

Т. В. ИВАНИЦКИЙ, Т. Н. МГЕЛИАШВИЛИ

**ГЕОХИМИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ
ЛОКСКОГО МАССИВА В СВЯЗИ
С ВОПРОСОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПОРОД**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1971

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 27

თ. ივანიჭი, თ. მგელიაშვილი

ღოქის მასივის მებურჯ ქანებში ვყვიის,
თუთიის და სკინდინის გეოქიმია ქანების
მეგაროგენურ სპეციალიზაციასთან
დაკავშირებით

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1971

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 27

Т. В. ИВАНИЦКИЙ, Т. Н. МГЕЛИАШВИЛИ

ГЕОХИМИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЛОКСКОГО
МАССИВА В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ
ПОРОД

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1971

В работе излагаются результаты исследования геохимии свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива, в связи с вопросом металлогенической специализации пород.

Первая глава работы посвящена геологии и петрографии магматических пород массива.

Вторая глава посвящена геохимии. В ней излагаются аналитические данные и на основании этого делаются выводы о поведении свинца, цинка и меди в минералах (процесс кристаллизации), в породах (магматическая дифференциация и автотасоматоз) и в постмагматических метасоматитах.

В третьей главе работы, на основании обсуждения существующих в литературе представлений по вопросу о металлогенической специализации пород, с учетом данных настоящего исследования, высказывается ряд соображений и делаются некоторые выводы.

Редактор М. М. Рубинштейн

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой результат двухгодичных полевых и лабораторных исследований, проведенных в отделе геохимии Геологического института АН Грузии в соответствии с научно-исследовательским планом института. Полевые исследования заключались в проведении геологических наблюдений и в составлении крупномасштабных (1:200, 1:500 и 1:1000) разрезов со сбором систематической коллекции образцов пород и минералов.

Лабораторные исследования заключались в микроскопическом исследовании прозрачных и полированных шлифов пород и минералов (изучено около 650 шлифов) в количественных, спектральных и колориметрических анализах на свинец, цинк и медь (около 500 определений), в качественных анализах на элементы-примеси, в пламеннофотометрических исследованиях на калий и натрий (около 65 анализов), в проведении полных силикатных анализов наиболее характерных типов пород и в радиогеологических исследованиях для определения возраста пород К-Аг методом (14 образцов).

Радиогеологические исследования проводились в лаборатории абсолютного возраста горных пород и минералов (руководитель М. М. Рубинштейн), химические анализы — в центральной аналитической лаборатории, а остальные — в лабораториях геохимического отдела ГИНа АН СССР, в частности, спектральные количественные анализы на свинец и все качественные анализы на другие примеси выполнены старшим научным сотрудником Н. Д. Гварамадзе¹, количественные анализы на медь — младшим научным сотрудником Т. Д. Мchedlishvili; колориметрические анализы на цинк — младшим научным сотрудником М. Ш. Мачавариани, пламеннофотометрические анализы — младшим научным сотрудником Б. В. Пайлодзе. Кроме то-

¹ В связи со сложностью отборки 0,5 г чистых фракций порообразующих минералов (необходимой навески для количественного определения цинка дитизонным методом) количественные анализы на цинк были проведены спектральным методом.

го, с целью внешнего контроля в лаборатории физических методов анализа Центральной геохимической экспедиции при ИМГРЕ было проведено 60 контрольных анализов на Pb, Zn и Cu. Наряду с этим, в этой же лаборатории выполнено также 20 анализов на Sn и Mo (аналитик Р. Терехова).

ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проблема геохимии примесей рудных элементов в магматических породах и связанная с ней проблема металлогенической специализации магматических пород представляет значительный интерес. За последние 20—25 лет этим вопросам были посвящены многочисленные исследования как советских, так и зарубежных авторов, однако многие интересные в научном и практическом отношении вопросы еще не разрешены. Особенно многообещающими они являются для выяснения источника рудного вещества, уточнения вопроса генетической связи постмагматической рудной минерализации с магматизмом и установления различных форм этой связи и для ряда других более частных вопросов геологии рудных месторождений, а также для ряда петрологических проблем.

По проблеме геохимии элементов-примесей пород в Грузии исследования пока ведутся в ограниченном масштабе. В частности, исследования этого направления были выполнены: Г. Л. Одикадзе (1969) по геохимии Be, Li, Cs, Nb, Ta и некоторых других примесей в пегматитах и гранитоидах Дзирульского массива, Г. С. Закаридзе (1964) по геохимии Li и Rb в Вакиджварском сиенитовом и Мерисском сиенит-диоритовом интрузивных массивах, Т. В. Иваницким и др. (1969) по геохимии Pb, Zn и Cu в Аджарских интрузивных массивах и М. А. Кекелия (1966) по геохимии редкоземельных элементов и Li и Rb в Зеркарском массиве.

Как видим, из названных работ только одна (Т. В. Иваницкий и др.) касается геохимии примесей рудных элементов и выполнена с целью выяснения вопросов металлогенической специализации магматических пород. Одновременно с этим, совершенно очевидно необходима проведение геохимических работ применительно к вопросам металлогении для Грузии, с целью уточнения существующих металлогенических схем.

Отмеченные обстоятельства легли в основу настоящего исследования. При выборе объекта мы исходили из следующих предпосылок:

1. Исследовать полиметаллический рудный район с проявлением магматизма различного возраста и типов.

2. Основываясь на результатах исследований интрузивных массивов Аджарии, считали необходимым произвести исследо-

вание на петрологически хорошо изученных плутонах, не сильно осложненных позднемагматическими и постмагматическими процессами.

3. Необходимо было также выбрать для исследования район, в котором по геологическим данным предполагается генетическая (парагенетическая) связь жильных полиметаллических месторождений с гранитоидными интрузивами определенного возраста, при наличии аналогичных нерудоносных гранитоидов другого возраста.

Предъявляемым условиям хорошо удовлетворял Локский массив, на котором и остановили мы свой выбор. Этому способствовала и полная неизученность элементов-примесей в породах Локского массива, в основном представленных древними породами, а также интерес к сопоставлению данных, полученных для третичных гранитоидных интрузивных тел складчатой области (Аджария) с данными по палеозойским и мезозойским гранитоидам древнего кристаллического субстрата.

К ВОПРОСУ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЛОКСКОГО МАССИВА

Локский массив расположен в Юго-Восточной Грузии в пределах Дманисского и Болнисского административных районов на границе с Армянской ССР.

При царе Ираклии Втором эта часть Грузии являлась горнодобывающим и металлургическим центром государства (золоторудные, свинцовые, медные и железорудные месторождения).

Однако до работ Г. Абиха и геологов Кавказского Горного Управления (конец XIX и начало XX века) данные о геологическом строении района Локского массива отсутствовали.

Впервые петрографическое описание гранитоидов Локского массива дано Н. В. Баркановым (1936), который выделил многие типы гранитоидов, а также основных пород.

Особенно подробным является исследование Е. К. Устиева (1936), которым проведено детальное микроскопическое изучение гранитоидов. Однако некоторые его геологические наблюдения в отношении датировки осадочных и вулканогенных образований, обрамляющих массив, ошибочны.

В 1935 году П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили во время съемочных работ выяснили и уточнили многие вопросы геологии гранитоидов. В частности, в палеозойских гранитоидах ими были выделены молодые (постсреднеэоценовые) грани-

ты — Перпенджанский (Поладаурский) интрузив. В дальнейшем наличие Поладаурского интрузива гранитов, возраст которых позднее был определен Ш. И. Джавахишвили как батский, признавалось всеми последующими исследователями. Однако ниже будет показано, что и это представление требует некоторых уточнений.

В 1941 году В. Г. Грушевым высказано соображение, что в Локском массиве, как и в Дзирульском, присутствуют гранитоиды двух возрастов.

Т. Г. Казахашвили (1941) в палеозойских гранитоидах выделяет кварцевые диориты и граниты, связанные между собой постепенными взаимопереходами. По возрасту эти гранитоиды рассматриваются как позднекаледонские или раннегерцинские. Этим же исследователем выделены двуслюдяные граниты, которые секут более древние гранитоиды, а по возрасту являются позднегерцинскими. С наиболее поздним этапом герцинского магматизма Т. Г. Казахашвили связывает аплиты и мусковитовые граниты (следует указать, что по нашим данным, мусковитовые граниты в действительности представляют собой грейзенизированные разновидности различных гранитоидов). Поладаурский интрузив она считает палеозойским, однако в этой части массива ею выделены гранитпорфиры мелового возраста. Кроме того, Т. Г. Казахашвили в пределах плутона устанавливает наличие третичных интрузивных тел, представленных кварцевыми диоритами и диоритпорфирами, наличие которых последующими исследователями отрицается. Т. Г. Казахашвили детально изучила также основные жильные породы, рассекающие гранитоиды, которые по возрасту отнесены к байосу.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953) палеозойские гранитоиды Локского массива рассматривают как разновозрастный комплекс пород; ими в этих гранитоидах наряду с разновидностями, установленными Т. Г. Казахашвили, выделены и роговообманково-биотитовые разности. Кроме того, этими исследователями под названием метадiorитов выделены измененные под воздействием гранитоидов основные породы. В отношении гранитоидов бассейна р. Поладаури Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили вначале придерживались мнения о их палеозойском возрасте, однако позднее они отнесли их к постпалеозойским образованиям.

Принципиально новым для Локского массива являются предположения этих исследователей о наличии процесса гранитизации основных пород и кристаллических сланцев в связи с процессами кремниевого и калиевого метасоматоза.

В 1949—1951 годах гранитоиды и другие магматические породы Локского массива подробно исследовал Ш. И. Джавахишвили (1959), который в гранитоидах выделил два разновоз-

растных комплекса, представленных палеозойскими (герцинскими) и батскими гранитоидами (последние, по Ш. И. Джавахишвили, слагают почти весь восточный фланг массива). В палеозойских гранитоидах им выделен ряд разновидностей, начиная от лейкократовых гранитоидов аляскитового типа и кончая богатыми цветными компонентами. В формировании различных типов гранитоидов Ш. И. Джавахишвили отмечает большую роль процессов ассимиляции вмещающих пород. Значителен вывод этого автора о процессе микроклинизации и кремниевого метасоматоза палеозойских гранитоидов в связи с интродуцированием их аплитами и молодыми гранитоидами. Для подтверждения постпалеозойского возраста Поладаурского интрузива, наряду с другими фактами, Ш. И. Джавахишвили отмечает процесс гранитизации песчаников лейаса у моста Тамары (нами в дальнейшем будет показано, что этого процесса в действительности нет). В работе Ш. И. Джавахишвили приведена также подробная минералогическая характеристика гранитоидов и детально разобраны их петрохимические особенности. Значительное внимание уделено и описаниям основных жильных пород, в которых выделены древние (долейасские) и байосские.

В 1965 году была опубликована крупная монография, посвященная геологическому строению и металлогении Юго-Восточной Грузии, в которой приведено также сводное петрографическое описание гранитоидов Локского массива (Заридзе, Татришвили, Хмаладзе, Дудаури, 1965). В этой монографии новых данных о массиве нет, поэтому на ее рассмотрении мы не остановимся.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА ЛОКСКОГО МАССИВА

Район Локского массива находится в пределах Артвино-Болнисской глыбы. Массив представляет собой приподнятую и обнаженную часть палеозойской глыбы; площадь массива — 90—100 км², форма продолговатая и массив вытянут в широтном направлении. Массив обнажается по южному склону близширотного Сомхитского хребта. В орографическом отношении территория массива гористая, изрезанная ущельями небольших речек близмеридионального (в верховьях) и близширотного (в низовьях) простирания. Средняя абсолютная отметка массива — 750—800 метров, однако в центральной части достигает 1400—1450 метров. Главными водными артериями западной части являются рр. Джандари и Пиназаури, восточной части — рр. Локи, Поладаури, Ахкерпи, Гюльмагомеди и Ахсу, а северной — р. Дамблудка. Массив в настоящее время интенсивно денудирован и в ущельях рек вскрывается на зна-

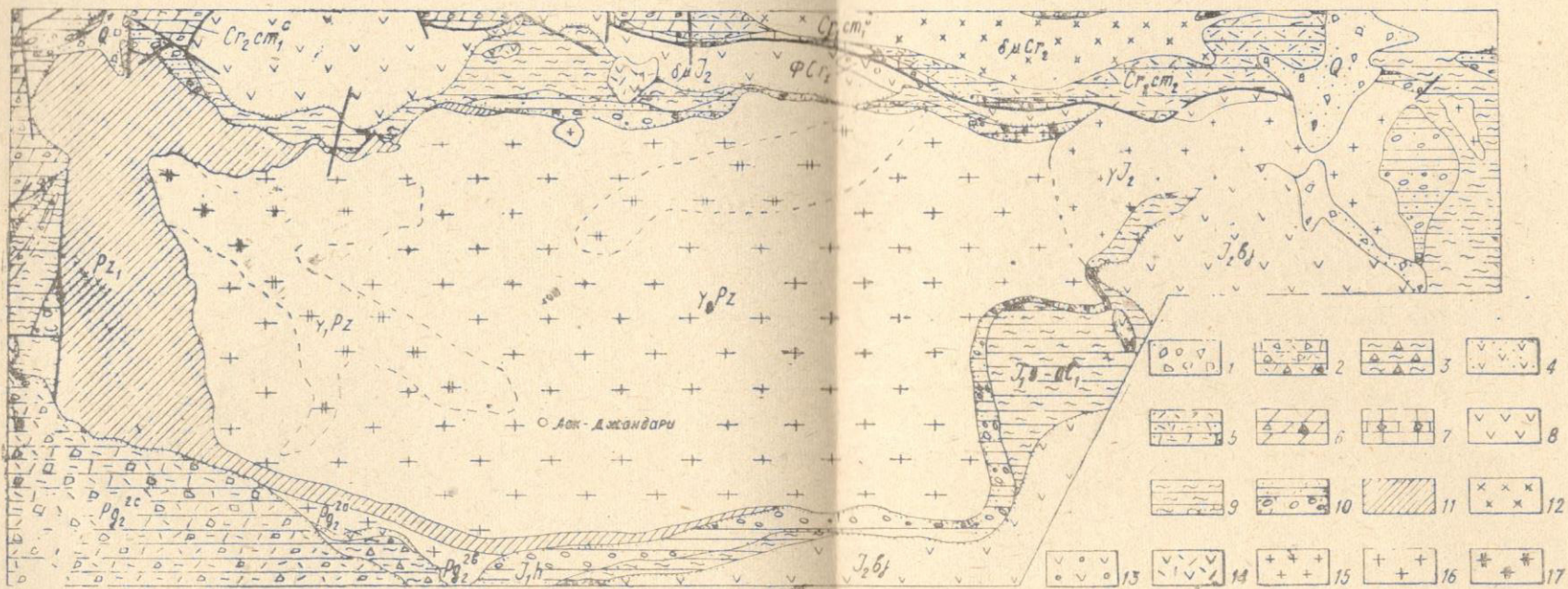


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Локского массива (по Ш. А. Адамия, Ш. И. Джавахишвили и В. И. Зесашвили, 1959), масштаб 1:50000. 1—аллювиальные, делювиальные и озерные четвертичные отложения (галечники, глины, пески и суглинки—Q); 2—массивные и грубослоистые андезитовые туфы, туфобрекчии и лавы (средний эоцен— Pg_2^{2c}); 3—слоистые андезитовые туфы и туфопесчаники (средний эоцен— Pg_2^{2b}); 4—песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки (средний эоцен— Pg_2^{2a}); 5—вулканогенно-осадочная толща верхнего сеномана (известняки, мергели, песчаники, туфопесчаники, туфы порфиритов и альбитофиров— Cr_2sm_2); 6—вулканогенно-осадочная толща нижнего сеномана (мергели и пирокластолиты порфиритов— Cr_2sp_1); 7—вулканогенно-осадочная толща нижнего сеномана (пирокластолиты порфиритов, известняки и мергели— Cr_2sp_1); 8—порфиригозая свита байоса— I_2bj ; 9—нижний и верхний лейас (синемюр-нижний аален); слюдястые сланцы, аргиллиты и песчаники— I_1s-a_1 ; 10—нижний лейас (гегганг); кварцевые песчаники и конгломераты— I_1h ; 11—кристаллические сланцы нижнего палеозоя— Pz_1 ; 12—диабазо-порфириты (верхний мел— γ_1Cr_2); 13—кварцевые альбитофиров (верхний мел)— FCr_2 ; 14—кварцевые порфириты (средняя юра— γ_1I_2); 15—аплитовидные граниты (средняя юра— γ_1I_2); 16—крупнозернистые лейкократовые гранитоиды (палеозой— γ_2Pz); 17—роговообманково-биотитовые гранитоиды (палеозой— γ_1Pz).

чительную глубину. Однако общая обнаженность массива из-за значительного почвенного покрова и развития густого листового леса плохая.

Особенности геологического строения района определяются наличием неглубоко залегающего древнего фундамента, представленного гранитоидами и кристаллическими сланцами палеозоя, обнажающимися в виде Локского массива и широким развитием мезо-кайнозойских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. Последние в восходящем разрезе представлены трансгрессивно налегающими на палеозойский субстрат сланцами и песчаниками лейаса, породами порфиритовой свиты байоса, локально наблюдаемыми песчано-карбонатными отложениями сеномана, мощной верхнемеловой субгеосинклинальной вулканогенно-осадочной толщей кислого состава, песчано-карбонатными отложениями сенон-палеоценового возраста, вулканогенными отложениями эоцена и выше залегающими терригенными отложениями олигоцен-миоценового возраста, пользующимися локальным распространением.

К новейшим образованиям района относятся наземные излияния андезито-базальтов и озерно-речные отложения, часто чередующиеся с первыми. Интрузивные породы развиты широко и в основном представлены палеозойскими гранитоидами, а также небольшими штокообразными телами мезозойских (юрских?) гранитов. Особенно широко распространены жильные субвулканические тела, представленные кислыми породами типа альбитофиринов и кварцевых порфиритов, приуроченных к вулканогенно-осадочной толще верхнего мела. Широко развиты также основные дайки (порфириты, диабазопорфириты) в вулканогенной толще эоцена и частично в байосе.

В тектоническом отношении район сравнительно прост, что определяется наличием крупной Локской антиклинали и расположенной севернее крупной синклинальной структуры, с которой на севере, за пределами нашего района, граничит, аналогичная Локской, Храмская антиклинальная структура.

Из приведенных данных следует, что несмотря на то, что консолидация района с образованием жесткого фундамента была уже завершена к концу палеозоя, в продолжение альпийской складчатости все же имели место как складчатые, так и колебательные движения.

Интенсивное погружение района происходит в нижнеюрское время, когда море перекрыло весь палеозойский фундамент (наличие останцев глинисто-песчанистых отложений лейаса в центральных частях Локского массива). К концу средней юры в связи с батской орогенической фазой происходит воздымание района, что подтверждается проявлением значительной складчатости в глинисто-песчанистой толще лейаса и пор-

фиритовой свите байоса, обрамляющих палеозойский массив. В дальнейшем интенсивное погружение происходит в верхнем мелу, когда начинают накапливаться мощные субгеосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения, в восходящем разрезе сменяющиеся известняками и мергелями. В датском веке в связи с мощной ларамийской фазой складчатости происходит общее воздымание района с внедрением в вулканогенно-осадочную толщу многочисленных субвулканических кислых интрузий и полная регрессия моря в области Артвино-Болнисской глыбы. Следующее интенсивное погружение отмечается в среднем эоцене, за которым следует верхнеэоценовая сильная фаза складчатости, с новым воздыманием района.

Отмеченная цикличность в геологическом развитии района обусловила наличие здесь по крайней мере четырех структурно-литологических этажей, среди которых наиболее четко выражен нижний — домезозойский. Рассмотрение некоторых вопросов геохимии и металлогенической специализации гранитоидов этого этажа и было целью наших исследований. Общая схема геологического строения Локского массива показана на рис. 1.

ГЛАВА I

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Кристаллическое ядро Локского массива сложено главным образом различными гранитоидами и основными породами, представленными дайками, штоками и крупными ксенолитами-останцами. Однако превалируют гранитоиды, определяющие геологический облик массива.

Среди гранитоидов наблюдается значительное разнообразие — от аляскитовидных разновидностей до пород, богатых цветными компонентами, в которых в первом приближении различаются следующие типы (в порядке распространенности):

- 1) крупно- и среднезернистые, часто порфировидные красно-розово-серые граниты;
- 2) среднезернистые, иногда гнейсовидные серовато-зеленые кварцевые диориты и серовато-розовые гранодиориты;
- 3) мелкозернистые красно-розовые аплитовидные граниты.

В дайковых породах кислого и среднего состава различаются:

- 1) мелкозернистые плотные кварцевые порфиры и альбитофиры и более крупнозернистые зеленовато-серые диорит-порфиры;

- 2) мелкозернистые и среднезернистые аплиты и альбититы;
- 3) жилы пегматитов (не графические).

В основных породах выделяются:

- 1) габбро и габбро-амфиболиты (древние, в виде реликтов в гранитоидах);
- 2) габбро (секущие гранитоиды);
- 3) порфириты, диабазо-порфириты и диабазы (секущие гранитоиды).

ГРАНИТОИДЫ

Крупно- и среднезернистые, часто порфировидные граниты. Эти граниты играют главную роль в сложении массива и наблюдаются во всех его частях, занимая большие площади. Особенно они характерны для центральной, наиболее возвышенной части массива, среднего течения рр. Джандари, Локи и нижнего течения р. Дамблудки; широко развиты также по правому склону р. Ахкерпи, по ущелью р. Ахсу и полностью слагают выходы массива в ущелье рр. Баритисхеви и Бежан-Назари.

В этих гранитах с некоторой условностью можно различать следующие фации:

1) порфировидные, крупнозернистые роговообманково-биотитовые, роговообманковые и редко без цветных компонентов розово-красные, чаще микроклиновые граниты («очковые»);

2) крупнозернистые и среднезернистые роговообманковые (иногда с биотитом) или без цветных компонентов розово-красно-серые или серые граниты;

3) крупнозернистые роговообманковые кирпично-красные граниты;

4) крупнозернистые сильно окварцованные и мусковитизированные (с крупночешуйчатым серицитом) осветленные граниты — грейзенизированные (эти породы подробно описаны в главе, посвященной постмагматическим изменениям).

Порфировидные крупнозернистые $Amph^2-Bi$, $Amph$ и редко без цветных компонентов розово-красные граниты («очковые») преобладают над другими разновидностями гранитов; они развиты в районе сел Лок-Джандари, по среднему течению и в верховьях рр. Джандари и Локи, а также в виде небольших участков наблюдаются по левому берегу р. Ахкерпи, ниже моста Тамары.

По ущелью р. Локи в этих гранитах часто наблюдаются мелкие ксенолиты габбро и габбро-амфиболитов. Кроме того, для них характерен постепенный переход в среднезернистые роговообманковые (иногда с Bi) непорфировидные граниты, крупные участки которых в них часто наблюдаются (ущелье рр. Джандари и Локи, район сел Лок-Джандари).

² Принятые в работе обозначения минералов: Ab —альбит, $Amph$ —амфибол, Ap —апатит, Ars —арсенопирит, Bi —биотит, Ca —кальцит, Car —карбонат, Mus —мусковит, Chl —хлорит, $Chlk$ —халькопирит, Epd —эпидот, Grt —гранат, Ht —гематит, Ilm —ильменит, Mgt —магнетит, Mi —микроклин, Moz —монацит, Olv —оливин, Or —калий-натровый полевой шпат, P —пироксен, Pl —плагиоклаз, Pg —пренит, Pyr —пирит, $Pyrct$ —пирротин, Qu —кварц, Rut —рутил, Ser —серицит, Sfl —сфалерит, Sph —сфен, Tur —турмалин, Zr —циркон, Zst —цоизит.

Взаимоотношение этих гранитов с кварцевыми диоритами не ясно, так как контакт между ними или осложнен внедрившимися дайками (ущелье р. Джандари), или же задернован. Крупнозернистые порфиридные граниты рассеяны дайками кислых, средних и основных пород и жилами пегматоидов. На взаимоотношение с древними габброидами, кроме ксенолитов, указывает также активное воздействие этих гранитов на крупный выход (останец) рассланцованных габбро в ущелье р. Джандари. Особенно следует подчеркнуть, что по ущелью р. Поладаури крупнозернистые порфиридные граниты рассеяны штокообразным телом постпалеозойских мелкозернистых аплитовидных гранитов.

Данные, приведенные в отношении геологического положения порфиридных гранитов, указывают на их древний — палеозойский возраст.

Минеральный состав этих гранитов представлен $Og, Pl, Qu, Amph, Bi$, рудным минералом, Zr, Sph, Ap ; вторичные — Ser, Chl, Epd, Car и Pg (последовательность в перечислении минералов соответствует их роли в сложении породы), которые с некоторым приближением группируются в пределах двух парагенетических групп (на описании породообразующих минералов мы останавливаться не будем, так как подробное их описание приведено в работе Ш. И. Джавахишвили, опубликованной в 1959 году).

Группа первая: $Og_{(1)}-Pl$ (ряда олигоклаза) — $Qu_{(1)}$ — $Amph$ (обыкновенная роговая обманка).

Группа вторая: $Og_{(2)}$ — $Qu_{(2)}$ — Bi (метасоматическая группа).

Кроме того, в породе присутствуют минералы более поздние, чем минералы указанных двух парагенетических групп, Ab (часто в значительных количествах) и Og (типа адуляра, в виде прожилок, в незначительных количествах).

Кали-натровый полевой шпат представлен как решетчатым, так, видимо, и нерешетчатым микроклином и адуляровым наиболее поздним калишпатом. Кроме того, характерную особенность калишпата составляет его четко выраженная пертитовая структура.

Порфиридный («очковый») облик этих гранитов в основном обусловлен выделениями кварца размером 5—12 мм и реже калишпата и плагиоклаза (ранний, ряда олигоклаза, часто с нечетким зональным строением).

Из микроструктурных особенностей этих гранитов следует отметить: 1) широкое развитие графических структур прорастания в кварц-полевошпатовых агрегатах (кремниевый ме-

тасоматоз); 2) широкое развитие скелетных метакристаллов роста кварца, обуславливающих порфиридный облик породы; 3) коррозионные структурные взаимоотношения калишпата с плагиоклазом (калиевый метасоматоз); 4) исключительно широкое развитие пертитовых структур в связи с процессом альбитизации породы.

