у г у ш в и л и В.И. О метасоматических формациях Аджарии. В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. "Мецниереба", Тбилиси, 1973.
- Д з о ц е н и д з е Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии, № I, изд-во АН ГССР, 1948.
- Д з о ц е н и д з е Г.С. О роли вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В сб.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд-во АН Уз ССР, 1958.
- З а к а р и а д з е Г.С., Л о р д к и п а н и д з е М.Б. О сопоставлении эффузивных и интрузивных пород палеогенового магматического комплекса Юго-Западной Аджарии. Сообщ. АН ГССР, 52, № 3, 1968.
- З а к а р и а д з е Г.С., Л о р д к и п а н и д з е М.Б. Палеогеновый вулканизм Аджарии. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. "Мецниереба", 1974.
- И в а н и ц к и й Т.В. Гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. Геология рудных месторождений, № 6, 1959.
- И в а н и ц к и й Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Монографии, № I2, изд-во АН ГССР, 1963.
- И в а н и ц к и й Т.В. и др. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. "Мецниереба", Тбилиси, 1969.
- К а с р а д з е Д.А. К минералогии сульфидных руд Арджеван-Гуджаретского рудного узла. Сообщения АН ГССР, IX, 2, 1968.
- К а с р а д з е Д.А., Н а д а р е й ш в и л и Д.Г. К петрографии интрузивных пород Арджеван-Гуджаретского рудного узла. Сообщения АН ГССР, т. 53, 1969.
- К а с р а д з е Д.А. О методике поисков скрытого оруденения по первичным ореолам (на примере Арджеван-Гуджаретского рудного узла). Сообщения АН ГССР, № 5, 1970.
- К а х а д з е И.Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. института АН ГССР, т. III (VIII), Тбилиси, 1947.
- К а з и ц ы н Ю.В., Р у д н и к В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. "Недра", М., 1968.
- К е к е л и я М.А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива (Грузинская ССР). Автореферат кандид. дисс., "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Л а п п М.А., С у д о в Б.А. Возможности использования ореолов рассеяния йода для поисков глубоководных рудных тел. В сб.: Обмен опытом, ВИТР, вып. 63, Л., 1963.

- Д о р д к и п а н и д з е М.Б. Палеогеновый вулканизм Аджарии. Автореферат кандид. дисс., "Мецниереба", Тбилиси, 1971.
- Н а д и р а д з е В.Р. Некоторые закономерности магматизма и металлогении Аджаро-Триалетии. Вопросы геологии Грузии. К XXII сессии МГК, "Мецниереба", Тбилиси, 1964.
- Н а д и р а д з е В.Р., Х м а л а д з е И.И. Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района. Сообщения АН ГССР, 54, № 3, 1969.
- Н а д и р а д з е В.Р., Х м а л а д з е И.И. Об особенностях грейзенизации и содержания олова в породах Аджарского рудного района. Сообщения АН ГССР, 62, № 3, 1971.
- Н а у м о в Г.Б., Д о р о ф е е в а В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов. "Геохимия", № 2, 1975.
- Ш а в и ш в и л и И.Д. К вопросу исследования физико-химических условий формирования Мерисского массива (Западная Грузия). В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. "Мецниереба", Тбилиси, 1974.
- К е н п е д и G.C. A portion of the system silica-water. Econ., Geol., 45, 1950.
- О л а н д е р А., Л и а н д е р Н. The phase diagram of sodium chloride and steam above the critical point. Act. Chem. Scand., 4, 1950.

УДК 550.4:552.3(479.22)

М.А.Кекелия, Н.Н.Чхетия

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ (РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ И НЕКОТОРЫЕ РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ) ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД ЛОКСКОГО МАССИВА

В работе изложены вопросы геохимии и петрохимии гранитоидных пород Локского массива.

На основании изучения особенностей поведения и распределения редкоземельных элементов, а также ванадия, никеля, кобальта, олова и др. приводится геохимическая характеристика слагающих Локский массив гранитоидов и даются некоторые генетические выводы.

Локский кристаллический выступ, наряду с Храмским и Дзирульским, представляет собой выход на поверхность древнейших пород Закавказского срединного массива. Он расположен в Юго-Восточной Грузии, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы (П.Гамкрелидзе, 1966). В результате исследования Локского массива детально изучены вопросы геологического строения, петрографии, возраста, металлогении слагающих кристаллический фундамент пород. Среди последних исследований, касающихся Локского массива, следует отметить работы Ш.И.Джавахишвили (1958), Г.М.Заридзе и др. (1965), Ш.А.Адамия (1968), Т.В.Иваницкий, Т.Н.Мгелишвили (1971) и др.

Самыми древними образованиями Локского массива являются кристаллические и метаморфические сланцы, представленные графитовыми, мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными, хлоритовыми разновидностями, а также амфиболиты, занимающие, главным образом, низы метаморфической толщи (в подчиненном количестве встречаются кварциты и мраморы).

Возраст исходных пород метаморфитов Локского массива условно принят как нижний палеозой-докембрий (?).

Наиболее широко в пределах Локского массива распространены гранитоиды, среди которых выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые, мусковитовые, двуслюдяные и аляскитовые разновидности.

В сложении Локского массива большую роль играют также основные породы как древние (в виде останцев и ксенолитов), так и более молодые, однако не выходящие за пределы палеозоя. Они представлены габбро, габбро-диабазами, роговообманковыми порфиридами, кварцевыми диоритами и т.д. Дайковые и жильные породы представлены кварцевыми диоритами, аплитами, кварцпорфирами, гранофирами, альбитофирами и редко встречающимися пегматитами. Среди гранитоидов Локского массива в восточной его части П.Д.Гамкрелидзе и В.Я.Эдилашвили была выделена Поладаурская интрузия, возраст которой определен впоследствии как батский (Джавахишвили, 1958).

1. Петрографическая характеристика гранитоидных пород

Локский массив характеризуется определенным набором минеральных фаций гранитоидов, для которых наиболее характерны биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые и аляскитовые, а также двуслюдяные и мусковитовые разновидности (Заридзе и др., 1965, Джавахишвили, 1958).

Между всеми этими фациями наблюдаются постепенные взаимопереходы и лишь мусковитовые граниты, если образование последних не связано с процессами грейзенизации (Иваницкий, Мгелишвили, 1971), секут вышеперечисленные разновидности, однако по возрасту не выходят за пределы палеозойских образований.

Кроме гранитов в пределах Локского массива широко распространены кварцевые диориты, содержащие большое количество ксенолитов, представленных, главным образом, роговообманковыми и редко

пироксеновыми габбро. Большую часть Локского массива составляют биотитовые и аляскитовые граниты, которые обычно представлены равномернозернистыми или порфиридовидными разновидностями. Под микроскопом биотитовые и аляскитовые граниты характеризуются гилпидиоморфно-зернистой структурой, частично измененной процессами автотметасоматоза. Главными породообразующими минералами их являются калиевый полевой шпат-пертит, плагиоклаз-альбит-олигоклаз, кварц и биотит; последний содержится в количестве не более 2-3% и большей частью подвержен хлоритизации. Среди биотитовых гранитов имеются участки, в которых наряду с биотитом наблюдается роговая обманка и мусковит и, следовательно, сложенные биотит-роговообманковыми и двуслюдяными гранитами; мусковит в последних развивается исключительно за счет биотита.

Гораздо меньше распространены амфиболсодержащие граниты; выходы их отмечаются в ущельях рек Дамблудка и Локи. Это среднезернистые породы, характеризующиеся равномерным распределением небольших (до 2-х мм) выделений зеленой роговой обманки, нередко также и ее шпировые скопления. Главными породообразующими минералами роговообманковых гранитов являются калиевый полевой шпат-пертит; плагиоклаз-альбит-олигоклаз, кварц и роговая обманка.

Как видно из табл. I, составы амфиболов, в общем, не испытывают значительных колебаний и соответствуют составам роговых обманок по У.А.Дир и др. (1965). Сравнение с химическим составом амфиболов из гранитов батолита Сан-Андреас (Dodge, Ross, 1971) показало, что для роговых обманок гранитов Локского массива характерны более высокие содержания магния и низкая глиноземистость,

Таблица I

Химические составы амфиболов гранитоидов Локского массива (вес %)

Оксиды	M-4	T-192	L-169	4-6 ^а	4-6 ^б	M-T	M-T ^I	Амфибол С-2	Амфибол С-3
SiO ₂	42,50	46,40	48,74	48,27	49,31	52,54	51,48	44,18	44,29
TiO ₂	0,53	1,87	0,66	0,83	1,11	0,58	0,50	1,42	1,42
Al ₂ O ₃	9,74	4,94	4,10	5,62	5,41	5,27	6,02	10,30	9,46
Fe ₂ O ₃	6,92	4,36	6,56	4,05	4,01	3,68	3,01	4,14	3,90
FeO	11,88	16,33	13,69	15,85	14,71	9,54	10,44	13,59	13,87
MnO	0,53	0,41	0,48	0,56	0,41	0,35	0,21	0,36	0,38
MgO	8,42	12,75	12,72	12,14	11,58	13,82	13,29	10,25	10,70
CaO	15,27	9,97	10,67	10,26	9,86	10,35	10,08	11,63	11,42
Na ₂ O	1,55	1,14	1,21	1,02	1,15	1,00	1,10	1,18	1,01
K ₂ O	1,24	0,40	0,48	0,48	0,61	-	0,25	0,82	0,95
F ₂ O ₅	сл.	0,46	0,11	0,16	0,24	-	-	-	-
Влага	-	0,18	0,10	0,11	0,18	0,63	0,75	-	-
ПТН	1,40	0,58	0,66	0,42	0,51	1,77	2,47	1,94	1,92
Сумма	99,98	99,79	100,18	99,74	99,99	99,53	99,60	99,71	99,32
Количество ионов в пересчете на 24 (озон)									
Si	6,74	6,72	7,05	6,99	7,20	7,53	7,44	6,58	6,61
Al ^{IV}	1,36	0,84	0,72	0,92	0,80	0,47	0,56	1,42	1,39
Al ^{VI}	0,55	-	-	0,04	0,13	0,42	0,47	0,38	0,26
Ti	0,05	0,21	0,08	0,09	0,11	0,05	0,05	0,16	0,16
Fe ³⁺	0,82	0,48	0,71	0,41	0,43	0,40	0,33	0,47	0,47
Fe ²⁺	1,56	1,97	1,65	1,90	1,75	1,14	1,26	1,69	1,75
Mg	1,96	2,75	2,74	2,60	2,52	2,95	2,86	2,26	2,38
Mn	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04
Ca	2,59	1,57	1,65	1,62	1,57	1,63	1,57	1,37	1,38
Na	0,48	0,37	0,33	0,30	0,34	0,29	0,38	0,31	0,28
K	0,25	0,07	0,08	0,09	0,12	-	0,05	0,16	0,12
OH	-	3,20	2,62	3,00	2,65	2,00	2,13	1,91	1,91
недост.		недост.	недост.	недост.	недост.	недост.	недост.		
H ₂ O		H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O		
		0,75%	0,85%	0,75%	0,25%	0,25%	0,2		

Примечание. Анализ произведен в Геол. ин-те АН СССР химиками В.Кобяшвили и Л.Васиантели.
Обр. M-4, T-192, L-169 - роговые обманки из амфиболитовых гранитов;
обр. 4-6^а и M-T - роговые обманки из кварцевых диоритов;
обр. 4-6^б и M-T^I - роговые обманки из ксенолитов в кварцевых диоритах;
С-2 - амфиболы из батолита Сан-Андреас (Dodge, Rees, 1971).

свидетельствующие, вероятно, об относительно высокой температуре их кристаллизации.

В гранитах Локского массива выделяются роговые обманки (см. табл. I, пр. № M-4), состав которых отличается сравнительно высоким содержанием кальция и щелочей и занимает промежуточное положение между составами роговых обманок и паргасит-гасдингситами (У.А.Дир и др., 1965); это, по-видимому, свидетельствует о колебаниях условий щелочности при формировании рогово-обманковых гранитов.

Особый интерес представляют амфиболы из кварцевых диоритов и из содержащихся в них ксенолитов, среди которых встречаются пироксеновые и амфиболсодержащие породы.

Роговые обманки из ксенолитов и вмещающих кварцевых диоритов (см. табл. I) почти не различаются по химическому составу; они характеризуются также одинаковыми значениями общей железистости (пр. № 4-6^а и 4-6^б, M-T и M-T^I). Отсутствие в этих ксенолитах реликтов пироксена, а также уралитовой роговой обманки позволяет предположить, что они были представлены роговообманковыми габбро. Взаимодействие их с вмещающими кварцевыми диоритами проявилось в незначительном привносе кварца и щелочей и выравнивании составов роговых обманок и плагиоклазов.

Граниты Локского массива подвержены процессам грейзенизации, в результате которых образуются, главным образом, кварц-мусковитовые породы, характеризующиеся площадным распространением. Очень редко в их составе присутствует турмалин (Иваницкий, Мгелишвили, 1971). Среди всех типов гранитов Локского массива секущую позицию занимают мусковитовые граниты и гранит-аплиты. Они

обособлены в виде даек и штокообразных тел, мощностью 8-10 м. Это среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, минеральный состав которых представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и мусковитом; последний образует довольно крупные (5-10 мм) идиоморфные кристаллы.

2. Петрохимические особенности гранитов

Петрохимические особенности гранитоидов Локского массива освещены в работах Т.Г.Казахшвили, а также Г.М.Заридзе и др. (1965), Ш.И.Джавахишвили (1958) и др. Более детально этот вопрос рассмотрен Т.В.Иваницким и Т.Н.Мгелишвили (1971), которые в гранитоидах выделяют щелочные породы, пересыщенные глиноземом, нормальные породы щелочного ряда и известково-щелочные граниты, пересыщенные глиноземом.

Силикатные анализы, выполненные в связи с данной работой, сведены в табл. 2^I.

Данные силикатных анализов пород Локского массива нанесены на тройную диаграмму CaO - Na₂O - K₂O (рис.1). Как видно из диаграммы, среди гранитов выделяются нормальные и несколько богатые кальцием граниты. К последним относятся роговообманковые и роговообманково-биотитовые разновидности. Соотношение натрия и калия в исследованных породах показывает, что гранитоиды Локского массива характеризуются слабовыраженным натриевым характером, хотя в некоторых породах отношение K₂O/Na₂O больше единицы.

^I Анализы проведены в химической лаборатории Грузинского производственного управления химиками В.Тархншвили и Н.Вашакидзе.

Таблица 2

Химический состав пород Локского массива (вес %)

Порода	SiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		CaO		MgO		K ₂ O		Na ₂ O		P ₂ O ₅		Гранит-породы	Гранит-серб	
	ср	отд	ср	отд	ср	отд	ср	отд	ср	отд	ср	отд	ср	отд	ср	отд			
810	70,74	76,08	14,00	14,00	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	181-1	55,06	54,51
1102	0,17	ср.	0,15	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	181-1	0,35	0,68
А1203	13,57	13,05	13,05	12,96	0,84	0,84	0,90	0,88	1,00	0,90	0,88	1,00	0,88	1,00	0,88	1,00	111-1	16,15	15,98
FeO	1,17	0,84	0,90	0,84	0,94	0,94	0,94	0,94	1,17	1,08	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	111-1	4,55	5,96
CaO	1,98	0,54	1,44	1,08	0,54	0,54	0,54	0,54	1,17	1,08	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	111-1	6,47	6,91
MgO	0,07	ср.	0,03	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	ср.	111-1	0,24	0,17
CaO	2,08	0,35	0,78	0,42	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	111-1	3,20	3,40
MgO	3,50	3,10	3,70	3,80	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	111-1	6,35	5,90
K ₂ O	2,50	4,20	4,00	3,40	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	111-1	1,40	1,40
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	111-1	-	-
H ₂ O*	0,77	0,78	0,80	0,80	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	111-1	1,02	1,19
H ₂ O*	0,21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	111-1	0,22	0,23
ППП	1,80	0,92	0,64	0,02	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	111-1	0,78	1,18
Сумма	99,94	100,27	100,16	100,08	100,07	100,26	100,06	100,12	100,07	100,12	100,00	100,27	100,14	100,12	100,22	100,16	100,21	100,29	100,22
																		99,76	100,11
																		100,13	100,06

Примечание. Анализы обр.А-74 и А-156 приведены по Т.В.Иваницкому и Т.Н.Мгелишвили (1971); обр.Б-101 - Мгелишвили (1971); обр.Б-101 - Мгелишвили (1971); обр.Б-101 - Мгелишвили (1971).

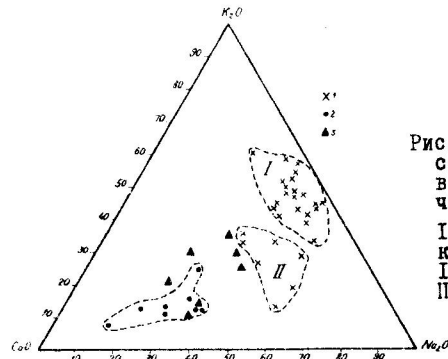


Рис.1. Диаграмма, иллюстрирующая соотношения $K_2O - Na_2O - CaO$ в породах Локского кристаллического массива.

I - граниты; 2 - габбро; 3 - кварцевые диориты.
I - поле нормальных гранитов;
II - поле кальциевых гранитов.

Пересчет химических анализов гранитов на нормативный минеральный состав (Заварицкий, 1960) и нанесение нормативных альбита (Ab)-ортоклаза (Or)-кварца (Q) (при их сумме, превышающей 80%) на тройную диаграмму Q-Or-Ab (Татл, Боуэн, 1958) (рис.2) показало, что для гранитоидов Локского массива характерны эвтектические или анкиэвтектические соотношения главных составляющих минералов - кварца, калишпата и альбита. В поле тройного минимума на диаграмме попадают составы почти всех разновидностей палеозойских и батских гранитов Локского массива. Это служит

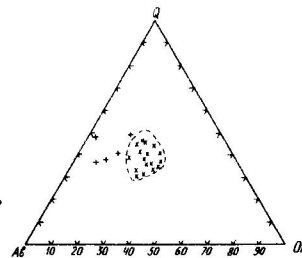


Рис.2. Диаграмма кварц - Q, ортоклаз - Or, альбит - Ab. Нанесены нормативные кварц, ортоклаз и альбит гранитов Локского массива. X - неизмененные граниты, + - альбитизированные граниты.

доказательством тому, что все разновидности гранитов являются результатом кристаллизации магматического расплава, состав которого приближался к составу эвтектоидного гранита.

На диаграмме видно также, что в пределах Локского массива встречаются и такие граниты, состав которых не попадает в область эвтектики. Это, главным образом, породы, затронутые процессами автометасоматоза, выраженного альбитизацией, калишпатизацией и в меньшей степени окварцеванием.

Наиболее характерные минеральные ассоциации гранитоидов Локского массива Пл + Кв + Рог + Би, Пл + Кв + Кпш + Рог, Пл + Кв + Кпш + Би, Пл + Кпш + Кв и для мусковитовых гранитов Пл + Кпш + Кв + Муск.²

Рассмотрение парагенезисов кварцевых диоритов и биотитовых гранитов Локского массива показало, что они соответствуют I дивариантному полю щелочности, которое характеризуется устойчивостью ассоциации плагиоклаза с роговой обманкой и биотитом (типоморфный парагенезис), типичной для гранитов нормальной щелочности (Коржинский, 1957). II дивариантному полю, в котором устойчивой становится ассоциация роговой обманки и калишпата, соответствует парагенезис роговообманковых гранитов. Это типично для гранитоидов несколько повышенной щелочности: Рог + Кпш + Пл + Кв (типоморфный парагенезис II дивариантного поля).

Таким образом, можно заключить, что формирование гранитоидных пород Локского массива протекало в условиях сравнительно высокой щелочности, на что указывают минеральные парагенезисы, рассмотренные с точки зрения изменения потенциалов щелочей.

² Сокращения: Пл-плагиоклаз, Кв-кварц, Рог-роговая обманка, Би-биотит, Кпш-калийный полевой шпат, Муск-мусковит.

3. Поведение редкоземельных элементов в магматических породах Локского массива

Одной из задач, стоящих перед нами при геохимическом изучении Локского кристаллического массива, является установление характера распределения и закономерностей поведения редкоземельных элементов в главных типах пород. Задача эта продиктована, с одной стороны, сравнительно слабой изученностью пород кристаллического фундамента в отношении содержания и поведения в них редкоземельных элементов³, а с другой - индикаторной ролью РЗЭ в петрологических процессах.

Как известно, в современной литературе по геохимии РЗЭ в гранитоидах накоплен обширный материал. Однако сведения о распределении РЗЭ в гранитоидах кристаллических фундаментов немногочисленны. Данные по РЗЭ для гранитов приводятся в работах Ю.А.Балашова (1963), в обобщающей сводке Л.А.Хескина и др. (1968), в статьях Тауэлла и др. (1965), Виноградова, Елиной (1968), Виноградова, Виноградовой (1973) и др., изучавшими дифференцированные гранитные массивы.

Состав и содержание редких земель определялись методом разделительной хроматографии на бумаге (Варшалл, Рябчиков, 1964; Гельман и др., 1963⁴).

Состав и содержание редкоземельных элементов определялись в неизмененных породах, а также затронутых постмагматическими процессами, в частности, процессами грейзенизации.

³ В работе в дальнейшем вместо термина редкоземельные элементы будет принято сокращение РЗЭ.

⁴ Аналитические работы проведены химиком Н.Н.Чхетия в ГЕОХИ АН СССР и в Геологическом институте АН ГССР.

Таблица 3
Содержание редкоземельных элементов в породах Локского массива, г/т

Соединение	Г р а н и т										Капширофы	Число проб	Рассеивание	Среднее значение (1972)	Среднее значение (1972)																	
	4-63	П-504	П-16	П-122	П-101	П-71	П-156	П-74	П-190	П-69						П-16	П-204	П-68	П-297	П-5	П-93	П-301	П-72	П-209	П-238	П-255	П-298	П-104	П-157			
La	6,23	6,65	9,37	3,95	6,23	6,53	15,53	35,39	2,30	16,65	16,65	4,16	0,11	1,20	1,56	13,78	4,68	2,23	0,53	13,76	55	4,70										
Сe	6,75	6,76	18,17	5,35	10,50	17,98	3,92	15,78	13,43	4,15	30,82	42,85	12,76	53,69	21,80	13,06	9,18	5,44	0,22	49,17	57	16,00										
Pr	2,97	7,03	4,90	0,8	2,75	1,77	1,48	4,90	0,97	0,66	5,98	4,32	0,9	4,83	5,40	3,86	0,45	2,16	0,04	3,81	7,20	2,40										
Nd	3,14	5,81	2,60	1,86	5,05	3,50	3,51	7,95	6,45	1,57	10,80	16,38	2,67	4,79	10,66	9,76	3,61	5,16	0,14	1,84	33	14,00										
Sm	5,07	1,43	2,45	0,23	1,93	3,22	0,95	0,67	3,97	0,97	4,50	5,01	0,92	16,50	5,51	2,29	0,77	1,37	0,06	1,61	7,10	4,90										
Eu	0,14	0,2	0,35	0,05	0,39	2,82	0,22	0,12	0,47	0,12	0,54	0,08	0,34	5,11	5,66	3,38	0,11	0,17	0,01	1,46	8,20	8,90										
Gd	0,87	1,29	2,12	0,29	2,53	-	1,41	0,75	3,05	0,79	3,48	0,49	-	-	-	0,69	1,11	0,07	-	-	41,50	42,50										
Y	2,55	2,97	3,92	1,9	5,98	-	2,52	5,29	4,32	0,51	8,40	4,9	-	-	-	13,13	11,16	0,213	0,39	1,54	0,72	1,97	0,96									
Zr	0,08	0,1	0,13	0,06	0,19	-	0,08	0,22	0,14	0,02	0,27	0,16	-	0,34	2,44	0,29	0,43	0,36	0,007	0,03	0,05	0,02	0,06	0,03								
Hf	1,45	0,71	0,64	-	2,48	-	10,17	6,41	27,90	11,52	-	-	-	-	-	13,13	11,16	0,06	-	-	3,90	34,09	-									
Be	0,24	0,22	-	-	0,22	-	3,00	-	0,74	0,05	-	-	-	-	-	3,78	1,06	0,06	-	-	0,45	-	-	-	-							
Zr	0,39	0,42	-	-	1,00	-	0,41	-	2,22	0,10	-	-	-	3,66	0,29	2,22	-	-	-	-	1,52	3,07	-	-	-							
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Сeу	5,50	6,90	8,50	5,90	3,40	1,69	2,10	10,70	8,90	11,45	7,00	13,50	2,41	18,82	1,00	2,10	0,64	1,60	2,30	7,90	4,50	-	-	-	-							
РЗЭ	30,58	35,39	44,03	13,67	62,75	60,23	22,69	41,46	50,16	11,45	83,00	92,12	47,30	127,08	103,42	60,54	37,40	32,15	0,93	8,21	8,71	36,11	19,22	14,79	6,68	127,96	178					

Примечание. П-101 - массив в северном направлении; П-71 - массив в южном направлении; П-74 - массив в западном направлении; П-156 - массив в восточном направлении; П-74 - массив в южном направлении; П-190 - массив в южном направлении; П-69 - массив в южном направлении; П-16 - массив в южном направлении; П-204 - массив в южном направлении; П-68 - массив в южном направлении; П-297 - массив в южном направлении; П-5 - массив в южном направлении; П-93 - массив в южном направлении; П-301 - массив в южном направлении; П-72 - массив в южном направлении; П-209 - массив в южном направлении; П-238 - массив в южном направлении; П-255 - массив в южном направлении; П-298 - массив в южном направлении; П-104 - массив в южном направлении; П-157 - массив в южном направлении.

Полученные данные по содержанию РЗЭ в породах Локского массива приводятся в табл. 3. Как видно из таблицы, для всех типов пород характерно низкое содержание редких земель по сравнению со средним содержанием РЗЭ в аналогичных породах земной коры (Биноградов, 1962; Тэйлор, 1972). Кроме того, для пород Локского массива характерно преобладание элементов цериевой группы над иттриевыми: отношение $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ больше единицы, а в ряде случаев достигает 10 и 13.

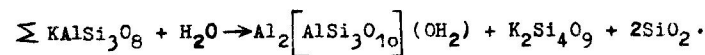
Содержание Σ РЗЭ в кварцевых диоритах колеблется сравнительно в небольших пределах, от 30,58 г/т до 44,03 г/т. Среди ксенолитов наибольшим содержанием Σ РЗЭ характеризуется роговообманковое габбро (обр. Т-181). Процесс гранитизации этого ксенолита зашел не так далеко, о чем свидетельствует наблюдаемый незначительный привнос кварца и альбита, а также силикатный анализ, показывающий небольшие различия в значениях кремнекислотности и суммы щелочей по сравнению с габбро (см. табл. I). По содержанию и составу РЗЭ отмеченный ксенолит (обр. Т-181) проявляет большое сходство с гнейсовидными кварцевыми диоритами (обр. Л-16), что подтверждается также петрохимическим сходством этих пород. По мнению некоторых исследователей, и те и другие являются результатом гранитизации основных пород (Г.М. Заридзе и др., 1965). Геохимические данные, а именно, одинаковый характер распределения индивидуальных РЗЭ, примерно одинаковый состав суммы РЗЭ, наряду с петрохимическими особенностями подтверждает это предположение.

Нами также получены данные по содержанию РЗЭ в основных породах (габбро), более молодых чем граниты. Исключение составляет лишь ксенолит габбро (обр. 156), для которого характерен

в общем цериевый состав, хотя немаловажна и роль иттрия.

Самые высокие содержания РЗЭ среди магматических пород Локского массива отмечаются в гранитах. Содержание РЗЭ (см. табл. I) варьирует в значительных пределах. Среди гранитов палеозойского возраста наиболее низким содержанием характеризуются биотитовые граниты (обр. ПР. I-69 и ПР. 9-69). Высокие содержания суммы РЗЭ характерны для аляскитовых (обр. Л-61, Т-284, Т-297) и среднезернистых гранитов, содержащих роговую обманку. Для роговообманковых гранитов отмечается иттриевый состав ($\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y} = 1$), что, безусловно, объясняется наличием роговой обманки, содержащей (см. табл. 3) значительные количества иттрия, гольмия, гольмия и эрбия.

Наиболее низкие содержания РЗЭ отмечены в гранитах Поладаурской интрузии (обр. П-209, П-239 и П-255). Для этих пород характерно преобладание элементов цериевой группы, в которой значительная роль принадлежит неодимию. Обр. П-255 представляет собой мусковитсодержащий гранит. Согласно Т.В. Иваницкому и Т.Н. Мгелиашвили (1971), образование мусковита здесь связано с процессами грейзенизации гранитных пород. Как известно, в процессе грейзенизации одними из главных реагентов являются H_2O и CO_2 , представляющие собой сильные окислители. В окислительной среде, которая сопутствует процессу грейзенизации, происходит возникновение легко растворимого карбонатного комплекса церия, выносимого в процессе замещения калиевого полевого шпата мусковитом. Как показано В.В. Щербиной (1972), реакция протекает по следующей схеме:



Среди палеозойских гранитов особо следует остановиться на рассмотрении данных по РЭЭ для мусковитных гранитов и аплитов. Как видно из табл. 3, в этих породах наблюдается тенденция к обогащению иттриевыми редкими землями. Отмеченные типы гранитов представляют собой наиболее поздние разновидности палеозойского гранитоидного комплекса.

Ю.А.Балашов (1963) показал, что в эволюции состава РЭЭ существуют две тенденции: относительное накопление легких или тяжелых лантаномдов в конечных продуктах кристаллизации магмы. Яркими примерами этого являются дифференцированный комплекс Сусамырского батолита и Портлубольского массива. Тенденция накопления цериевых редких земель к концу процессов становления интрузивов проявлена в Южнокалифорнийском батолите (Хескин и др., 1968), в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы, в Зенкарской, Квиранской, Мерисской и др. интрузивах (Кекелия, Балашов, 1967; Балашов и др., 1969). И хотя отмеченная Ю.А.Балашовым тенденция (накопление в поздних дифференциатах элементов иттриевой группы) поставлено некоторыми авторами под сомнение (Хескин и др., 1968), накопление иттриевых земель в поздних разновидностях, как показано, наблюдается в процессе становления отдельных интрузивных комплексов. К аналогичному выводу приходят также В.А. Виноградов и Г.В. Виноградова (1973), изучившие Убинский комплекс гранитоидов с точки зрения распределения в них редкоземельных элементов.

В кварцпорфирах и гранофире содержание суммы РЭЭ колеблется от 14,79 г/т - в гранофире, до 36,11 г/т - в кварцпорфирах. Как в большинстве гранитоидных пород Локского массива, и здесь

обнаруживается следующее соотношение среди элементов цериевой группы: $Ce - La - Nd - Pr$. Особенно обращает на себя внимание поведение лантана, соотношение которого с другими редкими землями, в особенности с церием, меняется в зависимости от щелочности пород. Являясь сильным основанием, лантан легко реагирует на колебания щелочности среды. Наблюдаемое в некоторых породах Локского массива, как например, в кварцевых диоритах (обр. ПР.4-69, Т-290) и кварцпорфире (обр.Т-298) соотношение $La - Ce - Nd - Pr$ объясняется вариациями щелочности среды, в условиях которой происходило формирование этих пород.

На диаграммах (рис.3 а,б) показан характер распределения редкоземельных элементов в палеозойских лейкократовых, мусковитовых гранитах и гранит-аплитах, в поладаурских (батских) гранитах, а также в кварцевых диоритах. Как видно на диаграммах, примерно одинаковый характер распределения РЭЭ отмечается для палеозойских лейкократовых и батских поладаурских гранитов. Небольшие различия заметны, главным образом, в группе элементов цериевых редких земель (см. характер кривых на рис. 3 а).

Различия в характере распределения РЭЭ во всей гамме элементов обнаруживают кварцевые диориты, правда, это различие менее заметно для элементов иттриевой группы. Принимая во внимание то обстоятельство, что при формировании кварцевых диоритов важную роль играли многочисленные ксенолиты основных пород, отмеченный характер распределения в них РЭЭ представляется вполне естественным.

Что касается мусковитовых гранитов и гранит-аплитов, то по характеру распределения РЭЭ они наиболее близки (см.рис.3 б).

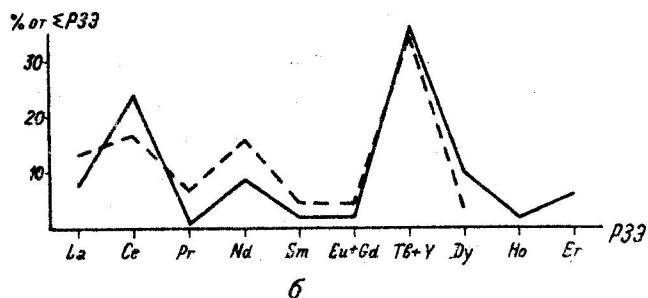
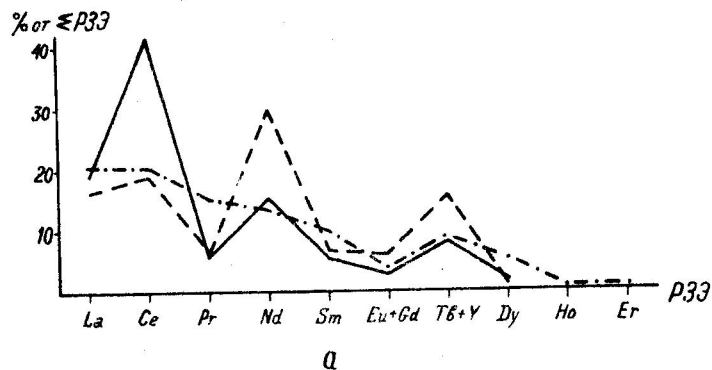


Рис. 3. а - характер распределения P33 в гранитах (палеозойских и батских) и кварцевых диоритах Локского массива.
 1 - граниты (палеозойские); 2 - кварцевые диориты; 3 - граниты (батские).
 б - характер распределения P33 в мусковитовых гранитах и гранит-аплитах Локского массива.
 1 - мусковитовые граниты; 2 - гранит-аплиты.

Это положение хорошо согласуется с геолого-петрологическими данными для этих пород. Как было отмечено, геологическая позиция мусковитовых гранитов и гранит-аплитов, их минералого-петрохимические особенности указывают на то, что среди гаммы палеозойских гранитоидов Локского массива они являются наиболее поздними образованиями.

Таким образом, в процессе становления палеозойских гранитов Локского массива имело место фракционирование состава P33 и вариации в их содержании. Фракционирование заключалось в разделении цериевой и иттриевой групп. При этом в первой особую роль играли церий и неодим; во второй же иттрий и в меньшей степени диспрозий. Роль остальных элементов при фракционировании P33 незначительна.

С целью сравнения данных по P33, полученных нами для Локского массива, с данными по P33 для других регионов, нами используются т.н. графики сравнения, применяемые многими исследователями при обсуждении результатов по P33 (Тейлор, 1972).

Данные, полученные путем поэлементного деления сравниваемых составов P33, наносились на диаграмму против шкалы P33 на оси абсцисс в соответствии с порядковым номером.

Нами не производилось нормирование состава P33 по отношению к одному из элементов, как это делалось многими исследователями (Хескин и др., 1968); это обстоятельство позволило непосредственно сравнивать между собой абсолютные значения каждого редкоземельного элемента.

При обсуждении данных по P33 обычно приводится сопоставление составов P33 со средним составом P33 в хондритовых метеоритах. Так поступили авторы обобщающей работы по геохимии P33 в литосфере и космосе (Хескин и др., 1968). Они считают такой способ

наиболее удобным и это не означает, разумеется, что они предполагают тесную генетическую связь между каждым отдельным образцом породы и хондритами, если только это специально не оговаривается.

При сравнении составов РЗЭ для гранитов Локского массива с таковыми для хондритов (Хескин и др., 1968) мы пользовались логарифмической шкалой. Отношения, полученные путем поэлементного деления одного состава на второй, наносились против шкалы ионных радиусов РЗЭ.

В связи с петрохимическим разделением гранитов Локского массива на нормальные и кальциевые (см. рис. 1), мы при сравнении рассматриваем их в отдельности.

Как видно из диаграммы (рис. 4), отчетливо выявляется сильное обогащение гранитов Локского массива цериевой группой РЗЭ относительно состава хондритов. Особенно это заметно для лантана,

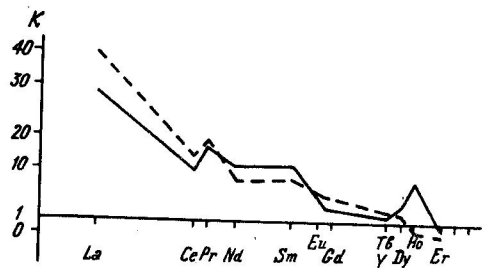


Рис. 4. Распространённость РЗЭ в гранитах Локского массива в сравнении с их распространённостью в хондритах.

1 — нормальные граниты; 2 — кальциевые граниты.

для которого характерно в 30–40 раз более высокое относительное содержание по сравнению с хондритами. Для церия и неодима отношения примерно одинаковы, тогда как для празеодима они гораздо выше как в кальциевых, так и нормальных гранитах. Для элементов иттриевой группы различия отношений с хондритами гораздо менее отчетливы.

Как уже указывалось, данные по РЗЭ для пород среднего состава немногочисленны (Тауэлл и др., 1965; Хескин и др., 1965; Балашов, Нестеренко, 1966; Кекелия, 1972; Надарейшвили, 1973 и др.). В работе С.Тейлора (1972) приводятся средние значения для РЗЭ в гранодиоритах. Сравнение показывает, что кварцевые диориты Локского массива сильно обеднены редкими землями относительно средних значений РЗЭ для гранодиоритов.

Аналогичные сравнения нами проведены и в отношении габброидов Локского массива⁵. Средние значения содержаний РЗЭ в габбро Локского массива сравнивались со средними значениями РЗЭ для габбро Аджаро-Триалетии (Балашов и др., 1969), габбро Бушвельдского комплекса, габбро Сан-Маркос (Южно-Калифорнийский батолит), диабазы W – I (средняя проба, базальта Килауэа-Гавайи), среднего океанического толеитового базальта и хондритов (Хескин и др., 1968).

Показано, что для габбровых пород Локского массива характерно различное абсолютное содержание РЗЭ в сравнении с основными породами других регионов. По сравнению со средним составом

⁵ При сравнении нами рассматриваются габбровые породы, встречающиеся в пределах Локского массива в виде штокообразных секущих тел в гранитах и являющиеся, следовательно, более молодыми образованиями.

габбро (Аджаро-Триалетия) и диабазом w -I, габбро Локского массива отличается низким содержанием всех РЗЭ. Основные породы Локского массива по сравнению с габбро Сан-Маркос и океаническими толеитовыми базальтами обогащены элементами цериевой группы, в особенности церием, лантаном и прозеодимом.

4. Геохимические особенности некоторых элементов-примесей в магматических породах Локского массива

Как известно, в последнее время изучению элементов-примесей в породах и минералах уделяется большое внимание. С их помощью получают дополнительные сведения о петрохимической характеристике пород, а установление повышенных содержаний их либо в отдельных разновидностях пород, либо по всему массиву представляет большой практический интерес.

Первые сведения о микроэлементах в породах Локского массива приводятся в работе Ш.И.Джавахишвили (1959).

Т.В.Иваницким и Т.Н.Мгелиашвили (1971) проведено детальное исследование пород и минералов Локского массива в отношении поведения в них свинца, цинка и меди. Авторами, в частности, установлено, что калишпаты являются минералами-носителями и одновременно минералами-концентраторами свинца в гранитах. Большая доля цинка приходится на лейкократовую часть породы (калишпат, плагиоклаз), хотя главными минералами-концентраторами его являются амфибол и магнетит. Среди гранитоидов Локского массива наиболее высокие содержания свинца отмечены в палеозойских гранитах и особенно в их поздних дифференциатах-аплитах. Постпалеозойские (батские) гранитоиды характеризуются низкими содержаниями свинца, цинка и меди. Здесь необходимо отметить, что аналогичная картина отмечена нами и в отношении редкоземельных элементов, что, наряду с геологическими и петрологическими критериями, возможно, указывает на различ-

ные условия образования гранитоидов батского и палеозойского возраста.

В породах Локского кристаллического массива методом количественного анализа были определены содержания ванадия, висмута, кобальта, молибдена, никеля, олова, хрома, цинка и свинца. Полученные данные сведены в табл.4⁶, анализ которых позволил выявить некоторые закономерности в распределении микроэлементов.

Хром и ванадий. Как видно из приведенной таблицы, содержание хрома варьирует в различных разновидностях гранитов. Наиболее низкие значения для хрома и ванадия отмечаются в лейкократовых (Cr -11,3 г/т; V -17,7 г/т), аплитовидных и мусковитовых гранитах (Cr -8,0 г/т; V -9,0 г/т), а также в кварцпорфирах (Cr -11,0 г/т; V -33,0 г/т). В гранитах Локского массива наибольшим обогащением хромом и ванадием характеризуются роговообманковые граниты (Cr -26 г/т; V -72 г/т). Это объясняется наличием в гранитах роговой обманки. Как было показано (см. табл.1), роговые обманки из гранитов характеризуются сравнительно высокими содержаниями MgO, а также высокими значениями железистости. Это обстоятельство, наряду с тесной геохимической связью V и Cr с Mg и Fe²⁺ обусловило концентрации ванадия и хрома в роговообманковых гранитах по сравнению с другими разновидностями.

Средние содержания хрома и ванадия в кварцевых диоритах и габбро равно Cr -29,7 г/т и V -30 г/т; Cr -33,5 г/т; V -292,5 г/т, соответственно. При сравнении полученных нами данных со

⁶ Анализы произведены в лаборатории физических методов анализа Бронницкой геохимической партии ИГЭМ АН СССР. Исполнитель Н.В.Курякова.

Содержание V, Bi, Co, Mo, Ni, Sn, Cr, Zn, и Rb
в магматических породах Локского массива, г/т

Порода	№ пробы	Ва- надий	Вис- мут	Ко- бальт	Мо- либ- ден	Ни- кель	Оло- во	Хром	Цинк	Свин- ец	K/Рb	Fe ²⁺	Mg	Cr/V	Ni/Co	Fe ²⁺ / Ni
Лейкокреповый гранит	Л-60	52	-	10	2	10	6	9	50	50	3,76	1,03	0,44	0,17	1,0	1030
То же	Пр. 6-69	5	-	3	1	5	3	5	-	10	3,5	0,41	0,18	1,00	1,6	820
"	Пр. 8-69	31	-	6	1	5	4	8	30	70				0,25	0,8	
"	Т-282	14	-	3	1	10	10	10	30	60				0,71	3,3	
"	Т-296	3	4	3	1	9	9	9	-	42				3,0	3,0	
"	Т-300	6	5	5	2	15	8	28	30	150				1,30	3,0	3040
Бюитовый гранит	Пр. I-69	38	-	6	1	5	3	10	30	100	2,08	1,52	0,81	0,25	0,8	
Двуслыдяной гранит	Пр. IX-69	8	-	3	1	6	10	10	-	31				1,23	2,0	
Мусковитовый гранит	Пр. У-69	9	-	3	1	5	5	8	-	180	4,08	0,68	0,32	0,88	1,6	1360
То же	Т-301	9	-	3	1	9	18	6	30	80	3,00	0,41	0,13	0,66	3,0	455
Бюитовый гранит	Пр. X-70	33	-	4	1	6	5	20	30	43				0,60	1,5	
Роговообманковый гранит	М-4	100	-	8	2	10	13	18	30	90				0,18	1,2	
То же	М-5	45	-	7	2	9	9	33	30	30				0,73	1,3	
Гранит-аллит	А-72	11	-	3	1	10	3	10	-	100	3,78	0,28	0,25	1,00	1,3	280
То же	Т-299	6	-	3	2	7	3	9	30	100				1,50	2,3	

Роговообманковый гранит (р. Асху)	П-200	8	2	3	1	9	5	10	-	13	2,78	0,17	0,14	1,25	3,0	188
Гранит лейкокра- товый	П-239	13	-	3	2	10	6	10	-	26	2,79	0,28	0,21	0,77	3,3	280
Бюитовый гранит	П-261	8	-	3	1	6	3	30	-	31	3,40	0,51	0,14	3,75	2,0	850
Аплитовидный гра- нит	П-262	5	-	3	1	8	3	40	-	99	3,60	0,35	0,12	8,00	2,6	437
Альбитизированный гранит	Л-171	8	-	3	2	11	5	10	-	13	0,35	0,35	0,21	1,25	3,6	318
То же	Т-287	6	17	3	1	10	17	67	30	40	2,83	1,24	0,35	11,16	3,3	1240
"	Т-288	3	-	3	1	10	18	10	-	50	2,83	1,24	0,18	3,30	3,3	1240
"	Т-289	3	19	3	1	10	17	10	-	50				3,30	3,3	
Аплитовидный гранит	Т-301	9	-	3	1	9	18	6	30	80	3,00	0,41	0,14	0,66	3,0	455
Кварцпорфир	Т-298	30	-	3	1	10	4	12	-	74	3,58	1,00	0,12	0,40	3,3	1000
То же	Л-148	36	-	6	1	10	3	10	30	18	1,75	1,51	0,40	0,27	1,6	1510
Гнейсовидный квар- цевый диорит	Л-71	16	-	22	1	8	3	30	140	30	2,38	2,98	1,71	1,87	0,36	3725
Диорит	Л-80	18	-	17	2	18	8	30	120	10	2,15	2,80	1,83	1,66	1,00	
Кварцевый диорит	Пр. 4-69	24	-	28	1	10	5	27	180	26	1,08	2,48	0,90	1,12	0,35	2848
Диорит	Т-256	30	-	40	1	30	4	47	80	50				1,56	0,75	
То же	Т-283	32	-	30	1	30	10	40	140	40				0,12	1,00	
Кварцевый диорит	Т-297	71	-	13	1	14	6	27	110	38				0,38	1,00	
То же	Т-216	320	-	33	1	7	5	7	170	17				0,02	0,20	
То же	Л-74	350	-	40	2	61	3	70	100	22	1,42	4,70	3,17	0,20	1,50	770
Габбро	Л-156	250	-	38	2	25	4	34	130	19	1,53	5,31	3,13	1,13	0,6	2124
То же	Т-111	250	-	30	2	10	5	5	170	11				0,02	0,3	
"	Т-154	320	-	38	1	16	3	25	120	21				0,07	0,4	

средними значениями по этим элементам для средних гранодиоритов и гранитов, приводимых С.Тейлором (1972), можно заметить, что содержания хрома почти во всех разновидностях гранитов Локского массива соответствуют среднему значению для гранитов.

В отношении ванадия наиболее высокие содержания, близкие к содержанию ванадия в гранитах (40 г/т, по С.Тейлору) отмечаются в биотитовых и роговообманковых гранитах и кварцпорфирах (см.табл. 4); среднее значение для роговообманковых габбро Локского массива (Cr -72,5 г/т) приближается к среднему значению для гранитоидов (V - 75 г/т, по С.Тейлору).

Таким образом, мы видим, что хром и ванадий в определенной степени отражают петрологические процессы формирования пород Локского массива, проявляя отчетливую геохимическую связь с такими петрогенными элементами, как Fe^{2+} и Mg. Сравнительно высокие содержания ванадия и хрома среди гранитоидов отмечены в кварцевых диоритах, а также - в роговообманковых и биотитовых гранитах. Однако, если содержание хрома в габбро Локского массива гораздо ниже средних содержаний в базальтах, то содержание ванадия приближается к кларковому (Виноградов, 1972) и выше средних значений для базальтов и океанических толеитов (Тейлор, 1972).

Олово и молибден. Количественные данные по содержанию олова и молибдена в гранитах Локского массива впервые приводятся Т.В.Иваницким и Т.Н.Мгелиашили (II анализы на Sn и Mo), характеризующие лишь лейкократовые разновидности гранитоидов, аплиты и аплитовые граниты. Нами приводится 37 (см.табл.4) определений олова и молибдена в лейкократовых и биотитовых гранитах,

кварцпорфирах, а также в кварцевых диоритах и габбро Локского массива.

Как известно, имеются многочисленные работы по геохимии олова и молибдена в гранитоидах (Kuroda, Sanchell, 1954; Саворская, 1955; Барсуков, 1957; Студеникова и др., 1957; Готман, Руб, 1960; Тауссен, 1961; Иванова, 1963; Петрова, Лерейдо, 1965 и др.).

Авторами, в частности, установлены минералы-концентраторы олова и молибдена, кристаллохимическая связь их с титаном и окисным железом, накопление их в постмагматически измененных породах (при процессах мусковитизации и грейзенизации) и т.д.

Содержания молибдена во всех исследованных породах Локского массива постоянны и соответствуют кларковым содержаниям его в гранитах (2 г/т), гранодиоритах (1 г/т) и базальтах (1 г/т) (Тейлор, 1972). Сравнительно низкие концентрации молибдена объясняются, по-видимому, отсутствием или незначительным содержанием в изученных породах акцессорного сфена, являющегося одним из главных минералов-носителей и минералов-концентраторов молибдена и олова (Готман, Руб, 1960).

Средние содержания олова колеблются в незначительных пределах во всех разновидностях пород Локского массива, превышая кларк его в гранитах, гранодиоритах и основных породах в среднем в 2-3 раза. Из всех изученных пород наиболее низкие содержания олова (равные кларковому для кислых пород) установлены в гранитоидах Поладаурской интрузии, а также в гранит-аплитах и кварцпорфирах (около 3 г/т). Напомним, что аналогичная картина наблюдается и в отношении содержаний редкоземельных элементов, а именно, низкие их содержания в поладаурских гранитах по сравнению с палеозойскими гранитоидами.

Как известно, в настоящее время большинство исследователей, среди гранитоидов по содержанию олова выделяют два типа: оловоносные и неоловоносные. В работах, касающихся этого вопроса (Фаворская, 1955; Готман, Руб, 1960; Крылов, 1973), было показано, что оловоносные граниты обычно представлены биотитовыми и двуслюдяными, а также лейкократовыми калиевыми гранитоидами. Принимая во внимание вышесказанное, а также петролого-геохимические особенности гранитоидных пород Локского массива, можно заключить, что они в определенной степени проявляют черты, характерные для оловоносного типа. Самые низкие содержания олова соответствуют кларковым содержаниям для кислых пород: большинство разновидностей гранитов — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые характеризуются содержаниями олова в 2–3 раза выше кларковых. Особый интерес в этом отношении представляют граниты с широко развитыми автометасоматическими процессами (альбитизация, калишпатизация, окварцевание) и аплитовидные граниты, в которых интенсивно проявлен процесс мусковитизации. Эти породы обнажены в восточной части Локского массива в ущелье р. Гюль-Магомед-чай и ее притоков, представляя собой обособленные участки в пределах гранитоидного комплекса. Именно эти породы (см. табл. 4) характеризуются самыми высокими содержаниями олова. Если учесть, что содержания олова в альбитизированных и мусковитизированных гранитах превышают его кларк в кислых породах в 5–6 раз (среднее содержание олова в кислых породах равно 3 г/т, в гранодиоритах 2 г/т и базальтах 1 г/т, по С.Тейлору, 1972), то эти данные по Локскому массиву могут иметь определенный практический интерес.

При изучении геохимии олова в гранитоидных массивах Восточного Забайкалья Г.Ф.Ивановой (1963) было установлено, что при развитии постмагматических процессов (мусковитизация, грейзенизация и т.д.) концентрации олова в породах возрастают.

Аналогичный факт установлен нами и в гранитоидах Локского массива.