Крупнозернистые и среднезернистые роговообманковые (иногда с биотитом) или безцветных компонентов розово-красно-серые или серые граниты пространственно теснейшим образом ассоциируют с порфиридными гранитами и связаны с ними постепенными переходами. По распространению они подчинены порфиридным, однако преобладают над другими разновидностями.

Геологическое положение рассматриваемых гранитов и взаимоотношение с другими породами указывает на их палеозойский возраст.

Минеральный состав представлен: $Og, Pl, Qu, Amph, Bi$, рудным минералом, Zr и редко присутствующими Sph и Ap ; вторичные: Ser, Chl, Epd, Car и Pg .

Плагиоклаз представлен как олигоклазом, так и поздним альбитом непарагенетичным главным породообразующим минералом (процесс альбитизации пород). Кварц также присутствует в двух (возможно в трех) генерациях. Калишпат, видимо, представлен не менее чем двумя генерациями.

Первичные породообразующие минералы можно сгруппировать в две парагенетические группы.

Группа первая: $Og_{(1)}-Pl$ (олигоклаз) — $Qu_{(1)}$ — $Amph$ (обыкновенная роговая обманка).

Группа вторая $Og_{(2)}$ — $Qu_{(2)}$ — Bi (метасоматическая группа).

Из микроструктурных особенностей этих гранитов обращает на себя внимание: 1) широкое развитие пертитовых структур сростания альбит-калишпата (продукт альбитизации) и 2) довольно широкое развитие графических структур прорастания в кварц-калишпатовых агрегатах (кремниевый метасоматоз).

Петрологические процессы, которые оттеняют генетические особенности рассмотренных гранитов, следующие:

1. Кремниевый метасоматоз, наличие которого подтверждается: а) широким развитием микропегматитовых и графических структур сростания кварца с калишпатом и плагиоклазом; б) наличием прожилок кварца с многочисленными графической формы ответвлениями в калишпате; в) широким развитием, порфиридных скелетных метакристаллов квар-

ца и г) наличием венчиков микрографических $Qu-Og-Pl$ агрегатов вокруг порфиroidных выделений плагиоклаза.

2. Калиевый метасоматоз подтверждается: а) коррозией кварца (кварц в этих гранитах присутствует в нескольких генерациях) и плагиоклаза калишпатом, с развитием структур типа монзонитовой; б) частым присутствием в калишпате реликтов олигоклаза и в) наличием в породе тонких прожилок адулярового калишпата.

3. Натриевый метасоматоз (альбитизация) проявляется: а) в наличии прожилок альбита в калишпате; б) в наличии структурных псевдоморфоз альбита по среднему плагиоклазу и в) в широком развитии метасоматических пертитовых структур.

Таким образом, в формировании этих гранитов, видимо, проявлялись как процессы местной ассимиляции гранитоидной магмой основных габбро-амфиболитовых пород, так и более поздние процессы щелочно-кремниевых метасоматоза. Именно эти процессы способствовали окончательной гранитизации и формированию настоящего облика этих пород.

Сходный минеральный парагенезис обеих разновидностей гранитов должен указывать на их генетическую целостность, а наблюдаемые структурные различия, видимо, следует объяснить различной степенью проявления кремниевых и калиевых метасоматоза в различных участках массива (натриевый метасоматоз в обеих разновидностях проявлен в одинаковой степени).

Исходя из всего сказанного, порфиroidные граниты следует рассматривать как продукт автометасоматического изменения непорфиroidных гранитов. Возможно, с этой особенностью формирования порфиroidных гранитов частично и связано значительное их омолаживание, на что указывают данные аргонового возраста (см. табл. 5).

Крупнозернистые, роговообманковые, кирпично-красные граниты развиты ограниченно и наблюдаются в ущелье р. Джандари, где слагают довольно значительный участок массива. Здесь хорошо наблюдается интрудирование кварцевых диоритов этими гранитами (рис. 2).

Минеральный состав гранитов представлены: $Og, Pl, Qu, Amph, Zr, Sph$ и рудным минералом; вторичные — Ser, Chl, Prg, Epd и Car . Обращает на себя внимание некоторое обогащение этих гранитов цирконом и сфеном.

Калишпат в большинстве случаев представлен мутным решетчатым пертитизированным микроклином; плагиоклаз присутствует в виде крупнозернистого серицитизированного олигоклаза-андезина и более мелкозернистого свежего альбита.

Кварц характеризуется крупнозернистостью. Роговая обманка — обыкновенная, часто опацифицированная.

Для этих гранитов характерен, с одной стороны, четко выраженный процесс калишпатизации олигоклаза-андезина, а с другой — сильная альбитизация калиевого полевого шпата с

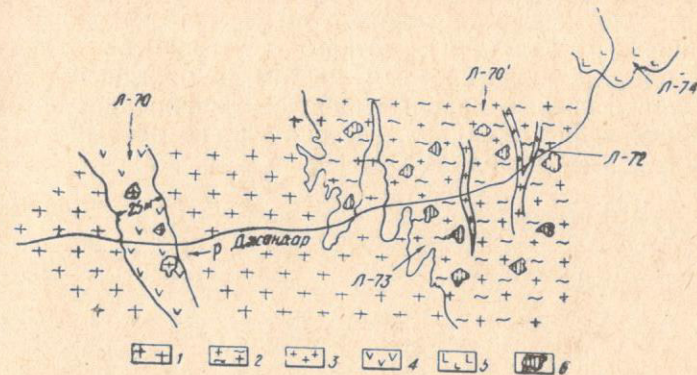


Рис. 2. Схематическая зарисовка (в плане) взаимоотношения роговообманковых, кирпично-красных, крупнозернистых гранитов с гнейсовидными кварцевыми диоритами.

1—роговообманковый кирпично-красный крупнозернистый гранит; 2—гнейсовидный кварцевый диорит; 3—аплит; 4—альбитизированный диабазо-порфирит; 5—альбитизированное калишпатовое габбро; 6—ксенолиты габбро.

образованием пертитовых структур (микроклин-пертит) и отсутствие процесса кремниевых метасоматоза.

Таким образом, эта разновидность гранитов выявляет некоторые специфические микроструктурные особенности, которые наряду с геологическим их положением и макроскопическими особенностями (отсутствие ксенолитов основных пород) подчеркивает их индивидуальность.

Расщепление этими гранитами кварцевых диоритов говорит о их более молодом возрасте, однако это еще не является доводом для их отнесения к постпалеозойским гранитоидам, но данные аргонового возраста как бы подтверждают их постпалеозойский возраст (табл. 5).

Среднезернистые, серовато-зеленые, богатые темноцветными компонентами, иногда гнейсовидные, кварцевые диориты и серовато-розовые гранодиориты. Среди гранитоидов Локского массива кварцевые диориты по распространению занимают второе место. Эти породы широко развиты в нижней части течения р. Джандари, по ущельям рр. Дамблудки

(верховья и истоки) и Локи (гранодиориты), Ахсу и в окрестностях сел Лок-Джандари.

Макроскопически кварцевые диориты легко отличаются от других гранитоидов массива своим цветом, наличием ксенолитов основных пород (габбро-амфиболиты, габбро-диабазы), а иногда и гнейсовидностью. Менее специфично выглядят гранодиориты (банатиты), которые от гранитов отличаются только преобладающим серым цветом, а иногда и наличием ксенолитов основных пород. Наиболее типичны кварцевые диориты ущелья р. Джандари, где они сильно обогащены ксенолитами основных пород (рис. 3).

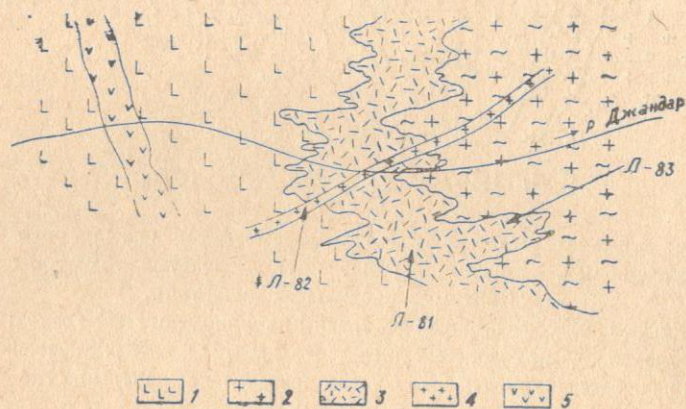


Рис. 3. Схематическая зарисовка (в плане) взаимоотношений гнейсовидных кварцевых диоритов с древними габброидами (ущ. р. Джандари).

1—древние габброиды с плитчатой отдельностью; 2—кварцевые диориты; 3—гибридизованная зона, представленная габбро-диоритовой эпидотизированной породой; 4—гранит-аплит; 5—порфирит.

Минеральный состав кварцевых диоритов представлен Pl, Amph, Qu, Bi, Or, Epd, Ser, Chl, Pr, Zst, Ap, рудным минералом и редко Zg. Однако главными минералами являются плагиоклаз, кварц, роговая обманка, реже биотит. Калиевый полевой шпат отсутствует или же наблюдается в виде единичных зерен (за исключением калишпатовых кварцевых диоритов и гранодиоритов).

Плагиоклаз представлен крупнозернистыми, часто полисинтетически сдвойникованными выделениями ряда андезина (реже андезин-лабрадора), которые часто катаклазированы. Кроме этого плагиоклаза иногда наблюдается свежий несдвойникованный и более мелкозернистый плагиоклаз ряда альбит-олигоклаза, который, видимо, связан с процессом нат-

риевого метасоматоза породы. Кварц в породе присутствует в значительных количествах.

Роговая обманка чаще представлена обыкновенной разновидностью, часто замещается эпидотом, хлоритом и карбонатом, редко наблюдается лучистая роговая обманка ряда актинолита.

Биотит образует мелкие выделения, чаще окрашен в зеленый цвет, значительно изменен, хлоритизирован и карбонатизирован; апатит и выделения рудного минерала (в большинстве случаев магнетит) приурочены к биотиту и роговой обманке.

Общей характерной чертой кварцевых диоритов является некоторый их метаморфизм, выраженный в катаклазе плагиоклаза и в мозаичности кварца, проявляющего волнистое погасание.

Таким образом, из приведенного описания следует, что в кварцевых диоритах отсутствуют или выражены слабо характерные для гранитов процессы кремниевого и калиевого метасоматоза; слабо проявлен натриевый метасоматоз (альбитизация). Следует также указать, что в ряду кварцевый диорит — калишпатовый кварцевый диорит — гранодиорит степень проявления отмеченных метасоматических процессов заметно возрастает.

Мелкозернистые красно-розовые аплитовидные граниты в Локском массиве развиты локально. Они наблюдаются лишь в восточной части массива, обнажаясь по ущельям рр. Поладаури и Ахсу, где они в виде небольших штокообразных тел внедрены в крупнозернистые гранитоиды, с которыми часто связаны постепенными переходами. Наиболее крупный выход аплитовидных гранитов наблюдается в левом ответвлении р. Ахсу, где они обогащены ксенолитами крупнозернистых гранитоидов и интродуцированы в отложения лейаса и байоса с образованием в последних мощной экзоконтактной зоны кварц-плагиоклазовых роговиков (рис. 4). Следовательно, постпалеозойский возраст аплитовидных гранитов не вызывает сомнения. В отличие от предыдущих исследователей (Джавахишвили, 1959; Заридзе, Татришвили, Хмаладзе, Дудаури, 1965 и др.), рассматривающих гранитоиды бассейна р. Поладаури как батские (т. н. Поладаурский интрузив имеет в длину около 5 км со средней шириной выхода порядка 1—1,2 км), мы считаем, что в восточной части массива в основном развиты палеозойские гранитоиды, в которых наблюдаются небольшие тела мелкозернистых аплитовидных гранитов постбайосского возраста.

Во взаимоотношении аплитовидных и крупно- и среднезернистых гранитов характерны их постепенные взаимопере-

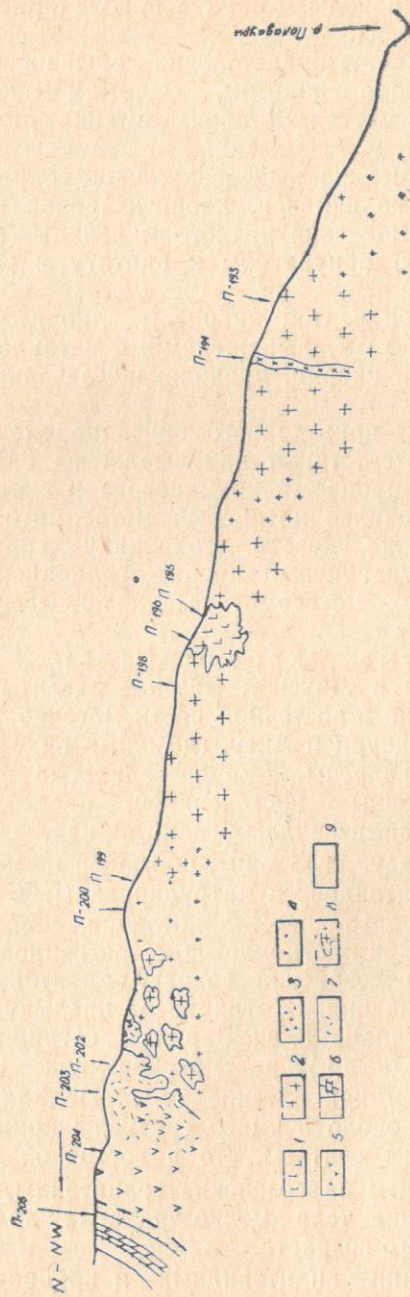


Рис. 4. Схематический геологический разрез по р. Ахсу и его левому ответвлению (масштаб 1:10000). 1—древние габброиды; 2—крупнозернистые и среднезернистые часто порфировидные Би—Амф граниты и кварцевые диориты; 3—мелкозернистые, часто амфиболовые роговообманковые граниты; 4—дайка порфировидного роговообманкового кварцевого диорита; 5—порфировидная свита байоса; 6—песчаники, туфопесчаники и мергели нижнего сеномана; 7—Ороговикованные породы байоса и лейа (?); 8—участки древних гранитоидов в амфиболовых

ходы и отсутствие четких признаков секущего положения амфиболовых. Однако наличие жселитов крупнозернистых гранитов в амфиболовых и наличие мощной зоны контактовых роговиков в юрских отложениях совершенно определенно говорят о более молодом возрасте этих гранитов.

Минеральный состав амфиболовых гранитов представлен Og, Pl, Qu, Amph, Bi, Ser, Chl, Car, рудным минералом и Ap.

Для этих гранитоидов характерны следующие микроскопические особенности: 1) интенсивная метасоматическая пертитизация калишпата (в связи с процессом альбитизации породы), у которого местами наблюдается микроклиновое решение и 2) графическая структура срастания кварца с плагиоклазом и калишпатом (при отношении $Qu:(Og+Pl) \approx 1:1$ в связи с процессом кремниевого метасоматоза).

Из сказанного следует, что в формировании мелкозернистых, амфиболовых гранитов, наряду с процессом магматической кристаллизации, определенную роль играли процессы натриевого и кремниевого метасоматоза, видимо, связанных со стадией аутометасоматоза пород.

Таким образом, в отношении метасоматических процессов батские гранитоиды выявляют некоторое сходство с палеозойскими. Однако при одинаковой степени проявления процесса натриевого метасоматоза процессы кремниевого метасоматоза в палеозойских гранитоидах представлены более интенсивно; что же касается калиевого метасоматоза, то этот процесс в молодых гранитоидах отсутствует, либо выражен слабо.

В отношении минерального парагенезиса между палеозойскими и молодыми гранитоидами наблюдается полная аналогия по главнейшим породообразующим минералам (Og—Pl—Qu—Amph—Bi), некоторое отличие отмечается в акцессорной составной части (отсутствие Zr и Sph в молодых гранитоидах при широком развитии Ap).

Заканчивая на этом рассмотрение гранитоидов, следует остановиться на вопросе о наличии у моста Тамары процесса гранитизации юрских песчаников (Джавахишвили, 1959; Заридзе, Татришвили, Хмаладзе, Дудаури, 1959), который, по нашим данным, отсутствует.

У моста Тамары с одной стороны широко развиты гидротермально сильно измененные древние гранитоиды, а с другой — обнажается шток мелкозернистых, амфиболовых молодых гранитоидов, которые, по представлению предыдущих ис-

следователей, и вызывают гранитизацию песчаников. Представленная на рисунке 5 схематическая зарисовка охватывает участок в 300—350 м по обоим берегам р. Поладаури. Следуя против течения реки наблюдается следующая смена пород:

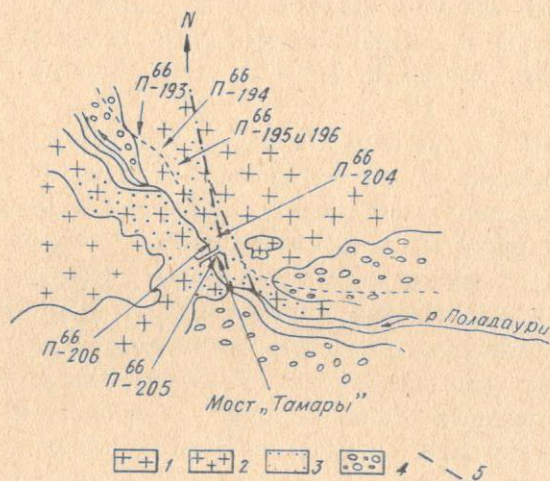


Рис. 5. Схема геологического строения участка моста Тамары в ущелье р. Поладаури (план, масштаб 1:5000).

1—древние гранитоиды; 2—шток аплитовидного гранита; 3—гидротермальное изменение (серицитизация, карбонатизация); 4—первая надпойменная терраса; 5—тектоническая зона смятия.

а) Серовато-розовые крупнозернистые, в некоторой степени окварцованные и серицитизированные граниты (обр. П-193⁶⁶; Pl, Or, Qu, Ser, Chl, Epd).

б) Серовато-красно-розовые крупнозернистые порфиридные Bi-Amph слабоизмененные граниты с микрографическими структурами срастания кварца с калишпатом (П-194⁶⁶; Pl, Or, Qu, Bi, Amph, Ar, Ser, Chl; породы похожи на порфиридные, крупнозернистые микроклин-роговообманковые граниты ущелья р. Джандари — «очковая» фация).

в) Сильно измененные — окварцованные, карбонатизированные, серицитизированные, хлоритизированные и оруденные гранитоиды, первичный характер которых из-за сильного изменения не устанавливается (П-195⁶⁶ и П-196⁶⁶).

г) Участками катаклазированные гидротермальные кварцолиты (П-201⁶⁶; Qu — около 90%, Ser, Mus, Chl, окисленный рудный минерал в виде прожилков).

д) Макроскопически желтовато-белые, иногда с бурыми потеками гранитоиды, которые представлены полностью серицитизированным и карбонатизированным порфиридным гранитоидом с реликтами плагиоклаза. Из первичных минералов сохранился лишь кварц, образующий типичные порфиридные выделения — аналогичен кварцу Bi-Amph порфиридных гранитов (П-204⁶⁶, П-205⁶⁶ и П-206⁶⁶; Pl, Ser, Car, Chl, окисленный пирит, единичные пластинки мусковита); микрокопический облик этих гранитоидов показан на рисунке 6.



Рис. 6. Порфиридные графической формы выделения первичного кварца в полностью измененном (серицитизированном и карбонатизированном) порфиридном гранитоиде. Ущелье р. Поладаури под мостом Тамары; шл. П-205⁶⁶, + Nic., X 30.

е) Выветрелые зернистые породы кластического облика, окрашенные в красновато-коричневый цвет (видимо, эти породы принимались за гранитизированные песчаники), представлены серицитизированными, карбонатизированными и окварцованными гранитоидами, рассеянными прожилками кварца и лимонита (П-264⁶⁶; реликты Pl, Qu, Ser, Car, Mus, Zr, окисленный рудный минерал). Для первичного кварца характерны графические срастания с интенсивно серицитизированным плагиоклазом.

ж) Беловато-серые с бледным зеленоватым оттенком породы, представленные Qu-Ser-Car гидротермальными роговиками по гранитоидам (П-267⁶⁶; Qu, Ser, Car, реликты Pl, мел-

кочешуйчатый сферолитовый мусковит). Для этих пород также характерны графические вроски кварца в полностью серицитизированном полево шпате (рис. 7), в связи с чем считать их за гранитизированные песчаники (как это было принято прежними исследователями) нельзя.



Рис. 7. Кварц-серицит-карбонатный гидротермальный роговик. Ущелье р. Поладаури у моста Тамары; шл. П-267⁶⁶, + Nic, X 35.

Таким образом, микроскопическое исследование образцов, отобранных с участка моста Тамары показало, что породы здесь представлены в различной степени гидротермально измененными крупнозернистыми гранитоидами, которые наряду с этим значительно смяты, катаклазированы и рассечены тектоническими трещинами и маломощными кварц-карбонатными жилами. Обращает на себя внимание значительная свежесть молодых мелкозернистых, аплитовидных гранитов, штокообразное тело которых, в представлении предыдущих исследователей, вызывает гранитизацию песчаников, в действительности здесь не имеющих.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Кварцевые порфиры и альбитофиры — довольно распространенные в Локском массиве породы. Они наблюдаются в палеозойских гранитоидах с северо-западным или северо-восточным, редко близширотным простиранием в виде даек различной мощности (от 5—6 до 150 м). По ущелью р. Джандари наблюдается рассечение кварц-порфирами крупно-

зернистых аплитов и порфиroidных крупнозернистых розово-красных гранитов («очковые», рис. 8). Эти породы всюду залегают только в крупнозернистых древних гранитоидах, одна-

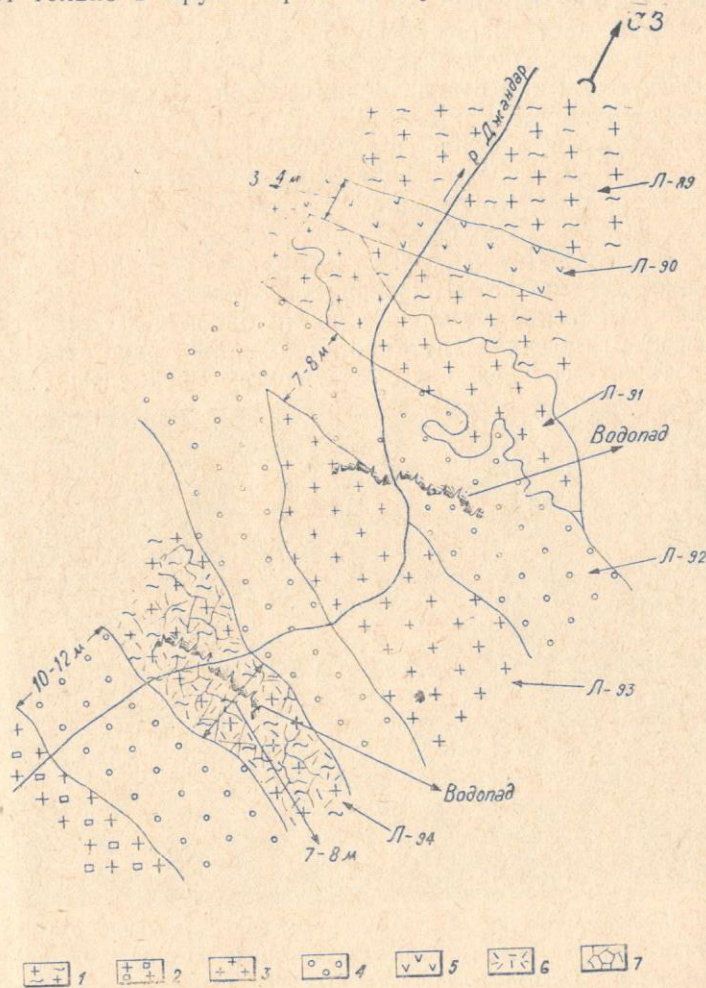


Рис. 8. Схематическая зарисовка (в плане) взаимоотношений даек кварц-порфиров с аплитами, гнейсовидными кварцевыми диоритами и с порфиroidными гранитами («очковые») в ущелье р. Джандари. 1—гнейсовидные диориты; 2—порфиroidные микроклиновые граниты («очковые»); 3—крупнозернистые сахаровидные аплиты; 4—кварц-порфиры (гранофиры); 5—роговообманковyy пиритизированный порфирит; 6—прожилки и мелкие гнезда калишпата в Bi-Amph-Qu диоритах; 7—брекчированные, пиритизированные, серицитизированные, эпидотизированные и хлоритизированные гранодиориты.

ко взаимоотношение их с секущими гранитоиды дайками основных пород не наблюдается.

Макроскопически кварцевые порфиры имеют вид очень плотных роговиковидных пород, окрашенных в серый или розовато-серый цвет, часто с порфиристыми выделениями плагиоклаза и кварца. Альбитофиры характеризуются более темной грязно-серой или серовато-фиолетовой окраской, нередко они бывают роговиковидными.

Минеральный состав кварц-порфиров и альбитофиров представлен Pl, Qz, Or (в альбитофирах Or отсутствует), Amph, иногда Bi, рудным минералом, Ap, Ser, Chl, Caq, Epd и Pr.

Для кварцевых порфиров и альбитофиров наиболее характерны следующие микроскопические особенности: 1) гранофировая структура мелкозернистой основной массы, обусловленная сростанием кварца с калишпатом и кварца с плагиоклазом; 2) наличие спутанно-волокнистых агрегатов кварц-калишпатового состава, часто слагающих сферолиты (рис. 9),

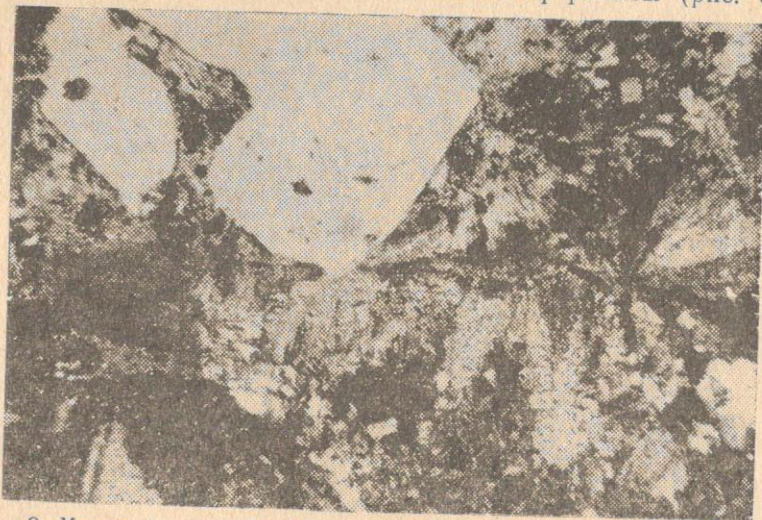


Рис. 9. Микроскопический облик кварц-порфира. На микрофотографии видна гранофировая (графическая) тонкая структура сростания кварца с калишпатом (1) и радиально-лучистые сферолиты кварц-полевошпатового состава. В левой верхней части снимка наблюдается крупное выделение кварца (белый); ниже наблюдается пластинчатое выделение биотита (темно-серый). Ущелье р. Джандари, дайка кварц-порфира, шл. Л—92¹.
+Nis, $\times 50$.