Накопление олова в поздних продуктах становления гранитоидов Локского массива объясняется особенностями геохимического поведения олова в магматическом процессе. Как известно, форма нахождения олова в расплаве возможна в виде Sn^{2+} и Sn^{4+} . Оно характеризуется также высокой летучестью галлоидных соединений. Учитывая свойство олова (особенно Sn^{4+}) образовывать прочные и устойчивые комплексы, можно предположить связь его с летучими компонентами, приводившими к накоплению этого элемента в постмагматических образованиях.

Кобальт и никель. Данные о содержании кобальта и никеля в породах Локского массива приводятся впервые в настоящей работе. Уровни концентраций кобальта и никеля в изученных породах определяются, главным образом, содержанием железо-магнезиальных минералов. Как видно из табл. 4 и 5, содержание кобальта и никеля в гранитах гораздо ниже, чем в кварцевых диоритах, а наибольшие их содержания отмечены в габбро. Среди выделенных разновидностей Локского массива самые высокие концентрации кобальта и никеля установлены в роговообманковых гранитах (Co — 8 г/т; Ni — 10 г/т), т.е. гораздо выше, чем средняя распространенность этих элементов в кислых породах. То же самое можно сказать и о других разновидностях гранитов (мусковитовых, двуслюдяных, биотитовых, аплитовых),

Таблица 5

Среднее содержание некоторых редких элементов в породах Локского массива, г/т

Порода	Ванадий	Кобальт	Никель	Олово	Хром	Цинк	Свинец	Количество анализов
Лейкократовые граниты	17,7	4,7	9,1	7,0	11,3	34,0	58,2	7
Биотитовые и двуслюдяные граниты	21,7	4,0	6,0	5,2	17,5	30,0	51,2	4
Роговообманковые граниты	72,5	7,5	9,5	11,0	26,0	30,0	60,0	4
Мусковитовые граниты и гранит-аплиты	9,0	3,0	8,0	6,4	8,0	30,0	98,0	5
Кварцпорфиры	33,0	4,5	10,0	3,5	11,0	30,0	46,0	5
Кварцевые диориты	30,0	26,1	16,7	6,0	29,7	128,3	30,1	5
Габбро	292,5	36,5	28,0	4,0	33,5	130,0	18,2	4
Среднее содержание по А.П.Виноградову (1962) основные	-	-	-	-	-	130,0	8	
средние	100	10	55	-	50	72	15	
кислые	40	5	8	3	25	60	20	
Средние содержания по С.Тейлору (1972)								
Базальт	250	48	150	1	200	-	5	
Гранодиорит	75	10	15	2	30	-	15	
Гранит	40	2	4	3	10	-	30	

в которых содержания кобальта и никеля несколько выше кларковых содержаний их в кислых породах.

Средние содержания никеля и кобальта в кварцевых диоритах выше, чем в гранодиоритах (см. табл. 5) в габбро Локского массива оно приближается к среднему базальту и океаническому толеиту; среднее содержание никеля же гораздо ниже цифр, приводимых для базальта и океанического толеита. Это отражено и в отношении Ni/Co , которое для габбро в большинстве своем меньше единицы.

Особый интерес представляет отношение Ni/Co в исследованных породах. На диаграмме (рис. 5) приводится соотношение никеля и кобальта в гранитах, кварцевых диоритах и габбро Локского массива. Как известно, соотношение Ni/Co колеблется в разных типах пород. Рассматривая данные по Локскому массиву можно отметить, что для большинства гранитов характерно преобладание никеля над кобальтом; отношение Ni/Co большей частью равно трем, что выше цифр, приведенной С.Тейлором (1972) для кислых пород.

На графике (рис. 6) иллюстрируется линейная зависимость между кобальтом и никелем, с одной стороны, и магнием, с другой. Как видно из приведенных графиков, она проявлена более четко для кобальта, для никеля же характерен некоторый разброс фигуративных точек (особенно для габбро). Последнее обстоятельство может косвенно указывать на большую связь никеля с железом, нежели с магнием.

Свинец и цинк. Вопросам геохимии свинца и цинка в породах Локского массива посвящено специальное исследование Т.В.Иваницкого и Т.Н.Мгалишвили (1971). Нами приводятся результаты 37

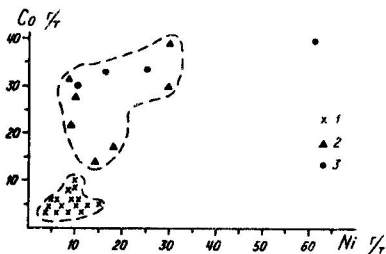
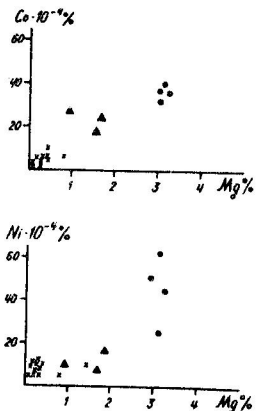


Рис. 6. Соотношение никеля и магния и кобальта и магния в породах Локского массива. Условные обозначения см. на рис. 5.

определений свинца и цинка в исследованных породах. Значения содержаний свинца (см. табл. 4) в общем высокие. Среднее содержание его в отдельных разновидностях гранитов Локского массива выше средних значений, приводимых С.Тейлором (1972). Среднее содержание свинца в кварцевых диоритах 30,1 г/т ниже, чем в гранитах. Однако оно в два раза выше кларка свинца - 15 г/т, приводимого А.П.Виноградовым для средних пород и С.Тейлором для гранодиоритов. Наибольшим обогащением свинцом характеризуются

Рис. 5.

Соотношение никеля и кобальта во всех разновидностях гранитов, в кварцевых диоритах и габбро Локского массива. 1 - граниты; 2 - кварцевые диориты; 3 - габбро.



гранит-аплиты и мусковитовые граниты, являющиеся наиболее поздними образованиями среди палеозойских гранитоидов и, следовательно, генетически связанными с ними. Содержание свинца в них очень высокое: 100 г/т - в аплитах и 180 г/т - в мусковитовых гранитах.

Как известно, некоторые исследователи отмечают прямую зависимость содержаний свинца в гранитоидах от содержания калия (Sandell, Goldich, 1943; Таусон, 1961). В магматических породах Локского массива такая закономерность не наблюдается. В породах с одинаковым содержанием калия концентрации свинца варьируют в значительных пределах. Это касается всех разновидностей гранитов, кварцевых диоритов и основных пород. Из вышесказанного следует, что кристаллохимическая связь свинца с калием не является решающим фактором при распределении свинца в породах Локского массива. На отсутствие корреляционной связи свинца и калия указывают также Б.И.Злобин, М.С.Горшкова (1961), З.И.Петрова (1972) и др.

Среднее содержание цинка в гранитах Локского массива (30 г/т) в два раза ниже кларка цинка для кислых пород, по А.П.Виноградову (1962) и близко к кларку цинка в "малокальциевых" гранитах - 39 г/т по К.К.Турекьяну и К.Вадеполю (1961). Наибольшим обогащением цинком характеризуются кварцевые диориты Локского массива - 128,3 г/т, что значительно превышает кларк цинка для средних пород, равный 72 г/т. И, наконец, среднее значение содержания цинка в габбро (130 г/т) полностью совпадает с его кларком для основных пород. Таким образом, отмеченная нами закономерность полностью соответствует данным Т.В.Иваницкого и Т.Н.Мгелиашвили (1971), а именно - накопление цинка в средних и среднекислых породах.

В заключение рассмотрения геохимических особенностей микроэлементов⁷ в породах Локского массива нами приведен график сравнения (рис. 7). На горизонтальную ось наносятся средние составы лейкократовых, биотитовых и двуслюдяных, роговообманковых, мусковитовых гранитов и гранит-аплитов, а также кварц-порфиров и кварцевых диоритов; на вертикальную ось — средние составы гранитов (Тейлор, 1972). Средний состав гранитов показан на диагональной линии, проведенной под углом 45°. Ввиду широкого разброса значений, диаграмма изображена в логарифмическом масштабе, хотя это и прелатствует простому арифметическому сопоставлению содержания элементов. Как видно из диаграммы (см. рис. 7), за исключением редкоземельных элементов и частично ванадия и хрома, средние содержания рассмотренных редких элементов в различных типах гранитоидов Локского массива выше кларка этих элементов для кислых пород.

В ы в о д ы

1. В строении гранитоидного комплекса Локского массива принимают участие кварцевые диориты, богатые ксенолитами основных пород, роговообманковые, биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, лейкократовые, аплитовидные граниты. Среди перечисленных разновидностей наиболее ранними образованиями являются кварцевые диориты. Между отмеченными гранитами наблюдаются постепенные взаимопереходы и лишь мусковитовые граниты и гранит-аплиты обособлены в пределах массива в виде секущих тел.

⁷ Наряду с ванадием, кобальтом, никелем, оловом, хромом, свинцом и цинком нами на диаграмму нанесены и редкоземельные элементы: церий, лантан, самарий, празеодим, пользующиеся наибольшим распространением в гранитоидах Локского массива.

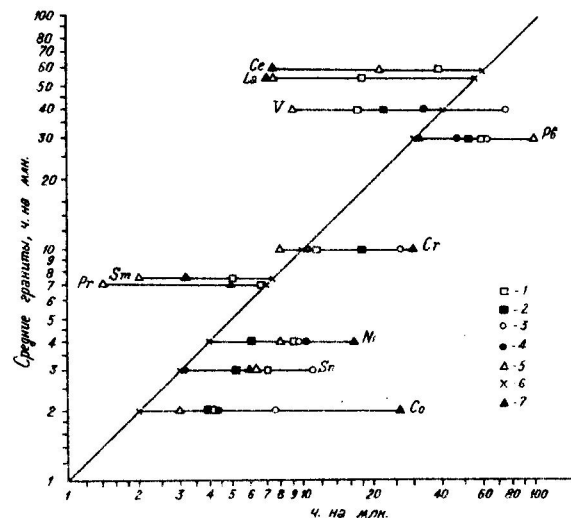


Рис. 7. Сравнение средних содержаний микроэлементов в разновидностях гранитоидов Локского массива со средним содержанием в гранитах.

1 — лейкократовые граниты; 2 — биотитовые и двуслюдяные граниты; 3 — роговообманковые граниты; 4 — кварцпорфиры, 5 — мусковитовые граниты и гранит-аплиты; 6 — среднее для гранитов (С.Тейлор, 1972); 7 — кварцевые диориты.

2. Наиболее устойчивые минеральные ассоциации гранитоидов Локского массива Пл+Кв+Рог+Би, Пл+Кв+Кпш+Рог, Пл+Кв+Кпш+Би, Пл+Кпш+Кв и Пл+Кв+Кпш+Муск.

Как показал анализ, парагенезис гранитов Локского массива соответствует I дивариантному полю щелочности (по Коржинскому,

1957). В это же поле попадает парагенезис большинства ксенолитов, находящихся в кварцевых диоритах. Второму дивариантному полю соответствует парагенезис роговообманковых гранитов, типичных для гранитоидов несколько повышенной щелочности.

Таким образом, формирование гранитоидных пород Локского массива протекало в условиях сравнительно повышенной щелочности. На это указывают парагенезисы роговообманковых и биотитовых гранитов.

3. Петрохимическое обсуждение данных показало, что химический состав исследованных гранитоидов отвечает нормальным и пересыщенным глиноземом составам.

Среди гранитов Локского массива выделяются кальциевые граниты, на что указывают два самостоятельных поля на диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, образованными фигуративными точками гранитов.

Имеющиеся геологические факты, а также геохимические данные (расположение фигуративных точек на тройной диаграмме $\text{Q} - \text{Or} - \text{Ab}$ в области тройного минимума) являются одними из важных аргументов в пользу магматического происхождения гранитов Локского массива. Однако широко развитые процессы альбитизации, окварцевания, калишпатизации указывают на то, что при становлении гранитоидов Локского массива немаловажную роль играли также процессы аутометасоматоза.

4. Исследованные породы характеризуются низкими содержаниями в них редкоземельных элементов по сравнению с кларками в аналогичных породах.

5. Полученные данные по содержанию РЗЭ показали, что в процессе становления палеозойских гранитоидов Локского массива имело место фракционирование состава РЗЭ и вариации в их содержании. Фракционирование заключалось в разделении цериевой и иттриевой групп, причем в первой особую роль играли церий и неодим. В иттриевой группе главную роль играли итрий и в меньшей степени диспрозий. Роль остальных элементов при фракционировании РЗЭ в процессе становления гранитов Локского массива незначительна.

6. При становлении гранитов Локского массива хром и ванадий проявляют отчетливую геохимическую связь с двухвалентным железом и магнием, отражая, таким образом, петрологические процессы формирования этих пород.

7. Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты Локского массива характеризуются высоким содержанием олова, в 2-3 раза превышающими его кларк в кислых породах. Особый интерес в этом отношении представляют граниты с широко развитыми аутометасоматическими процессами. Учитывая, что содержание олова в них превышает средние содержания этого элемента в кислых породах в 5-6 раз, эти данные по Локскому массиву могут иметь определенный практический интерес.

8. Принимая во внимание петролого-геохимические особенности гранитоидов Локского массива, можно заключить, что они в определенной степени проявляют черты, характеризующие оловоносные граниты и, следовательно, могут быть отнесены к оловоносному типу.

9. Сопоставление средних содержаний исследованных редких элементов в гранитоидах Локского массива со средними содержаниями их в кислых породах (по Тейлору, 1972) показало, что за исключением редкоземельных элементов, а также частично ванадия и хрома, концентрации свинца, никеля, кобальта и особенно олова в гранитоидах Локского массива выше кларка этих элементов в кислых породах.

10. Граниты Поладаурской интрузии (батский возраст) в отличие от палеозойских гранитоидов характеризуются значительно более низкими содержаниями свинца, цинка, молибдена, олова и др. Аналогичная картина наблюдается и в отношении редкоземельных элементов, для которых установлен также иной характер распределения. Отмеченное обстоятельство подтверждает предположение о том, что граниты Поладаурской интрузии являются образованиями иного возраста и генезиса. Не исключено, что образование Поладаурской интрузии связано с выплавлением из глубинных частей сиалической коры кварц-полевошпатового мобилизата и последующим его внедрением в палеозойские и нижнеюрские образования Локского массива.

В заключение авторы выражают благодарность профессору Т.В. Иваницкому за ценные советы при подготовке работы, а также младшему научному сотруднику Т.Н. Мгелиашвили, любезно предоставившему возможность пользоваться его материалом.

Л и т е р а т у р а

- А д а м и я Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР, нов.серия, вып.16, Тбилиси, 1968.
- Б а р с у к о в В.А. К геохимии олова. "Геохимия", № 1, 1957.

Б а л а ш о в Ю.А. Дифференциации редкоземельных элементов в магматическом процессе. В сб.: Химия Земной коры, т.1, изд-во АН СССР, М., 1963.

Б а л а ш о в Ю.А., К е к е л и я М.А., Н а д а р е й ш в и л и Д.Г. Влияние щелочности пород на фракционирование редкоземельных элементов в габброидных интрузиях. "Геохимия", № 5, 1969.

Б а л а ш о в Ю.А., К е к е л и я М.А. Влияние фациальных изменений на распределение редкоземельных элементов в породах Закарской габбро-диоритовой интрузии. "Геохимия", № 9, 1965.

Б а л а ш о в Ю.А., Н е с т е р е н к о с Г.В. Распространенность РЗЭ в траппах Сибирской платформы. "Геохимия", № 7, 1966.

В а р ш а л л Г.М., Р я б ч и к о в Д.И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах и сплавах. "Журнал аналитической химии", № 19, вып.2, 1964.

В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", № 7, 1962.

В и н о г р а д о в А.Н., В и н о г р а д о в а Г.В. Поведение редких земель в процессе становления Умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и порфиroidных гранитов. "Геохимия", № 7, 1973.

В и н о г р а д о в А.Н., Е л и н а Н.А. Распределение редких земель в гранитоидах северо-западной части Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып.6, "Наука", М., 1968.

- Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. "Геотектоника", № 3, 1966.
- Г е л ь м а н Е.М., В а р ш а л л Г.М., Б о г д а н о в а В.И., К н я з е в а Д.Н. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения редкоземельных элементов при анализе природных материалов. "Редкоземельные элементы". Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Г о т м а н Я.Д., Р у б М.Г. Сравнительная характеристика разновозрастных оловоносных гранитоидов Южного Приморья и некоторых других оловорудных районов. "Советская геология", № 2, 1960.
- Д ж а в а х и ш в и л и Ш.И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз.яз.). Тр.Геол. ин-та АН СССР, минер.-петрогр.серия, т.4, 1958.
- Д ж а в а х и ш в и л и Ш.И. Микроэлементы в магматических породах Локского массива и соседних районах (на груз.яз.). Тр.ГИН АН СССР, 1959.
- З а в а р и ц к и й А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф., Х м а л а д з е И.И., Д у д а у р и О.З. Интрузии. В сб.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии, Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, вып I, Тбилиси, 1965.
- З л о б и н Б.И., Г о р ш к о в а М.С. Рb и Zn в щелочных породах и некоторые петрологические проблемы. "Геохимия", № 4, 1961.
- И в а н и ц к и й Т.В., М г е л и а ш в и л и Т.Н. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросами металлогенической специализации. В Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, вып.27, "Мецниереба", 1971.
- И в а н о в а Г.Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. "Геохимия", № 5, 1963.
- К е к е л и я М.А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива. Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, вып.28. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- К е к е л и я М.А., Б а л а ш о в Ю.А. Факторы дифференциации редкоземельных элементов в Зекарской габбро-диоритовой интрузии и вмещающей андезито-базальтовой толще. Сообщ. АН СССР, XLV, № 2, 1967.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- К р ы л о в Е.И. Оловоносность гранитоидов Западного Узбекистана. "Геохимия", № 8, 1973.
- Н а д а р е й ш в и л и Д.Г. Геохимия редкоземельных элементов в интрузивах Аджаро-Триалети. "Мецниереба", Тбилиси, 1973.
- П е т р о в а З.И. Петролого-геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса. В сб.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири, "Недра" 1972.
- П е т р о в а З.И., Л е г е й д о В.А. К геохимии олова в магматическом процессе. "Геохимия", № 4, 1965.
- Р у б М.Г. Рудоносные гранитоиды советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ними оруденения. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.10, "Наука", 1973.
- С т у д е н и к о в а З.В., Г л и н к и н а М.И., П а в л е н к о Д.И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. "Геохимия", № 2, 1957.

- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. В кн.: Распространенность редких элементов в земной коре. "Мир", 1972.
- Фаворская М.А. О связи оловоносного оруденения с магматизмом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.
- ✓ Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распространение редких земель в литосфере и космосе. "Мир", 1968.
- Щербина В.В. Основы геохимии. "Недра", 1972.
- Sandell E.B., Goldsch S.S. The rarer metallic constitution of some american igneous rocks. I. geology, 51, N 2-3, 1943.
- Turekian K.K., Wederohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, N 2, 1961.
- Towell G., Winchester I.W., Sprin R.W. Rare earth distribution on some rocks and associated minerals of the batholit of Southern California. I. Geophys., Res., v. 70, N 14, 1965.
- Tate O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - Mem. Geol. Soc. America, 74, 153, 1958.
- Kurda F.K., Sandell E.B. Geochemistry of molybdenum. Geochim. Cosmochim. Acta, 6 N 1, 1954.
- Dodge F.C.W., Ross D.C. Coexisting hornblendes and biotites from granitic rocks near the San Andreas fault, California. I. Geol., 79, N 2, 1971.

УДК 550.4 : (546.27 + 546 : 16) + 552.32 (479)

И.Д. Шавишвили

ГЕОХИМИЯ БОРА И ФТОРА В ГРАНИТОИДАХ ДАРЬЯЛЬСКОГО МАССИВА
(БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗА

В работе приводятся данные по содержанию бора и фтора в различных породах Дарьяльского массива. Устанавливаются средние содержания рассматриваемых элементов как в целом для массива, так и для отдельных групп гранитоидных пород. На основании геолого-петрографического, петрохимического и геохимического данных устанавливаются магматический генезис пород и принадлежность плутона к градиоритовой формации поздней стадии геосинклинального этапа развития складчатых областей.

В в е д е н и е

Исследование геохимических особенностей гранитоидов различных формационных типов представляет значительный научный и практический интерес. Важное значение имеет также изучение распределения элементов-минерализаторов (фтора, бора и хлора), играющих большую роль в процессе кристаллизации расплавов, в переносе рудных элементов и образовании редкометалльных оруденений, генетически связанных с гранитоидным магматизмом. Ограниченность данных по распределению бора и фтора в гранитоидах Большого Кавказа, наряду с вышеизложенным, обусловила целесообразность постановки настоящего исследования.

Краткая геолого-петрографическая характеристика массива

Геолого-петрографическое изучение Дарьяльского массива ведется длительное время. Объем статьи не позволяет провести даже краткий обзор предыдущих исследований. Основные результаты их суммированы в работе Д.М. Шенгелиа (1965).

Дарьяльский гранитоидный массив (общей площадью 30 км²) представляет собой восточное окончание Центральной зоны воздымания кристаллического ядра антиклинория Главного Кавказского хребта.

Породы массива образуют два разобщенных выхода: северный, собственно Дарьяльский и южный - Гвелетский^I.

Вмещающей для массива является сланцево-осадочная толща нижней кры, совместно с которой гранитоиды образуют веерообразный горст-антиклинорий (Шенгелиа, 1965); при этом магматические породы приурочены к ядру структуры и вдавлены в виде двух тектонических блоков в осадочную толщу.

Гранитоиды массива представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и в различной степени катаклазированными гранитоидами, которые характеризуются совершенно постепенными взаимопереходами. Среди нормальных и слабокатаклизированных пород наиболее широко распространены гранодиориты (~90%), выходы которых приурочены к центральным частям массива. Периферийные участки сложены сильно милонитизированными гранитоидами (ультрамилониты, бластомилониты), которые в сторону центральных частей массива постепенно, через катаклазиты сменяются нормальными и слабокатаклизированными разностями.

Породы массива интродуцированы множеством жил основного, среднего и кислого состава, большинство из которых также подверглось катаклазу и милонитизации. Наряду с этим в гранодиоритах устанавливаются ксенолиты меланократовых пород.

^I Далее в тексте эти два выхода рассматриваются вместе.

Нормальные и слабокатаклизированные гранитоиды (кв. диориты, гранодиориты и граниты) представлены средне- и крупнозернистыми породами светло-серого цвета и характеризуются главным образом крупнопорфировидным сложением. Обусловлено оно постоянным присутствием вкрапленников микроклина, достигающих в длину 5-6 см. Текстура пород гнейсовидная. Структура равномернозернистых участков - гипидиоморфнозернистая, а сильно гнейсовидных разностей - гранобластовая или лепидогранобластовая. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем и кали-натровым полевым шпатом. Плагиоклаз образует призматически-таблитчатые, полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Состав его меняется от андезина (An₄₂) в кв. диоритах до среднего олигоклаза (An₁₈₋₂₃) - в гранодиоритах и гранитах. Кальциевый амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и характеризуется магнезиальностью от 33,8 до 37,9 (см. табл. 1). Совместно с биотитом встречается редко и обычно замещается последним.

Биотиты представлены среднежелезистыми разностями промежуточного состава и характеризуются общей железистостью от 58,3 до 65,3 (67,7) (см. табл. 2). Порфиновые вкрапленники кали-натрового полевого шпата являются максимальным решетчатым микроклином (Шенгелиа, 1972) с содержанием альбитового компонента от 14 до 28% и нередко содержит реликты замещенных плагиоклазов. Аналогичные микроклины устанавливаются также в метасоматических пегматитах Дарьяльского массива (Шенгелиа, 1972). Кали-натровый полевой шпат основной массы представлен микроклином, но в основном с очень неясной микроклиновой решеткой. Часто образует тонкие и грубые пертиты распада. Характеризуется относительно пониженной оптической упорядоченностью (наименьшее значение - 2V = 73,5°; Марфуни, 1962).

Химический состав и кристаллохимические формулы амфиболов различных кристаллических пород Дарьельского массива

Породы	Грэнодиориты				Кварц-плагиоклаз-актинозитовые жилы	Жильный микро-гранодиорит	Амфиболиты	
	107	434	516	286			291	710
№ обр.								
Оксиды								
SiO ₂	42,72	44,52	44,22	50,79	51,96	45,78	44,99	45,04
TiO ₂	0,48	0,53	0,53	0,53	сд.	0,55	0,43	0,65
Al ₂ O ₃	10,26	9,22	10,09	4,52	6,43	8,70	9,74	9,39
Fe ₂ O ₃	5,99	6,22	4,76	3,13	1,71	5,74	5,11	5,47
FeO	17,37	16,61	17,46	14,22	12,80	14,22	14,54	14,76
MnO	0,54	0,48	0,47	0,21	0,21	0,38	0,35	0,35
MgO	6,67	6,92	7,17	11,61	11,46	8,49	8,57	8,07
CaO	13,09	12,75	13,05	13,07	13,06	12,80	13,20	12,86
Na ₂ O	1,34	0,92	0,85	0,57	0,57	0,70	1,04	1,96
K ₂ O	0,26	0,43	0,41	0,07	0,09	0,31	0,34	0,43
H ₂ O - II	0,20	0,40	0,36	0,26	0,34	0,68	0,42	0,45
H ₂ O*110	0,92	1,63	0,50	0,96	1,58	1,46	0,70	1,53
F	0,20	0,11	0,12	0,20	0,52	0,11	0,30	0,30
Сумма	100,04	100,74	99,99	100,14	100,73	99,92	100,13	100,20
Магнетитовые включения	33,8	37,9	36,5	54,6	58,4	43,3	43,3	41,8
$\frac{Al^{IV}}{Si+Al^{IV}}$	17,9	14,7	16,4	6,2	5,1	13,1	15,1	14,1

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

Ca	2,16	2,09	2,12	2,07	2,06	2,08	2,13	2,10
Na	0,41	0,28	0,26	0,17	0,17	0,22	0,31	0,28
K	0,05	0,07	0,07	0,01	0,02	0,06	0,05	0,07
X	2,62	2,44	2,45	2,25	2,25	2,36	2,49	2,45
Fe+2	2,23	2,13	2,22	1,76	1,57	1,81	1,89	1,88
Mg	1,53	1,57	1,63	2,55	2,51	1,93	1,92	1,83
Mn+3	0,07	0,05	0,06	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05
Fe+3	0,70	0,72	0,54	0,34	0,19	0,66	0,58	0,62
Ti	0,05	0,05	0,05	0,05	-	0,06	0,05	0,07
Al ^{VI}	0,42	0,48	0,50	0,28	0,70	0,50	0,52	0,55
Y	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Si	6,57	6,82	6,70	7,50	7,59	6,95	6,79	6,87
Al ^{IV}	1,43	1,18	1,30	0,50	0,41	1,05	1,21	1,13
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	0,34	1,06	0,51	0,35	1,54	1,48	0,71	1,56
F	0,06	0,06	0,05	0,09	0,24	0,06	0,10	0,05
O	0,57	0,65	0,41	0,54	0,79	0,67	0,61	0,73
(O, OH, F)	1,61	1,77	0,97	1,58	2,57	2,21	1,42	2,34

Примечание. Спектральные анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ГИИ АН СССР химиком-аналитиком В. Чигайшвили.

Кварц нередко образует крупные выделения и, как правило, катаклазирован.

В кв. диоритах, гранодиоритах и гранитах установлены три устойчивых минеральных парагенезиса:

1) $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв}$, 2) $\text{Би} + \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв}$,

3) $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$, которые относятся к первому полю щелочности гранитоидов (Коржинский, 1957). Однако наиболее распространен 2-й парагенезис, а не последний — типоморфный для первого поля.

Катаклазиты и милониты широко развиты в периферийных участках массива и связаны постепенными взаимопереходами с нормальными и слабокатаклазированными гранитоидами. По мере приближения к периферии массива постепенно увеличивается степень катаклаза. Появляются катакlastические, брекчиевые, цементные и бластоцементные структуры. Постепенно массивная текстура пород сменяется сланцеватой и сланцевато-очковой (реликты порфиробластов) текстурами.

Структура милонитов тонкомилонитовая, бластомилонитовая, свилеватая, лепидогранобластовая.

Наблюдается раздробление и перетиранье-развальцевание всех породообразующих минералов гранитоидов, включая порфиробласты микроклина.

В связи с милонитизацией развиваются процессы метасоматоза — появляются новообразованные минералы: альбит (Alp_{0-10} ; Лоладзе, 1940), актинолит, мусковит, серицит, эпидот, хлорит, турмалин. Происходит интенсивное окварцевание пород, вплоть до образования сланцеватых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев-ультрамилонитов. Это создает впечатление "неуловимого", постепенного перехода из массива во вмещающую толщу, которая в непосредственном контакте

также сильно окварцована и представлена кварцитами, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами (с новообразованными кристаллами турмалина, граната, анатаза и рудного минерала) и в различной степени милонитизированными диабазами и диабаз-порфиритами (Чихрадзе, 1972).

В жильной серии Дарьяльского массива возможно условно выделить четыре основные группы: 1) уралитовые диабаз-порфириты, 2) лейкократовые аплиты, 3) лейкократовые кварц-плагиоклаз-актинолитовые жилы и 4) плагиоклаз-роговообманковые микродиориты и биотит-роговообманковые микрогранодиориты. Специальное исследование жильных образований массива автором не проводилось. Здесь лишь отметим, что метасоматическая природа лейкократовых жильных образований убедительно доказана на основании их геолого-петрографических особенностей (Шенгелиа, 1965; 1972).

Ксенолиты Дарьяльского массива описаны многократно. По минеральному составу и морфологии можно выделить две главные группы: 1) шпиреподобные, удлиненно-вытянутой, иногда жилоподобной формы ксенолиты биотит-кварц-плагиоклазового состава и 2) отчетливо угловатой формы ксенолиты амфиболитов, амфибол-биотит-кварц-плагиоклазового состава.

Природа ксенолитов первой группы разными исследователями трактуется различно. Текстура пород, как правило, массивная и не отличается от вмещающих их гранитоидов. Генезис этих образований не совсем ясен.

Наиболее важным для петрогенеза дарьяльских гранитоидов представляются амфиболитовые ксенолиты, несущие информацию о минеральном и химическом составе вмещающего субстрата.

Ксенолиты амфиболитов пользуются широким распространением в восточной части массива. Представлены они угловатыми обломками

мелко- и среднезернистых меланократовых пород. Текстура гнейсовидная, иногда - сланцеватая. Ориентация ксенолитов совершенно различна относительно гнейсовидности вмещающих гранодиоритов. Структура амфиболитов лепидогранобластовая. Амфибол представлен кальциевой обыкновенной роговой обманкой и характеризуется магнезиальностью 41,8 и 43,5% (табл. I, рис. I, 2). Биотит в амфиболитовых ксенолитах принадлежит к группе среднежелезистых биотитов со значениями общей железистости от 55,0 до 57,71% (табл. 2, рис. 3-5). Часто развивается по роговой обманке, замещая ее. Характеризуется субпараллельной ориентацией призматических выделений в тонких амфибол-биотитовых полосках. Плаггиоклаз, как правило, образует коротко-призматические и таблитчатые полисинтетически sdвойникованные выделения и представлен основным андезином (An_{38-48}). В редких случаях в амфиболитах устанавливаются недоразвитые, относительно крупные кристаллы новообразованного кислого плаггиоклаза (An_{16-22}) с реликтами замещенного более основного плаггиоклаза и биотита. Кварц встречается в виде зерен с зубчатыми ограничениями. Нередко образует тонкие инъекционные полоски, гнездо- и линзообразные скопления.

С петрологической точки зрения вызывает интерес взаимодействие амфиболитовых ксенолитов и вмещающих биотитовых гранодиоритов.

В амфиболитовых ксенолитах Дарьяльского массива признаки воздействия магматического расплава полностью отсутствуют². Породы ксенолитов характеризуются удивительным постоянством минерального состава от центральных частей к периферии в пределах отдельных

² Лишь в непосредственном контакте отмечается некоторое увеличение степени биотитизации роговой обманки.

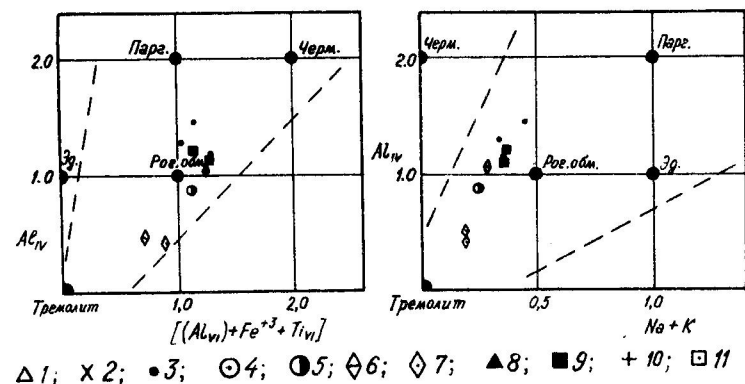


Рис. 1, 2. Составы кальциевых амфиболов Дарьяльского массива, нанесенные на диаграмму Дира и др. (1965).

Условные обозначения: I - гнейсы; 2 - кварцевые диориты; 3 - гранодиориты; 4 - граниты; 5 - катаклазиты и милониты; 6 - жильные микродиориты и микрогранодиориты; 7 - кварц-плаггиоклаз-актинолитовые жилы и аплиты; 8 - древние габброиды; 9 - амфиболитовые ксенолиты; 10 - кристаллические сланцы; 11 - образования реакционных каемок.

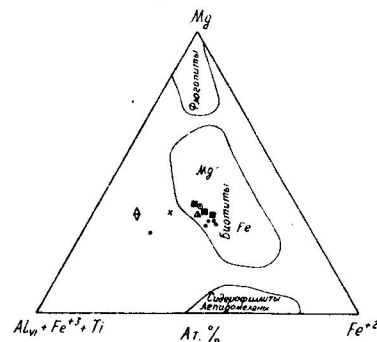


Рис. 3. Составы железо-магнезиальных слюд Дарьяльского массива, нанесенные на диаграмму Фостера (Foster, 1960).

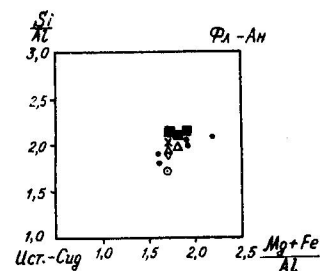


Рис. 4. Диаграмма относительной глиноземистости железо-магнезиальных слюд Дарьяльского массива

Таблица 2

Химический состав и кристаллохимические формулы
биотитов различных кристаллических пород Дарьяльского массива

Порода	Кварц. диорит	Гнейс	Г р а н о д и о р и т ы					Гранит	Жильный микро- гранод.	Амфиболиты										
			706	52I	I07	I67	434			516	517	II0	710	416	420	435				
Оксиды																				
SiO ₂	34,18	35,90	34,10	33,94	31,65	34,27	34,34	32,15	34,32	36,96	36,82	38,19								
TiO ₂	1,10	0,62	0,90	0,87	0,85	0,65	0,70	0,85	0,66	0,57	0,75	0,94								
Al ₂ O ₃	14,40	15,14	15,66	14,79	12,88	14,09	14,62	15,83	14,96	15,13	14,96	15,14								
Fe ₂ O ₃	13,47	9,32	10,82	15,13	11,73	8,68	9,40	9,60	16,45	9,04	7,48	6,14								
FeO	10,35	14,67	13,32	9,00	15,30	17,01	17,10	14,13	5,76	14,04	15,30	17,10								
MnO	0,08	0,25	0,57	0,17	0,54	0,30	0,31	0,21	0,16	0,27	0,27	0,23								
MgO	8,56	8,57	7,50	6,59	7,41	7,66	7,99	9,15	8,65	9,80	8,98	9,06								
CaO	1,60	0,80	1,71	1,60	1,14	1,26	1,03	1,26	1,40	1,26	1,49	1,37								
Na ₂ O	0,11	0,11	0,21	0,11	0,16	0,11	0,11	0,11	0,16	0,11	0,22	0,32								
K ₂ O	7,92	8,06	6,10	7,63	6,59	7,15	7,78	6,21	6,67	8,06	8,06	8,06								
H ₂ O ⁻¹¹⁰	2,76	2,60	3,64	2,23	3,60	2,35	2,02	3,68	3,14	1,63	2,28	1,08								
H ₂ O ⁻¹¹⁰	5,26	3,73	5,36	7,85	7,98	6,37	4,44	6,54	6,54	3,24	3,28	2,20								
F	0,25	0,13	0,33	0,15	0,20	0,20	0,40	0,40	0,32	0,38	0,25	0,27								
Сумма	100,04	99,95	100,22	100,06	100,06	100,10	100,24	100,22	99,19	100,54	100,14	100,10								
Общая железис- тость	58,27	59,47	62,27	64,33	65,34	63,81	63,47	57,25	55,42	55,00	57,23	57,71								

Количество ионов в пересчете на I₂ (O, OH, F)

K	0,84	0,83	0,65	0,84	0,73	0,76	0,81	0,66	0,72	0,81	0,83	0,81
Na	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,09	0,02	0,03	0,05
Ca	0,14	0,07	0,15	0,15	0,11	0,11	0,09	0,20	0,13	0,10	0,13	0,11
H ₃ O ⁺	-	0,08	0,17	-	0,13	0,11	0,08	0,12	0,12	0,07	0,01	0,03
X	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mg	1,07	1,03	0,93	0,85	0,96	0,95	0,97	1,13	1,09	1,15	1,08	1,05
Fe ⁺²	0,72	0,99	0,92	0,65	1,11	1,19	1,17	0,98	0,41	0,93	1,03	1,12
Fe ⁺³	0,85	0,56	0,68	0,99	0,77	0,54	0,58	0,60	1,05	0,54	0,45	0,36
Mn	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Ti	0,07	0,02	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,06
Al ^v	0,28	0,36	0,37	0,45	0,07	0,26	0,22	0,22	0,40	0,33	0,38	0,39
Y	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	2,86	2,91	2,84	2,94	2,76	2,87	2,81	2,67	2,91	2,92	2,96	2,99
Al ^{iv}	1,14	1,09	1,16	1,06	1,24	1,13	1,19	1,33	1,09	1,08	1,04	1,01
Z	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
OH	0,66	0,99	0,75	0,32	1,13	1,08	0,92	1,11	-	0,85	0,94	0,96
F	0,07	0,03	0,09	0,04	0,06	0,06	0,10	0,10	0,09	0,10	0,06	0,07

Примечание. Спектральные анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ГИН АН СССР химиком-аналитиком В. Читайшвили.

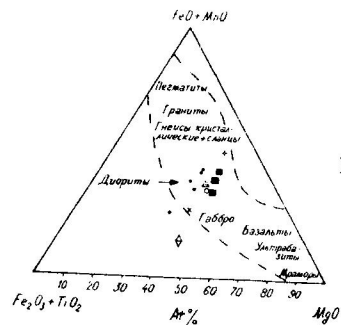


Рис. 5. Составы железомagneзиальных слюд Дарьяльского массива, нанесенные на диаграмму по Енгелам (Engel, 1960).

ксенолитов, и от ксенолита к ксенолиту. Однако петрографическое изучение амфиболитовых ксенолитов свидетельствует об их частичной гранитизации (инъекционная природа кварца, биотитизация амфибола, развитие вторичного кислого плагиоклаза). Возникшие противоречия могут быть разрешены, если связать частичную гранитизацию амфиболитов с глубинными зонами коры, с областями зарождения гранитных магм. Что касается процессов, возникших во вмещающих гранитоидах под воздействием амфиболитовых ксенолитов, то они лишь в редких случаях проявляются в возникновении маломощных (2–3 см) реакционных каемок, несколько повышенной щелочности, представленных парагенезисом Рог + Пл + Кпш + Кв (проявление реакционного принципа кислотно-основного взаимодействия; Коржинский, 1959).

Составы железомagneзиальных силикатов

Биотиты. Составы биотитов иллюстрируются таблицей 2 и диаграммами (рис. 3–5), рассмотрение которых позволяет сделать ряд заключений.

1. Железо-магнезиальные слюды нормальных и слабokatаклазированных гранитоидов Дарьяльского массива в общем характеризуются близким химизмом и представлены среднежелезистыми биотитами промежуточного состава (см. рис. 3, 4).

2. Составы биотитов амфиболитовых ксенолитов близки к составам слюд нормальных гранитоидов (см. рис. 3, 4).

3. Исследованные биотиты относятся к полю биотитов диоритовых пород (см. рис. 5).

Наряду с этим, данные табл. 2 свидетельствуют о некоторой вариации состава биотита как среди нормальных гранитоидов, так и между гранитоидами и амфиболитовыми ксенолитами.

В серии пород нормальных гранитоидов устанавливается закономерное увеличение железистости биотитов от 58,27 в кв. диоритах до 65,34 в гранодиоритах (среднее 63,8), а с учетом литературных данных до 67,7– в гранитах (Шенгелиа, 1972). Аномально низкая железистость (57,2) получена для слюды исследованного гранита (см. табл. 2) что, по-видимому, связано с качеством химического анализа.

Относительно низкой железистостью характеризуется биотит из жильного биотит-роговообманкового микрогранодиорита (55,42).

Наиболее низкая общая железистость среди кристаллических пород Дарьяльского массива устанавливается для биотитов амфиболитовых ксенолитов 55,0–57,71 (среднее 56,6).

Амфиболы. Данные о составе амфиболов сведены в табл. 1. На основании этих данных, а также используя литературные источники (Шенгелиа, 1965, 1972), построены диаграммы (см. рис. 1, 2).

Представленный материал свидетельствует, что амфиболы нормальных гранитоидов, жильного микродиорита и амфиболитовых ксенолитов

характеризуются близким химизмом, они кальциевые и относятся к группе обыкновенной роговой обманки (фигуративные точки сгруппированы вблизи области роговой обманки (см.рис.1,2).

Судя по соотношениям, представленным на диаграммах (см.рис.1,2), составы роговых обманок отмеченных пород тяготеют к полю чермакитовой составляющей.

Наряду с этим следует отметить, что, несмотря на близость общего химического состава, устанавливается различие амфиболов нормальных гранитоидов и амфиболитовых ксенолитов по значениям их магнезиальности (см.табл.1). Роговые обманки из нормальных гранитоидов характеризуются магнезиальностью от 33,8 до 37,9 (среднее 36,1), тогда как магнезиальность амфиболов ксенолитов существенно выше - 41,8 и 43,3)

В табл.1 и на диаграммах (рис.1,2) представлен также материал по амфиболам милонита и метасоматических жильных образований.

Состав амфибола из милонита также относится к группе обыкновенной роговой обманки, но его фигуративная точка несколько смещена к полю тремолита (см.рис.2; влияние наложенного метасоматоза).

Четкую обособленность проявляют составы амфиболов из кварц-альбит-актинолитовых жил. Представлены они кальциевыми амфиболами и относятся к ряду тремолит-ферроактинолит (см.рис.1,2) с довольно высоким значением магнезиальности - 54,6 и 58,4.

Наряду с этим, для актинолитов кварц-плагиоклаз-амфиболовых жил устанавливается резко пониженное значение глиноземистости (6,2; 5,1), тогда как в роговых обманках нормальных гранитоидов ее величина колеблется от 14,7 до 17,9, а в амфиболитах составляет 14,1 и 15,1 (см.табл.1).

Таким образом, в кристаллических породах Дарьяльского массива устанавливаются две четко различные группы амфиболов: обыкновенные роговые обманки (в гранитоидах и амфиболитовых ксенолитах) и актинолиты ряда тремолит-ферроактинолит (в метасоматических жильных образованиях).

П е т р о х и м и я

Химические анализы пород Дарьяльского массива, выполненные в процессе исследования, сведены в табл.3. При составлении диаграмм (рис.6-9) использовались также аналитические данные, заимствованные из литературных источников (Шенгелия, 1965; 1972).

Рассматривая соотношения, представленные в табл.3 и на рис.6, в первую очередь следует отметить, что нормальные и слабokatаклазитированные гранитоиды Дарьяльского массива характеризуются сравнительно узким интервалом кремнекислотности (65,02-70,35 вес %; 73,90% по литературным данным) и относятся к пересыщенным кремнеземом ($\theta = 17,12$ - в кв. диоритах и 30,45 в гранитах) известково-щелочным составам (фигуративные точки в основном сгруппированы в центре диаграммы $\text{CaO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$). Вместе с тем породы проявляют слабую пересыщенность глиноземом ($\text{C} = 0,16 - 3,13$) и лишь в нескольких случаях устанавливается некоторый избыток извести ($\text{W}_0 = 0,70 - 2,34$).

Для формационного расчленения гранитоидов важное значение имеет соотношение щелочных элементов. Судя по диаграмме (рис.7) рассматриваемые породы принадлежат к кали-натровым гранитоидам (все фигуративные точки сгруппированы вблизи линии с отношением, равной единице). Из диаграммы также следует, что от кварцевых диоритов к гранодиоритам и гранитам намечается тенденция увеличения содержания калия по отношению к натрию. Вместе с тем наклон

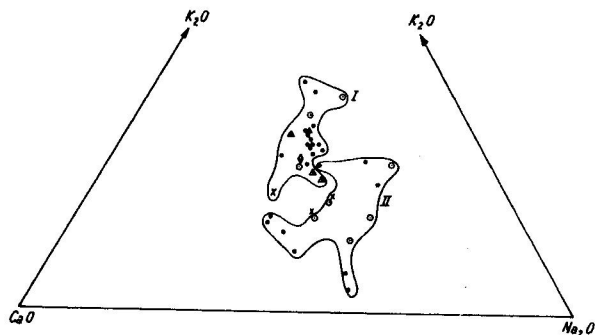


Рис.6. Тройная диаграмма $CaO - K_2O - Na_2O$
 I - поле гранитоидов Дарьяльского массива;
 II - поле плагиигранитов "субстрата" зоны
 Главного хребта Большого Кавказа.

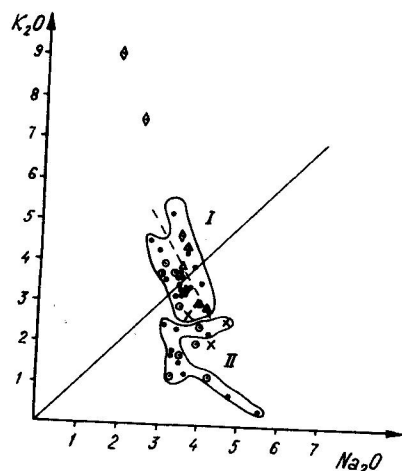


Рис.7. Диаграмма соотношения щелочных элементов
 $K_2O - Na_2O$.
 I - поле гранитоидов Дарьяльского массива;
 II - поле плагиигранитов "субстрата" зоны
 Главного хребта Большого Кавказа.

роя фигуративных точек (пунктирная линия) свидетельствует лишь о незначительном увеличении суммы щелочей к более кислым дифференциатам.

На рис.8 представлена семикомпонентная вариационная диаграмма, важнейшей особенностью которой является комплементарность составов, возникших в результате фракционирования магмы одного исходного состава. Влияние процессов метасоматоза, контаминации или изменение щелочности выражается в отклонении фигуративных точек от прямых линий комплементарного ряда (Павленко, 1963; Козлов, 1972 и др.).

Диаграмма (см.рис.8) иллюстрирует комплементарность большинства составов нормальных и слабokatаклазированных гранитоидов от кв.диоритов до гранитов. При этом наиболее строго на прямые ложатся фигуративные точки Z (соотношение CaO, MgO и ΣFeO), По мере дифференциации от кв.диоритов до гранитов устанавливается закономерное уменьшение $\Sigma FeO, MgO$. Содержание CaO остается почти на одном уровне.

На рис.9 наряду с комплементарными линиями нормальных и слабokatаклазированных гранитоидов нанесены составы милонитов, катаклазированных гранодиоритов, пород кварц-плагноклаз-актинолитовых жил и аплитов, амфиболовых ксенолитов, реакционных каемок, а также древних габброидов и кристаллического сланца, которые некоторыми исследователями (Шенгелиа, 1965; 1972) рассматриваются как субстрат, метасоматическая гранитизация которого приводит к формированию гранитоидов Дарьяльского массива.

Полученные соотношения показывают следующее:

I. Установленное при петрографическом исследовании изменение состава катаклазированных пород четко проявляется в отклонении ряда фигуративных точек этих пород от линий комплементарности.

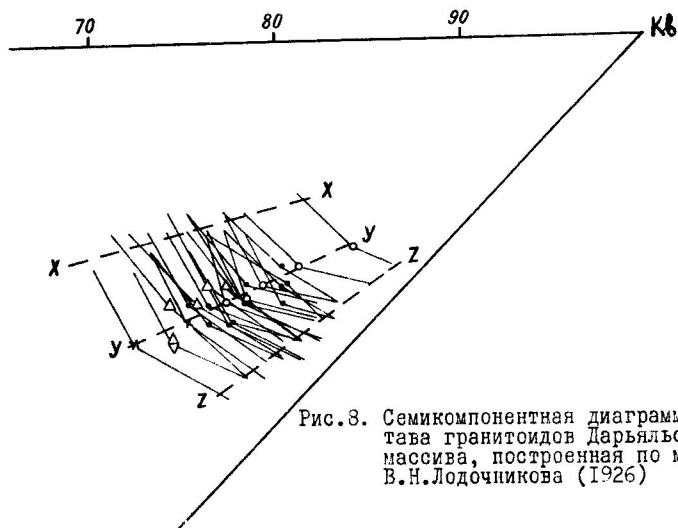


Рис. 8. Семикомпонентная диаграмма состава гранитоидов Дарьяльского массива, построенная по методу В.Н.Лодочникова (1926)

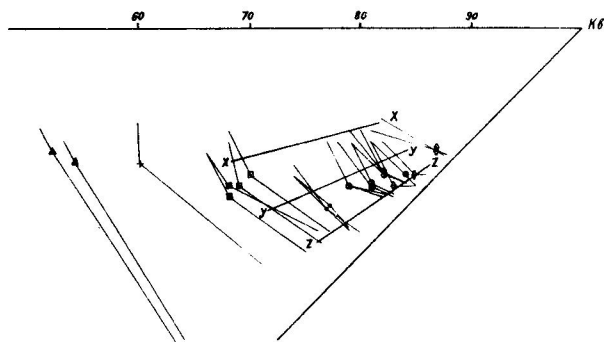


Рис. 9. Семикомпонентная диаграмма соотношения составов различных кристаллических пород Дарьяльского массива

2. Составы амфиболитовых ксенолитов, древних габброидов и кристаллического сланца резко отклонены от комплементарных линий, и эти породы не могут быть генетически связаны с гранитоидами. В случае древних габброидов и кристаллического сланца отсутствуют также составы промежуточной кремнекислотности, т.е. составы с постепенно увеличивающейся степенью гранитизации.

3. Составы пород кварц-плагиоклаз-актинолитовых жил существенно отклонены от линий комплементарности, что указывает на отсутствие связи их формирования с фракционированием гранитоидного расплава.

4. Состав жильного микродиорита проявляет генетическую связь с исследованными гранитоидами.

5. Локальное изменение щелочности расплава вокруг амфиболитовых ксенолитов четко фиксируется отклонением фигуративных точек состава каемок от линий комплементарности.

Г е о х и м и я

При рассмотрении геохимических особенностей В и F в гранитоидах Дарьяльского массива использовано более 80 анализов пород и минералов по каждому элементу. Эти данные позволяют охватить все основные типы интрузивных пород. Аналитический материал представлен в виде таблиц (табл. 4-8).