нарастающих на порфиристые выделения кварца и плагиоклаза (кварцевые порфиры); залечивание трещин в порфиристых выделениях кварца кварц-полевошпатовой гранофировой мелкозернистой массой; 4) альбитизация порфири-

видных выделений плагиоклаза; 5) участковый переход в радиально-лучистых сферолитах гранофировых сростаний кварца с полевыми шпатами в спутанно-волокнистые агрегаты; 6) некоторое окварцевание пород.

Из-за тонкости узора, кварц-полевошпатовые сростания не поддаются генетической интерпретации.

В пределах Локского массива до настоящего исследования кварцевые порфиры не отмечались. Однако на Храмском массиве кварц-порфиры давно известны и распространены довольно широко. Исходя из данных Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили и др. (1965), кварц-порфиры Храмского массива, видимо аналогичны кварц-порфирам Локского массива.

Диорит-порфиры в пределах Локского массива распространены ограниченно и представлены несколькими довольно мощными (до 15 м) дайками (ущелье рр. Джандари и Дамблудки) и штокообразным телом у северной окраины сел Лок-Джандари, западнее Серебряной горы. Здесь шток диорит-порфира пиритизирован, в некоторой степени гидротермально изменен и залегает среди гидротермально измененных, порфиридных, крупнозернистых красно-розовых гранитов («очковые»), которые нарушены разломом.

Взаимоотношение диорит-порфиров со многими породами Локского массива неясно, однако по ущелью р. Джандари наблюдается рассечение дайкой диорит-порфира кирпично-красных роговообманковых гранитов.

Диорит-порфиры представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми порфиристыми породами, в которых невооруженным глазом хорошо различаются порфиристые выделения роговой обманки и плагиоклаза. Минеральный состав представлен Pl, Amph, Qz, Ap, рудным минералом, Ser, Chl, Epd, Caq и Prg. Для породы характерно наличие порфиридных выделений Pl, Amph и Qz в мелкозернистой часто сильно окварцованной основной массе, сильная серицитизация плагиоклаза, хлоритизация и карбонатизация роговой обманки и слабее выраженный процесс эпидотизации. Имеющиеся геологические данные недостаточны для определения возраста диорит-порфиров, однако очевидно, что по возрасту они моложе, чем крупнозернистые гранитоиды. Аргоновым методом возраст диорит-порфира сел Лок-Джандари (обр. Л-176) был определен как меловой (86 млн. лет).

Аплиты и альбититы в пределах Локского массива развиты широко и всегда залегают в крупно- и среднезернистых палеозойских гранитоидах; в мелкозернистых, аплитовидных гранитах ущелья рек Поладаури и Ахсу, они отсутствуют. Аплиты всюду рассечены дайками порфиритов, диабаз-порфиритов, кварц-порфиров и диорит-порфиров (об-

ратные соотношения неизвестны). Следовательно, аплиты древнее этих пород и поэтому их, видимо, следует рассматривать как продукты заключительной стадии палеозойского этапа гранитообразования (аналогичного взгляда придерживается и Ш. И. Джавахишвили).

Макроскопически аплиты и альбититы представлены розовато-красными или светло-серо-розовыми плотными, в большинстве случаев мелкозернистыми породами. Мощность жил этих пород меняется от нескольких сантиметров редко до 10—12 метров, простирание близширотное или северо-западное (реже северо-восточное), угол падения крутой — 75—85°.

Минеральный состав представлен Or, Pl, Qz, Bi, Grt, Moz, Mus, Ser, Epd, Chl, Pr, Caг и рудным минералом. Из этих минералов первые шесть являются первичными для аплитов (однако кварц, альбит и рудный минерал присутствуют и в виде эпимагматических минералов), последние шесть — минералами, связанными с постмагматическим этапом изменения пород.

Среди структурных особенностей аплитов обращает на себя внимание наблюдаемая иногда порфирированность (Or, Pl или Qz), широкое развитие графических структур срастаний кварца с калишпатом и реже с плагиоклазом и соединение

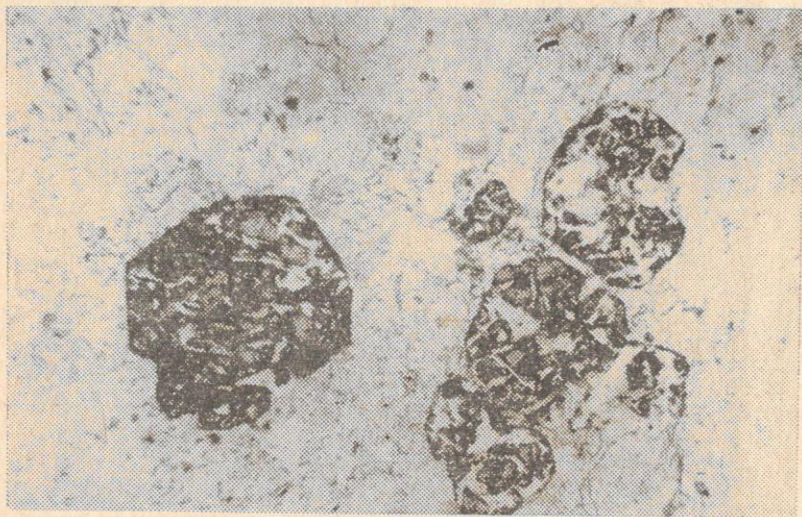


Рис. 10. Частично разложенный на альбит, хлорит и серицит (участки и прожилки светло-серого цвета в темных рельефных выделениях) гранат (темные рельефные выделения) в альбитите. Ущелье р. Джандари, шл. Л-75,— Nic, X 35.

графических вростков кварца посредством тонких прожилков со скелетными метакристаллами кварца. Следует указать так-

же, что гранат часто полностью псевдоморфизирован альбитом, хлоритом и серицитом (рис. 10).

Изложенные данные позволяют считать, что в формировании окончательного облика аплитов определенную роль играли кремниевый и натриевый метасоматоз (калиевый метасоматоз выражен слабо), в результате чего аплиты в ряде случаев превращены в породы типа альбититов.

Рассматривая аплиты, нельзя не остановиться на вопросе о их метасоматическом (автометасоматическом) изменении. Особенно интенсивно выражен процесс альбитизации (натриевый метасоматоз), благодаря которому на вид типичные аплиты в действительности являются вторичными метасоматическими породами — альбититами. Минеральный состав этих пород аналогичен аплитам, но с иным количественным соотношением в полевых шпатах в пользу альбита; аналогичными в аплитах и альбититах являются структурные особенности — широкое развитие графических кварц-полевошпатовых срастаний. Однако в отличие от аплитов, в альбититах часто наблюдаются кварц-альбитовые тонкие прожилки, иногда образующие густую сеть. Соотношение калия с натрием в альбититах и аплитах показано в таблице 1.

Не менее интересное явление — пегматитизация аплитов и альбититов. На рисунке 11 показаны особенности распределения наложенной кварц-мусковит-калишпатовой минерализации в

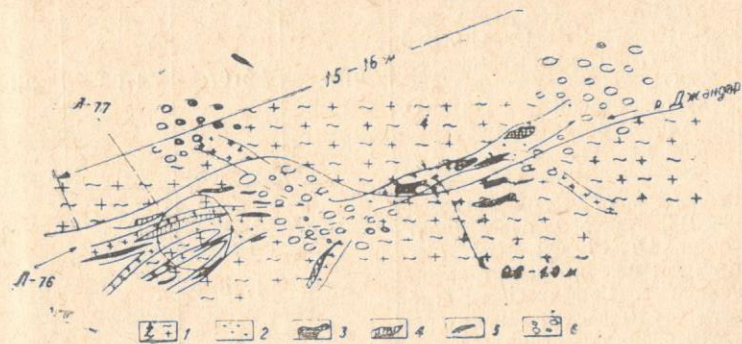


Рис. 11. Схематическая зарисовка (в плане) жилы аплита с наложенной кварц-мусковит-калишпатовой минерализацией (ущелье р. Джандари, выше устья на 4-5 км).

1—гнейсовидные диориты; 2—дайка аплита; 3—Qu-Mus мелкозернистые участки с полевым шпатом; 4—прожилки и гнезда кварца; 5—прожилки крупнопластинчатого мусковита; 6—аллювий.

жиле аплита, которая местами приобрела облик пегматоида. На зарисовке видно, что как кварцевая наложенная минерализация, так и мусковитовая и калишпатовая имеют гнездооб-

Таблица 1
Содержание калия и натрия (%) в альбититах и аплитах

№ образца	Название породы и краткое её описание	К		Na	
		первое определение	второе определение	первое определение	второе определение
Л-24	Неравнозернистый (мелкозернистый) розового цвета альбитит, рассеченный прожилками кварца и альбита; состав: Pl, Or, Qu, Ser, рудный минерал. Калишпат пертитизирован. Микрографические кварц-полевошпатовые агрегаты.	1,54	1,30	4,12	4,00
Л-75	Мелкозернистый альбитит розового цвета, участками обогащенный мелкошешуйчатым мусковитом; состав: Pl, Or, Qu, Mus, Bi, Grt, Chl. Калишпат не пертитизирован. Наблюдаются микрографические кварц-полевошпатовые агрегаты; гранат пневматолитически изменен, замещен Ab, Chl, Mus.	1,60	1,60	4,20	4,24
Л-171	Мелкозернистый (сахаровидный) желтовато-розового цвета альбитит; состав: Pl, Or, Qu, Erd, Chl, Ser, Pг, рудный минерал. Характерно широкое развитие микрографических Qu-Pl-Or-срастаний; развитие метакристаллов кварца.	0,57	0,67	4,00	3,93
Л-72	Равномернозернистый (мелкозернистый) розового цвета аплит; состав: Or, Pl, Qu, Grt, Ser, Erd, Bi; широко развит кварц-калишпат. Графические агрегаты: отмечается некоторая альбитизация плагиноклаза.		4,16		2,69
Л-91	Среднезернистый (сахаровидный) аплит; состав: Or, Pl, Qu, Erd, Chl, Moz, рудный минерал, отмечается сильная калишпатизация плагиноклаза.		4,35		2,57

Примечание: Калий и натрий определены пламеннофотометрически в лаборатории пламенной фотометрии отдела геохимии Геологического института АН ГССР. Аналитик Б.В. Пайлодзе.

разную и линзообразно-прожилковатую форму, распределяясь незакономерно в пределах жилы аплита. Жило-линзообразные тела, не превышающие в длину 1—1,5 м (при мощности 0,1—0,3 м), приурочены и к зальбандам аплита, и к центральным участкам жилы. По минеральному составу в них различаются прожилки и гнезда молочно-белого крупнозернистого кварца, крупнопластинчатого мусковита и кварц-мусковит-калишпатовые мелкозернистые агрегаты (иногда калишпат образует обособленные крупнозернистые агрегаты). Аплиты в местах сгущения этих прожилков гнезд и линз в некоторой степени перекристаллизованы и сильно обогащены мелкошешуйчатым мусковитом, приобретая ясно заметную зернистость. Одновременно с этим, в таких участках наблюдается сильная альбитизация плагиноклаза и значительная пертитизация калишпата. Кроме того, гранат сильно изменен и замещен хлоритом, слюдой и альбитом. По своему минеральному парагенезису участки аплита с наложенной минерализацией выявляют полную аналогию с жилами и гнездами пегматоидов, развитых в крупнозернистых гранитоидах.

Таким образом, по минеральному парагенезису эти жило-линзообразные тела вполне аналогичны пегматоидам, а также похожи на минеральный парагенезис аплитов, отличаясь от последних лишь широким развитием мусковита.

Мусковиты, отобранные из пегматитизированного аплита, были исследованы К-Аг методом и дали возраст 332 млн. лет, что соответствует верхнему палеозою. Интересно указать, что по ранним данным М. М. Рубинштейна (1967) возраст мусковитов из пегматитов ущелья р. Джандари равен 327 ± 12 млн. лет.

Следовательно, как геологические данные, так и данные геохронометрии, указывают на верхнепалеозойский возраст пегматитизированных аплитов и пегматитов. Ввиду того, что аплиты моложе крупнозернистых гранитоидов и древнее пегматитов, материнскими породами которых являются вмещающие их граниты, аплиты попадают в возрастную вилку, крупнозернистые гранитоиды—пегматиты.

Пегматоиды³ в Локском массиве развиты нешироко. В большинстве случаев они залегают в различных крупнозернистых гранитах и реже наблюдаются в кварцевых диоритах (ущелье р. Джандари) и реже развиваются в аплитах. Пегматоиды представлены маломощными (до 0,5 м) жилами, мел-

³ Под пегматоидами в работе понимаются грубозернистые, линзообразной и жильной формы породы гранитного состава, не характеризующиеся графическими структурами прорастания кварц-полевошпатового агрегата.

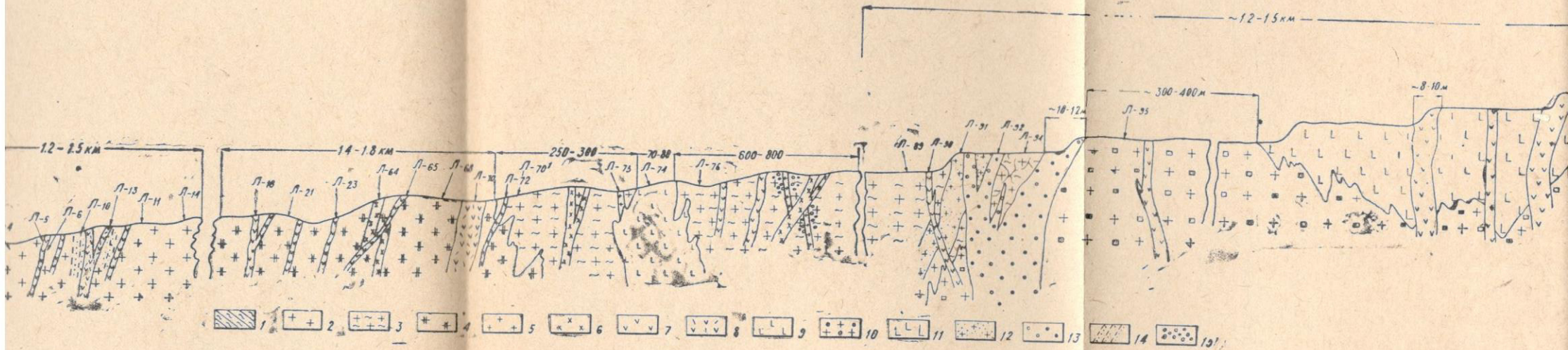


Рис. 12. Схематический геологический разрез по р. Джандари на протяжении 5,5—6 км. 1—кристаллические сланцы с гнездами и прожилками молочно-белого кварца; 2—среднезернистые кварцевые диориты сероватого цвета; 3—гнейсовидные серо-зеленого цвета кварцевые диориты часто с ксенолитами мелкозернистых габброидов; 4—кирпично-красные роговообманковые крупнозернистые граниты; 5—дайки аплитов; 6—дайка диорит-порфира; 7—дайки порфиритов; 8—дайки диабазов (часто альбитизированных) и диабаз-порфиритов; 9—штук альбитизированного габбро; 10—порфировидные микроклино-роговообманковые граниты („очковые“); 11—древние габброиды с плитчатой отдельностью; 12—крупнозернистые сахаровидные аплиты; 13—кварц-порфиры; 14—зоны трещиноватости с эпидотизацией, карбонатизацией и пиритизацией; 15—пегматитизированные участки кварцевых диоритов и даек аплитов.

кими гнездами неправильной формы и линзообразными телами, которые редко характеризуются ясными контурами.

Макроскопически пегматоиды представлены крупнозернистыми агрегатами кварц-калишпат-плаггиоклаз-мусковитового состава; часто наблюдается обособление мусковита от кварц-полевошпатового агрегата, который в пегматоиде распределен неравномерно, образуя отдельные участки, обогащенные слюдой. Характерную особенность для всех пегматоидных тел составляет почти полное отсутствие макро-графических структур сростаний в кварц-полевошпатовых агрегатах.

Минеральный состав пегматоидов представлен: Qu , Or , Pl , Mus , Grt , рудным минералом, Ser , Caq и Chl . Кварц крупнозернистый, молочно-белый, часто сливной, иногда образует графические вроски в калишпате. Калишпат также крупнозернистый, часто выявляет решетчатую структуру микроклина, участками сильно пертитизирован. Плаггиоклаз представлен двумя генерациями: более ранним, основным крупнозернистым олигоклазом и более поздним альбитом, пертитизирующим калишпат и образующим прожилки и неправильной формы выделения в кварце и олигоклазе. Мусковит крупнопластинчатый, в основном приурочен к полевым шпатам. Гранат замещен альбитом и хлоритом; серицит развит по плаггиоклазу.

Из приведенного описания следует, что пегматоиды претерпели значительную альбитизацию и поэтому их следует отнести к гранитным не графическим, к недифференцированным альбитизированным пегматитам.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Габбро и габбро-амфиболиты⁴. Эти в основной своей массе древние породы наблюдаются в виде ксенолитов различных размеров и небольших массивов — останцев в кварцевых диоритах (ущелья рр. Джандари и Дамблудки), в гранодиоритах (ущелье р. Локи), порфиридных крупнозернистых гранитах (ущелье р. Джандари) и в крупнозернистых гранитах ущелья р. Ахсу. Особенно хорошо гранитизация габбро-амфиболитов наблюдается по ущелью р. Джандари, где кварцевые диориты сильно обогащены ксенолитами последних. Во многих местах (ущелье рр. Джандари, Ахсу и Локи) в гранитоидах залегают довольно крупные массивы останцев габбро-амфиболитов, в контактовых участках которых с гранитоидами наблюдаются мелко- и среднезернистые меланократовые гибридные диоритовые породы.

⁴ Под габбро-амфиболитами в работе понимаются амфиболитизированные габбро с хорошо выраженной сланцеватостью, т. е. это текстурная, более сильно метаморфизированная разновидность амфиболитизированного габбро.

Характерным текстурно-минералогическим признаком древних габбро и габбро-амфиболитов является их рассланцевание (в основном габбро-амфиболитов) и присутствие в качестве темноцветного компонента роговой обманки. В отличие от последних габбро-диабазы, которые также наблюдаются (однако реже) в виде ксенолитов, выявляют плотное мелкозернистое строение и зеленовато-серую окраску, в то время как габбро- и габбро-амфиболиты являются более крупнозернистыми и окрашены в темно-зеленый или в темно-зеленый-черный цвет.

Минеральный состав габбро и габбро-амфиболитов представлен в основном плаггиоклазом, амфиболом и рудным минералом, кроме которых присутствуют Qu и P ; вторичные: Chl , Epd , Pr , Ser , Caq ; редко в некоторых габбро-амфиболитах наблюдаются единичные выделения Vi .

Габбро (постпалеозойские). Наличие в пределах Локского массива молодых — постпалеозойских габброидов предыдущими исследователями не отмечалось. По нашим наблюдениям, такие породы присутствуют в Локском массиве, однако развиты нешироко. Небольшой шток сильно альбитизированного габбро наблюдается в ущелье р. Джандари, где он пересекает гнейсовидные кварцевые диориты и срезает довольно мощную дайку аплита. Макроскопически порода штока представлена мелкозернистой серо-зеленой породой. Микроскопическое изучение показало, что это полностью альбитизированные габбро с примесью калишпата. От древних габброидов порода отличается отсутствием процесса амфиболитизации и отсутствием кварца; это типичные плаггиоклаз-пироксеновые породы иногда с небольшим количеством калишпата. Минеральный состав представлен: Pl (№ 10—20), P (авгит), Or (в малом количестве), Epd , Pr , Chl , рудный минерал и лейкоксен.

Порфириты, диабазо-порфириты и диабазы (секущие гранитоиды)

Эти породы представлены дайками различной мощности (до 15—16 м), секущими различные гранитоиды, древние габброиды и жилы аплитов; простираение даек чаще меняется в северных румбах, угол падения крутой. Дайки порфиритов, диабаз-порфиритов и диабазов наблюдаются во всех частях массива. Часто наблюдаются участки сгущения даек этих пород (дайковые поля), где проявляется сильная эпидотизация, пренитизация, хлоритизация и карбонатизация вмещающих пород.

В порфиритах по минеральному составу выделяются: роговообманковые (как с первичной роговой обманкой, так и амфиболитизированные) порфириты, кварцевые порфириты
З. Т.В. Иваницкий, Т. Н. Мгелишвили

(с роговой обманкой) и гидротермально сильно измененные (карбонатизированные, хлоритизированные, эпидотизированные, пренитизированные и окварцованные) порфириты с полностью измененным темноцветным компонентом.

Минеральный состав порфиритов представлен: Pl (андезин-лабрадор), Amph (как первичная роговая обманка, так и вторичная по пироксену, иногда уралитового типа), P (авгит), Qc, Chl, Epd, Pr, Ser, Car и рудный минерал (в большинстве случаев пирит). Структура пород порфирировая, с интерсертальной, пилотакситовой, апоинтерсертальной и микролитовой структурой основной массы. Порфирировые выделения представлены Pl (часто зональными), Amph, P и реже — Qu. Следует указать, что совершенно свежих порфиритов в массиве нет, однако по степени изменения можно условно выделить более или менее свежие и гидротермально сильно измененные порфириты.

Диабазо-порфириты и диабазы тесно ассоциируют друг с другом и различаются только по структуре основной массы — в диабазах она офитовая или габбро-диабазовая, в то время как в диабазо-порфиритах присутствует в некотором количестве и стекло. Минеральный состав этих пород представлен: Pl (как основной, так и ряда альбит-олигоклаза), P (авгит, в виде реликтов), Amph (как первичный, так и вторичный), рудным минералом, Ap, Sph, Chl, Epd, Pr, Car, Zst, Ser, Qu (ксеногенный из гранитоидов, иногда в графическом срастании с калишпатом и в виде прожилков и мелких выделений). Для диабазо-порфиритов и диабазов особенно характерен процесс альбитизации; в некоторых случаях процесс альбитизации вызывает преобразование всего плагиоклаза пород в альбит-олигоклаз, так что порода превращается в альбитовый диабаз. Процесс альбитизации диабаз-порфиритов и диабазов является специфичным для них и резко отличает эти породы от различных порфиритов (с основным плагиоклазом) часто тесно ассоциирующих с первыми. Процесс альбитизации диабазо-порфиритов и диабазов, видимо, следует рассматривать как автометасоматический (генетически с ним нужно связать процессы эпидотизации и карбонатизации, так как между альбитизацией и процессами эпидотизации, пренитизации и карбонатизацией пород часто наблюдается прямая коррелированность). Однако нужно подчеркнуть, что имеющиеся данные указывают и на наличие более поздних аналогичных процессов (более подробно эти вопросы будут рассмотрены в соответствующей главе работы).

На южной периферии массива в палеогеновой (средний эоцен) мощной вулканогенной толще наблюдаются многочисленные меридиональной ориентации дайки диабаз-порфиритов и диабазов, однако в отличие от рассмотренных они не альбитизированы и не амфиболлизированы и гидротермально слабо изменены.

Следовательно, это различие даек диабаз-порфиритов и диабазов, залегающих в палеозойских гранитоидах и в палеогеновой вулканогенной толще, должно указывать на более древний возраст первых.

Неоспоримых геологических данных для датировки основных жильных пород, пересекающих гранитоиды Локского массива, нет. Однако наличие в юрском осадочном чехле аналогичных жильных пород (правда в меньшем количестве) дает основание предположить байосский возраст порфиритов, диабазо-порфиритов и диабазов. Не исключена возможность присутствия и более древних — добайосских жильных основных пород. На рисунке 12 показано строение Локского массива в разрезе ущелья р. Джандари, по представлению авторов.

РУДНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Рудная акцессорная часть пород Локского массива, неизмененных гидротермальными процессами, характеризуется простым минералогическим составом и значительной однообразностью, в то время как парагенезис рудных минералов в гидротермально измененных породах является специфичным и более сложным.

В неизмененных породах ассоциация рудных минералов представлена пиритом, гематитом, магнетитом, ильменитом, пирротином и, видимо, халькопиритом.

Наиболее распространенным является пирит, который, по видимому, представлен двумя разновозрастными образованиями: ранним пиритом, генетически связанным с магматическим этапом формирования пород, и пиритом, генетически связанным с автометасоматической стадией преобразования пород (процессы альбитизации, окварцевания и калишпатизации).

Гематит по распространению стоит на втором месте; как и пирит, он наблюдается во всех типах пород (интрузивные, жильные, кристаллические сланцы); в некоторых случаях развит по магнетиту, что видимо, произошло в стадию автометасоматоза пород.

Магнетит подчинен гематиту; он наблюдается в виде мелкой редкой вкрапленности, иногда выделения его с периферии оторочены тонкой каймой гематита.

Ильменит также относится к редким минералам и характеризуется тесной ассоциацией с магнетитом и гематитом в некоторых разновидностях кристаллических сланцев (Qu—Vl-полевошпатовый сланец).

Пирротин в виде единичных мелких округлых выде-

лений наблюдается в пирите, чаще всего в дайках основных пород и габброидах.

Халькопирит обнаружен всего в двух-трех случаях в гранитоидах и в среднезернистых аплитах.

Таким образом, можно заключить, что:

1. В неизменных гранитоидах Локского массива на долю рудной аксессуарной составной части приходится не более сотых долей процента от общей массы породы, в то время как некоторые дайки диабазов и порфириров и габброидные породы (в особенности габбро-пегматиты) заметно обогащены гематитом и в меньшей мере магнетитом и пиритом, суммарное количество которых достигает 1—1,5%. Рудными минералами обогащены и некоторые разновидности кристаллических сланцев.

2. Сульфиды для неизменных пород (гранитоиды, основные породы и др.), за исключением пирита и редко присутствующих пирротина и халькопирита, не являются характерными примесями.