Определение исследованных элементов в породах проводилось спектроскопическим методом в Лаборатории физико-химических методов анализа Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Анализ породообразующих минералов и некоторой части пород на содержание фтора приводилось в отделе геохимии ГИН АН СССР аналитиком М.Ш. Мачавариани методом колориметрирования, с предварительной отгонкой

Содержание бора в различных кристалличес

№ обр.	Гнейсы	№ обр.	Кварц-диориты	№ обр.	Грано-диориты	№ обр.
I58	7	2I7	7	237	6	349
52I	8	I57	9	4I4	6	40I
I60	9	524	I2	426	6	577
I59	I0			528	6	5I0
	Средн. арифм. 8,5		Средн. арифм. 9,3	I45	6	39I
				I67	7	467
				427	7	II0
				392	8	582
				526	8	394
				II2	9	554
				434	9	I09
				508	9	584
				5I5	9	
				566	9	
				587	9	
				I0I	I0	
				I63	I0	
				I78	I0	
				488	I0	
				58I	I0	
				398	II	
				I69	I2	
				485	I2	
				54	I3	
				I46	I3	
				482	I3	
				5I2	I3	
				I07	I5	
				II4	I5	
				II7	I7	
					Средн. арифм. 9,9	

ких породах, г/т

Таблица 4

Граниты	№ обр.	Милониты	№ обр.	Амфиболиты	№ обр.	Аплиты
	7	23I	6	4I8	6	5I8
	7	558	6	435	7	
	7	328	6	4I7	9	
	8	569	6	420	9	
	9	66	7		средн. ариф. 7,7	
	I0	80	7			
	II	85	7			
	II	I94	7			
	I2	225	7			
	I2	260	7			
	I4	292	7			
	I4	573	8			
	Ср. арифм. I0,2	4I	9			
		I96	9			
		205	9			
		233	9			
		270	9			
		570	I0			
		298	II			
		226	I3			
		I20	I5			
		20I	I5			
		295	I6			
		57I	I6			
		I6I	I7			
		248	I7			
		3I4	I7			
		535	I7			
		375	I8			
		589	I8			
		359	I8			
		525	20			
		I2I	2I			
		486	2I			
		532	22			
		I4I	25			

фтора в виде фтористо-водородной кислоты.

Распределение бора. Проблема бореносности гранитоидных формаций рассмотрена на сегодня достаточно подробно.

Данные о содержании бора в кристаллических породах Дарьяльского массива сведены в табл.4.

Статистическая обработка материала показала, что распределение бора как в целом массиве, так и в двух выделенных группах пород (нормальных и катаклазированных) не противоречит нормальному закону. Параметры распределения бора представлены в табл.5.

Из таблиц видно, что среднее содержание бора в целом по массиву (\bar{X} г/т)³⁾ несколько ниже кларка гранитоидов (15 г/т; Виноградов, 1962). Однако среднее по нормальным и слабоскатаклизированным гранитоидам (9,8 г/т) близко соответствует кларкам для гранодиоритов и гранитов (в обоих случаях 10 г/т; Taylor, 1968). Содержание бора в гранит-аплите также весьма низкое (см.табл.4).

Значения среднеарифметических по нормальным гранитоидам различной кремнекислотности (см.табл.4) свидетельствуют об идентичности содержаний бора в различных дифференциатах.

В табл.4 приведены данные также о содержании бора в частично гранитизированных амфиболитовых ксенолитах (4 определения). Выведенное среднеарифметическое - 7,7 г/т - промежуточное между кларками основных магматических пород (5 г/т; Виноградов, 1962; Taylor, 1968) и гранодиоритов и гранитов. Низкое значение содержания бора в амфиболитах, по-видимому, указывает на их ортомагматическую природу, так как среднее содержание бора в осадочно-метаморфических породах различных регионов меняется в интервале

³⁾ Предел чувствительности определения бора 6 г/т.

Таблица 5

Параметры распределения бора в гранитоидах Дарьяльского массива

Группа пород	Кол-во обр. n	Средн. содерж. \bar{X} (г/т)	Дисперсия S^2	Средн. квадр. отклон. S	Кoeffици. вариации V
Гранитоиды массива в целом	84	11,0	20,14	4,49	0,4082
Нормальные и слабоскатаклизированные гранитоиды	49	9,8	7,42	2,72	0,2775 (27,75)
Катаклазиты и милониты	36	12,6	33,10	5,75	0,4563 (45,63)

от 21 до 487 г/т и не опускается ниже 12 г/т (Барсуков, 1968).

Интересно с генетической точки зрения сравнительное рассмотрение параметров распределения бора в гранитоидах массива.

Известно, что анализ значений дисперсий содержаний S^2 и связанных с ней величин S и V может дать важную геохимическую информацию (Таусон и др., 1965; Павленко, Филиппов, 1971 и др.). Низкие значения дисперсий содержаний элементов-примесей отмечаются в неизмененных или слабоизмененных разностях магматических комплексов. Развитие процессов ассимиляции, гибридизма и метасоматоза приводит к значительному увеличению S^2 . Выше было отмечено, что катаклаз и милонитизация в Дарьяльском массиве сопровождается кремнево-натровым метасоматозом и появлением в милонитах новообразованного турмалина. Этот процесс находит отображение в величине дисперсий содержаний бора (см.табл.5), которое резко увеличивается от 7,42 в нормальных гранитоидах до 33,10 (а в целом по массиву до 20,14). Наблюдаемое увеличение дисперсии может быть связано или с перераспределением бора в породах или

Таблица 6

Содержания фтора в различных кристаллических породах, г/т

№ обр.	Гнейсы	№ обр.	Кварц-диориты	№ обр.	Гра-нодиориты	№ обр.	Гра-ниты	№ обр.	Мило-ниты	№ обр.	Амфи-болиты	№ обр.	Апхиты
I59	520	I57	I40	515	200	40I	300	I94	I20	4I8	760	5I8	230
I58	680	524	500	482	220	39I	300	558	I70	435	900	43I	350
52I	740	2I7	700	I63	300	349	360	I4I	I80	4I7	I200		
I60	800			392	320	I09	400	205	230	420	I200		
				4I4	370	394	400	486	250				
				I0I	400	5I0	480	I20	270				
				I45	400	554	500	573	300				
				485	400	IIO	560	359	360				
				488	400	467	560	295	400				
				566	420	582	580	532	4I0				
				I78	450	584	580	589	440				
				508	450	577	600	292	470				
				397	470			3I4	490				
				5I2	480			20I	500				
				526	500			23I	500				
				58I	540			569	500				
				I69	550			I2I	520				
				II2	560			248	520				
				54	600			I6I	520				
				I07	600			270	520				
				II4	600			328	540				
				425	600			365	560				
				528	620			570	580				
				434	660			225	640				
				447	680			525	640				
				II7	700			226	650				
				587	700			260	660				
				I67	720			298	680				
				I46	800			I96	700				
				427	800			233	700				
				237	820			4I	900				
				426	900			66	900				
				428	940			85	900				
								57I	900				
								80	I000				
								535	I000				

Таблица 7

Параметры распределения фтора в гранитоидах

Группа пород	Колич. обр. n	Средн. содерж. \bar{X} (г/т)	Дисперсия s^2	Средн. кв. отклонен. s	Ковфф. вариации v
Гранитоиды массива в целом	85	550	37744	I94,28	0,3532 (35,32%)
Нормальные и слабонаклазивированные гранитоиды	5I	560	29I00	I70,59	0,3036 (30,36%)
Катаклазиты и милониты	34	530	50600	224,95	0,4245 (42,45%)

же с его приносом - выносом. Параллельное увеличение среднего содержания бора в милонитах (до 12,6 г/т) свидетельствует о боронности метасоматических растворов. Низкие значения содержаний бора в нормальных гранитоидах Дарьяльского массива и низкое значение дисперсии содержаний в них позволяют предположить отсутствие генетической связи боронных растворов с кристаллизацией исходной магмы.

В заключение отметим, что результаты статистической проверки однозначно свидетельствует о неслучайном характере различия между параметрами \bar{X} , s^2 и т.д. выборочных множеств нормальных гранитоидов и милонитов ($d = 2,7$ при допустимом максимальном значении, равном 1,96 в случае нормального распределения).

Распределение фтора. Распределение фтора в кристаллических породах Дарьяльского массива иллюстрируется табл.6. Статистическая

Таблица 8

Содержание фтора в биотитах и амфиболах различных кристаллических пород, г/т

№ пробы	Порода	Биотит ($n \cdot 10^2$)	Амфибол ($n \cdot 10^2$)	Примечание
217	Кварц. диорит	20	-	
706	№	25	-	
158	Гнейс	20	-	
521	"	13,2	-	Среднее арифметическое по биотитам гранитоидов массива (22 опр.) = 2290 г/т
54	Гранодиорит	18	-	
107	"	33,5	20	
112	"	30	-	
114	"	25	-	
145	"	20	-	
146	"	15	-	
163	"	15	-	
167	"	15	-	
169	"	15	-	
177	"	20	-	
178	"	22	-	
434	"	20	II	
516	"	20	I2	
517	"	40	-	
702	"	20	-	
110	Гранит	40	-	Среднее арифметическое по биотитам амфиболитов = 3020 г/т
141	Милонит	22	-	
201	"	25	-	
205	"	25	-	
286	Кварц-плагноклаз-	-	20	
291	актинолитовые жилы	-	52	
710	Микрогранодиорит (жила)	32	II,2	
711	"	20	-	
416	Амфиболит	38	30	
420	"	25	30	
435	"	27,5	10	

обработка аналитического материала указывает на нормальное распределение фтора как в целом массиве, так и по отдельным группам пород (нормальным и катаклазированным). Параметры распределения сведены в табл.7, которая показывает, что катаклазиты и милониты, как и в случае бора, характеризуются существенно повышенными значениями S^2 , S и V .

Из таблиц также следует, что рассчитанные средние содержания фтора весьма близки между собой⁴ и составляют в целом по массиву 550 г/т. Эта величина почти вдвое выше, чем цифра, приводимая для Дарьяльского массива в работе Г.Л.Одикадзе (1971; среднее по двум определениям 300 г/т). Однако полученное значение все-таки существенно ниже кларка гранитоидов (800 г/т; Виноградов, 1962, 850 г/т; Taylor, 1964), а также средних содержаний фтора в биотитовых гранитоидах Дзиркульского массива (800 г/т; Одикадзе, 1971) и Главного хребта (от 750 г/т до 900 г/т; Одикадзе, 1971). Очень низкие значения фтора устанавливаются и для жильных аплитов (230 и 350 г/т). Таким образом, породы Дарьяльского массива существенно обеднены фтором.

В связи с этим следует отметить, что содержание элемента-примеси в породе является функцией не только его концентрации в кристаллизующемся расплаве, но и количественно-минералогического состава пород (Таусон, 1958; Беус, 1960; Козлов, 1972). Следовательно, в ряде случаев, наблюдаемые изменения содержания элемента примеси могут быть обусловлены изменением количественно-минералогического состава пород (хотя сами по себе поля кристаллизации минералов контролируются физико-химическими условиями

⁴ Предел чувствительности применяемой спектральной методики 50 г/т.

кристаллизации и в общем случае поведение элемента-примеси предопределяется этим фактором). В таких случаях важную геохимическую информацию могут представить минералы-концентраты, которые чутко реагируют на колебания концентрации элемента-примеси в кристаллизующемся расплаве. Минералами-концентраторами (а в ряде случаев, и носителями) фтора являются биотиты и, в меньшей степени, амфиболы, обладающие почти неограниченной изоморфной емкостью относительно фтора.

Рассмотрение данных о содержании фтора в биотитах и амфиболах (табл.8) позволяет сделать ряд заключений. В первую очередь следует отметить, что по содержанию фтора биотиты нормальных и милонитизированных гранитоидов не отличаются (их сходство столь очевидно, что устанавливается без какой-либо статистической обработки). Наряду с этим данные в табл.8 свидетельствуют, что выведенное среднее арифметическое по биотитам (2290 г/т) несколько выше полученной ранее величины (2100 г/т; Одикадзе, 1971). Однако оно не выходит за пределы интервала колебаний средних содержаний фтора в биотитах, установленных для биотитовых гранитоидов Дзиркульского массива и Главного хребта (2300-3200 г/т; Одикадзе, 1971). Следовательно, новые аналитические данные подтверждают установленное ранее обеднение слюд Дарьяльского массива и в целом гранитоидов Кавказа фтором по сравнению с другими регионами (Одикадзе, 1971).

Низкие содержания фтора наблюдаются также и в трех проанализированных роговых обманках нормальных гранитоидов (от 1100 до 2000 г/т).

Из вышеизложенного явствует, что аномально низкое содержание

фтора - характерная геохимическая черта минералов и гранитоидов Дарьяльского массива.

Данные, представленные в табл.7, указывают на повышение содержания фтора в амфиболитовых ксенолитах (от 760 до 1200 г/т) по сравнению с вмещающими гранитоидами. Относительно высокие содержания фтора также в биотитах (от 2500 до 3800 г/т) и роговых обманках (от 1000 до 3000 г/т). Так как кларк основных пород гораздо ниже (370 г/т; Виноградов, 1962; 400 г/т; Taylor, 1964), эти результаты должны быть объяснены с позиций частичной гранитизации ксенолитов. Наряду с этим распределение фтора показывает, что образование биотита во время гранитизации амфиболитов происходило в более безводных условиях (и, следовательно, при более высоком P_f), чем слюд гранодиоритов. Ввиду того, что с увеличением глубины происходит закономерное осушение систем, то, по-видимому, формирование Дарьяльских гранитоидов происходило на более высоких уровнях коры, чем гранитизация амфиболитов. Это обстоятельство, наряду с геологическими данными (отсутствие фрагментов мигматитов и релитов), свидетельствует об аллохтонности Дарьяльского плутона относительно области генерации магм. Однако последующее многократное перемещение и оторванность массива от "корней", затрудняют возможность судить о характере вмещающей толщи.

Обсуждение результатов

Существуют два различных мнения о генезисе и формационной принадлежности Дарьяльских гранитов.

Согласно первому (Афанасьев, 1958) Дарьяльский массив представляет собой разгайсованный плагиогранитный субстрат, который подвергся поздней (со значительным отрывом во времени) микроклинизации.

По второму представлению (Шенгелиа, 1965) гранитоиды Дарьяльского массива образовались путем сложной метасоматической переработки нижнепалеозойских кристаллических сланцев и древних габброидов и относятся к метасоматическим образованиям зоны Главного хребта. Возраст микроклинизации и окончательного формирования гранитоидов принимается как астурийский.

В первую очередь рассмотрим результаты геолого-петрографического исследования с точки зрения генезиса массива.

Как известно, при обсуждении вопроса генезиса гранитоидных плутонов важное значение приобретает анализ таких данных как взаимоотношение с вмещающими породами, характер контактов, ксенолиты, текстурные и структурные особенности и т.д. В случае Дарьяльского массива, получение такой информации наталкивается на ряд затруднений, основным из которых является аллохтонность плутона. Выше отмечалось, что гранитоиды в виде тектонического блока вдавлены в сланцевую толщу нижней юры. Более того, по некоторым данным (Шевченко, 1972) массив оторван от кристаллического ядра Б.Кавказа и представляет собой безкорневый тектонический блок. Это обстоятельство предопределяет отсутствие возможности получения существенной генетической информации за счет анализа взаимоотношений гранитоидов с вмещающими породами. Поэтому особую важность приобретают данные, полученные по амфиболитовым ксенолитам.

В литературе неоднократно отмечалось (см. сводную работу Б. Кинга, 1967), что во время решения вопроса о существовании расплава при мобилизации вещества, решающим аргументом является ориентация текстур, заключенных в гранитоидах ксенолитов. Если ксенолиты представлены в виде угловатых, дезориентированных обломков, то вопрос решается однозначно в пользу наличия этапа расплавления.

Следовательно, различная ориентация амфиболитовых ксенолитов Дарьяльского массива может служить надежным геологическим критерием в пользу магматического генезиса вмещающих гранитоидов.

Подтверждают магматическую точку зрения также четкие контакты ксенолитов и отсутствие постепенных переходов во вмещающие гранодиориты. Что же касается реакционных каемок повышенной щелочности вокруг некоторых ксенолитов, то они характерны для процессов кислотно-основного взаимодействия в магматических расплавах, и аналогичные явления неоднократно описывались в литературе (Коржинский, 1959; Павленко и др., 1974 и т.д.).

Каковы важнейшие результаты петрохимического и геохимического исследований, подтверждающих магматический генезис Дарьяльских гранитоидов? К их числу в первую очередь относятся:

1. Комплементарность составов нормальных и слабokatаклазированных гранитоидов на семикомпонентной диаграмме в серии пород кв. диорит-гранодиорит-гранит (магматическая дифференциация).
2. Существенное отклонение составов катаклизитов, милонитов и пород реакционной каемки от линий комплементарности (конкретное подтверждение важнейшего свойства данной диаграммы).
3. Отсутствие промежуточных составов между древними габброидами и кристаллическим сланцем, с одной стороны, и начальными дифференциатами гранитоидов - с другой.
4. Резкое отклонение составов ксенолитов, древних габброидов и кристаллического сланца от линий комплементарности серии пород кв. диорит-гранит (отсутствие генетической связи между этими образованиями).
5. Закономерное изменение общей железистости биотитов от

ранних дифференциатов к более поздним (аналогия с магматическими сериями).

6. Низкое значение дисперсии содержаний бора и фтора в нормальных и слабokatаклазированных гранитоидах Дарьяльского массива (отсутствие ассимиляции, гибридизма и метасоматоза с привнесением вещества).

7. Закономерное накопление бора от более основных дифференциатов к кислым (характерно для магматических серий).

Однако комплементарность составов гранитоидов и низкая дисперсия содержаний бора и фтора в породах не могут быть увязаны с метасоматической микроклинизацией, при ее значительной временной и генетической оторванности от формирования массива. Поэтому, вероятно, микроклинизацию в данном случае надо рассматривать как высокотемпературный автометасоматический процесс.

В связи с этим приведем результаты определения палеотемператур формирования массива (табл.9). Полученные значения палеотемператур не противоречат предположению о высокотемпературно-автометасоматическом характере микроклинизации.

Перейдем к рассмотрению вопроса о составе и генезисе магматического расплава.

Широкое развитие среди нормальных и слабokatаклазированных гранитоидов Дарьяльского массива гранодиоритов и ограниченность крайних дифференциатов (кв.диоритов и гранитов) позволяет сделать заключение о близости химизма исходного магматического расплава к гранодиориту. Вместе с тем наличие постепенных взаимопереходов между гранитоидами и отсутствие отдельных интрузивных фаз указывают на дифференциацию расплава в интрузивной камере без заметного фракционирования.

В настоящее время большинством исследователей принимаются два различных механизма формирования гранитоидных расплавов: за счет палингенеза пород континентальной коры и за счет дифференциации глубинных андезитовых и базальтовых магм.

Признаки участия подкорковых ювенильных расплавов в формировании Дарьяльского массива не устанавливаются. Наоборот, отсутствие диоритовых и основных пород, комплементарных с гранитоидами при образовании их из исходного базальтового или андезитового расплава, фациальная и петрохимическая вариация внутри массива при отсутствии многофазности, по мнению автора, свидетельствуют в пользу палингенной природы исходного магматического расплава.

Таблица 9

Палеотемпературы формирования гранодиоритов Дарьяльского массива

№ пробы	По двухполевомпатовому термометру			№ пробы	По биотит-амфиболовому термометру		
	X ^{Kпш} _{Аб}	X ^{Kпш} _{Аб}	T ^{°C}		X ^{Би} _{Mg}	X ^{Амф} _{Mg}	T ^{°C}
270-I	0,18	0,90	505	107	0,36	0,34	630
622-59	0,14	0,90	495	434	0,34	0,38	650
722	0,16	0,90	500	516	0,35	0,37	645
83I	0,21	0,90	510	710	0,43	0,43	640
457	0,28	0,90	540				

Примечание: 1) составы Kпш: 270-I, 622-59, 722, 83I заимствованы из работы Д.М.Шенгелиа (1972), 2) при определении температур микроклинизации по двухполевомпатовому термометру предполагалось, что в парагенезисе с калишпатом находился альбит (Ал 10 3) палеотемпература двухполевомпатовым термометром определялась по диаграмме И.Д.Рябчикова (1965), а биотит-амфиболовым термометром - по диаграмме Л.Л.Перчука (1970).

О составе анатектического расплава и способе его кристаллизации можно судить по диаграммам (рис.10-12).

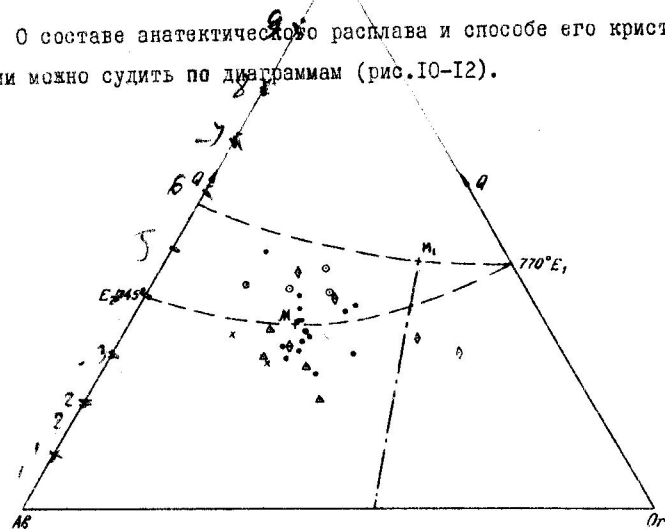


Рис.10. Диаграмма соотношений кварц-альбит-ортоклаз для гранитоидов Дарьяльского массива
 M и M_1 - эвтектики для данной системы при отношении Ab/An равной ∞ и 1,8 соответственно и $P_{H_2O} = 2$ кбар (по Фон Платену, 1967).

Рассмотрение соотношений, представленных на рис.10, показывает, что несмотря на приуроченность некоторых составов к низкотемпературному минимуму тройной диаграммы $Q - Ab - Or$, рой фигуративных точек характеризуется широким разбросом, особенно по содержанию Q . Наиболее четко отклонение составов нормальных и слабокатаклазированных гранитоидов Дарьяльского массива от эвтектики иллюстрирует рис.11. Поэтому более вероятным способом фракционного анатексиса представляется модель перитектического выплавления (Филиппов, 1968).

Соотношения, представленные на рис.12, свидетельствуют, что состав расплава соответствовал перитектике P_2 . В условиях I поля щелочности перитектике P_2 характеризуется парагенезисом $Bi + Pl + Kps + Kv$, который наиболее широко распространен среди исследованных гранитоидов. Наличие в Дарьяльском массиве пород, представленных парагенезисом $Por + Bi + Pl + Kv$ и $Por + Bi + Pl + Kps + Kv$, также находит свое отражение на диаграмме. Хорошо соответствует данной модели и характер изменения состава плагиоклаза (от An_{42} до An_{18}) в гранитоидах массива.

Перитектические выплавки состава P_2 (в условиях I поля) могут быть получены за счет фракционного плавления пород плагиогранитной формации, представленных парагенезисом $Pl + Por + Pl + Kv$ (см. рис.12). Здесь уместно отметить, что по схеме палингенной дифференциации (Павленко, Филиппов, 1970) каждая последующая гранитоидная формация, как правило, образуется за счет анатектического плавления предыдущей, что должно быть и устанавливается в данном случае.

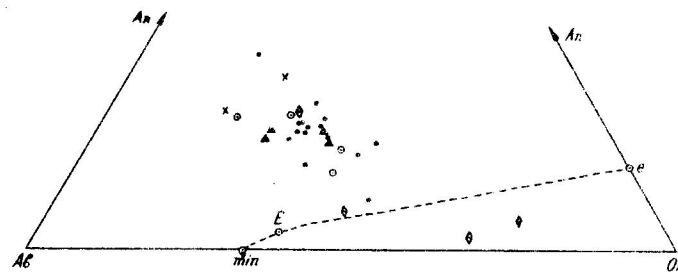
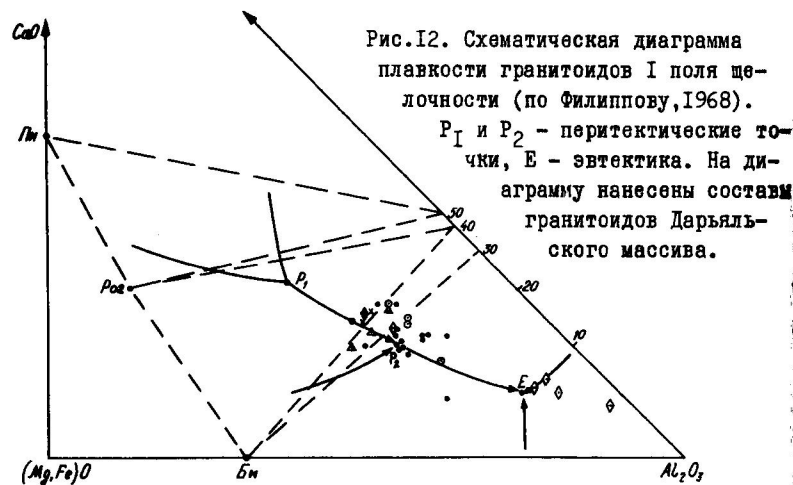


Рис.11. Диаграмма соотношений альбит-анортит-ортоклаз для гранитоидов Дарьяльского массива.
 Линия $e - \text{min.}$ - котектика системы $Ab - Or - An$ при $P_{H_2O} = 2$ кбар (по Павленко и др., 1974).



Плагιοгранитоиды "субстрата" широко распространены среди пород кристаллического ядра Б.Кавказа. В зоне Главного хребта они сильно переработаны широко проявившимися герциновыми процессами гранитообразования и встречаются в виде реликтов лишь в периферийных участках (Заридзе, Татришвили, 1959, 1974; Заридзе, 1961; Афанасьев и др., 1968; Шенгелиа, 1972).

На диаграммах (рис.6,7) наряду с гранитоидами Дарьяльского массива нанесены составы плагιοгранитов "субстрата" зоны Главного хребта. Диаграммы свидетельствуют о четкой разграниченности составов плагιοгранитов и гранитоидов серии пород кв.диорит-гранодиорит-гранит по соотношению щелочных элементов, а также щелочей и извести. Кроме того, прослеживается определенная общая тенденция изменения состава в процессе фракционного плавления плагιοгранитов от натровых составов к кали-натровым.

Таким образом, результаты проведенного исследования показывают, что гранитоиды Дарьяльского массива характеризуются строго определенными геолого-петрографическими, петрохимическими, геохимическими и петрологическими особенностями, которые четко отличают их, с одной стороны, от плагιοгранитных, а с другой стороны, от метасоматических формаций Б.Кавказа.

Сравнительное рассмотрение исследованных гранитоидов и различных магматических комплексов показывает, что они могут быть отнесены к гранодиоритовой формации поздней стадии геосинклинального этапа развития складчатых областей. Самостоятельность данного типа формации убедительно была доказана на примере магматических образований Центрально-Азиатской складчатой системы (Павленко и др., 1974).

Литературные данные (Афанасьев, 1950; Шенгелиа, 1972; Заридзе, Татришвили, 1959, 1974) свидетельствуют, что массивы гранодиоритовой формации широко развиты среди гранитоидов кристаллического ядра Б.Кавказа. Аналогами Дарьяльских гранитоидов могут служить породы Мало-Лабинского и Маркинского массивов, которые проявляют почти полное сходство в отношении геолого-петрографического строения (вплоть до содержания ксенолитов, аналогичных описанным выше, частично гранитизированным амфиболам)⁵.

Наряду со сходством гранодиоритовых формаций Б.Кавказа и Центрально-Азиатской складчатой системы, проявленное в общности главной черты данной формации — в повышении роли калия при их формировании (как в минеральных парагенезисах, так и в петрохимическом отношении) устанавливаются также некоторые различия.

⁵ Следует отметить, что в результате исследования этих массивов Г.Д.Афанасьев (1950) пришел к аналогичному выводу о гранодиоритовом составе исходного расплава.

Важнейшим из них является аллохтонность плутонов гранодиоритовой формации Б.Кавказа ⁶ относительно области зарождения магм, тогда как аналогичные интрузивные комплексы Центрально-Азиатской складчатой области, как правило, автохтонны (Павленко и др., 1974). В геолого-петрографическом отношении это различие проявляется в отсутствии генетически связанных с гранитоидами основных пород как в Дарьяльском массиве, так и Мало-Лабинском и Маркинском массивах (Афанасьев, 1950). Вместе с тем, в автохтонных магматических комплексах гранодиоритовой формации Центрально-Азиатской складчатой системы нередко устанавливаются генетически связанные с ними габбровые породы, рассматриваемые как реститовые образования (Павленко, Филиппов, 1970). Учитывая их приуроченность к наиболее глубинным частям разрезов автохтонных плутонов (Филиппов, 1968) отсутствие аналогичных образований в магматических комплексах гранодиоритовой формации Б.Кавказа выглядит вполне логичным.

Различия глубин формирования массивов однотипных формаций проявляется также в распределении фтора в биотитах. В автохтонных плутонах Центрально-Азиатской складчатой системы среднее содержание фтора в биотитах геосинклинальных порфиroidных гранитоидов составляет 0,36% (12 опред., Филиппов и др., 1974), тогда как в Дарьяльском массиве оно равняется 0,23% (см. табл. 8), а в Мало-Лабинском массиве - 0,32% (5 опред., Одикадзе, 1971).

⁶ Мало-Лабинский и Маркинский массивы характеризуются тектоническими контактами со вмещающими породами, а породы "субстрата" - амфиболиты и биотитовые кристаллические сланцы устанавливаются лишь в виде ксенолитов и останцев (Афанасьев, 1950).

Таким образом различия в условиях формирования однотипных гранитоидных формаций находят свое проявление как в геолого-петрографических, так и геохимических особенностях соответствующих магматических комплексов.

Следовательно, при интерпретации геохимических данных (особенно по фтору и другим летучим) по однотипным гранитоидным формациям необходимо учитывать и фактор глубинности формирования отдельных магматических плутонов.

Относительно места гранодиоритовой формации в общей схеме развития магматизма Б.Кавказа следует отметить следующее. Породы Дарьяльского массива характеризуются омоложенным аргонным возрастом (Шенгелиа, 1965; Рубинштейн, 1967; Афанасьев и др., 1968). Однако по аналогии с микроклиновыми гранитоидами Главного хребта возраст окончательного формирования Дарьяльского массива определяется как предверхнекарбонный (верхи среднего карбона; Афанасьев и др., 1968; верхи среднего карбона - низы верхнего карбона; Шенгелиа, 1972).

Выделение массивов обособленной гранодиоритовой формации в пределах магматических комплексов Б.Кавказа, а также появление некоторых новых данных о палеозойской истории развития этого региона (Адамия и др., 1975; Гамкрелидзе И.П., 1975; Гамкрелидзе П.Д. и др., 1975; Хаин, 1975 и др.) позволяют несколько иначе подойти к решению вопроса возраста этих формаций. Предполагается, что в нижнем и среднем палеозое между Северо-Кавказским срединным массивом и древним кристаллическим ядром Б.Кавказа находился субширотный эвгеосинклинальный трог с корой океанического типа. Если учесть океанический характер пород габбро-плагиогранитной

формации тектонических покровов зоны Передового хребта (неопубликованные данные: Адамия, Шавишвили), связанной с возникновением и развитием нижне-средне-палеозойского океанического бассейна, то по аналогии с ней, формирование плагиогранитоидов зоны Главного хребта должно было начаться уже с этого периода. Тем более, что их абсолютный возраст (370 млн. лет по Rb / Sr методу; Афанасьев и др., 1968) не противоречит данному предположению. В этом случае перемещение палингенных анатектических расплавов гранодиоритовой формации, даже с учетом длительности процесса анатексиса, можно связать с концом девона и началом карбона (бретонская орофаза). Однако следует отметить, что не исключена возможность наличия в кристаллическом ядре зоны Главного хребта и более древних магматических комплексов габбро-плагиогранитной формации, относящихся к байкальскому орогенному циклу.

Верхний возрастной предел гранодиоритовой формации фиксируется с помощью взаимоотношения с породами этой формации двухслюдяных гранитов ("серые граниты") зоны Главного хребта Б.Кавказа. Двухслюдяные граниты типично орогенные, калиевые, образуют отдельные магматические комплексы и в состав гранодиоритовых массивов не входят. Но иногда устанавливается интродирование последних двухслюдяными гранитами (Афанасьев, 1950; Афанасьев и др., 1968).

Имеющиеся данные абсолютного возраста (Рубинштейн, 1967; Афанасьев и др., 1968) показывают, что двухслюдяные граниты не должны быть моложе верхнего карбона. Следовательно, окончательное формирование магматических комплексов гранодиоритовой формации закончилось в среднем карбоне. Однако при палингенном образовании двухслюдяных гранитов (Шенгелиа, 1972) и, предположительно, за счет

предшествующей гранодиоритовой формации, окончательное становление последней должно было бы закончиться несколько раньше - в конце раннего карбона.

В заключение отметим, что предлагаемая схема формационного деления гранитоидных комплексов зоны Главного хребта Б.Кавказа на три основные группы: 1) собственно геосинклинального этапа, натровую-габбро-плагиогранитную, 2) поздней стадии геосинклинального этапа, кали-натровую-гранодиоритовую и 3) собственно орогенную, калиевую-гранитную, не является единственно возможной, но, наряду с моделью формирования гранодиоритовой формации может оказаться полезной при дальнейших исследованиях магматизма данного региона.

ЛИТЕРАТУРА

- А д а м и я Ш.А., З а р и д з е Г.М., Р у б и н ш т е й н М.М. Состав, возраст и условия формирования "гранито-метаморфитового" слоя Кавказа. II Советско-Индийский Симпозиум. Сравнительная геология Кавказа и Гималаев. Тезисы докладов. Тбилиси, 1975.
- А ф а н а с ь е в Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Труды Ин-та геологических наук вып.69, сер.петрогр. (№ 38), 1950.
- А ф а н а с ь е в Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Труды ИГЕМ АН СССР, вып.20, 1958.
- А ф а н а с ь е в Г.Д., А б д у л л а е в Р.Н., А з и з б е к о в Ш.А., Б о р с у к А.М., В о р о н и н а - А н и к е е в а Н.Ф.,

Кашкай М.А., Керимов Г.И., Круть И.В.,
Кудрявцев В.Т., Лупанова Н.П., Плоско
В.В., Руб М.Г. Закономерности развития складчатых областей
(на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). Изд.
"Недра", М., 1968.

Барсуков В.Л. Распространенность бора в изверженных и
осадочных породах земной коры. В кн.: Геохимия эндогенного
бора. "Наука", М., 1968.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых
месторождений. Изд. АН СССР, М., 1960.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элемен-
тов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия,
№ 7, 1962.

Гамкредзе И.П. Главные тенденции тектонического раз-
вития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса.
П Советско-Индийский Симпозиум. Сравнительная геология Кав-
каза и Гималаев. Тезисы докладов. Тбилиси, 1975.

Гамкредзе П.Д., Габриелян А.А., Милан-
новский Е.Е., Муратов М.В., Хаин В.Е., Ших-
алибейли Э.Ш. Основные черты геологического строения Кав-
каза. П Советско-Индийский Симпозиум. Сравнительная геология
Кавказа и Гималаев. Тезисы докладов. Тбилиси, 1975.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие
минералы, т.2. Изд. "Мир", М., 1965.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических
пород Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии
и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология мета-
морфических образований северного склона Большого Кавказа.
Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1974.

Кинг Б.К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматов
или анатексис. В сб.: Природа метаморфизма, "Мир",
М., 1967.

Козлов В.Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов
Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). В сб.:
Геохимия редких элементов в магматических комплексах Вос-
точной Сибири. "Наука", М., 1972.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие ком-
понентов в силикатных расплавах и направление котектических
линий. ДАН СССР, 128, № 2, 1959.

Лодочников В.Н. Простейшие способы изображения много-
компонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР,
III, № I, 1926.

Марфунин А.С. Полевые шпаты-фазовые взаимоотношения, оп-
тические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР
М., 1962.

Одикадзе Г.Л. Особенности распределения фтора в гранито-
идах Большого Кавказа и Дзирульского массива. "Геохимия", № 5,
1971.

Павленко А.С. Петрология и некоторые геохимические осо-
бенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелоч-
ных пород Восточной Тувы. В сб.: Проблемы магмы и генезиса
изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М., 1963.

- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Формации палинггенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). В сб.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. II. "Наука", СО, Иркутск, 1970.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изд. "Наука", М., 1974.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. "Наука", М., 1970.
- Платен Фон Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. В сб.: Природа метаморфизма. "Мир", М., 1967.
- Рубинштейн М.М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1967.
- Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия. "Наука", М., 1965.
- Таусон Л.В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород. "Геохимия", № 8, 1958.
- Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах. В сб.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. "Наука", М., 1965.

- Филиппов Л.В. Роль реакционного принципа в процессе образования палинггенных магм. "Геохимия", № 8, 1968.
- Филиппов Л.В., Савинова Е.Н., Капитонова Т.А., Андреева Т.П. Фтор в магнезиально-железистых слюдах гранитоидных пород различных магматических формаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. "Геохимия", № 2, 1974.
- Хайн В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. "Геотектоника", № 1, 1975.
- Шевченко В.И. К вопросу о бескорневом характере Дарьяльского и Гвелетского гранитных массивов (Центральный Кавказ). ДАН СССР, 204, № 5, 1972.
- Шенгелиа Д.М. Петрология Дарьяльского массива. Тр. Геол. и-та АН ГССР, нов.сер., вып.4, Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1965.
- Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New-York, Part II, Mineralogy. Bull. Geol. Am., v.71, 1, 1960.
- Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geol. Surv. Prof. Pap. 354-B, 1, 1960.
- Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Geoch. et Cosmoch. Acta, v.28, 8, 1964.
- Taylor S.R. Geochemistry of andesites. In "Origin and distribution of the elements". Perg. press., London. New-York, 1968.

Ш.А. Бухникашвили

ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (СВИНЕЦ, ЦИНК, МОЛИБДЕН,
ОЛОВО) В ГРАНИТОИДАХ КЕЛАСУРСКОГО МАССИВА

В работе освещены вопросы содержания и распределения Pb , Zn , Mo и Sn в Келасурском гранитоидном массиве. Приводятся средние содержания исследуемых элементов в породах различных фаз и рассматриваются вопросы металлургической специализации интрузива.

Келасурский гранитоидный массив расположен в пределах Южного склона Большого Кавказа, в Гагрско-Джавской тектонической зоне и занимает площадь 120 км². Вмещающими интрузив породами являются глинисто-сланцево-песчаниковая свита лейаса и порфиритовая свита байоса. Интрузив радиологически и геологически однозначно датирован ботом. Детальными полевыми исследованиями в становлении массива нами выделены три разобщенные во времени фазы. В продолжение I фазы, проявившейся наиболее мощно, происходило формирование крупнозернистых и среднезернистых гранитов и гранит-порфиоров, породы II фазы представлены аляскиотовыми гранитами, породы III фазы - аплитами и пегматитами.

В сложении гранитоидов участвуют кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит и амфибол; акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, магнетитом и редко рутилом и сфеном.

Кали-натровый полевой шпат в гранитах I фазы в большинстве случаев в количественном отношении подчинен плагиоклазу. Все без исключения кали-натровые полевые шпаты пертитовые (пертиты распада

твердых растворов и замещения) и представлены высоким триклинным ортоклазом. В аляскиотовых гранитах кали-натровый полевой шпат, также представленный высоким триклинным ортоклазом, является ведущим минералом и выявляет пертитовую структуру. Для выделений характерна тенденция к идиоморфизму, однако замечается некоторое их порабощение другими минералами.

В аплитах кали-натровый полевой шпат ксеноморфен, всегда пертитовый, а в пегматитах часто достигает больших размеров и опять же представлен высоким триклинным ортоклазом.

Плагиоклаз образует идиоморфные выделения таблитчатого, шестоватого и призматического габитуса. Состав его изменяется от андезина в гранитах I фазы до альбит-олигоклаза в пегматитах. Химические анализы показывают несколько повышенное содержание калия в плагиоклазе.

Железо-магнезиальные слюды - один из главных породообразующих минералов всех фациальных разновидностей гранитоидов. Однако количество слюды убывает в породах конечных фаз.

По соотношению $Mg:Fe$, которое всегда > 1 , исследуемые слюды относятся к железистым разновидностям (Дир, Хауи, Зусман, 1965). Состав же приближается к составу флогопит-аннитовых слюд.

Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой и не играют существенной роли в составе гранитоидов. Они встречаются в гранитах I фазы, в основном в гранит-порфириновых разновидностях и участвуют также в составе гибридных пород.

В сложении Келасурского интрузива главная роль принадлежит гранитам I фазы, представленным розово-красными или серыми

крупнозернистыми, среднезернистыми и гранит-порфировыми разновидностями. Структура крупнозернистых гранитов гипидиоморфнозернистая (гранитовая); среднезернистых – монцонитовая, обусловленная поздним отложением кали-натрового полевого шпата. Порфировые разновидности гранитов связаны с крупнозернистыми гранитами постепенными переходами, являясь их краевой фацией. По расположению фигуративных точек количественно-минералогического состава лейкократовой части породы на треугольной диаграмме И.В. Гинзбург (1962) крупнозернистые и среднезернистые граниты попадают в поле развития нормальных гранитов (рис. I).

Породы II фазы, представленные аляскистыми гранитами, наблюдаются по всему массиву в виде небольших штоковых тел, прорывающих граниты I фазы. Структура аляскистов аллотриоморфнозернистая, аплитовая, иногда осложненная микропегматитовой. Эти граниты состоят из кварца, ортоклаза, присутствующего в небольшом количестве плагиоклаза и редких пластинок биотита. По количественно-минералогическому составу лейкократовой их составляющей, большинство исследованных образцов соответствует аляскитам и лишь некоторые – калиевым гранитам.

Аплиты, пегматиты и гранофиры широко распространены по всему массиву. Аплиты представлены плотными мелкозернистыми породами розового цвета. Минеральный состав аплитов представлен кварцем, кали-натровым полевым шпатом и небольшим количеством биотита и плагиоклаза. К висячему боку аплитовых жил нередко приурочены пегматиты, минеральный состав которых соответствует составу вмещающих их гранитов.

Для выяснения химического состава гранитоидов и установления закономерностей изменения состава гранитной магмы во времени, нами проанализированы все типы гранитоидных пород массива. Результаты анализов пересчитаны по методу А.И. Заварицкого (1960) и нанесены на векторную диаграмму. В обсуждении использованы и результаты пересчетов по методу Ниггли и составлены вариационные диаграммы по Харкеру, диаграммы Грина и Полдерварта. По числовым характеристикам Заварицкого породы Келасурского интрузива пересыщены глиноземом. Значение Q всегда положительное и > 15 , что указывает на пересыщенность кремнеземом. Низкое значение параметра C и относительно высокие зна-

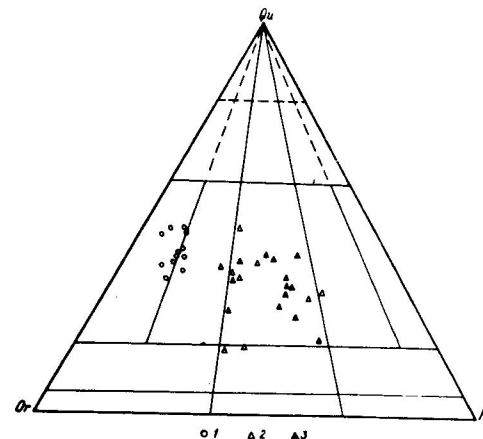


Рис. I. Диаграмма количественно-минералогического состава гранитоидов Келасурского интрузива.
1 – аляскиты; 2 – среднезернистые граниты;
3 – крупнозернистые граниты.

чения отношения a/c позволяют отнести граниты I фазы к породам умеренно богатым щелочами, а породы II и III фаз - к богатым щелочами породам. По значению параметров f и m видна преобладающая роль железа. Кварцевые диориты характеризуются нормальным составом. Отношение K_2O/Na_2O показывает, что характер исследованных гранитоидов ярко выражено калиевый.

Определение температуры формирования интрузива методом двухполюсчатого термометра Т.Барта (1962), усовершенствованным И.Д.Рябчиковым (1965), показало, что граниты I фазы, по всей вероятности, сформировались при температуре 700° , аляскитовые граниты в интервале $600-700^{\circ}$, а аплиты и пегматиты - при температуре примерно 500° . Таким образом, как видим, к концу процесса температура закономерно понижалась.

До наших исследований о генезисе келасурских гранитоидов существовали две точки зрения. Одни (Чхотуа, 1941 и др.) считали Келасурский интрузив дифференциатом базальтовой магмы, другие (Букия и др., 1965; Дудаури, 1972) в отношении батских гранитоидов Южного склона Большого Кавказа высказывали мысль о их палингенной природе. Мы предполагали, что расположение Келасурского гранитного и Горабского диоритового интрузивов в пределах одной структурно-геологической зоны обусловлено их геологической общностью и служит аргументом в пользу отнесения Келасурского интрузива к производным основной магмы.

С использованием различных диаграмм мы сравнивали химические составы этих интрузивов (катионная диаграмма Момджи $A-F-M$, диаграммы комплементарности составов - Л.В.Дмитриева и В.Н. Лодочникова). В результате было установлено, что Келасурский и

Горабский интрузивы - производные не одного магматического очага. Учитывая довольно высокие температуры формирования массива, высокие значения железистости биотитов, значение кали-рубидиевого отношения (Овчинников, 1964), содержания титана и марганца в магнетитах (Фоминих, Ярош, 1970) мы пришли к выводу о палингенности Келасурского гранитоидного интрузива.

Проблема геохимии примесей рудных элементов в магматических породах и металлогеническая их специализация является одной из интереснейших и не полностью разработанных проблем геохимии и металлогении. Особенно многообещающи исследования в этом направлении для установления источника рудного вещества, уточнения генетической связи постмагматической рудной минерализации с магматизмом и для установления различных форм этой связи, а также других более частных вопросов геохимии, геологии рудных месторождений и петрологии. В связи с отмеченной проблемой в келасурских гранитоидах нами изучен вопрос о содержании и распределении свинца, цинка, молибдена, олова. Выбор элементов предопределялся наличием в пределах интрузива Амтхельского полиметаллического месторождения, а также нахождением в массиве небольших рудопроявлений олова и молибдена, предположительно генетически связанных с Келасурским интрузивом. Кроме того, располагая довольно точно установленными данными о последовательности формирования интрузива, значительный интерес вызывало поведение рудных элементов в процессе дифференциации.

Все аналитические работы для настоящего исследования проводились в отделе геохимии ГИН АН СССР. Анализы на свинец, молибден и олово выполнены старшим научным сотрудником Н.Д.Гварамадзе

спектральным методом. Пределы определяемой концентрации свинца 0,0001 - 0,05%. Относительная погрешность двукратного определения $\pm 15\%$. Пределы определяемой концентрации молибдена и олова - 0,05%. Вероятная ошибка однократного определения для молибдена $\pm 7\%$, для олова $\pm 12\%$.

Содержание цинка определялось научным сотрудником М.Ш.Мачавариани дитизиновым методом с последующим колориметрированием. Точность применяемого метода колеблется от 3 до 10%, чувствительность при работе с кюветой емкостью 0,5 мл - 0,5% σ /г. Полученные аналитические данные обрабатывались методами математической статистики.

Не располагая большим числом анализов по типам пород, мы не имели возможности однозначного определения вида функции распределения и поэтому нами проводилась проверка согласия наших экспериментальных данных с нормальным или логнормальным законами распределения с помощью методов моментов. В расчете использовались формулы, приводимые Д.А.Родионовым (1964). Для сравнения средних содержаний при нормальном распределении использовался t - критерий Стьюдента. В случае сравнения дисперсий содержаний был применен F - критерий Фишера.

Результаты анализов гранитоидных пород Келасурского массива на содержание свинца и цинка сведены в табл. I.

Как видим, значения асимметрии невелики и везде положительные. Что касается коэффициента вариации, то он часто высок, в особенности для цинка. Величина эксцесса большей частью отрицательная (значение их так же, как асимметрии, невелико), что свидетельствует о плосковершинности выборочных распределений по

сравнению с теоретическим. В распределении свинца в породах I и III фаз, а также в смешанно-контраминированных породах оз.Амтхели наблюдается согласие с нормальным законом, тогда как для пород

Таблица I

Параметры распределения свинца и цинка в гранитоидах

Интрузивные фазы	Порода	С в и н е ц					Ц и н к					
		средние (\bar{x})	дисперсия (S^2)	асимметрия (A)	эксцесс (Σ)	коэффициент вариации (V)	средние (\bar{x})	дисперсия (S^2)	асимметрия (A)	эксцесс (Σ)	коэффициент вариации (V)	
I	Граниты крупнозернистые	17,7	89,9	1,3	+2,7	53,7	44,6	613,6	0,1	-2,9	55,0	3,14
	Гранит-порфиры	17,7	79,7	0,2	2,5	50,0	52,6	935,0	0,6	-1,2	58,0	$\frac{3,99}{3,56}$
II	Аляскиты	19,5	50,4	0,1	-1,2	36,0	42,0	613,9	0,7	-0,7	56,6	2,39
III	Аплиты	13,9	21,7	0,1	-1,3	33,1	37,1	598,3	1,2	-0,5	65,0	3,31
	Гибридные породы кварцевые диориты (в)	17,3	34,9	2,3	-0,9	34,1	30,6	354,7	0,2	-1,7	61,4	
	Более гранитизированные разновидности кварцевых диоритов (г)	20,7	67,4	1,3	1,8	41,0	31,9	302,6	0,5	-1,6	55,5	

I фазы лучшее согласие имеется с логнормальным законом распределения. В связи с небольшими величинами эксцесса и асимметрии, небольшим превышением числа 3 и ввиду малой эффективности дисперсии s^2 при логнормальном распределении, величина дисперсии содержания свинца в породах II фазы вычислена на основании нормального закона распределения. Отметим, что среднее содержание свинца в породах I фазы вычислялось как среднее арифметическое, т.к. логарифм дисперсии содержаний не превышал 0,196 (Aichison, Brown, 1957; Родионов, 1964).

Среднее содержание свинца (табл. I) по интрузивным фазам достаточно выдержано. Оно незначительно возрастает в аляскитовых гранитах, а к концу процесса (в аплитах) понижается. Значения дисперсий закономерно понижаются к концу процесса. Для того, чтобы судить о физико-химических условиях в различных интрузивных фазах, играющих существенную роль в распределении свинца, нами сопоставлялись функции распределения. Поскольку функция распределения определяется двумя параметрами, то проверка гипотезы о равенстве функций сводилась к проверке гипотез о равенстве средних и дисперсий.

Сравнение средних содержаний по интрузивным фазам показало статистически значимые различия для средних содержаний свинца в аплитах с породами первых двух фаз, а также для средних содержаний свинца гибридных более гранитизированных пород и аплитов. Сравнение дисперсий содержаний показывает статистическую значимость для гранитов I фазы с аплитами и аплитов с гранитизированными разновидностями гибридных пород. Таким образом, породы заключительной фазы (аплитов) значительно обеднены свинцом. Наши данные полностью согласуются с данными ряда исследователей (Таусон, 1961; Апелцин и

др., 1970), отмечающих резкое уменьшение содержания ряда элементов-примесей в аплитах, образование которых связано с дегазацией магмы (Заварицкий, 1950).

Сравнивая функции распределения, можно заметить, что условия распределения свинца в породах I и II фаз были одинаковыми и различались для аплитов, а также контаминированно-смешанных пород (оз. Амтхели), что вполне естественно, так как условия формирования их не соответствуют условиям нормальной кристаллизации.

Прослеживая отношение цинка и свинца по интрузивным фазам можно заметить, что к концу процесса кристаллизации числовое значение увеличивается от 0,08 для гранитов I фазы до 0,15 и 0,18, соответственно, для гранитов II и III фаз.

Из-за близости ионных радиусов свинца и калия ($Pb^{+2} - 1,32 \text{ \AA}$ $K - 1,33 \text{ \AA}$) калий считается петрогенным аналогом свинца. Это как бы отражается и в балансе свинца в породообразующих минералах, который указывает, что большая часть свинца сосредотачивается в калиевых полевых шпатах. Однако известно, что различие в величинах электроотрицательностей и потенциалов ионизации свинца и калия склоняет исследователей к предположению, что их изоморфизм ограничен. Связь свинца с калием на примере исследованных нами гранитоидов, видимо, неполностью предопределяет характер его распределения в породах. Вычисленные значения коэффициентов корреляции свинца и калия оказались незначимыми.