3. С магматическим этапом становления пород (включая сюда и стадию автотметасоматоза) связана $\text{Pyg—Ht—Mgt—Pygt—Chlk}$ ассоциация; в качественном отношении (если исключить халькопирит) разницы между гранитоидами, основными и средними жильными породами и габброидами в содержании рудных минералов не наблюдается.

4. Для кристаллических сланцев характерна ассоциация: Pyg—Ht—Mgt—Ilm .

В отличие от неизменных пород, в гидротермально измененных и, в первую очередь, в некоторых пропилитизированных основных дайках наблюдается более сложная минеральная ассоциация. В грейзенизированных гранитоидах происходит заметное увеличение количества пирита, а в единичных случаях, в кварц-турмалин-хлоритовых грейзенах наблюдается редкая вкрапленность молибденита. Следовательно, в грейзенизированных гранитоидах парагенезис рудных минералов как в качественном, так и в количественном отношении мало чем отличается от свежих гранитоидов.

В пропилитизированных породах (гранитоиды и жильные породы) в большинстве случаев также происходит только значительное увеличение количества пирита, однако иногда там где пропилитизированные породы несут признаки тектонического смятия, в них появляется заметная халькопиритовая и слабая сфалеритовая минерализация (окрестности села Лок-Джандари, у Серебряной горы, в ущелье р. Джандари). Особенно специфичной является рудная минерализация в пропилитизированных, тектонически нарушенных дайках диабазов и вмещающих их пропилитизированных гранитоидах по

ущелью р. Баритисхеви. Здесь рудная минерализация, генетически, видимо, связанная с сульфидной поздней стадией процесса пропилитизации пород, представлена ассоциацией $\text{Mgt, Ht, Pyg, Sfl, Chlk, Arsp}$ и сульфосолю олова (?).

СТАДИИ ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКОГО (АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКОГО) ЭТАПА МЕТАСОМАТОЗА

Метасоматические процессы, видимо, играли существенную роль в формировании окончательного облика не только гранитоидов, но и некоторых типов основных пород Локского массива. Особенно интенсивно они проявлены в некоторых гранитоидных породах палеозойского фундамента. Наиболее интенсивно проявлены процессы кремнивого и натриевого метасоматоза, наблюдаемые в гранитоидах, и менее интенсивно — процесс калиевого метасоматоза.

Здесь же следует подчеркнуть, что процесс натриевого метасоматоза (альбитизации) по своим масштабам намного превосходит процессы кремнивого и калиевого метасоматоза, так как альбитизация проявляется как в позднемагматическую стадию, наряду с процессами кремнивого и калиевого метасоматоза, так и в постмагматическом этапе совместно с процессами эпидотизации, карбонатизации и пренитизации.

Стадия кремнивого метасоматоза (позднемагматическое окварцевание). Характерную структурную особенность породообразующих минералов гранитоидов составляет графическое⁵ строение кварц-полевошпатовых агрегатов. Анализ этих сростаний позволяет считать их не эвтектическими, а метасоматическими, возникшими, в основном, в связи с процессом кремнивого метасоматоза. Однако в некоторых случаях эти структуры, возможно, связаны с проявлением калиевого метасоматоза. Следует также указать, что возрастные взаимоотношения кварца с калишпатом в графических структурах изменчивы и указывают на наличие хотя бы двух генераций этих минералов.

Рассмотрим некоторые наиболее характерные случаи графических и микропегматитовых структур.

На рисунке 13 изображена микропегматитовая структура сростания кварца (Qu) с калишпатом (Or).

В средней части зарисовки наблюдается прожилка кварца

⁵ Придерживаясь номенклатуры В. Н. Лодочникова (1947), под графической структурой мы понимаем сростание двух или нескольких минералов (в данном случае кварца и полевого шпата), когда выделения вросшего минерала (кварца) имеют прямые линии ограничения; под микропегматитовой — такие же закономерные сростания, однако с округлой или неправильной формой вросшихся выделений.

с многочисленными графическими ответвлениями. Эта прожилка рассекает калишпат, а в нижней части зарисовки проходит по границе калишпата с плагиоклазом (Pl). В правой части зарисовки наблюдается скелетный (недоразвитый) ме-

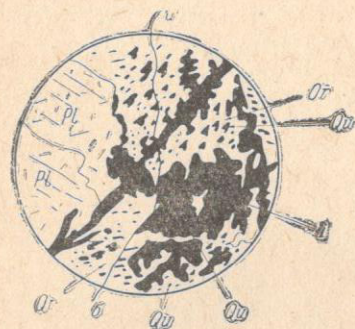


Рис. 13. Аляскитовый порфиroidный, крупнозернистый гранит; шл. Л-III + Nic, X 72 (схематич. зарисовка).

такристалл кварца (1), который непосредственно соединен с прожилкой кварца. Интересно отметить, что в поле зрения имеются два зерна калишпата (разграниченных извилистой линией а-б), каждое из которых предопределяет оптическую



Рис. 14. Порфиroidный крупнозернистый гранит; шл. Л-III, + Nic, X 35.

ориентацию включенных в них выделений кварца. Наиболее характерный и часто наблюдаемый случай взаимоотношений кварца с полевыми шпатами показан на рисунке 14. На ми-

крофотографии хорошо видна микрографическая структура срастания кварца с калишпатом и плагиоклазом вокруг порфиroidных метакристаллов кварца. На некоторых порфиroidных выделениях кварца (правое крайнее зерно) наблюдаются формы роста граней.

Следует обратить внимание на то, что оптическая ориентация вростков кварца в пределах отдельных графических участков одинаковая и соответствует оптической ориентации вблизи расположенного порфиroidного выделения кварца.

Таким образом, рассмотренные случаи взаимоотношения кварца с калишпатом указывают, что микрографические структуры срастания этих минералов, столь широко развитые в порфиroidных крупнозернистых гранитах («очковый»), обусловлены как процессами кремниевого, так и частично калиевого метасоматоза. Кроме того, установленные взаимоотношения порфиroidных выделений кварца с кварцем графических структур и кварцевыми прожилками, определено говорят о метакристаллической природе порфиroidных выделений кварца. Для примера рассмотрим два случая, показанных на рисунках 15 и 16.

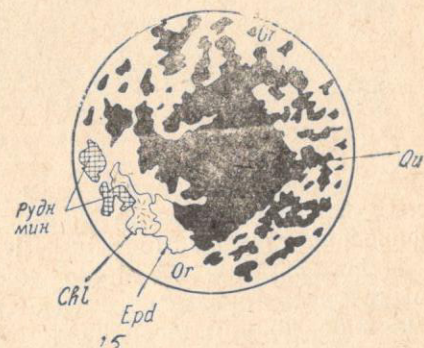


Рис. 15. Аплит (пегматитизированный); шл. Л-171, + Nic, X 72 (схематич. зарисовка).

На рисунке 15 наблюдается порфиroidный скелетный метакристалл кварца (Qu), обрамленный графическими вростками кварца в калишпате (Or). Во многих местах наблюдается непосредственное соединение графических вростков кварца с метакристаллом, оптическая ориентация которого соответствует ориентации графических вростков кварца. В поле зрения находятся три зерна калишпата, однако индуцирующее влияние их на оптическую ориентацию вростков кварца не наблюдается. Следовательно, в этом случае, видимо, происходит метасоматическое прорастание агрегата калишпата одним скелетным кристаллом кварца.

На рисунке 16 показана аналогичная графическая структура срастания кварца с калишпатом и плагиоклазом, с той

лишь разницей, что в левой верхней части снимка наблюдается индуцирующее влияние зерна-хозяина (полевого шпата) на оптическую ориентацию графических вrostков кварца. В этом случае, как и в предыдущем, наблюдается непосредственное соединение графических вrostков кварца с порфиоровидным, скелетным метакристаллом кварца (центральное крупное выделение).

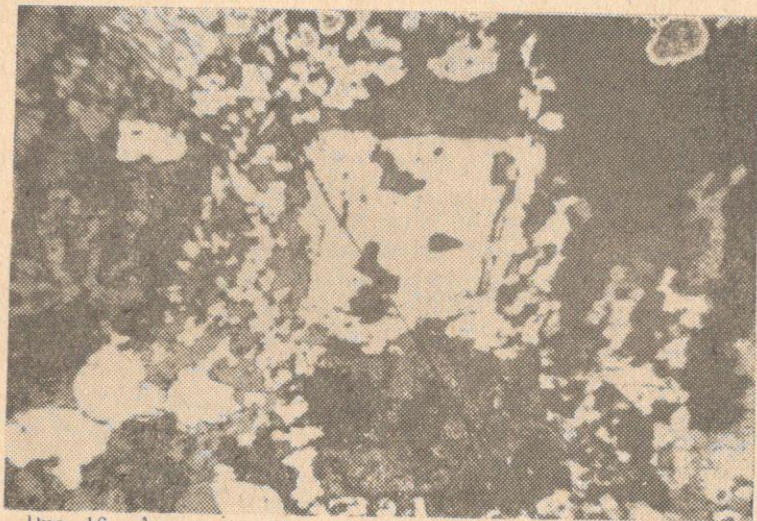


Рис. 16. Аплит (пегматитизированный); шл. Л-171¹, + Nic, X 72.

Нельзя не обратить внимания на то, что в рассматриваемых породах довольно часто наблюдаются аналогичные графические трехфазные (Qu—Pl—Og) срastания (рис. 17).

На рисунке 17 видно довольно крупное порфиоровидное выделение альбит-олигоклаза (в погасшем состоянии), окаймленное кварц-плагиоклаз-калишпатовым графическим агрегатом, в котором количественное соотношение Qu и Pl+Og \approx 1:1. Одинаковая оптическая ориентация плагиоклаза в графическом агрегате и порфиоровидного выделения, видимо, указывает на реликтовую природу этого выделения.

В связи с рассмотренными случаями образования графических структур кварц-полевошпатовых срastаний метасоматическим путем, следует указать, что на вторичную, метасоматическую природу этих структур в гранитоидах Локского массива ранее указывалось в литературе (Джавахишвили, 1954).

Кратко коснемся некоторых вопросов генезиса графических и микропегматитовых структур. Относительно происхождения графических и подобных им структур существуют две основные точки зрения.

Согласно первой, графической структуры в породах и пегматитах рассматриваются как продукт эвтектической (или котектической) кристаллизации остаточного расплава. Эта точка зрения основана на морфологическом сходстве графических

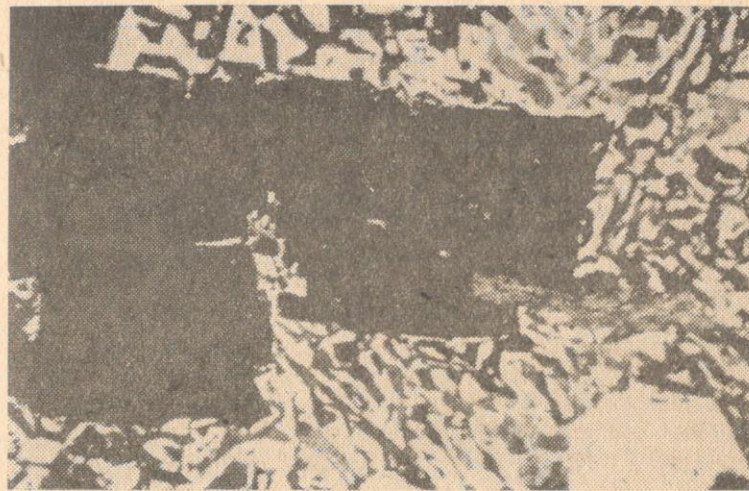


Рис. 17. Крупнозернистый альбитизированный гранит с широким развитием графических структур; шл. Д—120¹, + Nic, X 72.

кварц-полевошпатовых прорастаний с эвтектическими структурами, возникающими при кристаллизации сплавов и на частом эвтектическом количественном соотношении кварца с полевым шпатом в графических пегматитах (Qu:Og \approx 1:3). Такое предположение было выдвинуто более полувека тому назад Тилом и в дальнейшем поддержано Н. Фогтом, А. Е. Ферсманом и др. До 20-х годов нашего столетия эвтектическая точка зрения была господствующей, пока не появилась другая — метасоматическая, в деталях разработанная Э. Уолстром.

Последователи этой точки зрения допускают возникновение графических кварц-полевошпатовых прорастаний в результате метасоматического замещения полевого шпата кварцем. В развитии этого представления значительную роль сыграли взгляды А. Н. Заварицкого (1944, 1955) о физико-химии пегматитового процесса и о генезисе пегматитов. Развитию метасоматического взгляда на происхождение графических структур срastания в пегматитах и породах не менее способствовали экспериментальные работы Горансона, результаты которых показали ограниченную растворимость летучих и воды в силикатном расплаве (5—8% объема системы). Наконец, в развитии метасоматической гипотезы значительную

роль сыграло и микроскопическое исследование руд, так как удалось установить, что часто наблюдаемые в рудах апозвтектические и графические прорастания рудных минералов представляют собой продукты метасоматического замещения ранее отложившихся минералов более поздними.

Несмотря на то, что в настоящее время теория эвтектического происхождения графических структур сильно пошатнулась, нельзя считать доказанной невозможность образования кварц-полевошпатовых прорастаний этим путем. Видимо, для каждого конкретного случая происхождения графических структур срастания должна решаться самостоятельно, на основании тонкого анализа деталей этих структур.

Все рассмотренные нами случаи кварц-полевошпатовых прорастаний определенно указывают на их возникновение путем метасоматического замещения полевых шпатов более поздним кварцем и в редких случаях на их возникновение в связи с замещением раннего кварца (магматогенного) поздним адуляровидным калишпатом. Следовательно, эпигенетический характер кварцевой и частично калишпатовой минерализации не вызывает сомнения. Однако когда и в каких условиях происходил процесс кремниевого метасоматоза, представляет собой вторую сторону вопроса, на который нельзя дать прямого ответа.

В решении этого вопроса возможна следующая альтернатива — или процессы кремниевого метасоматоза происходили в автометасоматическую стадию гранитного магматизма палеозойского возраста, или же кремниевый метасоматоз палеозойских гранитоидов происходил позднее. Однако не исключена возможность и проявления кремниевого метасоматоза в продолжении двух гранитоидных магматических циклов — палеозойского и более позднего.

Стадия натриевого метасоматоза (альбитизация). Процесс альбитизации — региональное явление, характерное почти для всех магматических пород массива, однако наиболее сильно процессы альбитизации проявлены в различных гранитоидах и особенно интенсивно в аплитах, которые во многих случаях превращены в метасоматические альбититы.

В породах Локского массива процесс альбитизации выражен: 1) в значительно интенсивной альбитизации периферии первичных для пород плагиоклазов; 2) в интенсивной пертитизации калишпата; 3) в образовании альбитовых прожилков и мелкозернистых агрегатов; 4) в образовании структурных псевдоморфоз альбита по более основному плагиоклазу; 5) в полной альбитизации плагиоклаза основных пород.

Рассмотрим некоторые наиболее характерные случаи альбитизации полевых шпатов.

На рисунке 18 показан скелетный кристалл роста альбитолигоклаза (Pl), с двух сторон прорастающий и пертитизирующий крупное выделение калишпата (Or). Как пертитовые вроски, так и скелетный, недоразвитый метакристалл альбитолигоклаза имеют одинаковую оптическую ориентацию.

Не менее нагляден рисунок 19. На этой микрофотографии показаны сильно пертитизированный калишпат (Or) и с периферии альбитизированное зерно плагиоклаза (Pl). Пертитовые выделения альбита в калишпате имеют неправильную или прожилкообразную форму, местами они укрупняются. Обра-

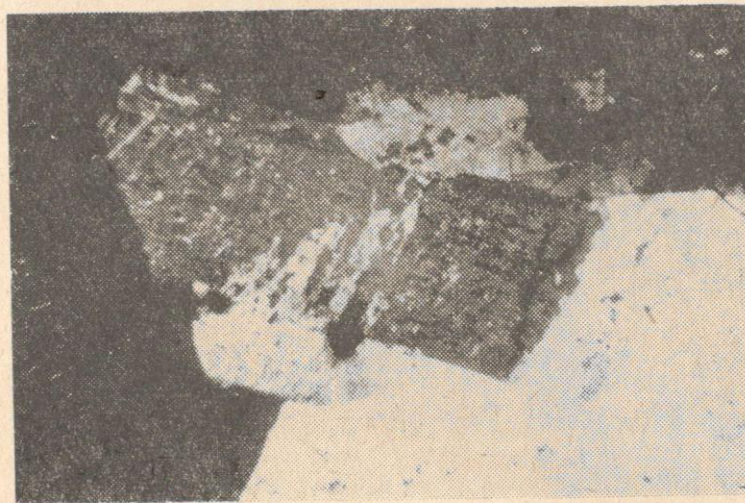


Рис. 18. Крупнозернистый альбитизированный розово-серый гранит с широким развитием графических структур. Ущелье р. Локи, шл. Л-120, + Nic, X 72.

щает на себя внимание одинаковая оптическая ориентация пертитовых выделений и альбитовой метасоматической каемки вокруг зерна плагиоклаза (основной андезин).

Таким образом, на примере альбитизированных калишпатов гранитоидов Локского массива, подтверждается представление о том, что возникновение пертитов или антипертитов в основном обусловлено степенью проявления того или иного вида щелочного метасоматоза (Краковский, 1962; Ивановичкий, 1967). Наиболее общая схема постепенных градаций при натриевом метасоматозе может быть выражена следующим образом:

Степень возрастания натриевого метасоматоза

Пертиты замещения → антипертит реликтовый → метасоматический альбит.

Наглядной иллюстрацией альбитизации плагиоклазов является случай образования структурных псевдоморфоз альби-

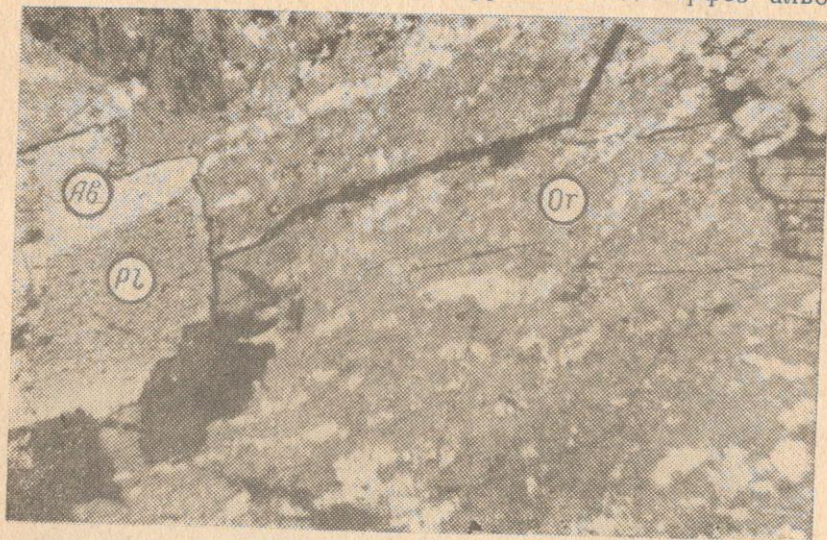


Рис. 19. Крупнозернистый, розово-серый, без цветных компонентов альбитизированный гранит. Правый склон р. Ахкерпи, шл. П-258, + Nic, X 35.

та по плагиоклазу (рис. 20). На микрофотографии наблюдается рассеечение полисинтетически сдвойникового выделе-

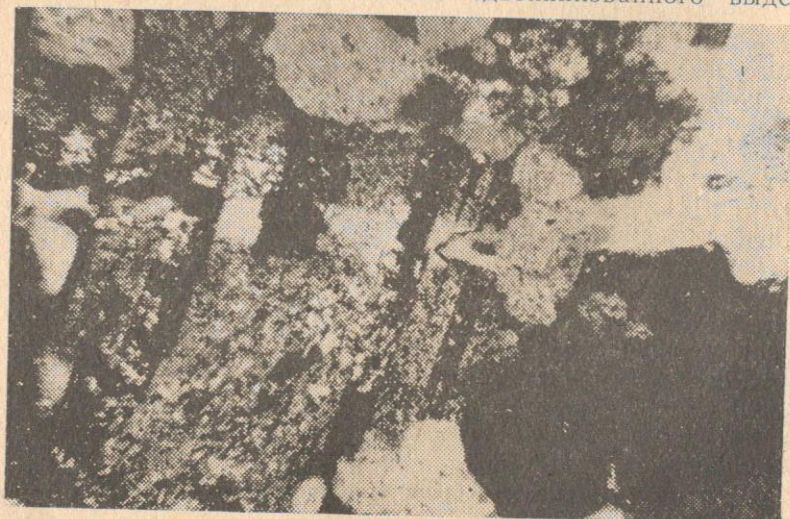


Рис. 20. Мелкозернистый, аплитовидный гранит. Ущелье р. Ахсу, шл. П-200, + Nic, X 63.

ния основного андезина прожилкой альбита. Примечательно, что альбитовая прожилка в пределах выделения плагиоклаза сдвойникова точно так же, как и крупное выделение плагиоклаза. Образование структурных псевдоморфоз при метасоматических процессах в настоящее время явление установленное (Франк-Каменецкий, 1964), оно характерно для минералов с подобными кристаллическими структурами, когда при метасоматозе главная роль принадлежала процессам ионной диффузии (Генкин, 1954; Иваницкий, 1954; 1955 и др.).

Взаимозамещаемость в системе кали-натровый полевой шпат — плагиоклаз хорошо объясняется с точки зрения их кристаллических структур. Реакции между ними, видимо, протекают путем ионного замещения без существенной перестройки алюмосиликатных каркасов (Taylor, 1933). По вопросу взаимозамещаемости полевых шпатов интересны экспериментальные данные Ж. Виара (1964), показавшего, что сухим путем при обычном давлении можно легко осуществить обмен атомов натрия и калия в полевом шпате. Такой обмен может быть проведен даже в основном плагиоклазе ряда лабрадора, в результате чего образуется полевой шпат, атомная структура которого остается такой же, как у исходного лабрадора, но с замещением натрия на калий (особенно интенсивно взаимозамещение ионов протекает при участии воды). При изучении системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл (1952) экспериментально доказали, что однородный высокотемпературный синтетический полевой шпат распадается при более низкотемпературном обжиге, что объясняет характер большинства природных пертитов. Однако в этой же работе авторы указывают, что в конце процесса кристаллизации возникает богатая водой остаточная высокоактивная жидкость, которая может вызвать полную перекристаллизацию ранее образовавшегося полевого шпата, образуя такой, с которым она находится в равновесии.

Таким образом, можно считать, что процесс натриевого метасоматоза в нашем случае связан с воздействием на породу активных водных или газовой-жидких растворов с высоким потенциалом натрия, а метасоматоз, видимо, протекал посредством ионной диффузии.

Альбитизирующие (древние габброиды, гранитоиды, аплиты и пегматиты) растворы генетически, видимо, были связаны с конечной стадией проявления палеозойской гранитизации. Таким же образом растворы, альбитизирующие юрские гранитоиды и кварц-порфиры, условно мы связываем с конечной стадией магматизма, породившей эти породы. Что касается альбитизации молодых габброидов и диабазовых пород, то источником альбитизирующих растворов могла являться как кислая молодая магма (кварц-порфировая), так и обога-

щенные натрием дифференциаты молодой основной магмы. Следовательно, в первом варианте альбитизацию основных пород нужно рассматривать как эпигенетический процесс, а во втором варианте — как автометасоматический, как и для других альбитизированных пород.

Стадия калиевого метасоматоза (калишпатизация). По сравнению с процессами кремниевого и натриевого метасоматоза, калиевый метасоматоз в гранитоидах Локского массива выражен слабее. Калиевый метасоматоз наблюдается локально в крупнозернистых, порфириовидных $Bi-Amph$ красно-розовых гранитах («очковые»), в крупнозернистых рогообманковых кирпично-красных гранитах, в мелкозернистых, аплитовидных гранитах, аплитах и пегматоидах. Наиболее четко калишпатизация наблюдается в крупнозернистых порфириовидных гранитах («очковые»), в которых порфириовидные выделения наряду с кварцем представлены и калишпатом (часто с микроклиновой решеткой). На проявление поздней калишпатовой минерализации указывает также наличие калишпатовых прожилок и линзо-гнездообразных тел в гранитоидах и пегматитизированных аплитах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди пород, слагающих Локский кристаллический массив, с химической точки зрения наиболее полно охарактеризованы гранитоиды. Что касается других типов пород, то по ним мы располагаем несколькими химическими и спектральными качественными (полуколичественными) анализами. Химический состав и числовые характеристики пород Локского массива иллюстрируются таблицей 2 и рисунком 21.