Таким образом, по предварительным данным, между свинцом и калием в данном случае нет линейной зависимости, что подтверждает предположение о существовании между этими элементами более сложных взаимосвязей. Величина содержания свинца как по отдельным разно-

видностям пород, так и по массиву в целом, ниже кларка (20 г/т для кислых пород), приводимых А.П.Виноградовым (1962).

Основные выводы по содержанию и распределению свинца в Келасурском гранитоидном массиве сводятся к следующему:

1. Среднее содержание свинца в гранитоидных породах Келасурского массива ниже кларка.

2. Распределение свинца по фазам пород подчинено нормальному закону распределения.

3. В конечных продуктах кристаллизации наблюдается уменьшение содержания свинца.

4. Согласно полученным данным исследования гранитоиды не выявляют геохимической специализации на свинец.

В распределении цинка (см. табл. I) по породам всех интрузивных фаз и смешанно-контраминированных пород Келасурского интрузива наблюдается согласие с нормальным законом распределения. Величины асимметрии, как и в случае свинца, небольшие; величина эксцесса отрицательна, значение коэффициента вариации больше, чем у свинца и чуть возрастает в породах заключительной III фазы. Отличительными значениями параметров функции распределения являются большие значения дисперсии содержания цинка. Значения средних содержаний цинка по фазам весьма выдержаны и находятся примерно на одном уровне. Сравнение функций распределения по породам интрузивных фаз показало, что в распределении цинка по фазам статистически значимых различий нет кроме гранитоидов I фазы и смешанно-контраминированных пород, что вполне естественно, учитывая, что условия формирования последних не соответствуют процессам нормальной кристаллизации. Таким образом, и в распределении цинка нарушена известная закономерность, выражающаяся в обеднении примесью цинка

наиболее кислых дифференциатов. Сравнение дисперсий содержания не выявляет статистически значимых различий, что свидетельствует об одинаковых условиях в распределении этого элемента при формировании интрузива. Петрогенным аналогом цинка, ввиду близости ионных радиусов считаются двухвалентные железо и магний ($Zn^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$, $Fe^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$, $Mg^{2+} - 0,79 \text{ \AA}$). Но исследованиями Х.Нейманна (1949) была установлена необычная для такого крупного иона четверная координация во многих силикатах, вследствие чего он предположил, что в магматических породах атомы цинка могут находиться не в виде изоморфных примесей, а в виде самостоятельных минералов, возможно сульфидов.

Нами определялись коэффициенты линейной корреляции между цинком и двухвалентным железом, а также цинком и магнием, полученные значения коэффициентов корреляции оказались незначимыми.

Таким образом, для цинка возможна как структурная, так и неструктурная форма нахождения в породах. Предположение о присутствии цинка в виде собственного минерала франклинита (в сростании с магнетитом) в аджарских породах высказано Т.В.Иваницим и др., (1966).

Для выяснения формы нахождения элемента-примеси в породах или минералах в настоящее время чаще всего используется метод, так называемого экспериментального выщелачивания (Таусон, 1961). Нами (Бухникашвили, Мачавариани, 1971) проводилось избирательное выщелачивание цинка из породы и породобразующих минералов. Проведенные исследования устанавливают преимущественно неструктурную форму нахождения цинка в породах и минералах.

Для выяснения взаимозависимости свинца и цинка между собой, нами были вычислены порядковые коэффициенты корреляции во всех

трех типах пород, которые показали наличие между свинцом и цинком значимой положительной связи.

Значение величины среднего содержания цинка в изученных гранитоидах показывает, что оно ниже кларкового (60 г/т для кислых пород), приводимого А.П.Виноградовым.

Основные выводы о содержании и распределении цинка сводятся к следующему:

1. Распределение цинка по интрузивным фазам в основном подчинено нормальному закону; величина среднего содержания в гранитоидах характеризуется низкими значениями.

2. Распределение цинка по породам интрузива выдержано, и значения содержаний не испытывает сколько-нибудь значительных колебаний.

3. Данные экспериментального выщелачивания указывают на предпочтительное нахождение цинка в свободном виде как в породообразующих минералах, так и в самих породах.

4. Изложенный материал свидетельствует об отрицательной геохимической специализации на цинк гранитоидных пород Келасурского массива.

Из данных о содержании свинца в породообразующих минералах (см. табл. 2) следует, что свинец преимущественно накапливается в кали-натровых полевых шпатах, однако концентрации его большей частью невелики. Нельзя также не отметить аномально высокие содержания свинца в двух образцах биотита из аляскитовых пород (120 г/т и 170 г/т) и в образцах магнетита из пегматитов (47 г/т). Предел колебания содержаний свинца в кали-натровых полевых шпатах довольно широк 17-43 г/т. Примечательно, что наибольшее количество низких

содержаний свинца характерно для кали-натровых полевых шпатов из гранит-порфировых и крупнозернистых разновидностей гранитов I фазы, тогда как содержание его в кали-натровых полевых шпатах пород двух последующих фаз возрастает и в среднем равно 20 г/т.

Среднее содержание свинца в кали-натровых полевых шпатах всех разновидностей гранитоидных пород Келасурского массива, вычисленное на основании нормального закона распределения равняется 18 г/т. Если сравнить содержание свинца по фазам, то оказывается, что свинцом наиболее богаты (33 г/т) аляскитовые граниты II фазы.

Учитывая характерное для келасурских гранитоидов невысокое содержание свинца (ниже кларкового) не должно вызывать удивления низкое его содержание в кали-натровых полевых шпатах. Эту особенность исследованных гранитоидов, по-видимому, следует объяснить низким содержанием свинца в исходном расплаве или же выносом свинца из кали-натровых полевых шпатов при их пертитизации.

Можно считать, что кали-натровый полевой шпат, будучи главным породообразующим минералом гранитоидных пород Келасурского массива, является минералом-носителем и концентратором свинца. "Ураганные" же содержания свинца в биотитах, очевидно, следует принять за аномалию.

При определении содержания свинца в плагиоклазах мы отметили небольшие его вариации. Отношение концентрации свинца в кали-натровых полевых шпатах к содержанию его в плагиоклазах всегда больше единицы, а иногда достигает предельной величины - 10.

В кварце и магнетите свинец присутствует в низких концентрациях.

Вот основные выводы по распределению свинца в главных породообразующих минералах гранитоидов Келасурского массива, к которым мы пришли:

1. Все породообразующие минералы (исключение составляет кали-натровый полевой шпат аляскитовых гранитов II фазы) характеризуются низкими значениями содержаний свинца.

2. Минералом-носителем и минералом-концентратором свинца является кали-натровый полевой шпат.

Данные по содержанию цинка в минералах (табл.2) указывают на предпочтительное накопление его в биотите, который, по-видимому, и концентрирует цинк.

Наряду с этим, невысокие содержания биотита и магнетита в гранитоидах Келасурского массива заставляют думать, что основная масса цинка в породах с ними не связана. Поэтому приходится допустить, что роль минерала-носителя в данном случае принадлежит лейкократовым минералам (плаггиоклазу, кварцу).

Пределы колебаний содержания цинка в лейкократовых породообразующих минералах незначительны (плаггиоклаз и кварц), за исключением кали-натрового полевого шпата аляскиотов и аплитов, в которых наблюдаются довольно существенные отклонения от средних содержаний (44 г/т). Литературные данные о содержании цинка в плаггиоклазах и кали-натровых полевых шпатах свидетельствуют о предпочтительной концентрации его в кали-натровых полевых шпатах, что находит подтверждение и в нашем случае. Содержание цинка в кварце тоже не выходит за рамки обычных значений, если не считать 2-х образцов кварца из крупнозернистых гранитоидов, в которых концентрация цинка высокая.

Основные выводы о содержании и распределении цинка по ми-

нералам пород Келасурского гранитоидного массива можно сформулировать так:

1. Все породообразующие минералы характеризуются низкими значениями содержаний цинка.

2. Минералами-носителями цинка являются лейкократовые породообразующие минералы, а концентратором - биотит.

Молибден относится к числу элементов, геохимическая судьба которых в магматических породах мало связана с каким-либо петрогенным элементом. По-видимому, этим можно объяснить его невысокие содержания в породе и весьма своеобразное поведение при кристаллизации пород. В настоящее время нет единого взгляда на многие вопросы геохимии молибдена. Ряд исследователей считает, что молибдену свойственна тенденция накапливаться в кислых дифференциатах (высказывается мнение о кристаллохимической связи молибдена с кремнием). К.Санделл и С.С.Голдич (1943) впервые обратили внимание на то, что кларк молибдена в породах возрастает с увеличением в них содержания SiO_2 . Накопление молибдена в кислых породах отмечается также А.П.Виноградовым (1956), Б.И.Меликсетяном (1966) и др. Указывается и то, что молибденом обогащены молодые интрузивные комплексы кислого состава, в которых калий преобладает над натрием.

Однако существуют и представления, что молибден не проявляет тенденции к накоплению в кислых дифференциатах магмы (Таусон, Студеникова, 1959). В сводной работе о геохимии молибдена в эндогенном процессе М.А.Рехарский (1970) на основании существующих данных считает, что в магматическом процессе молибден накапливается в поздних дифференциатах, для которых характерно высокое содержание щелочей, особенно калия и кремниескислоты.

Содержание свинца и цинка в

породообразующих минералах гранитоидов (г/т)

№ образца	С в и н е ц			
	Кварц	К.п.ш.	Плагиоклаз	Биотит
Гранит крупнозернистый				
К 22	-	-	-	-
К 85	5	9,5	6,3	-
К 6968	2,5	-	-	5
К 12	7	20	7,8	5
К 2368	-	-	-	нет
К 12368	-	-	-	-
К 2068	-	-	-	-
Гранит среднезернистый				
К 968	нет	12	4	23
К 13568	I	10	I	I
Гранит-порфир				
К 668	I	32	7,I	I
К 568	-	I	7,I	3,8
К 107	-	7,I	-	-
К 62	-	-	-	нет
К 78	-	-	-	I
К 468	-	-	-	-
Гранит аляскитовый				
К 1968	нет	43	-	I
К 14968	I	24	13	170
К 3968	-	-	-	-
К 5768	-	-	-	-
К 4068	-	-	-	-
К 1768	-	-	-	120
Аплиты				
К 33	-	-	-	I
К 13768	-	-	-	-
Пегматиты				
К 4568	нет	22	9,5	20
К 9168	I	25	-	-
К 17168	нет	21	-	-
К 12868	-	9,5	-	-
К 98	I	20	-	-
К 96	нет	12	-	-

	Ц и н к					
	Магнетит	Кварц	К.п.ш.	Плагиоклаз	Биотит	Магнетит
8,7	-	-	-	-	-	-
-	10	33	-	-	-	-
-	20	-	20	72,5	-	-
-	22,5	-	20	47,5	-	-
нет	-	-	-	200	80	-
I	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	85
-	10	-	-	-	-	80
-	8	-	20	35	-	-
нет	-	-	20	-	-	-
-	-	-	10	250	-	-
-	-	15	-	-	-	-
-	-	-	-	100	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	350
5	9	10	-	60	-	-
-	-	55	40	-	-	-
нет	-	-	-	-	-	100
нет	-	-	-	-	-	55
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	72,5	-	-
-	-	15	-	-	-	-
-	-	47,5	100	150	-	-
-	-	30	-	-	-	-
47	-	35	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	100
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-

Тем не менее, при выделении групп элементов (на основании анализа рядов накопления и периодичности коэффициентов накопления) М.А. Рехарский относит молибден к той из них, для которой не устанавливается четкой закономерности накопления в определенных породах, или же она выражена слабо. Наш материал по содержанию молибдена в келасурских гранитоидах (84 определений в породах и минералах) позволяет в общих чертах наметить некоторые не совсем четко выраженные закономерности его поведения в процессе формирования интрузива. Из 26 определений молибдена в гранитах I фазы он обнаружен лишь в 7 образцах, из которых 5 относятся к краевой фации интрузива (табл.3). Содержание молибдена в этих образцах оказалось в 3-4 раза выше кларка, а в одном случае достигает 60 г/т. Однако следует иметь в виду, что образцы эти взяты по руслу р. Малый Схапач, где предыдущие исследователи отмечали проявление молибденитовой минерализации.

В аляскитах II фазы из 15 проанализированных образцов высокое содержание молибдена обнаружено в трех, а в шести образцах — в количестве лишь около I г/т, из пяти образцов аплита только в одном содержание молибдена оказалось выше кларкового, в то время как в пегматитах намного выше. Совершенно ясно, что ограниченные данные не позволяют уверенно наметить основные черты поведения молибдена. Можно отметить тенденцию повышения содержания молибдена в аляскитах и пегматитах и констатировать нижекларковые его содержания в гранитах в целом. Сравнительно высокие концентрации молибдена в гранит-порфирах (краевая фация), по всей вероятности, связаны с развитием в них слабопроявленной молибденовой минерализации в виде тончайших кварц-молибденитовых прожилков. В литературе

хорошо известны факты завышения концентрации молибдена в краевых частях интрузива в связи с проявлением в них постмагматических процессов.

Таблица 3

Содержание молибдена в гранитоидах (г/т)

Граниты		Гранит-порфиры		Аляскиты		Аплиты		Пегматиты	
№ образца	Содержание	№ образца	Содержание	№ образца	Содержание	№ образца	Содержание	№ образца	Содержание
K5I	I	K3468	63	K7	~I	KI4	3	KI7I69	I
K869	I	K3568	4	KII	~I	KI3768	нет	K4568	34
KI869	нет	KI6568	2	K5668	4	KI969	"	K97	7
K968	"	K5468	4	K5968	3	K2969	"		
KII368	"	KI6568	2	KII168	4	K33	"		
KII568	"	K568	нет	KI368	△I				
KII668	"	K5768	"	KII068	△I				
KI3568	"	KI969	"	KI868	△I				
KI4I68	"			KI43	~I				
KI5068	"			K4068	нет				
K469	"			K4369	"				
K969	"			K3569	"				
K2369	"			K3469	"				
K3069	"			K3I69	"				
K3769	"			KI968	"				
K4069	"								
K5068	"								
KI2	"								

Для выяснения особенностей поведения молибдена (табл.4) в процессе кристаллизации пород нами проанализированы и порообразующие минералы гранитоидов.

Содержание молибдена и олова в породообразующих минералах
гранитоидов

№ образца	Породы, минералы	Содержание минерала в породах, %	Содержание, г/т		Элемент, приходящийся на данный минерал, %	
			Mo	Sn	Mo	Sn
K85	Граниты крупнозернистые					
	Кварц	19	-	-	-	-
	Плагиоклаз	50	I	2	0,5	0,5
	К.п.ш.	23	I	нет	-	-
	Биотит	7	2	18	00,7	2,26
Магнетит	I	-	-	-	-	
K2368	Кварц	21,0	-	-	-	-
	Плагиоклаз	38,8	-	-	-	-
	К.п.ш.	26,3	-	-	-	-
	Биотит	13	2,1	10	0,27	1,3
	Магнетит	2,6	-	-	-	-
K15968	Кварц	24,2	-	-	-	-
	Плагиоклаз	41,9	-	-	-	-
	К.п.ш.	24,3	-	-	-	-
	Биотит	9,4	-	-	-	-
	Магнетит	0,2	4,5	90	0,01	1,8

K6968	Кварц	35,4	-	-	-	-	-	-	-
	Плагиоклаз	23,6	-	-	-	-	-	-	-
	К.п.ш.	32,6	-	-	-	-	-	-	-
	Биотит	6,3	3	16	0,19	-	-	-	2,01
	Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	-
K4969	Кварц	17,1	-	-	-	-	-	-	-
	Плагиоклаз	33,0	нет	нет	-	-	-	-	-
	К.п.ш.	46,1	-	-	-	-	-	-	-
	Биотит	3,6	-	-	-	-	-	-	-
	Магнетит	I	-	-	-	-	-	-	-
K12	Кварц	32,7	5	нет	1,63	-	-	нет	-
	Плагиоклаз	23,7	-	-	-	-	-	-	-
	К.п.ш.	33,9	-	-	-	-	-	-	-
	Биотит	6,8	нет	I	-	-	-	0,3	-
	Магнетит	0,56	-	-	-	-	-	-	-
K968	Граниты среднезернистые								
	Кварц	37,6	-	-	-	-	-	-	-
	Плагиоклаз	29,2	нет	нет	-	-	-	-	-
	К.п.ш.	30,4	I	нет	0,3	-	-	-	-
	Биотит	2,6	2,4	30	0,06	-	-	0,78	-
Магнетит									
K1568	Кварц	32	3,3	нет	1,05	-	-	-	-
	Плагиоклаз	38	-	-	-	-	-	-	-
	К.п.ш.	24	-	-	-	-	-	-	-
	Биотит	5,7	-	-	-	-	-	-	-
	Магнетит	0,3	-	-	-	-	-	-	-

K1968	Кварц Плагиоклаз К.п.ш. Биотит Магнетит	34,6 2,3 48,5 4,9 1,6	- - нет - 18	- - нет - 50	- - - - 0,28	- - - - 0,8
K668	Гранит-порфир Кварц	Не под- считывался	7	нет 27		
K468	Магнетит		10	II		
K568	Магнетит		3,7	7		
K4968	Биотит		2,5	нет		
K62	Плагиоклаз		1	5,4		
K96	Биотит		2,5	нет		
K12868	Кварц		3	25		
	Магнетит		7			
K1968	Аляскитовые граниты Кварц	34,6	-	-		
	Плагиоклаз	2,3	-	-		
	К.п.ш.	48,5	нет	нет		
	Биотит	4,9	-	-		
	Магнетит	1,6	18	50	0,28	0,8

K668	Гранит-порфир Кварц Магнетит		7 10	нет 27		
K468	Магнетит		3,7	II		
K568	Биотит		2,5	7		
K4968	Плагиоклаз		1	нет		
K62	Биотит		2,5	5,4		
K11168	Аляскиты Плагиоклаз		нет	нет		
K868	Плагиоклаз		I	I		
K33	Биотит		I	20		
K5668	Магнетит		2,8	I6		
K4568	Петматиты Плагиоклаз		I	нет		
K4568	Биотит		2,5	20		
K96	Кварц		3	нет		
K12868	Магнетит		7	25		

Не подсчитывался

Среди породообразующих минералов келасурских гранитоидов наиболее высокие концентрации молибдена характерны для кварца, далее следуют магнетит, биотит, полевые шпаты, а в аксессуарных минералах высокие концентрации не наблюдаются.

Особенно обращают на себя внимание сравнительно высокие концентрации молибдена в кварце. В литературе (Рехарский, 1973) отмечается значительная изменчивость концентраций молибдена в кварце и не отрицается возможность изоморфизма молибдена с кремнием. В нашем случае значительное содержание молибдена в кварце наряду с большим количеством кварца в породе, позволяет считать кварц минералом-носителем молибдена в исследуемых гранитах. Более высокая (по сравнению с биотитом) концентрация молибдена в магнетите дает основание считать магнетит минералом-концентратором молибдена. Полученные данные о распределении молибдена в минералах пород согласуются с литературными.

Таким образом, выводы о содержании и распределении молибдена в гранитоидах Келасурского массива сводятся к следующему:

1. Содержание молибдена в исследованных гранитоидах ниже его кларка.
2. Главная масса молибдена в гранитах связана с лейкократовой частью пород, и в частности с кварцем, который и является минералом-носителем молибдена, а минералом-концентратором молибдена — магнетит.
3. Незначительное повышение значения содержания молибдена, видимо, происходит в заключительную фазу становления массива, в связи с увеличением кремнекислотности.
4. В отношении молибдена гранитоиды Келасурского массива не проявляют положительной геохимической специализации.

По олову нами рассчитаны параметры и вид функции распределения его в породах первых двух фаз. Для гранитов I фазы лучшее согласие наблюдается с нормальным законом. Величина коэффициента асимметрии и эксцесса указывает на небольшую положительную асимметрию и плосковершинность кривой распределения олова по сравнению с теоретической. В аляскитовых гранитах согласие наблюдается с логнормальным законом распределения, но в виду того, что величина s^2 не превышает допустимого предела 0,196, значение среднего содержания вычислялось как среднее арифметическое. Сравнение средних и дисперсий распределения проводилось с учетом нормального закона распределения олова в гранитах и аляскитах. В связи с небольшим количеством анализов аплитов и пегматитов значения средних вычислялось как средние арифметические. Основные параметры распределения олова в гранитоидах Келасурского массива сведены в табл. 5.

Как видно из таблицы, значения средних содержаний олова как в породах отдельных фаз, так и по всему массиву ($\bar{X} = 1,30$ г/т) почти в 1,5–2 раза ниже кларка олова в кислых породах (3 г/т). Сопоставление содержания олова в келасурских гранитоидах с данными по другим районам СССР показало намного более низкие содержания олова в исследованных гранитоидах. Известно, что согласно существующим представлениям, именно лейкократовые граниты палингенного генезиса, обогащенные калием, оловоносны. Предполагают, что повышение концентрации калия в расплаве препятствует изоморфному рассеиванию олова в железо-магнезиальных силикатах и способствует его накоплению в остаточном расплаве. Одной из характерных особенностей состава оловоносных гранитов является отсут-

Таблица 5

Основные параметры распределения олова
в гранитоидах

Интрузив- ная фаза	Порода	Среднее (\bar{X})	Диспер- сия (S^2)	Асимме- трия (A)	Экцесс (M)	Коеффи- циент вариации (VO)
I	Граниты	1,67	0,97	0,51	-0,91	59
II	Аляскиты	0,85	0,03	-1,66	0,27	0,28
III	Аплиты	0,83	-	-	-	-
	Пегматиты	2	-	-	-	-
	Среднее по массиву	1,30	-	-	-	-

ствие в них амфибола и сфена и присутствие в повышенных количествах летучих компонентов. Необходимо заметить, что во многих случаях значения средних содержаний олова (Знаменский, Пополитов, Лейдо, 1964) не могут служить единственным критерием для выделения оловоносных гранитов. Принято, что граниты с содержанием олова 30 г/т, оловоносны; в биотите оловоносных гранитов концентрация его достигает 80-100 г/т, тогда как в биотитах неоловоносных гранитов содержание олова не превышает 30-50 г/т.

Как уже отмечалось, концентрация олова в аляскитовых гранитах II фазы уменьшается по сравнению с гранитами I фазы. Снижение содержания олова в аляскитах подтверждается и проверкой сравнения средних при помощи критерия Стьюдента. При этом выясняется и неравенство дисперсий содержания. Неравенство параметров функции

распределения олова позволяет предположить различные физико-химические условия в расплаве в продолжение первой и второй интрузивных фаз.

Данные количественно-минералогического состава показывают, что количество биотита в аляскитовых гранитах, по сравнению с гранитами I фазы, уменьшается почти в 2,5 раза. Если учесть, что основная масса олова сосредоточена в биотитах, то уменьшение концентрации олова в аляскитах находится в полном соответствии с уменьшением содержания биотита (в аляскитах уменьшается также и содержание петрогенных аналогов олова - Fe^{3+} и Ca). Содержание олова в аляскитовых гранитах II фазы и гранитах I фазы приблизительно равны и, вероятно, связь олова с титаном была бы более полной в случае наличия в породе сфена. В нашем же случае, при отсутствии сфена, в распределении олова, очевидно, титан не играл существенной роли. Нами было проведено определение коэффициентов линейной корреляции между Sn и Fe^{3+} и ti . Получение значения коэффициентов корреляции оказались незначимыми.

Таким образом, можно считать, что в гранитах Келасурского массива отсутствует линейная зависимость олова с титаном и железом (трехвалентным). Поэтому уменьшение содержания олова в аляскитах следует связать с уменьшением количества биотита в породе, а также увеличения кремнекислотности этих пород (известно, что с увеличением кремнекислотности пород содержание олова в них уменьшается).

Среднее содержание олова в аплитах примерно равно таковому в аляскитах, что в некоторой степени, видимо, связано с одинаковым петрохимическим составом аляскитов и аплитов. Некоторое увеличение содержания олова в пегматитах можно связать с привно-

сом олова летучими соединениями при формировании пегматитов (судить насколько существенна разница в средних содержаниях олова в пегматитах и в остальных типах пород мы не имеем возможности).

Исследование содержания олова в порообразующих минералах показало, что олово в кварце, кали-натровом полевоом шпате и плагиоклазе чаще всего содержится в концентрациях меньше 1 г/т. Следовательно, в общем балансе олова в гранитах роль лейкократовых минералов незначительна. Некоторые исследователи (Караева, 1968) считают, что вероятность наличия оловянного рудопроявления возрастает с ростом степени альбитизации пород. Попытка установить зависимость между отношением $\frac{Na - Ca}{K}$ и содержанием олова пока не дала результатов, и корреляционные связи между этими двумя величинами не установлены (Хесп, 1973). В нашем случае главная масса олова связана с биотитом и магнетитом, содержания же олова в протолочках тяжелой фракции очень невысоки. В исследованных нами гранитоидах главным минералом-носителем олова следует считать биотит, а магнетит (количество которого в породе ничтожно мало) минералом-концентратором. Особенности поведения олова в магматическом процессе наиболее ясно отражаются в характере его распределения в биотите, поэтому подробнее остановимся на поведении олова в биотитах Келасурского массива.

Среди советских исследователей доминирует представление об изоморфном вхождении олова в биотит, где он замещает двух- и трехвалентное железо. Однако часто прямая положительная корреляционная зависимость между оловом и железом не наблюдается. Более ясная положительная корреляция олова прослеживается с показателем общей железистости биотитов. Г.Б.Левашевым (Левашев, Стрижкова и

др., 1971) график зависимости содержания олова от общей железистости биотитов был применен для разграничения оловоносных и неоловоносных интрузий. На диаграмме (рис.2) отчетливо выделяются два поля.