Из приведенных числовых характеристик, следует, что в изученных гранитоидах в некоторой мере преобладают породы, пересыщенные алюминием, и отсутствуют породы, пересыщенные щелочами. Кроме того, эти данные дают основание большинству гранитоидов отнести к серии щелочных пород, пересыщенных алюминием (малая величина параметра c и высокие значения отношения $a:c$), однако чаще с некоторым преобладанием Na_2O над K_2O . Такое соотношение между щелочами хорошо согласуется с микроскопическими данными о сильном проявлении процесса натриевого метасоматоза (альбитизация). Значение параметра n в большинстве случаев варьирует в пределах 52—68%, однако в некоторых случаях достигает 80%. Одновременно с этим, обращает на себя внимание значительная выдержанность параметра a . Это указывает на некоторое постоянство полевошпатового компонента гранитоидов и даже при сильном проявлении процесса нат-

риевого метасоматоза слабого суммарного изменения полевошпатовой составной части породы. По значению отношения $(a+c+Q):b$ в изученных гранитоидах (за исключением

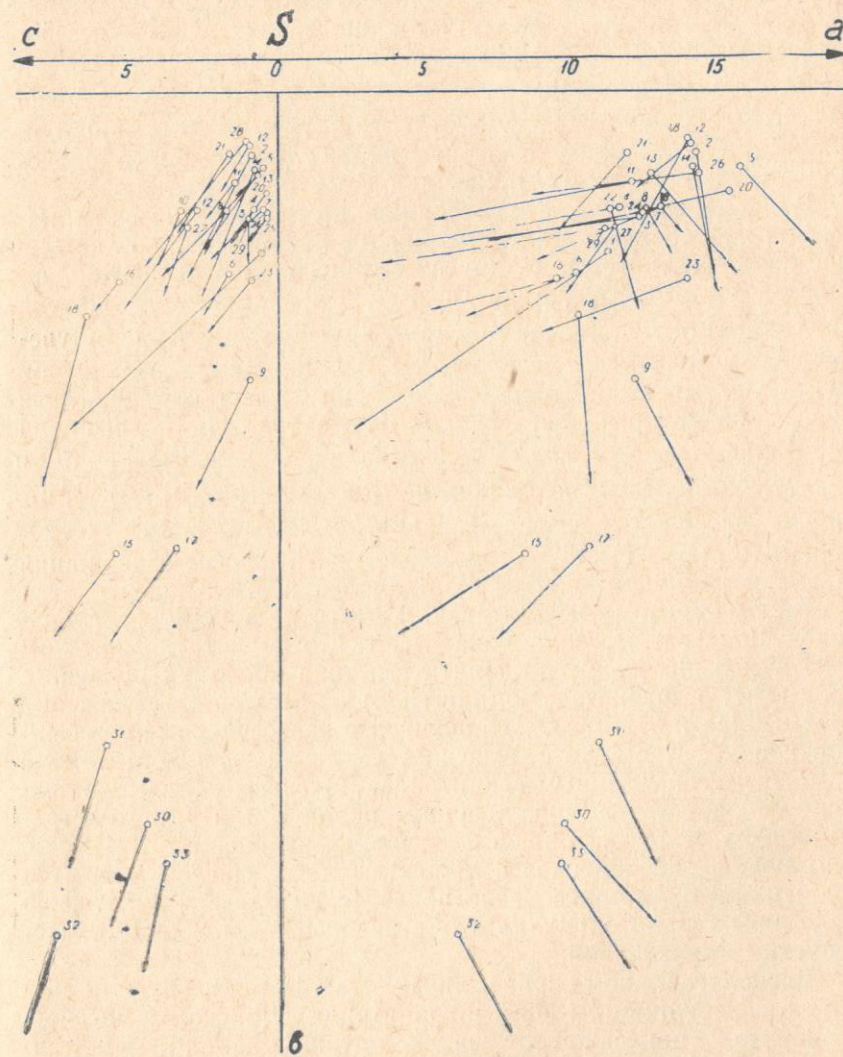


Рис. 21. Петрохимическая диаграмма (по методу А. Н. Заварицкого) гранитоидов Локского массива (нанесены также составы нескольких образцов основных пород). Номера векторов соответствуют порядковым номерам образцов в таблице 2.

кварцевых диоритов) лейкократовая часть резко преобладает над цветной частью породы, что хорошо согласуется с общим аляскитовым обликом гранитоидов. Значение параметра b , по сравнению с параметром a , терпит существенные вариации, что, в свою очередь, указывает на значительные количественные изменения в содержании цветной составляющей части в гранитоидах. Исходя из значения отношений параметра f к t следует, что в цветных компонентах железо значительно преобладает над магнием. Значение параметра Q , как и следовало ожидать, во всех случаях высокое и положительное.

В рассматриваемых гранитоидах, по петрохимическим параметрам, особняком стоят кварцевые диориты (первые четыре анализа), которые от других гранитоидов отличаются значениями большинства характеристик. Так, например, для этих пород характерно уменьшение значения параметра a и увеличение значения c . Следовательно, эти породы в отличие от других гранитоидов относятся к серии известково-щелочных пород, пересыщенных алюминием. Кроме того, для этих пород характерно намного более высокое значение параметра b и значительно более низкое значение отношения $(a + c + Q): b$, что хорошо согласуется с их меланократовым обликом, а отношение параметра f' к m' указывает на почти равные содержания железа и магния в цветной составляющей этих пород.

Таким образом, рассмотрение химического состава гранитоидов Локского массива показывает, что по петрохимическим свойствам в них можно выделить три типа пород: 1) щелочные породы, пересыщенные алюминием; 2) нормальные породы щелочного ряда и 3) известково-щелочные пересыщенные алюминием породы. Кроме того, выясняется, что несмотря на то, что по геологическим данным гранитоиды Локского массива не составляют одну возрастную группу пород в минералого-петрохимическом отношении за исключением кварцевых диоритов, занимающих обособленное положение, они во многом являются сходными. Этот факт особенно показателен благодаря наличию в изученных гранитоидах, наряду с палеозойскими, молодых мезозойских образований.

Располагая, кроме приведенных в таблице 2, и другими данными о содержании щелочей в гранитоидах Локского массива, на рисунке 22 показано соотношение натрия и калия в гранитоидах массива. Из приведенной диаграммы, которая более показательна, чем числовые характеристики, полученные по меньшему количеству анализов (табл. 2), совершенно ясно видно, что изученные гранитоиды можно с некоторым приближением разбить на три группы по значению отношения $K:Na$. Первая группа объединяет породы, в которых значение отношения $K:Na=1$

или близко к нему (10 образцов); вторая группа состоит из пород, в которых значение отношения $K:Na < 1$ (20 образцов) и, наконец, третья группа объединяет породы, в которых значение отношения $K:Na > 1$ (14 образцов).

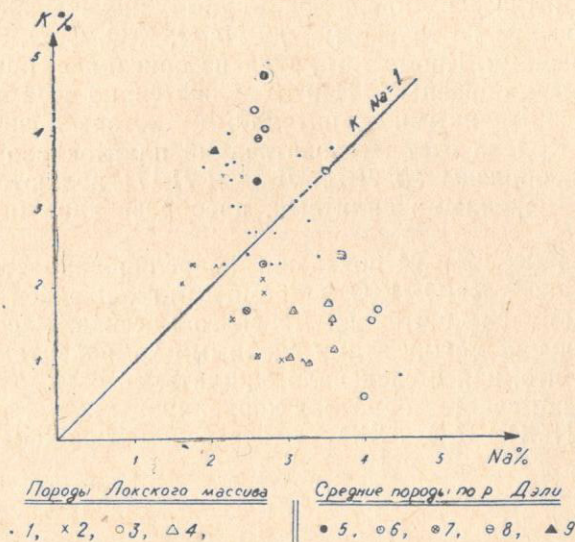


Рис. 22. Соотношение натрия к калию в гранитоидах Локского массива.

Следовательно, в гранитоидах Локского массива, обогащенные натрием породы преобладают над калиевыми. Если учесть пересыщенность исследованных пород алюминием, то напрашивается вывод о некоторой их плюмазитности. Сравнение суммарного содержания щелочей в гранитоидах Локского массива со

Таблица 3

Название породы	Суммарное содержание щелочных элементов (Na% + K%)	
	Локский массив	по Р. Дзели
Граниты, гранодиориты, банатиты	4,7—7,4	5,91 (только для гранитов)
Кварцевые диориты	3,8—4,5	4,23
Аплиты	7 —7,6	6,60
Кварцевые порфиры	4 —5,5	5,89

средним содержанием суммы щелочей в соответствующих типах гранитоидов по Р. Дзели, за исключением кварцевых порфиров выявляет некоторую обогащенность щелочами локских гранитоидов (табл. 3).

Наконец, необходимо подчеркнуть, что химический состав гранитоидов Локского массива не отображает истинной картины химизма первичных магматических пород, так как последние значительно видоизменены автометасоматическими процессами натриевого, кремниевое и калиевого метасоматоза. В ходе этих метасоматических процессов, видимо, значительно нарушалось соотношение не только между Na_2O , K_2O , CaO , SiO_2 , но и другими окислами. Кроме того, судя по описанию предыдущих исследователей, образцы 4, 11 и 13 являются, по всей вероятности, грейзенизированными гранитоидами, которые значительно обогащены K_2O за счет мусковитизаций плагиоклазов. Таким же образом, образцы № Л-75, Л-24 и Л-171 являются метасоматически измененными аплитами, преобразованными в альбититы.

На рисунках 23 и 24 показана коррелированность между суммой щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и кремнеземом, и окиси кальция и кремнеземом в гранитоидах Локского массива. Рассмотрение взаимоотношений между этими главными компонентами пород показывает, что, как и следовало ожидать, во взаимоотношении CaO и SiO_2 намечается обратная коррелированность, в то время как между $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 менее ясно выражена прямая

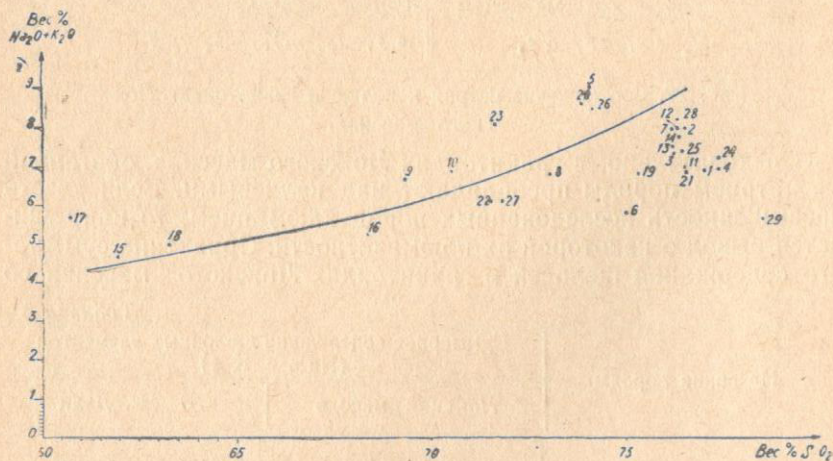


Рис. 23. Вариационная диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 (номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 2).

коррелированность. Некоторое искажение известных для гранитоидных пород корреляционных взаимоотношений между рассматриваемыми окислами, по-видимому, нужно связать с наложением щелочного и кремниевое автометасоматоза, нарушивших первичную картину магматической кристаллизации.

На рассмотрении химизма основных пород мы не будем останавливаться, так как кроме их некоторого обогащения Na_2O в связи с проявлением постмагматического (второго) этапа альбитизации, они ничем не примечательны.

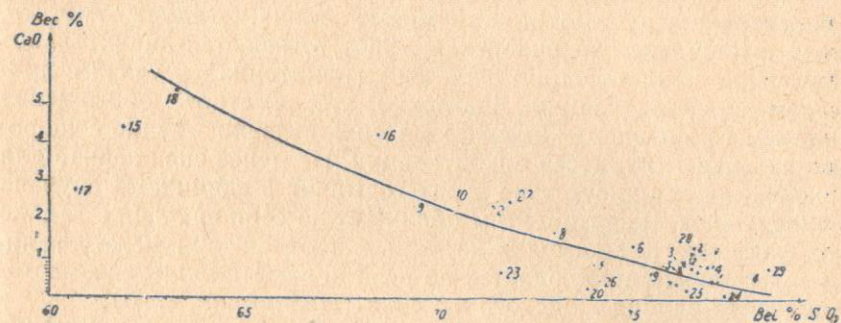


Рис. 24. Вариационная диаграмма соотношения CaO и SiO_2 (номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 2).

Из-за ограниченности объема работы мы лишены возможности привести полуколичественные фактические данные о элементах-примесях в исследованных породах. Однако для полноты картины геохимических особенностей локских пород, здесь же в виде отдельных пунктов приводятся основные ориентировочные выводы по элементам-примесям.

1. Во всех изученных породах отсутствуют примеси W, Nb, Ta, Ag, Sb и Bi. При значительной чувствительности спектрального метода в отношении W, Ag, Sb и Bi эти данные показательны, чего нельзя сказать о данных по Nb и Ta.

2. Обращает на себя внимание тот факт, что для каждого типа пород намечается определенное соотношение между элементами-примесями и наличие в значительных концентрациях некоторых характерных для них элементов.

3. Комплекс элементов-примесей в гранитах совпадает с комагматичными с ними аплитами, однако в аплитах намечается тенденция к уменьшению содержания Co, Ni, Cr и V, а также некоторое увеличение концентрации бериллия.

4. Выявленная картина в отношении элементов-примесей в кварцевых диоритах и в древних основных породах (амфиболиты, габбро-амфиболиты и габбро) указывает на их некоторое геохимическое сходство, что может быть обусловлено как ассимиляционно-гибридной природой кварцевых диоритов, так и метасоматической гранитизацией (диоритизацией) древних основных пород.

5. Данные, полученные по элементам-примесям, указывают на отсутствие четко выраженной возрастной геохимической спе-

циализации в пределах однотипных разновозрастных пород. Наглядными примерами этого являются палеозойские и мезозойские (юрские) граниты, палеозойские и молодые габбро и юрские и эоценовые порфиры.

6. Геохимическую специфичность исследованных гранитоидов составляет их богатство примесью галлия. Следует отметить, что в литературе (Вершковская, 1964) отмечается значительное повышение концентрации галлия в гранитоидах в связи с процессом их альбитизации. Возможно, что заметное обогащение галлием гранитоидов Локского массива связано именно с широким развитием процесса альбитизации. Не менее специфично для локских пород присутствие в них германия в единичных случаях в виде следов. В связи с этим обращает на себя внимание так же тот факт, что аналогичная картина в соотношении между галлием и германием наблюдается во всех полиметаллических месторождениях района Локского массива (Иваницкий, 1963).

7. Устанавливается более или менее одинаковое содержание большей части элементов-примесей как в свежих, так и в пропильтизированных и грейзенизированных гранитоидах. Следует указать, что аналогичная картина для гранитоидов южной части Дальнего Востока описана в литературе (Коптев-Дворников и др., 1959).

К ПЕТРОЛОГИИ И ВОЗРАСТНОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ ГРАНИТОИДОВ

Изложенные данные в отношении геологии и петрографии гранитоидов Локского массива показали большую сложность их петрологии.

По вопросу формирования гранитоидов Локского массива к настоящему времени существуют две диаметрально противоположные точки зрения. Т. Г. Казахашвили (1941) и Ш. И. Джавахишвили (1959) считают гранитоиды массива типичными магматическими образованиями. Однако Ш. И. Джавахишвили в формировании фациальных разновидностей гранитоидов большую роль приписывает процессам ассимиляционного вплавления пород. По представлению Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953), гранитоиды массива являются типичными метасоматическими образованиями, возникшими «... под воздействием преимущественного привноса... кремния и калия, в результате чего постепенно сформировались гранитоиды — гнейсовидные и массивные» (Заридзе, Татришвили и др., 1965, стр. 157).

В основе этих концепций в большинстве случаев, видимо, лежат одни и те же геологические и микроскопические данные, которые разными исследователями интерпретируются по-разному. Несомненно, и наша оценка не лишена субъективности, но полученные нами добавочные данные позволяют в некоторой

степени уточнить существующие представления и высказаться в пользу магматической концепции образования большинства гранитоидов Локского массива. Однако это не значит, что все гранитоиды, участвующие в сложении кристаллического фундамента Юго-Восточной Грузии, являются продуктами кристаллизации гранитной магмы. Примером этого служит Храмский массив, в пределах которого, видимо, преобладают граниты метасоматического генезиса, часто гнейсовидные (Заридзе, Татришвили и др., 1965).

Геология гранитоидов Локского массива совершенно ясно указывает, что наряду с крупно- и среднезернистыми палеозойскими гранитоидами в массиве присутствуют мелкозернистые, аплитовидные граниты, образующие штокообразные тела, рассекающие крупно- и среднезернистые гранитоиды и активно воздействующие на юрскую осадочно-вулканогенную толщу, с образованием типичных контактовых роговиков. Эти постпалеозойские граниты, участвующие в сложении восточной части массива по условиям геологического залегания больше соответствуют гранитоидам, образованным в результате кристаллизации гранитного расплава, чем гранитам, образованным другим путем. Кроме того, крупно- и среднезернистые граниты во многих местах секутся дайками кварц-порфиров, кристаллизация которых, как и многочисленных более древних даек гранит-аплитов, из расплава не вызывает сомнения.

Микроскопическое исследование этих пород показало, что после кристаллизации они претерпели интенсивные автометасоматические изменения — альбитизацию, окварцевание и более слабую калишпатизацию. Эти процессы находят свое яркое отражение в широком развитии микрографических структур сростаний кварц-полевошпатовых агрегатов, в развитии метасоматических микропертитов, а в аплитах, в их превращении во вторичные метасоматические породы типа альбититов. Таким образом, по нашим представлениям в формировании гранитоидов штоково-дайковой морфологии следует различить два этапа: 1) кристаллизацию гранитоидного расплава и 2) автометасоматическое изменение кристаллизата под воздействием остаточного раствора.

Гораздо сложнее обстоит дело с палеозойскими крупно- и среднезернистыми гранитоидами, которыми в основном и сложен Локский массив. В этих гранитоидах, как это уже было показано, довольно четко выделяется ряд разновидностей. Первая из них представлена богатыми темноцветными компонентами (Amph, Bi), иногда гнейсовидными кварцевыми диоритами и гранодиоритами, участками сильно обогащенных ксенолитами габбро, габбро-амфиболитов и кристаллических сланцев.

Гнейсовидные кварцевые диориты являются безкалишпатовыми породами и занимают наиболее низкие гипсометрические уровни массива, где участками наблюдается их постепенный переход в калишпатовые кварцевые негнейсовидные диориты, слагающие небольшие участки.

В отличие от кварцевых диоритов, серые гранодиориты занимают гипсометрически намного более высокие уровни массива и также сильно обогащены ксенолитами габбро-амфиболитов. Обращает на себя внимание факт отсутствия признаков кремнивого метасоматоза и слабое проявление натриевого метасоматоза в гнейсовидных кварцевых диоритах, проявление процессов кремнивого и калиевого и увеличение степени натриевого метасоматоза в калишпатовых кварцевых диоритах и проявление этих процессов на более высокой ступени в гранодиоритах.

Имеющиеся геолого-петрографические данные в отношении гнейсовидных и негнейсовидных кварцевых диоритов, а также гранодиоритов (банатитов) позволяют их считать одновозрастными образованиями и, по всей вероятности, наиболее древними среди гранитоидов Локского массива. Возникновение гранодиоритов (банатитов), видимо, связано с процессом калиевого метасоматоза, генетически связанного с проявлением последующей гранитной фазы магматизма.

Для уточнения генезиса рассматриваемых гранитоидов, определенное значение имеет ряд фактов, установленных Ш. И. Джавахишвили (1961, 1962). Так, например, этим исследователем в притоках р. Пиназаури и р. Джандари в ряде мест наблюдался контакт кварцевых диоритов и банатитов с кристаллическими сланцами (фация зеленых сланцев низкой ступени метаморфизма), где эти контакты являются совершенно четкими, с резкими границами, однако в сланцах наблюдаются инъекции гранитоидов в виде мелких четких выдержанных тел. Кроме того, в приконтактных участках в этих сланцах появляются андалузит и гранат, видимо, указывающие на контактное воздействие гранитной магмы. Таким же образом в правом притоке р. Пиназаури, севернее р. Камышло, Ш. И. Джавахишвили наблюдался контакт жилы гранита с линзой мрамора, который в непосредственном контакте превращен в гранат-эпидотовую породу. Несомненно, приведенные данные недостаточны, однако нам кажется, что они лучше интерпретируются с точки зрения магматической концепции. Наличие ксенолитов основных пород и кристаллических сланцев в этих гранитоидах должно указывать на широкое проявление процессов ассимиляции в образовании этих гранитоидов.

На основании изложенных данных кварцевые диориты и гранодиориты (банатиты) с ксенолитами основных пород нами условно считаются наиболее древними гранитоидами магматической кристаллизации Локского массива (нижний палеозой?).

Еще сложнее вопрос об отнесении к тому или иному генетическому типу крупно- и среднезернистых, часто порфировидных красно-розово-серых гранитов (представленных тремя разновидностями), играющих наиболее существенную роль в сложении массива⁶. В геологическом отношении эти породы характеризуются постепенными взаимопереходами, рассечением дайками аплитов, кварц-порфиров, жилами пегматоидов, дайками основных пород и штоком аплитовидных, мелкозернистых гранитов (восточная часть массива); в свою очередь эти крупно- и среднезернистые граниты по ущелью р. Джандари содержат довольно крупные останцы древних габброидов, интрузивных небольших жилами и апофизами этих гранитов. Аналогичным образом, у села Лок-Джандари в двух местах наблюдаются апофизы этих гранитов в кристаллических сланцах, которые в таких участках значительно ороговикованы (взаимоотношения этих гранитов с кварцевыми диоритами не ясны). Геологические данные четко указывают на допалеозойский возраст этих гранитов и, возможно, более молодой их возраст, чем возраст кварцевых диоритов. Следовательно, отнесение их к герцинскому циклу гранитообразования не должно вызывать сомнения. Для этих гранитов характерен выдержанный минеральный состав, представленный двумя значительно разобщенными во времени минеральными парагенезисами: 1) Amph (обыкн. рог. обманка) — Bi₍₁₎ — Pl (олигоклаз) — Or₍₁₎ — Qu₍₁₎ ранняя и основная парагенетическая группа и 2) Or₍₂₎ — Bi₍₂₎ — Qu₍₂₎ — Ab поздняя парагенетическая группа (стадия аутометасоматоза). Рассматриваемые граниты, и в первую очередь очковые, характеризуются широким развитием графических структур прорастания в кварц-полевошпатовых агрегатах (процесс кремнивого метасоматоза), исключительно широким развитием метасоматических пертитов (процесс альбитизации) и менее интенсивно выраженным процессом калиевого метасоматоза. Все отмеченные процессы, по нашим представлениям, связаны со стадией аутометасоматического изменения пород.

Нам кажется, что изложенные данные могут служить основанием для отнесения этих гранитов к собственно магматическим образованиям, но претерпевшим сильное воздейст-

⁶ Особенно широко развиты Amph—Bi или без цветных компонентов крупнозернистые, порфировидные граниты („очковые“), слагающие центральные, наиболее возвышенные (встречаются и в других местах) участки массива.

вие аутометасоматических процессов; при этом не исключена возможность и того, что метасоматические процессы связаны с более молодыми процессами гранитообразования.

Среди гранитоидов Локского массива обособленные место занимают крупнозернистые кирпично-красные граниты, которые интродуцируют гнейсовидные кварцевые диориты. Для этих гранитов характерен четко выраженный процесс калишпатизации плагиоклаза и сильная альбитизация калиевого полевого шпата с образованием пертитов замещения. Однако в отличие от других разновидностей гранитов процесс кремниевого метасоматоза в них проявлен слабо. Таким образом, эти граниты выявляют некоторые специфические особенности, которые подчеркивают их индивидуальность. Эти породы нами рассматриваются также магматическими образованиями палеозойского (?) возраста.

Еще более обособленное положение занимают диорит-порфиры, дайки и штоки которых в ряде мест залегают среди гранитоидов. Геологические данные для установления возраста этих пород недостаточны, однако можно с уверенностью считать их моложе всех разновидностей гранитоидов (аргоновым методом для этих пород получена цифра 86 млн. лет, обр. Л-176).

Наконец, следует указать, что развитые в восточной части массива пегматоидные образования в гранитоидах, видимо, являются метасоматического происхождения, генетически связанными с завершающими этапами минерализации (догрейзеновый этап) герцинского цикла гранитообразования. Считаем нужным еще раз подчеркнуть, что широкое развитие в гранитоидах Локского массива процессов натриевого и кремниевого метасоматоза в какой-то степени связано с регенерирующими постпалеозойскими магматическими процессами. Особенно показательны в этом отношении крупно- и среднезернистые, порфировидные розово-красные граниты. В таблице 4 сведены наши представления по магматизму Локского массива.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РАДИОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ

Несмотря на ограниченность данных определения возраста пород К-Аг методом (изучено 14 образцов), результаты исследования естественно подлежат обсуждению. Подбор образцов для радиологических исследований осуществлялся с точки зрения наиболее полного охвата всех геологических разновозрастных гранитоидов и их петрографических разновидностей. На рисунке 36 дана схема места взятия исследованных образ-

цов, а в таблице 5 — данные о возрасте изученных образцов с сопоставлением их с одним из вариантов геохронологической шкалы.

Безусловно, принятие полученных цифр за действительный возраст пород, без учета их геологических особенностей, было бы, во-первых, грубейшей ошибкой, а во-вторых, внесло бы большую путаницу в понимание наблюдаемых геологических взаимоотношений. Поэтому интерпретацию полученных данных аргонового возраста следует провести с учетом установленных геолого-петрографических особенностей исследованных образцов пород. Кроме того, приводимые нами данные неравноценны, так как для некоторых пород они получены по мономинералам, в большинстве же случаев по породе в целом.

Не вдаваясь в подробности вопроса сохранности аргона в слюдах и полевых шпатах — главнейших калиевых минералах кислых и средних пород (подробно рассматриваемого во многих специальных работах), напомним лишь некоторые основные положения.

Установлено, что аргоновым методом в большинстве случаев получаются заниженные цифры возраста, что обусловлено потерей радиогенного аргона породой (минералом) в результате последующего прогрева, тектонических напряжений, мета-

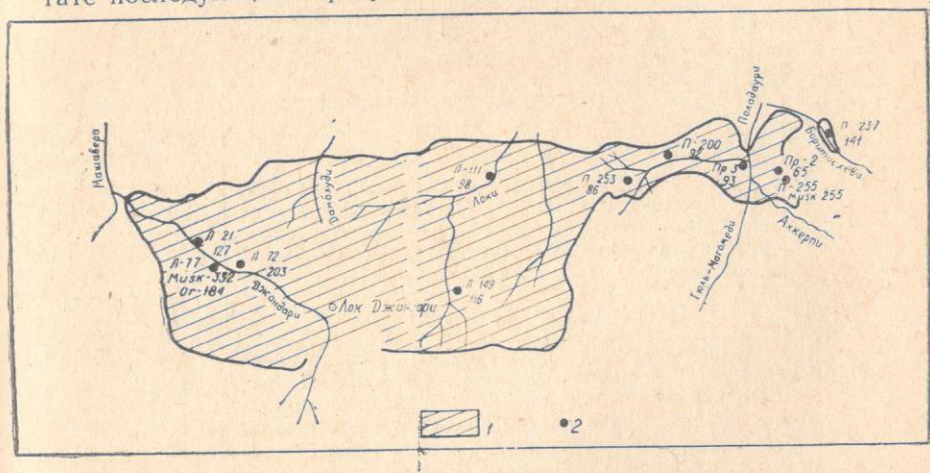


Рис. 25. Схема места взятия образцов, возраст которых определен радиологически (К-Аг методом), масштаб 1:150000. 1—гранитоидный массив; 2—место взятия образца (Л-21, П-200, Пр-2 и т. д.). Цифры под номером образца соответствуют возрасту в млн. лет.

соматических процессов и, возможно, очень медленного охлаждения интрузива. В случае метасоматических изменений пород, когда происходят процессы регенерации минералов, эта потеря

Результаты определения К-Аг возраста гранитоидов Локского массива

Таблица 5

№ образца	Характеристика образца	Возраст, млн. лет *
Л-77	Пегматитизированный гранит-аплит (дайка), пересекающий гнейсовидные кварцевые диориты. Мусковит (связан с процессом пегматитизации, в метасоматизированных аплитах отсутствует). Калишпат (видимо, представлен смесью первичного и метасоматического)	332 ± 11 184 ± 7
П-255	Крупнозернистый грейзенизированный в кварц-мусковитовую фацию гранитоид. Мусковит (связан с процессом грейзенизации), Калишпат (видимо, представлен смесью первичного и метасоматического)	255 ± 12 60 ± 3
Л-72	Гранит-аплит (дайка), пересекающий разгнейсованные кварцевые диориты. Состав гранит-аплита: Ог (слабо пертитизированный), Pl (олигоклаз), Qu, Bi (несколько мелких пластинок), Grt, рудный минерал.	203 ± 11
П-237	Крупнозернистый розово-серый гранит; состав: Pl (олигоклаз), Ог (пертитизирован), Qu, Chl, Car, Ser, рудный минерал.	141 ± 5
Л-21	Крупнозернистый роговообманковый кирпично-красный гранит; состав: Pl, Ог (сильно пертитизирован), Qu, Amph, Bi (иногда), Chl, Ser, Zir, рудный минерал	127 ± 10
Пр-2	То же	65 ± 5
П-200	Мелкозернистый аплитовидный гранит из штока (ущ. р. Ахсу); состав: Pl, Ог, Qu, Amph, Chl, Ser, рудный минерал; характеризуется графическим трехфазным (Qu-Pl-Ог) прорастанием и сильной пертитизацией калишпата	92 ± 10
Пр-3	То же (шток ущ. р. Поладаурн)	93 ± 4
Л-111	Крупнозернистый порфировидный розово-красный гранит („очковый“); состав: Pl, Ог, Qu, Chl, Ser, Ерд, рудный минерал; харак. еризуется графической структурой срастания Qu с Ог и Pl; калишпат сильно пертитизирован; кварц образует крупные порфировые выделения скелетной формы	98 ± 12
Л-149	Кварцевый порфир с гранофировой структурой; состав: Pl, Qu, Ог, Amph, Ар, рудный минерал, Ser, Ерд, Chl.	116 ± 11
П-253	То же	86 ± 13

* При расчете возраста использованы следующие константы распада K^{40} — $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

и соответственное омолаживание должно быть еще значительнее (в этих случаях омолаживание пород может дать и рубидиево-стронциевый метод).

Известно также, что микроклины и вообще кали-натровые полевые шпаты интрузивных пород дают заниженные значения возраста по сравнению со слюдами. В связи с этим понятно и не вызывает возражений предположение, что при определении аргонового возраста гранитоидных пород по породе в целом (валовым пробам), чем меньше в породе содержится слюды, тем больше занижается возраст породы (приближаясь к возрасту полевошпатовой фракции).

В свете этих данных первое, что можно констатировать по данным таблицы 5, это общее заниженное значение возраста исследованных пород. Однако совершенно ясно, что порядок занижения не во всех породах одинаков.

Кроме того, сопоставление полученных данных аргонового возраста с геологическими данными даже с учетом омолаживания порядка 30%, показывает для некоторых образцов (Л-111, Л-21, Пр-2 и, возможно, П-200 и Пр-3) значительное их расхождение. Постараемся разобраться в этих расхождениях с учетом геолого-петрографических особенностей этих пород. Для образца Л-77 (пегматитизированный гранит-аплит), возраст которого по геологическим данным предполагается верхнепалеозойским, мусковит дал вполне приемлемую цифру аргонового возраста, в то время как цифра по калишпату почти в два раза занижена. Следует указать, что М. М. Рубинштейном (1967) по мусковиту и калишпату из пегматоида ранее были получены данные аналогичные приводимым здесь (327 ± 12 для мусковита и 169 ± 5 млн. лет для калишпата).

Из образца П-255 был исследован мусковит, давший аргоновый возраст 255 млн. лет. Эта цифра показательна в том отношении, что несмотря на то, что она соответствует возрасту грейзенизации гранитоида, не выходит за пределы палеозоя. Следовательно, возраст самих гранитоидов еще древнее. Данные аргонового возраста по образцу П-255 хорошо согласуются с нашими геологическими наблюдениями о палеозойском возрасте большинства крупнозернистых гранитоидов (трансгрессивное налегание лейаса на гранитоиды) по правому склону р. Ахкерпи (прежними исследователями эти гранитоиды рассматривались как юрские образования).

Средняя навеска гранит-аплита (обр. Л-72) дала мезозойскую цифру 203 млн. лет, однако геологические данные совершенно определенно указывают на домезозойский (верхнепалеозойский?) возраст аплитов. Обр. Л-72 в геолого-петрографическом отношении аналогичен обр. Л-77, от которого отличается только отсутствием наложенного процесса пегматитизации. Поэтому априори следовало ожидать и тождественность значения

аргонового возраста. В связи с этим обращает на себя внимание, что разница в аргоновом возрасте между этими образцами (если исключить возраст, полученный по мусковиту) не особенно большая, однако в обоих случаях возраст значительно занижен. Это, видимо, связано с исключительно высокой потерей радиогенного аргона кали-натровыми полевыми шпатами этих пород, при хорошей его сохранности в мусковите.

Для образца П-237, который представляет собой крупнозернистый розово-серый гранит из ущелья р. Баритисхеви, аргоновый возраст оказался равным 141 млн. лет, что соответствует юре. По нашим данным, эти граниты должны представлять собой палеозойские образования, однако по данным П. Д. Гамкрелидзе и Ш. И. Джавахишвили они интродуцированы в лейас и, следовательно, являются постпалеозойскими (батскими). Не располагая неопровержимыми геологическими данными в отношении палеозойского их возраста мы воздерживаемся от дальнейшей интерпретации. Однако мы считаем, что возраст 141 млн лет также сильно занижен, так как эти граниты (образец не содержал слюды) в отношении полевошпатовой составной части (метасоматически пертитизированной) идентичны другим крупнозернистым гранитам, аргоновый возраст которых заведомо занижен.

Данные аргонового возраста в отношении образцов Л-21 и Пр-2 несмотря на их полную петрографическую идентичность дают для обр. П-2 вдвое более низкую цифру, однако возраст обоих образцов соответствует меловым цифрам. Аргоновый возраст этих образцов получен по средней пробе и, учитывая отсутствие в них слюд, должен совпадать с возрастом полевошпатовой фракции. Однако данные, полученные для образца Пр-2, если даже допустить высокую степень омолаживания, с геологической точки зрения не поддаются интерпретации. Крупнозернистые кирпично-красные граниты (обр. Л-21) по имеющимся наблюдениям интродуцируют гнейсовидные кварцевые диориты и сами рассекаются дайками гранит-аплитов; в связи с этим их палеозойский возраст не должен вызывать сомнений. Может быть, резкое омолаживание Пр-2 связано с интенсивным прогревом из-за наличия в непосредственной близости от места взятия этого образца штока постпалеозойских мелкозернистых гранитов?

Исключительно близкое совпадение аргоновых возрастов получено для образцов П-200 и Пр-3, представляющих собой мелкозернистые аплитовидные граниты из штоков. Образец П-200 взят из крупного штокообразного тела, рассекающего крупнозернистые палеозойские гранитоиды и мезозойскую вулканогенно-осадочную покрывку массива. Учитывая возможное аргоновое омолаживание этих гранитов до 30%, возраст их можно дотянуть до юры, что является наиболее реальным их ге-

ологическим возрастом. Однако до появления новых данных, подтверждающих юрский (батский) их возраст, возможность более молодого мелового возраста этих пород нельзя полностью считать исключенной.

Наиболее парадоксальными оказались данные аргонового возраста крупнозернистых порфиroidных розово-красных гранитов — «очковые» (Л-111). Эти граниты, которыми сложена почти вся центральная и большая часть западной периферии массива, по геологическим данным являются палеозойскими образованиями, поэтому цифра 98 млн. лет, полученная для них, слишком мала, даже если допустить максимальное аргоновое их омолаживание. Вопрос осложняется еще и тем, что эти граниты секутся дайками кварц-порфиров, аргоновый возраст которых (обр. Л-149) дал цифру 116 млн лет (следовательно, вмещающие породы оказываются моложе!). В связи с этим нужно напомнить, что рассматриваемые гранитоиды по сравнению со всеми другими гранитоидами массива несут на себя признаки наиболее сильных воздействий метасоматических процессов, вызывающих перегруппировку всей массы первичного для породы полевого шпата (метасоматическая пертитизация, калишпатализация плагиоклаза, метасоматические графические трехфазные $Qu-P1-Og$ прорастания). Следовательно, эти породы совершенно смело можно отнести к регенерированным гранитоидам. Учитывая, что главными аргонодержащими минералами этих пород являются полевые шпаты, на долю которых приходится до 70—75% общей массы породы (на кварц около 15—20%, остальное на амфибол, биотит и аксессуарные минералы), то полученный по породе в целом возраст должен соответствовать возрасту полевых шпатов. Поэтому не лишена смысла попытка объяснить столь резкое омолаживание «очковых» гранитов их регенерацией. Очевидно, что если основной причиной утечки аргона из полевых шпатов является процесс упорядочения \rightleftharpoons разупорядочения, гомогенизация \rightleftharpoons распад твердого раствора (пертитизация в связи с дистектикой), то в процессе метасоматической регенерации должна была происходить исключительно большая потеря накопленного с момента кристаллизации породы радиогенного аргона.

Наконец, аргоновый возраст кварцевых порфиров (обр. Л-149 и П-253) дает цифры 116 и 86 млн. лет, что по геохронологической шкале соответствует мелу (аналогичная картина получена и в отношении аргонового возраста кварцевых порфиров Храмовского массива, секущих толщу «нижних туффов». — Рубинштейн, 1967). Существенным является то обстоятельство, что четко индивидуализированные дайки кварцевых порфиров Храмовского массива, секущие нижние горизонты «нижних туффов», имеют аргоновый возраст порядка 64,72, 80 и 95 млн. лет, в какой-то степени приближаясь к возрасту локских квар-

цевых порфиров. Геологические данные в отношении кварцевых порфиров Локского массива не показательны для установления их возраста. Напомним, что эти дайки секут палеозойские гранитоиды и жилы гранит-аплитов, однако их взаимоотношение с отложениями мезозоя не ясно, в связи с чем вопрос о их верхней возрастной границе остается открытым. Кроме того, кварцевые порфиры в Локском массиве (аналогично Храмовскому массиву) тесно ассоциируют в пространстве с менее многочисленными дайками кварцевых альбитофиров, вместе с которыми, видимо, приурочиваются к одним и тем же разрывным структурам северо-восточного и северо-западного простирания. Тесная пространственно-структурная взаимосвязь кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров, возможно, является не случайной и указывает на более тесную их генетическую связь. На это, по-видимому, указывает также натровый характер кварцевых порфиров. Не лишено основания и предположение, что среди жильных альбитофиров Локского массива так же, как это предполагает М. М. Рубинштейн для храмских, имеются корни верхнемеловой вулканогенной толщи. Следовательно, на основании указанных косвенных геологических признаков в первом приближении можно предположить меловой возраст кварцевых порфиров Локского массива.

Таким образом, обсуждение данных по аргоновому возрасту главнейших типов магматических пород Локского массива в аспекте геолого-петрографических их особенностей показало, что в большинстве случаев не удается получить однозначный ответ о их истинном геологическом возрасте. Вместе с тем сопоставление аргонового возраста пород с данными о степени их метасоматического изменения выявило тенденцию к прямой коррелированности между этими двумя признаками (чем выше степень метасоматического преобразования породы, тем больше ее аргоновое омолаживание).

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Постмагматически измененные породы Локского массива до настоящего времени подробно не исследованы. Исключение составляют грейзены, которые изучены Г. Н. Бежанишвили (1963) на участках Джандарского и Камышлинского свинцово-цинковых рудопроявлений. Кроме того, некоторые данные по окологорудным изменениям гранитоидов на Джандарском и Камышлинском рудоуправлениях имеются в работах Т. В. Иванецкого, Е. К. Везиришвили (1953) и Т. Д. Багратишвили (1953).

Постмагматические изменения в Локском массиве наблюдаются как в гранитоидах, так и в различных жильных кислых

и основных породах. По геологическим условиям залегания и минеральному парагенезису в измененных породах с некоторым приближением можно выделить два типа: грейзенизированные гранитоиды и грейзены; пропилитизированные породы и гидротермальные метасоматиты.

Грейзенизированные породы и грейзены. Грейзенизации в Локском массиве подвергаются в основном различные гранитоиды, однако, по данным Г. Н. Бежанишвили (1963), грейзенизируются и дайки диабазов. Наличие грейзенизации в пределах Локского массива на примере изучения окологорудно-измененных пород Джандарского и Камышлинского рудопроявлений впервые было отмечено Т. Д. Багратишвили (1953), а также нами (Иваницкий и Везиришвили, 1953). Подробнее грейзенизированные породы Джандарского и Камышлинского рудопроявления исследованы Г. Н. Бежанишвили. Процесс грейзенизации гранитоидов Локского массива является довольно широко распространенным процессом, однако в большинстве случаев выражен слабой грейзенизацией гранитоидов. Интересно, что грейзенизированные гранитоиды представлены кварц-мусковитовой фацией, в то время как интенсивно метасоматизированные гранитоиды превращены в кварц-турмалиновую фацию грейзенов, часто с довольно высоким содержанием хлорита и серицита и небольшой примесью карбоната. Из этих двух фаций грейзенов широко развиты грейзенизированные в кварц-мусковитовую фацию гранитоиды. Они характеризуются площадным — участковым развитием и редко бывают связаны с трещинной тектоникой, однако тесно ассоциируют с участками сильной альбитизации. Макроскопическим, отличительным от неизмененных разновидностей гранитов признаком грейзенизированных разновидностей является их более светлая, розовато-бело-зеленая или розовато-белая окраска и наличие хорошо наблюдаемых выделений чешуй и мелких пластинок мусковита (который характеризуется неравномерным распределением) и крупно-зернистого кварца, часто в виде прожилок. Грейзенизированные граниты иногда в некоторой степени катаклазированы и слагают участки в нескольких десятках квадратных метров и совершенно постепенно переходят в неизмененные разновидности гранитов.

Минеральный состав грейзенизированных гранитоидов представлен $Or, Pl, Qu, Bi, Mus, Ser, Chl, Car, Epd$ и рудным минералом.

Калишпат в породе присутствует в сильно варьирующих количествах, так как интенсивно замещается мусковитом; в большинстве случаев он сильно пелитизирован, иногда в нем заметна микроклиноватая решетка. В менее мусковитизирован-

ных и окварцованных образцах часто наблюдается микроклинизация плагиоклаза. В этих же образцах почти всегда наблюдается интенсивная пертитизация калишпата в связи с процессом альбитизации.

Плагиоклаз также присутствует в сильно варьирующих количествах и интенсивно замещается мусковитом, серицитом и кварцем. В некоторых образцах калишпат и плагиоклаз полностью отсутствуют в связи с их замещением отмеченными минералами. Плагиоклаз в породе представлен олигоклаз-андезином и альбитом, который метасоматически развивается по олигоклаз-андезину или же наблюдается в виде прожилков.

Кварц в этих гранитах является ведущим минералом; он присутствует как в виде первичного для породы кварца, так и образует прожилкообразные выделения позднего кварца, тесно ассоциирующего с мусковитом и серицитом. Первичный кварц часто находится в графическом сростании с измененными полевыми шпатами или же образует крупные (до 8—10 мм) порфиroidные метакристаллические выделения. Часто наблюдаются картины пересечения прожилками кварца прожилков альбита, что ясно указывает на более ранний возраст процесса альбитизации.

Биотит встречается редко в виде мелких реликтов, он замещается мусковитом и крупночешуйчатым серицитом.

Мусковита в породе много, однако ясно наблюдается его участковая концентрация; он образует довольно крупнопластинчатые (до 5—6 мм) агрегаты, тесно ассоциируя с серицитом и кварцем, развиваясь по полевым шпатам, которые часто полностью замещены мусковит-серицит-кварцевым агрегатом. Кроме того, порода часто бывает испещрена мелкими ветвистыми прожилками мусковит-серицита.

Не останавливаясь на описании других минералов, еще раз отметим характерные микроскопические особенности породы, указывающие на стадийность изменения гранитоидов.

1. Интенсивная альбитизация породы, выраженная в пертитизации калишпата и в альбитизации плагиоклаза, а также в образовании прожилков альбита.

2. Наличие в породах микрографических структур сростания кварца с полевыми шпатами и наличие порфиroidных метакристаллов (часто скелетных), что указывает на проявление в породе раннего процесса кремниевого метасоматоза, характерного для негрейzenизированных разновидностей гранитов.

3. Наличие в породе многочисленных прожилков более позднего кварца, часто совместно с мусковит-серицитом, замещающего полевые шпаты и рассекающего прожилки альбита.

4. Замещение полевых шпатов мусковитом, серицитом и кварцем и наличие в породе густой сети мусковит-серицитовых прожилков.

5. Наличие в породе прожилков карбоната, который местами образует довольно крупнозернистые участки и рассекает прожилки кварца и мусковит-серицита.

Таким образом, в прейzenизированных гранитоидах сохранились признаки как ранних гранитизирующих процессов (ранний процесс кремниевого метасоматоза и альбитизации), так и четко проявлены признаки более поздних метасоматических процессов постмагматической стадии (мусковитизация, серицитизация и окварцевание) грейzenизации.

Следовательно, минеральную ассоциацию этих пород можно сгруппировать в пределах следующих парагенетических групп:

Группа первая: $Or-Pl_{(N_{10-40})}-Qu_{(1)}-Bi(Amph)-Sph-Zir$
(первичный минеральный парагенезис большинства гранитоидов)

Группа вторая: $Ab-Qu_{(2)}$ (ранняя постмагматическая)

Группа третья: $Qu_{(3)}-Mus-Ser$ (грейzenовый парагенезис)

Группа четвертая: $Caq-Chl-Epd$ —рудный минерал (гидротермальный поздний парагенезис).

Как видим, многостадийный характер процесса грейzenизации не должен вызывать сомнения.

Специфическую особенность грейzenизированных гранитоидов Локского массива составляет их повсеместная альбитизация, которая всегда предшествует процессу грейzenизации. Особенно интенсивно процесс альбитизации бывает проявлен в некоторых дайках гранит-порфира, которые иногда превращены в метасоматические альбититы с наложенной кварц-мусковитовой грейzenизацией. Отмеченные особенности измененных гранитов дают основание предположить, что местами они представлены мусковит-калишпат-кварц-альбитовыми апогранитами. Следует указать, что аналогичные процессы изменения, со схожим взаимоотношением процессов альбитизации и кварц-мусковитовой грейzenизации описаны А. А. Беусом (1964).

Изложенные данные позволяют считать, что в пределах Локского массива процессы альбитизации, пегматитизации и грейzenизации гранитоидов представляют собой различные стадии конечного этапа палеозойского гранитообразования.

5. В. Т. Иваницкий, Т. Н. Мгелишвили

Измерения возраста грейзенизированных гранитоидов по мусковиту (табл. 5, обр. П-255) аргоновым методом дала цифру 255 млн. лет, что несмотря на омолаживание соответствует палеозою. Следовательно, и данные радиогеологии указывают на палеозойский возраст процессов пегматитизации и кварц-мусковитовой грейзенизации гранитоидов. Напомним, что аргоновый возраст мусковита из пегматитизированного аплита равняется 332 млн. лет, а возраст мусковита из пегматита, по данным М. М. Рубинштейна, — 327 ± 12 млн. лет.

В связи с этими новыми данными возникает необходимость пересмотра старых представлений об отсутствии в пределах Локского массива палеозойской редкометальной минерализации (Иваницкий, 1963; Твалчрелидзе, 1961; Назаров, Надирадзе, и др., 1965 и др.), так как аналогичным образом измененные гранитоиды во многих районах мира часто содержат редкометальную минерализацию.

Второй тип грейзенов Локского массива представлен кварц-турмалиновой фацией, часто с довольно высоким содержанием хлорита и серицита с примесью карбоната. Эти породы развиты более локально и наблюдаются в виде небольших участков.

Кварц-турмалиновые грейзены представлены среднезернистыми породами зеленовато-серого цвета, пересекающимися тонкими жилками кварца и реже кварц-карбоната. Минеральный состав их представлен Qu, Tur, Chl, Ser, Car, рудным минералом, Pl и Og (реликты).

Кварц составляет основную массу породы; неравномернозернистая порода участками содержит скопления серицита (иногда в массе серицита видны мелкие реликты плагиоклаза), хлорита, турмалина и тонкие прожилки карбоната и более позднего кварца (местами перистого).

Турмалина много, наблюдается он как в виде радиально-лучистых длиннопризматических агрегатов турмалинового солнца, так и в виде мелкозернистых агрегатов в массе кварца, тесно ассоциируя с хлоритом.

Хлорита также много, в ассоциации с турмалином участками образует скопления в кварце.

Серицита много, наблюдается участками в кварце, иногда приурочен к интерстициям кварца; местами образует крупночешуйчатые скопления мусковитоподобного агрегата.

Карбоната мало, наблюдается в виде тонких ветвистых прожилков.

Рудный минерал представлен вкрапленностью пирита.

Плагиоклаз и калишпат наблюдается в виде мелких редких реликтов в массе кварца и серицита.

Таким образом, в кварц-турмалиновых грейзенах можно выделить две парагенетические группы минералов (не считая реликтовых): первая группа — Qu₍₁₎—Tur—Chl—Ser₍₁₎ (собственно грейзеновая) и вторая группа — Qu₍₂₎—Ser₍₂₎—Car (поздняя гидротермальная).

Для иллюстрации химического состава грейзенизированных гранитоидов и грейзенов и установления некоторых общих закономерностей привноса и выноса вещества при этом процессе в таблицах 6 и 7 сопоставляются результаты химических анализов свежих и грейзенизированных гранитоидов и грейзенов. Как видно из приведенных данных, особенно значительные изменения претерпевают SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O и K₂O. По сравнению со свежей породой намечается значительное обогащение грейзенов SiO₂ и K₂O, что связано с их привносом в процессе грейзенизации (развитие кварца и мусковит-серицита по полевым шпатам). Не имея данных о наличии на более глубоких горизонтах зон выщелачивания (как это предполагается Н. И. Наконником, 1954) вопрос о первоисточнике этих окислов остается открытым. Некоторый привнос отмечается и для CaO, однако увеличение этого компонента правильнее связывать с более поздними гидротермальными процессами, так как карбонат не парагенетичен с грейзеновыми минералами. Значительный вынос при процессе грейзенизации устанавливается и для Al₂O₃, MgO, Na₂O (частично для Fe₂O₃). Вынос глинозема хорошо коррелируется с минеральным составом исследованных пород, в которых полевошпатовая часть полностью замещена кварцем. В отличие от этого, вынос MgO и Na₂O не соответствует кварц-турмалиновому и кварц-турмалиново-хлоритовому составу грейзенов.

Пропилитизированные породы и связанные с ними метасоматиты. Под пропилитизацией в работе понимается гидротермальный метасоматический процесс, в результате которого происходит метасоматическое замещение первичных породообразующих минералов магматических пород серицитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, альбитом, пренитом, кварцем и глинистыми минералами с одновременной значительной пиритизацией пород.

Пропилитизированные породы в пределах Локского массива развиты широко. Пропилитизируются как основные породы (порфириды, диабазо-порфириды) и гранитоиды (кварцевые диориты, граниты, диорит-порфиры), так и (реже) кислые жильные породы. В некоторых случаях, при высокой степени пропилитизаций в пределах тектонически нарушенных участков

Химический состав свежего биотитового кварцевого диорита и различных грейзенов с балансом окислов при грейзенизации

Компоненты	Биотитовый кварцевый диорит		Мусковитово-кварцевый грейзен		Кварцево-мусковитовый грейзен		Кварцево-турмалиновый грейзен		Кварцево-турмалиново-хлоритовый грейзен		Привнос (+), вынос (-), г на 100 см ³					
	обр. № 201		обр. № 203		обр. № 374		обр. № 514		обр. № Л-63		2-4	2-6	2-8	2-10		
	вес. %	г на 100 см ³	вес. %	г на 100 см ³	вес. %	г на 100 см ³	вес. %	г на 100 см ³	вес. %	г на 100 см ³	г на 100 см ³	г на 100 см ³	г на 100 см ³	г на 100 см ³	г на 100 см ³	
SiO ₂	65,76	172,95	65,21	173,46	82,23	212,97	76,30	208,30	82,13	216,82	+	40,02	+	35,35	+	43,87
TiO ₂	0,35	0,92	0,45	1,20	0,07	0,18	0,13	0,36	0,19	0,50	+	0,74	+	0,56	+	0,42
Al ₂ O ₃	16,28	42,82	17,67	47,00	3,99	10,33	13,12	35,82	6,59	17,40	+	32,49	+	7,00	+	25,42
Fe ₂ O ₃	2,11	5,55	3,98	0,59	0,27	0,70	0,16	0,44	1,16	3,06	+	4,85	+	5,11	+	2,49
FeO	2,32	6,10	0,79	2,10	1,87	4,84	2,30	6,28	2,60	6,86	+	4,00	+	1,26	+	0,76
MnO	0,04	0,11	0,01	0,03	0,06	0,15	0,06	0,16	0,17	0,45	+	0,04	+	0,05	+	0,34
MgO	4,95	13,02	1,04	2,77	0,75	1,94	1,45	3,96	1,83	4,83	+	11,08	+	9,06	+	8,19
CaO	0,79	2,08	0,47	1,25	4,64	12,02	0,70	1,91	2,23	5,89	+	10,25	+	1,17	+	3,81
Na ₂ O	2,34	6,15	0,37	0,98	0,09	0,23	0,30	0,82	сл.	—	+	5,17	+	5,33	+	6,15
K ₂ O	1,27	3,34	5,34	14,20	1,97	4,95	3,30	9,01	сл.	—	+	10,86	+	5,67	+	3,34
P ₂ O ₅	0,15	0,39	0,04	0,11	0,08	0,21	0,01	0,30	0,10	0,26	+	0,18	+	0,09	+	0,13
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0,37	—	0,38	—	0,03	—	0,28	—	0,09	—	+	—	+	—	+	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	2,99	—	4,35	—	3,03	—	2,28	—	2,91	—	+	—	+	—	+	—
Сумма	99,72	—	100,19	—	100,08	—	100,49	—	100,00	—	—	—	—	—	—	—
Объемный вес	2,63	—	2,66	—	2,59	—	2,73	—	2,64	—	—	—	—	—	—	—

Примечание

Анализы обр. № 201, 203, 374 и 514 заимствованы у Г. Н. Бежаншвили (1964); анализ обр. Л-63 приводится впервые; анализ выполнен в химической лаборатории Геологического института АН ГССР, аналитик В. Бугнишвили.