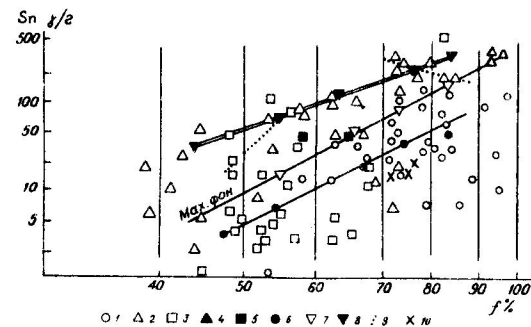


Рис.2. Зависимость содержания Sn от железистости биотитов.

1 - гранитоиды эвгеосинклинальных зон; 2 - гранитоиды внеэвгеосинклинального типа; 3 - гранодиориты; 4 - биотит-роговообманковые; 5 - пегматиты и цвиттери; 6 - средние значения для биотитов первой группы; 7 - максимально-фоновый уровень для биотитов этой группы; 8 - средние значения для биотитов второй группы; 9 - характер зависимости для биотитов рудоносного Кульбинского комплекса; 10 - гранитоиды Келасурского интрузива.

Верхнее поле занимают железо-магнезиальные слюды гранитоидов внеэвгеосинклинального типа, с которыми пространственно связаны кварц-касситеритовые оруденения. В нижней части диаграммы расположены точки биотитов складчатых зон и неоловоносных интрузивов. По мнению этих авторов, для рудоносных гранитов характерно отступление от общего правила (увеличение концентраций олова с увеличением железистости), так как одновременное понижение температуры расплава и щелочности уменьшает возможность кристаллохимического рассеяния олова в железо-магнезиальных силикатах.

Содержание олова в биотите в значительной степени зависит от глиноземистости биотитов: с ростом коэффициента глиноземистости растет и содержание в нем олова. Нами нанесены значения содержания олова в биотитах на диаграмму щелочность – содержание олова, предложенную Г.Б.Левашевым, А.А.Стрижковой и Э.Д. Голубевой (1971) (рис.3).

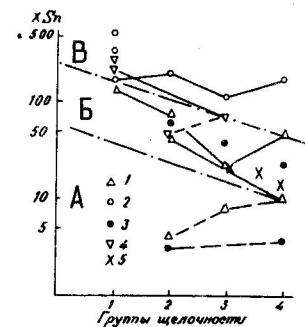


Рис.3. Содержание олова в биотитах гранитоидов по группам щелочности.

1 – биотиты гранитов эвгеосинклинального типа, магматизм внеэвгеосинклинального типа; 2 – биотиты оловоносных; 3 – неоловоносных комплексов; 4 – неясной рудоносности; 5 – биотиты гранитоидов Келасурского интрузива.

А – фация неоловоносных гранитоидов вне- и эвгеосинклинального типа.

Б – биотиты гранитоидов эвгеосинклинальных зон, с которыми связаны непромышленные кварц-касситеритовые проявления и оловорудная минерализация силикатного типа и биотиты антиклинорных поднятий, которые неоловоносны. В – биотиты внеэвгеосинклинального типа, с которыми связаны крупные кварц-касситеритовые месторождения.

Точки, характеризующие содержание олова в биотитах келасурских гранитоидов, располагаются в группе А или на границе А и Б, в области гранитов с неоловоносными комплексами.

Таким образом, основные выводы по содержанию и распределению олова в породах и минералах келасурских гранитоидов сводятся к следующему:

1. Содержание олова в породах Келасурского интрузива ниже кларка этого элемента для кислых пород.

2. Распределение олова в породах I фазы подчинено нор-

мальному, а во 2-й – логнормальному законам распределения.

3. Основная масса олова в породах всех фаз сосредоточена в биотите, который является минералом-носителем олова, а минералом-концентратором служит магнетит.

4. К концу магматического цикла в связи с уменьшением количества биотита уменьшается и содержание олова в конечных кристаллизатах.

5. По среднему содержанию олова в породах, а также в биотите, исследованные гранитоиды относятся к неоловоносным гранитам.

6. Несмотря на низкие содержания олова в породах, при оценке перспективности на рудоносность келасурских гранитоидов необходимо учитывать эти аномально низкие значения содержания олова, проявляющиеся на фоне роста калиевости, глиноземистости и железистости расплава, так как эта аномальная тенденция может служить индикатором реальной продуктивности пород.

При рассмотрении потенциальной рудоносности гранитоидов разными авторами предлагаются различные геохимическо-минералогические и геолого-петрографические критерии отличия рудоносных гранитоидов от нерудоносных. Суммируя эти данные можно заключить, что наиболее главным фактором потенциальной и реальной рудоносности гранитоидов является генетический фактор, так как большинство исследователей считает, что палингенным гранитоидам присущи наиболее высокие содержания редких, рудных и летучих элементов и что они наиболее перспективны в отношении рудоносности. Не менее существенны – геохимическая специализация пород в отношении рудных и летучих элементов, режим летучих и процессы эманационной дифференциации, полнота дифференциации исходной магмы, отделение

летучей фазы и развитие постмагматических процессов, кристалло-химический фактор и фактор остаточного концентрирования. Существенная роль принадлежит и тектонической обстановке (определяет общий термодинамический режим, уровень щелочности, активность летучих и пр.) и др.

Кроме вышеперечисленных основных факторов потенциальной рудоносности гранитоидов, существуют и другие критерии установления связи оруденения с интрузивами, например, критерий щелочности (Караева, 1968), значение величин энтропии (Кравченко, 1970) и т.д. Одним из значительных критериев как для установления возможного источника рудного вещества, так и генетической связи оруденения с интрузивом, является изотопное соотношение S, O, Pb, Sr и др. в породах и ассоциирующих с ними рудах. Нами определялся изотопный состав свинца руд Амтхельского свинцово-цинкового месторождения свинца из гранитов и аляскитов Келасурского интрузива. Безусловно, этого материала недостаточно для генетических выводов, однако проанализированный материал представляет интерес, поскольку аналогичных данных по Грузии до настоящего времени не имелось; в то же время они позволяют в общих чертах наметить возможные аспекты взаимосвязи руд и пород.

Данные по изотопному составу свинца руд Амтхельского месторождения и гранитоидных пород Келасурского массива сведены в табл. 6.

Полученные данные указывают на постпалеозойский возраст пород и руд. Кроме того, величины изотопных отношений указывают на близкое по времени формирование пород и руд, причем изотопный состав свинца руды незначительно обогащен радиогенными изотопами.

Таблица 6

Изотопный состав свинца пород и руд^I

№ пробы	Образец	Изотопный состав, %				Атомные отношения		
		204	206	207	208	206	207	208
К 85	Гранит	1,359	25,11	21,12	52,41	18,47	15,54	58,56
К 1868	Аляскит	1,341	25,01	21,18	52,44	18,67	15,79	58,40
К I	Галенит	1,330	25,02	21,21	52,45	18,80	15,94	58,48

Большинство исследователей, исходя из общих геологических особенностей, возраст месторождений считают верхнеюрским (Бурая и др., 1961), остальные - третичным (Оттмезури, 1960).

В пользу потенциальной рудоносности Келасурского массива свидетельствуют наличием природа, богатство магмы летучими элементами, широкое развитие постмагматических процессов, фактор остаточного концентрирования (особенно для цинка), высокие значения дисперсий содержаний (в особенности для цинка), калиевый характер магмы и т.п. Все это нашло выражение в разорванных по интрузиву или вблизи него мелких рудопроявлениях, а также в наличии Амтхельского свинцово-цинкового оруденения с главенствующей ролью сфалерита в составе руд.

^I Изотопный состав свинца определялся в лаборатории ядерно-физического анализа Опытного производства Института геохимии и физики минералов АН Украинской ССР (г. Киев); измерения проводились на масс-спектрометре МИ-Ц309 методом псевдохвостной ионизации на трехленточном источнике с аллюмосиликатным эмиттером. Точность измерений для изотопов 206, 207, 208-0, 1% (относительных) для изотопов 204-0, 6%.

В заключение укажем, что, характеризуя потенциальную рудоносность того или иного интрузива, необходимо учитывать совокупность различных факторов (геохимических, геолого-петрографических и др.) и, вполне вероятно, что для каждого конкретного случая возможен свой набор критериев рудоносности.

ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В. и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (Pb, Zn, Mo) генетически связанных с гранитоидами. В сб. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. I, Доклады. Иркутск, 1970.
- Артемов Ю.М. О некоторых возможностях интерпретации данных по изотопному составу свинцов. "Геохимия", № 10, 1970.
- Барт Т.Ф. Измерение палеотемператур гранитных пород. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Букия С.Г., Абаелик Е.М., Твалчрелидзе Г.А. Рудные пояса Абхазии. Труды КИМСа, сер. Полезные ископаемые, вып. У (8), 1965.
- Бухникашвили Ш.А., Мачавариани М.Ш. К вопросу формы нахождения цинка в гранитоидах и породообразующих минералах Келасурского массива. Сообщения АН ГССР, 62, № 3, 1971.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. "Геохимия", 1956.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элемен-

тов в главных типах изверженных горных пород. "Геохимия" № 6, 1962.

- Гинзбург И.В., Ефремова С.В. и др. Количественно-минералогический состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры. "Советская геология", № 3, 1962.
- Голубчина Н.И., Рабинович А. В. К вопросу о критериях связи оруденения с магматизмом по данным изотопного анализа пород и руд. "Геохимия", № 3, 1957.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. "Мир", М., 1965-1966.
- Дудаури О.З. Роль кристаллического субстрата в формировании среднеюрских гранитоидов Южного склона Большого Кавказа. В сб.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Тр. I Всесоюзного петрографического совещания, "Наука", М., 1972.
- Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Заварицкий А.Н. Граниты и аплиты. Записки Всесоюз. мин. об-ва, т. 79, вып. 2, 1950.
- Заридзе Г.М. Типы эндогенных геологических формаций. "Ганатлеба", Тбилиси, 1966.
- Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И., Легейдо В.А. К геохимии олова в гранитоидах. В сб.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. Наука, М., 1964.
- Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мchedlishvili Т.Д. Свинец, цинк и медь в минералах интрузивных пород Аджарии. Сообщ. АН ГССР, XIV, № 2, 1966.

- В а р а е в а В.Г. Петрохимические особенности рудоносных границ. ДАН СССР, т.179, № 6, 1968.
- В а с и л е в Г.Б., С т р и ж к о в а А.А., Г о л у б е в а С.Д. Об уровне концентрации олова в Силитах и некоторые физико-химические аспекты кристаллохимии олова и вольфрама. В сб.: Петрохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч.И, Дискуссия, Иркутск, 1971.
- М а л и к с е т я н Б.М. Краткая минералого-геохимическая характеристика Мегринского плутона. В кн.: Геология Армянской ССР, т.3, изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1966.
- О в ч и н н и к о в Д.Н. Некоторые вопросы магматического рудообразования. Изв. АН СССР, сер.геол., № 4, 1959.
- О в ч и н н и к о в Д.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использования закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В кн.: Жизнь земной коры, т.2, М., 1964.
- О в ч и н н и к о в Д.Н. Экспериментальные исследования процесса эндогенного минералообразования. "Наука", М., 1967.
- О д и к а л з е Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Автореферат докторской дисс., Тбилиси, 1969.
- О л ь в и н с к и й Я.И. О природе железистых силикатных расплавов и растворов в них. Докл. АН СССР, т.81, № 1, 1961.
- О т х м е з у р и З.В. Геологическое строение и вещественный состав руд Амтхельского рудного поля. Автореферат кандид. дисс., Тбилиси, 1959.
- Р е х а р е к и й В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. Наука, М., 1973.

- Р е х а р о н и й В.И. Молибден в минералах интрузивных пород. В сб.: Счерки геохимии ртути, молибдена, серы в гидротермальном процессе. "Наука", М., 1970.
- Р о д и о н о в Д.А. Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. "Наука", М., 1964.
- Р я б ч и к о в И.Д. Усовершенствование полевошпатного минералогического термометра Барта. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия. "Наука", М., 1965.
- Т а у с о н Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Т а у с о н Л.В., С т у д е н и к о в а З.В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса. Тр.Симпозиума. Изд-во АН СССР, 1964.
- Х е с п В.Р. Зависимость содержания олова в гранитных породах от их химического и минералогического состава. Геохимические поиски, сер. Наука о Земле. Изд-во "Мир", М., 1973.
- Ч х о т у а Г.Р. Интрузивы Абхазии. В кн.: Интрузивы Закавказья. Тр. Груз.ГУ, вып.П, 1941.
- Ш и л о в Д.И., Е г е м б а е в К.М. и др. Изотопный состав свинца руд и вмещающих пород месторождения Кайрактас (Центральный Казахстан). "Геохимия", № 1, 1971.
- A i t c h i s o n Y., B r o w n. The logarithmic distribution. Cambridge University Press. 1957.
- H e i m a n n H. Notes on the mineralogy and geochemistry of zircon. Min.Mag. V.28. N 205, 1949.
- S a n d e l l C., G o l d i c h S. The rare metallic constituents some American igneous rocks. J. Geol. 1944. V.51, № 1.

Т.Д.Мchedlishvili, М.Ш.Мачавариани

О ФОРМЕ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ
МЕРИССКОГО РУДНОГО УЗЛА

В работе рассматриваются вопросы формы нахождения меди в породах и породообразующих минералах.

Установление формы нахождения рудных элементов в породах и слагающих их минералов — один из важных вопросов геохимии и в настоящее время не разработан полностью. Определение формы нахождения рудных элементов, в частности меди, позволит понять характер ее поведения в магматическом и постмагматическом процессах, закономерности ее распределения в различных типах магматических пород, осветить вопросы геохимической специализации пород на медь и т.д.

В.М.Гольдшмидт (1937) на основании близости ионных радиусов Cu^{+2} (0,72 Å) и Fe^{+2} (0,74 Å) считал, что медь может входить изоморфно в железомagneзиальные силикаты, однако позднее им было высказано предположение о нахождении меди в породах в сульфидной форме.

Ф.Ф.Гроут (1910), Л.Р.Уэйджер и Р.Л.Митчелл (1951), А.В. Синицин (1965), К.У.Урунбаев (1969) и др. допускают изоморфизм меди с Mg^{+2} , Fe^{+2} и Na^{+1} в силикатных минералах основных пород. Основываясь на хорошо известном свойстве меди соединяться с серой, Э.Б.Санделл и С.В.Голдич (1952) высказали предположение, что медь в породах присутствует в виде сульфидов. Однако эти авторы допускают, что медь может изоморфно замещать железо в биотитах.

Таким же образом Н.П.Воскресенская и др. (1965) пришли к выводу, что медь в эффузивных породах находится в виде субмикроскопических включений сульфидов.

Б.И.Злобин (1969) считает, что в магматических породах и минералах "легко извлекаемая" часть меди составляет 26–95% от общей ее массы и представлена медью первичных аксессуарных сульфидов, а также слабо связанной изоморфной медью и медью атомарного рассеяния в породообразующих минералах.

А.М.Демин, В.В.Поляков и А.А.Ситин (1968) отмечали высокое содержание меди в породах Мегринского плутона, что, по их мнению, обусловлено присутствием собственных минералов меди, преимущественно халькопирита, образующего включения в породообразующих минералах.

Такого же мнения придерживаются и В.И.Гоньшакова (1961), П.С.Козлова (1960), Н.П.Смирнова и А.И.Альмухамедов (1967), Т.В. Иваницкий и Т.Н.Мгелиашвили (1971) и др. Экспериментальные данные Л.Н.Овчинникова (1967) показывают, что медь в магматическом расплаве находится или в виде сульфидов или в самородном состоянии.

Для выяснения формы нахождения меди в породах и минералах Мерисского рудного узла нами был использован метод "избирательного выщелачивания", разработанный сотрудниками Института геохимии СО АН СССР (Смирнова, Альмухамедов, 1967).

Нами бралась истертая до пудры навеска породы или минерала, к которой приливалось избыточное количество перекиси водорода (1:1) и добавлялось 0,5 г аскорбиновой кислоты. После выдержки препарата в затемненном месте в течение не менее одного часа, нерастворимый остаток отфильтровывался и в фильтрате определялось выщелоченное количество меди по диэтилдитилкарбаматному колориметрическому методу чувствительностью $1:10^{-4}\%$ (Сабия-Гус).

Из табл. I видно, что в некоторых породообразующих минералах количество выщелоченной меди колеблется от 50 до 81,3%, а в одном случае (плагноклаз, обр. 493^I) медь выщелочена почти полностью.

В породах (табл. 2) количество выщелоченной меди колеблется от 52 до 83% и в среднем равно 70%. Сравнение исходного содержания меди в породе с выщелоченным его количеством не выявляет никакой закономерности. Можно лишь высказать предположение, что основное количество меди в исследованных породах находится в неструктурной форме в виде тончайших включений или минералогической или собственного минерала - халькопирита.

Для диагностики рудных акцессорных минералов пород нами микроскопически были исследованы породы Мерисского рудного узла. Оказалось, что наиболее часто присутствует магнетит, который является главной рудной составляющей свежих интрузивных пород, он обнаружен в 17 образцах из 26 в количестве от 0,03 до 7,74%. В меньшем, по сравнению с магнетитом, количестве наблюдался ильменит (от 0,79 до 56%), находящийся в тесном сростании с магнетитом и арцитом.

Гематит наблюдался еще реже и также в тесном сростании с магнетитом, образуя, видимо, с этими минералами одну парагенетическую группу рудных акцессориев.

Пирит характерен преимущественно для гидротермально измененных пород и образует в них довольно густую вкрапленность и прожилки; в 14 образцах из 26 он наблюдается в тесной ассоциации с халькопиритом и составляет от 0,012 до 3,65%.

Халькопирит по сравнению с пиритом присутствует в меньшем количестве. Он также в основном находится в гидротермально изме-

Таблица I

Результаты выщелачивания меди из некоторых породообразующих минералов

№ образца	Минерал	Количество меди, г/т				Количество выщелоченной меди, %
		общее	выщелоченной	оставшейся	сумма выщелоченной и оставшейся	
493 ^I	Пироксен	550	270	160	430	49,1
493 ^{II}	То же	160	120	39	159	75,0
24 ^{II}	Биотит	330	250	30	280	76,0
493 ^{II}	То же	190	100	80	180	52,6
493 ^I	"-"	130	80	70	150	62,0
493 ^I	Плагноклаз	160	130	20	150	81,3
326	Калиевый полевошпат	160	100	30	130	62,5
72I	То же	100	55	30	85	55,0
I	Амфибол	130	70	15	85	54,0
493 ^{II}	Магнетит	42	18	-	-	42,9

ненных породах, изредка встречаясь в свежих интрузивных и эффузивных породах.

Пирротин - минерал редкий и встречается в некоторых гидротермально измененных породах в тесной ассоциации с халькопиритом.

Помимо определенных нами минералов Т.В. Иваницкий и др. (1969) отметили наличие ильменорутила, арсенипирита, рутила, гидроокислов железа и в единичных случаях сфалерита, блеклой руды и тончайших выделений неизвестных рудных минералов.

Значительный интерес представляет вопрос о приблизительной

оценке роли рудной составляющей пород в общем балансе меди в породах.

И.М.Голованов и Э.В.Алехина (1969) в рудной составляющей измененных и неизмененных пород отмечают присутствие 0,08 – 0,3% меди в магнетите, а в пирите и в гематите 0,1 – 0,5%. По представлению этих авторов, медь встречается главным образом в виде рассеянного халькопирита, хотя не исключено, что какая-то часть меди изоморфно замещает двухвалентное железо в рудных минералах.

Э.Н.Баранов, Г.Н.Засухин, В.С.Карпучина, Л.А.Логина, В.А.Бухаров (1972), исследовав формы нахождения меди в пиритах из ореолов колчеданных месторождений, отмечают, что медь может присутствовать в пиритах как в виде "растворимой формы" собственного минерала-халькопирита, так и, возможно, изоморфной примеси меди в пирите, а также в виде мельчайших частичек других минеральных фаз меди, захваченных (сорбированных) в процессе роста кристаллов пирита.

Количественное определение меди в магнетитах исследованных пород показало, что содержание меди в них в среднем равно 29,7, а в пиритах – 274,3 г/т.

Таким образом, наши данные показали, что медь в минералах и породах находится преимущественно в неструктурной форме и, по всей вероятности, в виде собственного минерала-халькопирита. Часть меди после обработки пород и минералов растворителем остается в осадке. Вероятно, некоторая часть меди находится в структурной (изоморфной) форме, что согласуется с литературными данными. Однако не исключена возможность, что часть меди связана с мельчайшей вкрапленностью минерала, не растворимого при химической

Таблица 2

Результаты выщелачивания меди из некоторых пород

№ образца	Порода	Количество меди, г/т		Количество выщелоченной меди, %
		общее	выщелоченное	
4	Габбро	280	200	71
7	То же	380	300	79
I83	"-"	300	250	83
I24	Калишпатизированное габбро	300	240	80
3	То же	410	250	61
I77	Габбро-диабаз	380	250	66
II	Габбро-монзонит	380	250	66
I3	Сиенит	290	150	52
25	Габбро-диорит	130	78	60
26	Сиенит-диорит	120	78	65
99	Туф порфириновый	350	280	80
I06	То же	200	130	75
I2	Порфирит	100	75	75
8I	Порфирит пропили- тизированный	350	250	71
2I	Пропилит	300	260	74
I30	Гидротермалит	180	100	55

обработке образцов. В этом аспекте значительный интерес представляют данные В.В.Ляховича (1973), исследовавшего биотиты из рудоносных гранитоидов. Содержание меди в предварительно центрифугированных биотитах в 1,5–4 раза меньше, чем в биотитах, не подверг-

шихся этой процедуре за счет удаления микровключений собственных медных минералов (сульфидов).

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Э.Н., Засухин Г.И., Карпухина В.С.,
Логина Л.А., Бухаров В.А. О формах нахождения
меди, цинка, свинца и других элементов в пиритах из орео-
лов колчеданных месторождений. "Геохимия", № 10, 1972.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф., Вей-
марн А.Б. К вопросу о геохимии меди в девонских и каменно-
угольных эффузивах Каркаралинского района Центрального Ка-
захстана. Вестник МГУ, № 5, 1965.
- Голованов И.М., АLEXИНА Э.В. К минералогии и
геохимии медномолибденового месторождения Дальнее в Алма-
лыкском рудном районе (УзССР). В сб.: Геология, минералогия
и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, 1969.
- ГоньшакOVA В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое
оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Тр.
Ин-та геол. рудн. месторожд., петрографии, минералогии и
геохимии, вып. 61. Изд-во АН СССР, 1961.
- Демин А.М., Поляков В.В., Ситин А.А. Особен-
ности распределения молибдена, меди и цинка в гранитах Мер-
ринского плутона (Малый Кавказ), сер. геол., № II. Изд-во
АН СССР, 1968.
- Злобин Б.И. О формах нахождения меди в изверженных горных
породах. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. XLIII, вып. 5, "Наука", М.,

- Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мче-
длишвили Т.Д., Шавишвили И.Д., Мачава-
риани М.Ш., Надарейшвили Д.Г. Геохимия и
металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. Тр.
АН СССР, нов. сер., вып. 20. "Мецниереба", Тбилиси, 1969.
- Иваницкий Т.В., Мгелиашвили Т.Н. Геохимия
свинца, цинка и меди в магматических породах Локского мас-
сива в связи с вопросом металлогенической специализации.
В тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып. 27, "Мецниереба", Тбилиси,
1971.
- Козлова П.С. Закономерности распределения микроэлементов
в интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского
хребта (Ср. Азия). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 27, 1960.
- Ляхович В.В. О биотите как индикаторе рудоносности гра-
нитоидов. "Геология рудных м-ний", № 1, 1973.
- Овчинников Л.Н. Экспериментальное исследование пре-
цессов эндогенного рудообразования. В кн.: Проблемы крис-
таллохимии минералов и эндогенного минералообразования.
Л., 1967.
- Санделл Э.Б., Голдич С.В. Редкие металлы некоторых
американских изверженных пород. В кн.: Редкие элементы в
изверженных горных породах и минералах. ИЛ, 1952.
- Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифферен-
цированной интрузии Губы Ивановской, сер. геол., № 7, изд-во
АН СССР, М., 1965.
- Смирнова Н.П., Альмухамедов А.И. Поведение
меди в процессе камерного этапа дифференциации трапповой
магмы. "Геохимия", № 12, 1967.

Урунбаев К.У. К распределению ниобия, тантала, молибдена, вольфрама, свинца, цинка и меди в гранитоидах Кундикского, Бабайтакского и Кумушкайского интрузивов (зап Тянь-Шань). В сб.: Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, 1969.

ბაბაიბაევი კ.უ. სპიკტრული მეთოდების აუზის გამოყენებით, ნიობიუმის, ტანტალისა და მოლიბდენუმის განაწილება კუმუშკაის ინტრუზივებში, 1962.

Goldschid t V.M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente, IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atom-Arten. "Nature", N 4, 1937.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.

Grout F.F. Keweenawen Copper Deposites. "Econ.Geol.", v.5, p. 471, 1910.

Wager L.R., Mitchell R.Z. The distribution of trace elements during fractionation of basic magmas- a farther study of the Skaergard intrusion. East Gaee-land - Geochim. et Cosmochim. Acta, v.1, N 3, 1951.

С о д е р ж а н и е

Дж.А. Касрадзе, В.И. Гугушвили, Т.В. Иваницкий - Некоторые минералого-геохимические критерии поисков сульфидного оруденения в Аджаро-Триалетии	5
М.А. Кекелия, Н.Н. Чхетия - Геохимические особенности (редкоземельные и некоторые редкие элементы) гранитоидных пород Локского массива	41
И.Д. Шавишвили - Геохимия бора и фтора в гранитоидах Дарьяльского массива (Большой Кавказ) и некоторые вопросы петрогенеза	81
Ш.А. Бухникашвили - Геохимия рудных элементов (свинец, цинк, молибден, олово) в гранитоидах Келасурского массива	128
Т.Д. Мchedlishvili, М.Ш. Machavariani - О форме нахождения меди в породах и минералах Мерисского рудного узла	166