дайковых полей основных пород, возникают гидротермальные метасоматиты типа кварцевых эпидозитов или же эпидот-роговообманково-пренито-хлоритовые метасоматиты, образующие небольшие участки и зоны в пропилитизированных породах. Пропилитизация гранитоидов наблюдается также в пределах тектонических зон смятия и некоторого брекчирования. В связи с этим пропилитизированные породы имеют как площадное

Таблица 7

Средний химический состав свежих гранитов Локского массива и грейзенизированных в кварц-мусковитовую фацию альбитизированных гранитоидов

Компоненты	Средний химический состав гранитов Локского массива	Грейзенизированный в кварц-мусковитовую фацию гранитоид, сбр. П-255	Примечание
SiO ₂	73,51	75,28	При подсчете среднего химического состава локских гранитов (на основании 10 анализов), кроме собственных анализов использованы также и анализы Ш. И. Джавахишвили (1959); анализ сбр. П-255 выполнен в химической лаборатории Геологического института АН ГССР, аналитик В. Бугнишвили. Выбор для сравнения с грейзенизированными гранитоидами, среднего состава локских гранитов обусловлен заметной изменчивостью содержаний главных окислов в гранитах.
TiO ₂	0,24	0,02	
Al ₂ O ₃	12,15	12,82	
Fe ₂ O ₃	1,85	0,97	
FeO	1,49	0,52	
MnO	0,90	0,05	
CaO	1,58	0,60	
MgO	0,60	0,14	
Na ₂ O	3,25	3,43	
K ₂ O	2,55	3,37	
SO ₃	0,15	0,14	
P ₂ O ₅	0,21	0,17	
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0,20	2,11	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	—	0,19	
Сумма	98,68	99,81	

развитие, так и представлены в виде довольно мощных зон. Пропилитизация пород наблюдается по ущелью рр. Джандари, Ахсу, Локи, Баритисхеви, Бежан-Назари, Поладаури и в других частях массива.

По минеральному составу в пропилитизированных породах Локского массива можно выделить следующие минеральные фации:

1. Эпидот-хлорит-карбонатная (Epd, Chl, Qu, Car, Ab, Pyg).
2. Кварц-эпидот-хлорит-серицитовая (Qu, Epd, Chl, Ser, Ab, глинистый минерал, Pyg, Chlk).
3. Амфибол-эпидот-пренит-карбонатная (Amph, Epd, Pr, Car, Ab, Ser, Qu, Pyg, Ht, Mgt, Sfl, Chlk, Ars, сульфостанат?)
4. Кварц-гидромусковит-каолинитовая.

Эпидот-хлорит-карбонатная фация пропилитов особенно хорошо представлена в нижней части течения р. Джандари, где она наблюдается в кварцевых диоритах и распадающихся их дайках сильно альбитизированных диабазо-порфиритов и порфиритов. Аналогичные пропилитизированные зоны и небольшие участки (в связи с развитием основных даек в гранитоидах) наблюдаются по ущельям рр. Локи и Ахсу в древних гранитоидах в участках развития даек основных пород.

Кварц-эпидот-хлорит-серицитовая минеральная фация пропилитов широко развита. Она не всегда бывает приурочена к тектонически осложненным участкам в пределах дайковых полей основных пород. Эта фация наблюдается в гранитоидах в виде мощных зон, макроскопически представленных в некоторой степени ороговикованными и сильно пиритизированными породами. В пределах зон развития кварц-эпидот-хлорит-серицитовой фации пропилитов, в ряде случаев наблюдается наложение карбонатной, барит-карбонатной (иногда с сульфидами свинца и цинка) и кварц-карбонат-баритовой минерализации (ущелье р. Бежан-Назари в гранитоидах, по р. Баритисхеви в песчаниках лейаса, по ущ. р. Поладаури в гранитоидах и др.). Отмеченное обстоятельство позволяет предположить, что пропилитизация является ранней стадией гидротермального этапа минерализации, с которой связаны баритовые проявления Локского массива. Следует напомнить, что в баритовых месторождениях и рудопроявлениях Грузии наиболее ранняя стадия минерализации бывает проявлена в пропилитизации пород, с образованием кварц-хлорит-серицит-эпидотовой фации пропилитов (Багратишвили, 1960; Иваницкий, 1963).

Амфибол-эпидот-пренит-карбонатная минеральная фация пропилитов развита более ограниченно. Лучше всего она наблюдается в ущ. р. Баритисхеви, где развивается в тектонически смятой дайке альбитизированного диабаза и частично в крупнозернистых брекчированных гранитоидах в непосредственной близости с дайкой.

Эти гидротермальные метасоматиты состоят из мелкозернистой роговой обманки, актинолита, эпидота (находящегося в тесном сростании с пренитом и кварцем) чешуйчато-пластинчатых агрегатов серицит-мусковита, рудных минералов, карбоната в виде прожилок и неправильной формы выделений, водно-прозрачного кварца и альбита, образующих прожилки.

Рудные минералы представлены двумя разновозрастными парагенетическими группами. Первая группа представлена ассоциацией магнетита и гематита. Вторая группа — сфалеритом,

халькопиритом, пиритом, минералом из группы сульфостанатов (?) и арсенопиритом.

Последовательность выделения рудных минералов соответствует схеме: $Fe_2O_3 - Fe_3O_4 - FeS_2 - ZnS - CuFeS_{2(1)} - CuFeS_{2(2)} -$ сульфостанат — $FeAsS$.

Таблица
Химический состав свежего и пропилитизированного кварцевого диорита и баланс окислов при пропилитизации

Компоненты	Биотитовый кварцевый диорит—обр. 201 (по Г. Н. Бежанишвили, 1964)		Пропилитизированный кварцевый диорит—обр. Л-14 (приводится впервые)		Привнос (+), вынос (-), г на 100 см ³
	Весовые %, пересч. на 100 %	г на 100 см ³	Весовые %, пересч. на 100 %	г на 100 см ³	
SiO ₂	65,94	173,42	49,97	149,91	-23,51
TiO ₂	0,35	0,92	0,53	1,59	+ 0,67
Al ₂ O ₃	16,33	42,95	19,53	58,59	+15,64
Fe ₂ O ₃	2,12	5,57	4,02	12,06	+ 6,49
FeO	2,33	6,13	3,69	11,07	+ 4,94
MnO	0,04	0,11	0,17	0,51	+ 0,40
MgO	4,96	13,04	3,74	11,22	- 1,82
CaO	0,79	2,08	8,51	25,53	+23,45
Na ₂ O	2,35	6,18	4,91	14,73	+ 8,55
K ₂ O	1,27	3,34	0,50	1,50	- 1,84
P ₂ O ₅	0,15	0,39	0,20	1,60	+ 0,21
SO ₃	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0,37	—	0,10	—	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	3,00	—	4,13	—	—
Сумма	100,00	—	100,00	—	+ 33,18
Объемный вес	2,63	—	3,00	—	—

Примечание. Пропилитизированный кварцевый диорит (обр. Л-14) представлен зеленовато-серой породой с прожилками эпидота, хлорита и карбоната. Минеральный состав породы: Epd, Chl, Car, Qu, Ab, Prg. Анализ обр. Л-14 произведен в центральной химической лаборатории Груз. геол. управления при СМ СССР, аналитик К. Хонелидзе.

Кварц-гидромусковит-каолининовая фация характерна для локальных тектонических зон нарушения в пределах пропилитизированных гранитоидов и наблюдается во многих местах массива. Совместно с глинистыми минералами и гидромусковитом в пределах этих зон наблюдается значитель-

ная пиритизация, а в некоторых случаях и убогая халькопиритовая минерализация. В непосредственной близости от зон гранитоиды обычно заметно брекчированы и катаклазированы. Зоны бывают предствлены глинистой массой белого или серого цвета с многочисленными желвакообразными включениями измененных гранитоидов.

Таблица 9
Химический состав свежего и пропилитизированного гранита и баланс окислов при пропилитизации

Образцы	П-239		П-235		Привнос (+), вынос (-), г на 100 г м ³
	Весовые %, перечисленные на 100%	г на 100 см ³	Весовые %, перечисленные на 100%	г на 100 см ³	
SiO ₂	76,51	198,93	75,88	199,56	+0,63
TiO ₂	0,13	0,34	0,18	0,47	+0,13
Al ₂ O ₃	12,00	31,20	12,29	32,32	+1,12
Fe ₂ O ₃	0,81	2,11	1,53	4,02	+1,91
FeO	0,37	0,96	0,90	2,37	+1,41
MnO	0,02	0,05	0,07	0,18	+0,13
MgO	0,36	0,94	0,75	1,97	+1,03
CaO	1,32	3,43	2,33	6,13	+2,70
Na ₂ O	3,50	9,10	3,17	8,34	-0,76
K ₂ O	3,35	8,71	1,12	2,94	-5,77
P ₂ O ₅	0,20	0,52	0,10	0,26	-0,26
SO ₃	0,04	0,10	сл.	—	-0,10
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0,02	—	0,07	—	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	1,37	—	1,61	—	—
Сумма	100,00	—	100,00	—	+2,17
Объемный вес	2,60	—	2,63	—	—

Примечание. Обр. П-239 представляет собой свежий крупнозернистый гранит ущ. р. Баритисхеви. Состав породы: Pl (олигоклаз-андезин), Or (пертитизированный), Qu, Amph, Ser, Chl, Mgt, порода характеризуется слабой калишпатизацией. Обр. П-335 взят в 7-8 м от обр. П-239 из тектонически смятой пропилитизированной зоны. Представляет собой слабо пропилитизированный гранит состава: Pl, Or, Qu (первич. для гранита минералы), Epd, Car, Chl, Ser, Pr, Pyg, Mgt (пропилитовый парагенезис минералов).

Оба анализа приводятся впервые и выполнены в Центральной химической лаборатории Груз. геол. управ. при СМ ГССР. Аналитик К. Хонелидзе.

Имеющиеся данные указывают на широкое развитие пропилитизации в Локском массиве, однако они недостаточны для окончательного суждения о деталях этого процесса. Намечается картина многостадийности процесса пропилитизации и связи с ней сульфидной и баритовой минерализации, которые

Таблица 10
Химический состав свежего (альбитизированного) диабаза, пропилитизированного диабаз-порфирифта и гидротермальных метасоматитов с балансом окислов при пропилитизации

Компоненты	П-238		Л-7		Л-13		П-234		Привнос (+), вынос (-), г на 100 см ³		
	Весовые %, перечисл. на 100 %	г на 100 см ³	Весовые %, перечисл. на 100 %	г на 100 см ³	Весовые %, перечисл. на 100 %	г на 100 см ³	Весовые %, перечисл. на 100 %	г на 100 см ³	3-5	3-7	3-9
O ₂	51,58	144,42	54,82	169,24	59,62	160,97	48,83	161,14	+25,52	+16,55	+16,72
O ₂	0,61	1,71	0,45	1,39	0,30	0,81	0,09	0,30	-0,32	-0,90	-1,41
1/2 O ₃	17,06	47,77	19,04	59,02	17,80	48,06	3,87	12,77	+11,25	+0,29	-25,00
2/3 O ₃	4,06	11,37	4,46	13,83	3,69	9,96	7,83	25,84	+2,46	-1,41	+14,47
1/2 O ₃	5,77	16,15	3,15	9,76	3,69	9,96	11,61	38,31	-6,39	-6,19	+22,16
1/2 O ₃	0,14	0,39	0,32	0,99	0,17	0,46	0,78	2,57	+0,60	+0,07	+2,18
1/2 O ₃	3,08	8,62	3,26	10,11	2,92	7,88	8,24	27,19	+1,49	-0,74	+18,57
1/2 O ₃	7,44	20,83	7,94	24,61	5,45	14,72	15,91	52,50	+3,78	-6,11	+31,67
1/2 O ₃	6,01	16,83	4,71	14,60	4,01	10,83	0,40	1,32	-2,23	-6,00	-15,51
1/2 O ₃	0,40	1,12	сл.	—	0,50	1,35	0,50	1,65	-1,12	+0,23	+0,43
1/2 O ₃	0,39	1,09	0,25	0,77	0,21	0,57	0,09	0,30	-0,32	-0,52	-0,79
1/2 O ₃	—	—	—	—	—	—	0,85	2,80	—	—	+2,80
O ⁺¹¹⁰	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,07	—	—	—	—
O ⁻¹¹⁰	3,41	—	1,55	—	1,59	—	0,93	—	—	—	—
Сумма	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	+34,72	-4,74	+66,29

Примечание. Все анализы приводятся впервые. Обр. П-238 представляет собой исходную породу и представлен альбитизированным (в стадии автометаморфизма) диабазом из дайки, рассекающей крупнозернистые граниты в ущелье р. Баритисхеви; состав породы: Pl (альбит-олигоклаз) и P (хлоритизированный), в небольшом количестве Car, Epd, Zst, Chl, Mgt. Обр. П-234 взят в 10-12 м от обр. П-238 из другой тектонически нарушенной и пропилитизированной аналогичной дайки, которая участками превращена в Amph-Epd-Pr-Car оруденелый гидротермальный метасоматит состава: Amph (актинолитового ряда), Epd, Pr, Qu, Car, Ser, Chl, Pyg, Sfl, Chlk, Ht, Mgt, Ars и минерала из группы сульфостанатов; кроме того, в виде реликтов наблюдаются Pl (альбит-олигоклаз) и P (авгит). Обр. Л-7 взят из зальбанда пропилитизированной дайки диабаз-порфирифта по ущелью р. Джандари. Обр. Л-7 представляет собой кварц-хлоритовый эпидезит состава: Epd, Qu, Chl, Car, Ser, Mgt, Pyg и единичные реликты плагисклаза. Обр. Л-13 взят из центральной части пропилитизированной дайки диабаза; состав породы представлен: Epd, Pr, Chl, Qu, Pyg, Mgt; присутствует также первичный для породы плагисклаз (ряда олигоклаза). Объемные веса: П-238—2,8; Л-7—3,10; Л-13—2,70; П-234—3,30.

Анализы произведены в центральной химической лаборатории Грузинского геологического управления при СМ ГССР, аналитик К. Хонелидзе.

Основные геолого-минералогические типы постмагматических метасоматитов Локского массива

Таблица 11

Геолого-минералогические типы постмагматические метасоматитов и их минеральные фации	Геологическое положение	Минеральный состав и парагенетические группы минералов	Возраст	Примечание
1. Грейзенизированные гранитоиды и грейзены	Широко развиты в различных гранитоидах и наблюдаются в виде участков (часто крупных) грейзенизированных (в различной степени) гранитоидов	Or-P(Nb ₁₀₋₁₅ -Qc ₁)-Bi (Amp _h)-Spr-Zig (реликтовый парагенезис, характерный для материнских пород); Ab-Qi ₍₉₎ (догрейзеновый парагенезис минералов постмагматического этапа); Qi ₍₃₎ Mus-Seg (собственно грейзеновый парагенезис); Car-Chl-Erd-Pyg (поздний минеральный парагенезис)	Палеозой (?)	Процесс грейзенизации гранитоидов в кварцево-мусковитовую фацию грейзенов генетически, видимо, связан с процессом альбитизации грантоидов. Эти процессы должны представлять собой различные стадии конечного этапа гранитообразования
б) кварц-турмалиновая фация (грейзены)	Развита участками в пределах грейзенизированных в кварцево-мусковитовую фацию грейзенов в гранитоидах. Представляет собой грейзен, а не грейзенизированный гранитоид	Qu-Tur-Chl-Seg-Car-Pyg (грейзеновый минеральный парагенезис); Pl-Or (в виде реликтов из материнских пород)	Палеозой (?)	—
в) кварц-хлорит-мусковитовая фация (трейзены)	Развита локально, наблюдается только на Джандарском Pb-Zn р-нии, где она развивается по диабазам	Qu-Chl-Mus-Seg-Erd-Pyg.	Палеозой (?)	Приводится по данным Г. Н. Бежанишвили (1963)

2. Пропилитизированные породы и связанные с ними метасоматиты	Широко развита и наблюдается в гранитоидах и дайках основных пород, приурочиваясь к тектонически нарушенным участкам в пределах дайковых полей основных пород	Ерд-Chl-Qu-Ab-Car-Pyg (а также реликты минералов материнских пород)	Постпалеозойский	В основном представлена сильно пропилитизированными породами, иногда участками превращенными в кварцевые эпидозиты и в эпидот-хлоритовые метасоматиты (пропилиты). Часто секутся эпидот-карбонатными прожилками
б) кварц-эпидот-хлорит-серицитовая фация	Широко развита в гранитоидах, иногда захватывая и жильные кислые породы, и песчаники; характеризуется как площадным развитием, так и связана с мощными тектоническими зонами сматия и участками катаклаза	Qi ₍₉₎ -Erd-Chl-Seg-Ab-гиднистый минерал-Pyg (ранний минеральный парагенезис); Car-Qi ₍₉₎ -барит, иногда сульфиды (поздний минеральный парагенезис). Присутствуют и реликты минералов материнских пород	Постпалеозойский	Часто содержит жильную наложенную карбонат-кварц-баритовую минерализацию (поздний минеральный парагенезис процесса пропилитизации). Эта минеральная фация пропилитов интересна на сульфидную жильную минерализацию (Cu, Pb, Zn)
в) амфибол-эпидот-пропилит-карбонатная фация	Развита локально в гранитоидах и дайках основных пород, приурочиваясь к тектонически ослабленным участкам дайковых полей основных пород (ущ. р. Баритисхеви)	Amp _h -Erd-Ab-Car-Pr-Seg-Pyg-Ht-Mgt-Sil-Chlk и некоторые другие. Присутствуют и реликты минералов материнских пород	Постпалеозойский	В основном представлена сильно пропилитизированными породами, участками превращенными в Amp _h -Erd-Pr-Car-Seg гидротермальные метасоматиты
г) кварц-гидромусковит-каолинитовая фация	Представлены маломощными зонами в тектонических локальных зонах сматия и брекчирования, в основном, в пределах пропилитизированных пород (гранитоидов)	Гидромусковит-каолинит-пирит-халькопирит и реликты пропилитизированных гранитоидов	Постпалеозойский	—

проявляются в наиболее поздних стадиях в тех участках пропилитизированных пород, где проявились повторные тектонические подвижки.

В первом приближении пропилитизация нам представляется трехстадийным процессом, с четкими признаками телекопирования и отсутствием метасоматической зональности.

Первая стадия характеризуется возникновением в основном парагенетической группы кальциево-железо-магнезиальных минералов и альбита: $\text{Epd}_{(1)}\text{—Chl}_{(1)}\text{—Amph—Pr—Caг—Ab}_{(1)}\text{—Qu}_{(1)}$.

Вторая стадия — возникновением парагенетической группы $\text{Qu}_{(2)}\text{—Ser—Epd}_{(2)}\text{—Chl}_{(2)}\text{—Ab}_{(2)}$.

Третья стадия — возникновением парагенетической группы Qu — глинистые минералы (каолинит?) — гидрослюды.

Для установления некоторых общих закономерностей изменения химического состава гранитоидов и основных даек при процессе их пропилитизации в таблицах 8, 9, 10 наряду с химическими анализами свежих и пропилитизированных пород приводятся данные в отношении привноса и выноса вещества, подсчитанных по методу, учитывающему пористость пород (Наковник, 1958; Ловеринг, 1951).

Из результатов химических анализов и их пересчета следует, что в процессе пропилитизации привнос вещества превалировал над выносом. Исключительно большой привнос наблюдается при образовании Amph—Epd—Pr—Caг оруденелого сульфидами метасоматита (обр. П-234) и кварц-хлоритового эпидозита (обр. Л-7). В первом из этих двух гидротермальных метасоматитов, возникающих за счет изменения основных даек особенно в большом количестве привносятся SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO и выносятся значительное количество Na_2O . Во втором же наиболее интенсивный привнос наблюдается для SiO_2 и Al_2O_3 и менее заметный привнос для Fe_2O_3 и CaO . В отличие от образца П-234 из этого метасоматита наряду с Na_2O выносятся FeO и K_2O . Установленные закономерности привноса и выноса окислов, в наиболее общем виде коррелируются с минеральным составом метасоматитов. Возникновение же различных фаций пропилитов, видимо, обусловлено разной степенью гидротермального метаморфизма.

В пропилитизированных гранитоидах обращает на себя внимание значительный привнос Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO и Na_2O и вынос SiO_2 и K_2O . Следовательно, между пропилитизированными дайками основных пород и пропилитизированными гранитоидами в отношении привноса и выноса наблюдается значительная разница для SiO_2 , Na_2O и K_2O , однако подвижность большинства окислов и в этих породах бесспорна.

В таблицу 11 сведены главнейшие геолого-минералогические признаки постмагматически измененных пород Локского массива.

ГЛАВА II

ГЕОХИМИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ В ГРАНИТОИДАХ И ДРУГИХ ПОРОДАХ ЛОКСКОГО МАССИВА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ВОПРОСУ

К настоящему времени по геохимии свинца, цинка и меди в магматических породах, в частности же в гранитоидах, накопился довольно значительный материал. Первые сведения о распределении свинца в изверженных породах принадлежат Г. Хевеши, Р. Хоби и А. Холмсу (Hevesy, Hobbie, Holms, 1931). Позднее данные о содержании свинца и цинка в породах и минералах Германии были опубликованы И. Оттеманом (Otteman, 1940), в магматических породах Гренландии — Л. Р. Вагером и Р. Л. Митчеллом (1952), Северной Америки — Э. Б. Санделлом и С. С. Голдичом (1952) и по породам каледонских интрузивов Западной Шотландии — С. Р. Нокколдсом и Р. Л. Митчеллом (1952).

Наиболее значительными более поздними исследованиями зарубежных геохимиков по данному вопросу являются работы К. Сугавара (Sugawara, Morita, 1951), С. Р. Нокколдса и Р. Аллена (Nockolds, Allen, 1953), И. Офтедаля (Ofteidal, 1954), И. Морита (Morita, 1955) и ряда других авторов. Особенно следует отметить сводку К. Х. Ведеполя (Wedepohl, 1953, 1956), где систематизирован обширный материал. Однако следует указать, что существенным упущением многих работ зарубежных исследователей является то, что ими часто изучались образцы генетически невзаимосвязанных типов пород.

Среди работ отечественных геохимиков по свинцу и цинку большого внимания заслуживают работы Л. В. Таусона (1961), В. И. Герасимовского и Л. И. Несмеянова (1960), А. В. Рабиновича и З. А. Баскова (1959), Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и др. (1966), Б. И. Злобина и др. (1965) и ряд других работ. По геохимии меди следует отметить работы В. И. Рехарского (1965), В. И. Серых (1963), Б. М. Меликсетяна (1964), Н. П.

Смирнова и А. И. Альмухамедова (1967) и ряд других менее многочисленных, чем по свинцу и цинку работ. В Грузии, как и в Закавказье в целом, исследования по геохимии свинца, меди и цинка в магматических породах начаты недавно. Из существующих к настоящему времени работ следует отметить работу Б. М. Меликсетяна, посвященную геохимии молибдена и меди в породах Мегринского плутона (Армения) и работу Т. В. Иваницкого, Н. Д. Гварамадзе и др. (1969), по геохимии свинца, цинка и меди в интрузивных породах Аджарии. По некоторым магматическим породам Азербайджана аналогичные данные приводятся в работе М. А. Кашкая, В. И. Алиева и др. (1967). Из приведенного ясно, что данные по геохимии свинца, цинка и меди в магматических породах Грузии ограничены.

СВИНЕЦ, ЦИНК И МЕДЬ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Изучение закономерностей поведения рудных элементов в процессе дифференциации магмы и кристаллизации пород представляет большой интерес для выяснения вопроса о их накоплении в конечных дифференциатах и в остаточных продуктах кристаллизации. Однако металлогеническая роль мобилизованного при кристаллизации гранитоидного интрузива рудного вещества (накопленного в постмагматических растворах) для плутоногенных гидротермальных месторождений свинца, цинка, меди и многих других металлов принято считать незначительным. Такое предположение основано на представлении о парагенетической связи этих месторождений с гранитоидными интрузиями. Несмотря на это, исследования такого рода должны представлять собой значительный интерес не только для геохимии, но и для теории рудообразования.

Исследование содержания свинца, цинка и меди в породообразующих минералах, местоположение которых в кристаллизационном ряду точно установлено, имеет большое значение в решении вопроса о их поведении в процессе кристаллизации и накопления в остаточных растворах. Однако проведение такого рода тонких исследований в гранитоидных породах либо в большинстве случаев не удается, либо связано с большими трудностями. Это обусловлено значительным осложнением процесса формирования гранитоидных пород в продолжении наиболее поздних стадий гранитообразования. Эти осложнения в большинстве случаев выражены в возникновении в породах не парагенетических с минералами первичной кристаллизации — кали-натрового полевого шпата, кварца, альбита, биотита, мусковита и некоторых других минералов, отделение которых от магматогенных образований этих же минералов в большинстве случаев бывает невозможно. Именно это обстоятельство

помешало нам исследовать поведение свинца, цинка и меди в процессе кристаллизации локских гранитоидов.

В гранитоидах Локского массива на свинец, цинк и медь исследованы генетически неоднородные мономинеральные фракции: кали-натрового полевого шпата, представляющего собой смесь нескольких генераций этого минерала, плагиоклаза, фракция которого содержала и метасоматически поздний альбит (видимо, двух генераций), кварца, фракция которого состояла из смеси магматогенного и метасоматического кварца нескольких генераций, амфибола, мусковита и магнетита.

а) Свинец в минералах. Существующие в литературе данные о содержании свинца в породообразующих минералах, по сравнению с данными о его содержании в породах, недостаточны и до последнего времени носили в значительной степени эпизодический характер. В настоящее время положение стало улучшаться, так как в этом направлении появился ряд работ.

Как видно из приведенных данных (табл. 12)^{6а}, в лейкократовой составной части локских гранитоидов минералом, наиболее богатым свинцом оказался кали-натровый полевой шпат, а наиболее низкие концентрации характерны для кварца. Однако эти данные, ввиду генетической неоднородности исследованных фракций, не могут быть полностью показательными для собственно магматической стадии кристаллизации пород. Несмотря на заметную вариацию содержания свинца в кали-натровых полевых шпатах (пределы вариации 7—50 г/т), все же можно заметить некоторое обогащение свинцом калишпатов из гранит-аплитов и некоторую разубоженность свинцом сильно пертитизированных калишпатов альбитизированных гранитов. Следовательно, с одной стороны намечается тенденция к обогащению поздних порций гранитоидного расплава свинцом, а с другой — некоторое выщелачивание свинца из пород в процессе автометасоматической стадии изменения последних (метасоматическая пертитизация), так как главным минералом-носителем и, по-видимому, концентратом свинца в гранитоидах Локского массива является кали-натровый полевой шпат.

В связи с некоторым выщелачиванием свинца из кали-натровых полевых шпатов в процессе альбитизации гранитов следует указать, что, по данным К. Х. Ведеполя (Wedepohl, 1953), альбиты гранитов содержат минимальные концентрации свинца (0,7—1,0 г/т). Кроме того, можно считать, что раз

^{6а} Результаты анализов в большинстве случаев приведены в виде содержания металлов в граммах на тонну породы (минерала); $1\text{г/т} = 1\text{г/г} = 1 \cdot 10^{-4}\% = 0,0001\%$.

Содержание свинца в некоторых породообразующих минералах гранитоидов Лоцкого массива (с/м). Таблица 12

№ образца	Название породы	Кали-нагровый полевой шпат	Плагио-клас	Кварц	Смесь P1+Or + Qz	Амфиболы	Мусковит	Литературный источник
Л-20	Кварц-полевошпатовый пегматит	15	—	5	—	—	—	Приводится впервые
Л-21	Гранит	12	—	1	9	—	—	"
Л-77	Пематитизированный гранит-аплит	25	6	нет	—	—	—	"
Л-93	Гранит-аплит	38	24	1	10	—	—	"
Л-120	Альбитизированный гранит	7	4	сл.	—	—	—	"
Л-170	Крупнозернистый альбитизированный гранит	9	4	~1	—	—	—	"
Л-172	Пиритизированный гранодиорит	50	4	—	—	—	—	"
Л-191	Гранодиорит	22	—	—	3	—	—	"
Л-191 ¹	То же	—	—	—	7	—	—	"
Л-37	Кварцевый диорит	—	6	—	—	18	—	"
Л-60	Порфиroidный гранит	—	—	~1	27	—	—	"
Л-169	Гранодиорит	—	—	—	—	1	—	"

6. Т. В. Иваницкий, Т. Н. Мгелишвили

Л-93	Гранит	—	—	—	—	150	—	"
П-255	Грейзенизированный гранитоид	—	—	—	—	—	11	"
П-255 ¹	Грейзенизированный гранитоид	—	—	—	—	—	1	"
Л-25	Альбитизированное габбро	—	4	—	—	—	—	"
	Среднее содержание (гранитоиды)	~22	~8,5	~1,3	—	—	—	"
	Среднее для минералов сленитов Мерисского рудного узла (на основании 8 образцов)	~9,3	~5,8	—	—	—	—	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе, Т. Д. Мгелишвили (1966)
	Габбро (Гарабал-Хилл-Глей-Фейн)	—	10	—	—	—	—	С. Р. Нокколдс и Р. Л. Митчелл (1952)
	Гранодиорит	50	—	—	—	—	—	"
	Гранодиорит-порфир	30	—	—	—	—	—	"
	То же	10	—	—	—	—	—	"
	Аплит	80	—	—	—	—	—	"
	Диорит (Арочарский комплекс)	—	10	—	—	—	—	"
	Сленит (Кзыл-Омгул СССР)	61	—	—	—	14,5	—	Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966)
	Граносленит	77	31	—	—	43	—	"
	Лейкократовый гранит	22 (P1+Or)	—	5	—	—	—	"

Примечание. Данными по содержанию свинца в биогитах лоцких гранитоидов мы не располагаем.

основная масса свинца в гранитоидах связана с кали-натровым полевым шпатом, то поведение его в процессе кристаллизации должно определяться поведением кали-натрового полевого шпата (к сожалению нет возможности учесть долю свинца, связанного с магматическим и метасоматическим кали-натровым полевым шпатом). Сравнение наших данных с литературными (табл. 12 и 13) показывает, что локские калишпаты в большинстве случаев содержат, примерно, те же концентрации свинца, однако по сравнению с аджарскими они в два с лишним раза богаче. Сравнительная бедность калишпатов аджарских интрузивов примесью свинца, как это было показано нами (Иваницкий, Гварамадзе, Мчедlishvili, 1966; Иваницкий, Гварамадзе и др. 1969), с одной стороны, видимо, связана с бедностью свинцом первичного магматического очага, что хорошо коррелируется со сравнительной бедностью региона в целом (Аджаро-Триалетская складчатая система) эндогенной свинцовой минерализацией, а с другой стороны, обусловлена специфическим метасоматическим их генезисом.

Вопрос о соотношении содержания свинца в плагиоклазах и ассоциирующих с ним кали-натровых полевых шпатах является существенным, так как полевошпатовая часть—главная составная часть гранитоидов, т. е. основной носитель свинца (табл. 13). Естественно, возникает вопрос о доле плагиоклазов и кали-натровых полевых шпатов в общем балансе свинца в породах. Однако мы не можем считать, что данные, приводимые по плагиоклазам локских гранитоидов полностью соответствуют первичной картине содержания в них свинца из-за их значительной альбитизации.

Из сопоставления можно заметить, что по сравнению с калишпатами в плагиоклазах свинец содержится довольно равномерно, но в значительно более низких концентрациях. Наблюдается также отсутствие коррелированности в содержании свинца в плагиоклазах и кали-натровых полевых шпатах. Кроме того, выясняется, что в то время как в локских гранитоидах отношение $Pb_{(от)}: Pb_{(pl)}$ всегда больше единицы, в других гранитоидных массивах значение этого отношения часто меньше единицы. Следовательно, в отличие от локских гранитоидов, где минералом-концентратором свинца лейкократовой фракции пород является кали-натровый полевой шпат, в некоторых гранитоидах роль минерала-концентратора принадлежит плагиоклазу. Более вероятно, что такая двойственность в концентрации свинца в гранитоидных породах не является первично-кристаллизационной и обусловлена степенью и характером их изменения процессами калиевого и натриевого метасоматоза. Существенное влияние метасоматических процессов на содержание свинца в породе в целом, и на характер

его распределения по породообразующим минералам в настоящее время отмечается многими исследователями. Так, на-

Таблица 13
Содержание свинца в ассоциирующих полевых шпатах гранитоидов (г/т)

№ образца	Название породы	Кали-натровый полевой шпат	Плагиоклаз	$Pb_{(от)}/Pb_{(pl)}$	Литературный источник
	Локский массив (Грузия)				
Л-77	Пегматизированный гранит-аплит	25	6	~4	Приводится впервые
Л-93	Гранит-аплит	38	24	~1,7	
Л-120	Альбитизированный гранит	7	4	~1,7	
Л-170	Крупнозернистый альбитизированный гранит	9	4	~2,2	
Л-172	Пиритизированный гранодиорит	50	4	~12	"
	Мерисский массив (Грузия)				
31/63	Крупнозернистый сиенит	10	10	1	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе и др. (1969)
338	То же	5	9	~0,5	
237	"	11	4	~2,7	
2591	"	16	5	~3,2	
339	Уралитизированный сиенит	5	6	~0,7	
	Некоторые другие районы мира				
—	Граниг (Вармбург)	0,5	1	0,5	И. Оттеман (Otte-man, 1940)
—	Тоналит (Морвен-Строшен)	12	10	1,2	
—	Адамелит	30	10	3	С. Р. Нокколдс и Р. Л. Митчелл (1952)
—	Диорит (Карн-Чойс)	10	15	~0,6	
—	Гранодиорит (Морвен-Строшен)	10	10	1	"
—	Бесслюдяной гранит (Онтарио)	9,5	3,8	2,5	Г. Р. Тилтон (Tilton, 1955)
—	Граносиенит (Кзыл-Омпул, Тянь-Шань)	77	31	~2,5	Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966)

пример, для автометасоматически сильно видоизмененных пород Аджарских интрузивов показано значительное их раз-

боживание свинцом (Иваницкий, Гварамадзе, Мчедлишвили, 1966). Такое же явление на примере калишплатизированных гранитоидов Восточного Забайкалья отмечено В. Д. Козловым и др. (1965), для гидротермально-метасоматических микроклинов из пегматитов Восточного Казахстана Н. Г. Стретенской (1964), для альбитизированных сиенитов (кварц-альбитовые апосиениты), Кызыл-Омпульского интрузива (Тянь-Шань), Р. Д. Гаврилиным, Б. И. Злобиным и др. (1966) и некоторыми другими исследователями. Таким образом, можно считать, что при калиевом, натриевом и кремниевом метасоматозе гранитоидных интрузивов создаются благоприятные условия для мобилизации свинца и его выноса из пород. Можно предположить, что в случае превалирования в гранитоидной породе метасоматического кали-натрового полевого шпата (метасоматическая гранитизация), роль минерала-концентратора свинца (возможно, и носителя) будет принадлежать плагиоклазу, а в альбитизированных гранитоидах (апогранитах) до определенного уровня процесса метасоматической пертитизации, кали-натровому полевному шпату.

Содержание свинца в кварце (табл. 12) низкое — от следов до 1 г/т; из шести изученных образцов только в одном он присутствует в количестве 5 г/т [аналогичные содержания свинца в кварце — 2—5,5 г/т указываются Л. В. Таусоном (1961) и Р. Д. Гаврилиным, Б. И. Злобиным и др. (1966)]. Что же касается содержания свинца в амфиболах и мусковите, то имеющиеся у нас единичные анализы (табл. 12) недостаточны для обсуждения этого вопроса.

Форма нахождения свинца, цинка, меди и многих других рудных элементов в породообразующих минералах (в породах) до настоящего времени дискуссионна, так как для ее определения пока нет прямых методов. Имеющиеся на этот счет представления условно можно разделить на: 1) представления, по которым примеси рудных элементов рассматриваются как структурные (изоморфизм, эндохриптия, двойные соли, атомарное рассеяние) и 2) представления, по которым примеси рудных элементов, грубо говоря, относятся к механическим — сингенетическим и эпигенетическим субмикроскопическим примесям собственных минералов свинца, цинка и меди (т. н. минералогическая пыль) или же представляют собой сорбированно-оклюдированные породообразующим минералом атомы рудных элементов. Совершенно очевидно, что все перечисленные варианты форм нахождения примесей рудных элементов в породообразующих минералах являются возможными, так же как и их различные комбинации.

Для свинца чаще всего допускают изоморфную его форму нахождения в калиевых минералах (в основном кали-натровый полевой шпат, и в меньшей степени биотит⁷, мусковит). Такое представление основано, с одной стороны, на концентрации свинца в калишпатах, а с другой — на кристаллохимической связи свинца с калием (ввиду близости их ионных радиусов $Pb^{+2}—1,20 \text{ \AA}$, $K^{+1}—1,33 \text{ \AA}$)⁸; обычно склоняются к варианту гетеровалентного изоморфизма по схеме $KSi \leftarrow PbAl$. Такого мнения придерживаются С. Р. Нокколдс и Р. Л. Митчелл (1952), И. Офтедель (Ofteidal, 1954) и ряд других авторов. Однако существует ряд отрицательных, для допущения такого изоморфизма, признаков: различие величин электроотрицательности калия и свинца ($K^{+1}—0,8$ $Pb^{+2}—1,6$), потенциалов ионизации, халькофильные для ионов свинца и оксифильные для калия свойства и т. д. В аспекте возможности изоморфного вхождения свинца в решетку кали-натровых полевых шпатов значительный интерес представляют экспериментальные работы К. А. Соррела (Sorrel, 1962), синтезировавшего свинцовый полевой шпат состава $PbAl_2Si_2O_8$ и предположивший неограниченный изоморфизм в системе $KAl_2Si_2O_8—PbAl_2Si_2O_8$.

Таким же образом, по В. М. Гольдшмидту, свинец изоморфно входит в решетку плагиоклазов посредством замещения кальция ($Ca^{+2}—1,06 \text{ \AA}$) и стронция ($Sr^{+2}—1,27 \text{ \AA}$), хотя это представление требует экспериментальной проверки путем синтеза соответствующих солей. Кроме того, оно встречает те же отрицательные признаки, которые уже отмечались в случае изоморфизма между калием и свинцом. Не исключена также возможность и того, что в полевых шпатах свинец с калием, кальцием, барием и стронцием образует соединения типа двойных солей (Гаврилин, Злобин и др., 1966).

Мысль о присутствии примеси свинца в породообразующих минералах в неизоморфной форме (неструктурная примесь) впервые была высказана В. М. Гольдшмидтом⁹, который предположил наличие в гранитоидах акцессорного галенита. В дальнейшем такого мнения придерживались многие исследователи,

⁷ Наши данные по биотитам интрузивных пород Аджарии (Иваницкий, Гварамадзе, Мчедлишвили, 1966), как и данные по биотиту гранитоидов Северного Тянь-Шаня (Гаврилин, Злобин и др., 1966), указывают на малую способность биотита (по сравнению с кали-натровым полевым шпатом) к накоплению свинца.

⁸ Радиусы катионов в большинстве случаев даны по Л. Х. Аренсу; радиусы анионов по другим исследователям, а в основном, по В. М. Гольдшмидту.

⁹ Цитируется по Э. Б. Санделлу и С. Голдичу (1952).

у нас в частности, Л. В. Таусон (1961), который, насколько нам известно, впервые провел эксперименты по выщелачиванию свинца из гранитоидов и пришел к выводу что «...в гранитоидах имеется определенная часть атомов свинца, несвязанных прочно в решетках силикатов...». В дальнейшем В. В. Ляхович (1964) показал довольно широкое распространение в гранитоидах различных частей Советского Союза акцессорного галенита и самородного свинца. Проведенное Л. В. Таусоном выщелачивание свинца из кали-натровых полевых шпатов показало, что на долю легковыщелачиваемого свинца приходится только 12—18% от общего его количества в минерале, тогда как из породы легко выщелачивается свинец в количестве от 27 до 51%. Аналогичные опыты Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и др. (1966) показали, что из сиенитов легко выщелачивается 5% свинца, из граносиенитов — 16 и 29% и, наконец, из лейкократовых гранитов — 47 и 53% свинца. Таким образом, если легкорастворимую часть свинца отождествлять с неструктурной примесью, а труднорастворимую со структурной, можно считать, что в гранитоидах и породообразующих минералах свинец присутствует в обеих формах, количественное соотношение между которыми в различных гранитоидах может быть совершенно различным.

б) Цинк в минералах. По вопросу о содержании и распределении цинка в породообразующих минералах имеющиеся в литературе данные менее многочисленны, чем по свинцу. В данных по содержанию цинка в породообразующих минералах гранитоидов Локского массива (табл. 14) в первую очередь обращает на себя внимание значительное их обогащение цинком, содержание которого намного превышает концентрации свинца и меди. Кроме того, выясняется картина предположительной концентрации цинка в амфиболе по сравнению с лейкократовыми минералами. Однако кали-натровый полевой шпат и плагиоклаз также значительно обогащены примесью цинка, среднее содержание которого в них, соответственно, равняется 202 и 175 г/т. Этим полевые шпаты локских гранитоидов значительно отличаются от аджарских, в которых полевошпатовая часть пород исключительно бедна цинком (табл. 14). Таким же образом локские полевые шпаты оказываются в среднем в десять-пятнадцать раз богаче, чем полевые шпаты гранитоидов Сусамырского батолита и Северного Тянь-Шаня. Если учесть к тому же, что по данным К. Х. Ведеполья (1953) полевые шпаты в среднем содержат цинк в количестве 10 г/т, очевидным становится картина цинковой геохимической специализации полевых шпатов локских гранитоидов. Картина распределения цинка между ассоциирующими минералами лейкократовой части гранитоидов неполная, однако ясно вид-

но, что цинк не проявляет склонности к концентрации в кварце, кроме того можно считать, что калишпаты примесью цинка богаче, чем плагиоклазы¹⁰. Содержание цинка в локских калишпатах терпит заметные изменения (от 50 до 300 г/т), причем наиболее низкие концентрации цинка отмечаются в сильно пертитизированных кали-натровых полевых шпатах (альбитизированных). В связи с этим можно предположить, что в процессе метасоматического изменения гранитоидов происходил некоторый вынос цинка из полевых шпатов.

Полученные данные о содержании цинка в Локских амфиболах¹¹ являются того же порядка, что и в амфиболах и пироксенах аджарских и некоторых других районов и указывают на значительную концентрацию цинка в этих минералах. Накопление цинка в амфиболах и пироксенах хорошо согласуется с представлением большинства исследователей о тесной геохимической и кристаллохимической связи цинка в породах с двухвалентным железом и магнием. Учитывая близость ионных радиусов ($Zn^{+2}—0,74\text{Å}$, $Fe^{+2}—0,74\text{Å}$, $Mg^{+2}—0,75\text{Å}$) и большое сходство свойств ионов Zn^{+2} Fe^{+2} это предположение впервые было высказано В. М. Гольдшмидтом и в дальнейшем поддержано многими исследователями (в том числе Л. В. Таусоном, К. Х. Ведеполем и др.). Однако в литературе существует и иное толкование формы нахождения цинка в породообразующих минералах. Так, например, Х. Нейман (Neumann, 1949), учитывая тетраэдрическую координацию цинка в силикатах при октаэдрической координации магния и железа, считает маловероятным изоморфное вхождение цинка в феррические минералы пород и допускает, что цинк в породах и породообразующих минералах находится в виде самостоятельных минералов, возможно, сульфидов. С другой стороны, способность цинка в своих гидратных соединениях принимать шестерную координацию, на что впервые обратил внимание К. Х. Ведеполь, дает основание предположить возможность его изоморфного вхождения в амфибол и биотит. Сущность такого изоморфизма заключается в том, что наличие в кристаллической решетке амфибола и биотита гидроксильной группы дает, видимо, возможность цинку в октаэдрической координации входить в решетку

¹⁰ Плагиоклаз ряда лабрадора из верхней части покрова пористого долерита ущелья р. Машавера (обр. Д-279) показал содержание цинка 660 г/т.

¹¹ Следует указать, что эпидот-актинолитовые агрегаты из гидротермальных метасоматитов часто показывают «ураганные» содержания цинка. К примеру, обр. П-2342 дал цифру 1100 г/т, обр. П-2341 — 3900 г/т и т. д. Однако, как показало исследование этих образцов в рудном микроскопе, они содержали мелкие выделения сфалерита, халькопирита и пирита.

этих минералов. С понижением температуры, в силу специфических кристаллохимических свойств цинка, должен происходить распад гомогенной, цинксодержащей фазы амфибола и биотита, с возникновением двухфазной системы: амфибол (биотит) — собственно цинксодержащий минерал. Однако самостоятельная цинковая фаза никем нигде не наблюдалась, так как она, видимо, является субмикроскопической. Нам кажется, что для более убедительного решения этого вопроса наряду с данными выщелачивания цинка из фемических минералов (Таусон, 1961), необходимо проведение и рентгеновских исследований. В случае 80% извлечения цинка при двукратном выщелачивании минерала (при содержании цинка свыше 500 г/т) эффективность рентгеновских исследований не должна вызывать сомнений.

Из таблицы 14 видно, что примесь цинка в высоких и равномерных концентрациях обнаруживается в магнетите локских пород, т. е. содержание цинка того же порядка, что и в магнетите аджарских интрузий и в несколько раз выше, чем его содержание в магнетитах пород других районов мира. Высокие концентрации цинка в магнетите аджарских пород объясняются наличием в них мельчайших выделений франклинита — $ZnFe_2O_4$ (Иваницкий, Гварамадзе и др., 1969). Известно, что магнетит при сравнительно высокотемпературных условиях обнаруживает способность давать твердые растворы с целым рядом ферришпинделидов, в том числе и с франклинитом. Е. Мазоном (Белянкин и др., 1954) изучена система $Fe_3O_4-Mn_3O_4-ZnFe_2O_4-ZnMn_2O_4$, в которой возникают твердые растворы между Mn_3O_4 и $ZnMn_2O_4$ и между Fe_3O_4 и $ZnFe_2O_4$ с разрывом смешиваемости между парами компонентов до 900—1000°C. Учитывая приведенные данные, видимо, следует считать, что в магнетитах высокие концентрации цинка обусловлены наличием твердого раствора $FeFe_2O_4-ZnFe_2O_4$, в результате распада которого в некоторых случаях в магнетите обособляется видимая в микроскопе самостоятельная фаза франклинита (аджарские магнетиты).

Для выяснения формы нахождения цинка в породообразующих минералах локских гранитоидов была произведена серия опытов по избирательному выщелачиванию цинка (табл. 15). В качестве растворителя была взята соляная кислота концентрации 1:50 (по объему), которым обрабатывалась навеска (0,5 г) тонкоизмельченного минерала в продолжении 40—50 минут с кипячением. Исследованные навески минералов подвергались трехкратному или четырехкратному выщелачиванию, до полного обесцвечивания фильтрата. После выщелачивания во всех образцах породообразующих минералов было определено количество оставшегося в них невыщелоченного цинка (после

выщелачивания вес навески — остаток на фильтре — соответствовал 0,43—0,44 г). В результате избирательного выщелачивания из породообразующих минералов (за исключением одного образца кварца) извлекалось от 40 до 79% находящегося в них цинка. Следовательно, на основании этих опытов, можно считать, что в исследованных породообразующих минералах значительная часть цинка не является структурной примесью и, видимо, находится в иной легко растворимой форме.

в) Медь в минералах. Литературные данные о содержании и распределении меди в породообразующих минералах гранитоидных пород менее многочисленны, чем по цинку, и тем более, чем по свинцу. Эти данные недостаточны для установления основных закономерностей поведения меди не только в процессе кристаллизации пород, но и для установления закономерностей распределения меди по породообразующим минералам.

Таблица 15

Результаты выщелачивания цинка из некоторых породообразующих минералов гранитоидов (g/m).

Название породы	Минерал	Общее содержание цинка	Количество выщелоченного цинка	Количество цинка, оставшегося в минерале	Сумма выщелоченного и оставшегося цинка	% выщелоченного цинка
Розово-красный порфировидный гранит („очковый“). Обр. Л—60	Кварц	70	70	нет	—	100
	То же					
Пегматитизированный аплит (обр. Л—77 ^ш)	Плагиоклаз	160	65	85	150	40
	Кварц	75	50	25	75	66
„	Кали-натровый полевой шпат	24	19	10	29	79
	Мусковит	150	95	45	140	63

Из лейкократовых минералов локских гранитоидов (табл. 16) наиболее высокие концентрации наблюдаются в плагиоклазе (среднее содержание 13,5 г/т)¹², менее значительные — в кали-натровом полево шпате (среднее содержание 10 г/т) и наиболее низкие — в кварце (среднее содержание 8,5 г/т). Сравнение данных по калишпатам и плагиоклазам с данными по содержанию меди в этих же минералах Аджарии и других

¹² Плагиоклаз ряда лабрадора из верхней части покрова пористого долерита ущелья р. Машаверы (обр. Д-2792) показал «ураганное» содержание меди — 100 г/т.

районов мира показывает их значительную соизмеримость, чего нельзя сказать о содержании меди в амфиболах. Особенно обращает на себя внимание довольно существенная концентрация меди в кварце, в некоторых случаях соизмеримая с содержанием меди в ассоциирующих с ним калишпате и плагиоклазе и значительно превышающая концентрацию меди в амфиболах. Эта особенность распределения меди по минералам расходится с данными В. И. Гоньшаковой¹³, по которым плагиоклазы и другие лейкократовые компоненты породы содержат в десятки и сотни раз меньше меди, чем ассоциирующие с ними железомagneзиальные силикаты и железосодержащие акцессории. Учитывая последовательность кристаллизации породообразующих минералов (Pl—Amph—Qtz—Qu) можно предположить, что концентрация меди в остывающем расплаве, до завершения кристаллизации кварца, оставалась приблизительно на одном уровне. Другим путем нельзя объяснить соизмеримые его концентрации (за исключением амфибола) в разновозрастных породообразующих минералах. Однако это предположение ориентировочное, так как основано на суммарном содержании меди в магматогенных и метасоматических минералах. В связи с этим следует сослаться на аналогичный вывод, полученный на примере габбро-диоритовых интрузий (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Наконец, следует указать, что наличие примеси меди в породообразующих минералах локских гранитоидов в значительной степени обусловлена наличием в этих породах сингенетических тонкодисперсных (и, видимо, субмикроскопических) выделений сульфидов — халькопирита, пирротина и пирита. Сингенетичность сульфидов не вызывает сомнения, так как образцы, в которых они были определены, лишены всяких признаков гидротермального изменения. Однако нужно указать, что основываясь на данных К. Б. Краускопфа о том, что при температурах, близких к температуре кристаллизации гранитной магмы, сульфиды меди обладают большей летучестью, некоторые исследователи считают маловероятным наличие выделений первичных сульфидов в гранитоидах.

Форма нахождения меди в породообразующих минералах (в породах) является дискуссионной. Еще в 1936 году В. М. Гольдшмидт на основании близости ионных радиусов Cu^{+2} (0,80Å) и Fe^{+2} (0,74Å) считал возможным их изоморфизм и накопление меди в железомagneзиальных силикатах. Аналогично этому А. Е. Ферсман (1939), Л. Р. Вагер и Р. Л. Митчелл (1952) и вслед за ними некоторые другие исследователи, исходя из близости ионных радиусов меди и магния (Mg^{+2} - 0,75Å),

¹³ Неопубликованные данные В. И. Гоньшаковой приводятся в работе В. И. Серых (1963).

считали возможным замещение магния медью — в темноцветных породообразующих минералах. Л. Р. Вагером и Р. Л. Митчеллом высказано также предположение в отношении изоморфного вхождения меди в плагиоклазы. В дальнейшем многие исследователи придерживались взгляда в отношении изоморфизма между Cu^{+2} с Fe^{+2} и Mg^{+2} , в связи с заметным обогащением медью железомagneзиальных силикатов и частично магнетита. В настоящее время результаты фазового анализа некоторых породообразующих минералов показали, что основное количество меди в породообразующих минералах легковыщелачиваемое т. е. не является структурной примесью, в то время, как в магнетите и ильмените медь является структурной (Витовская, 1960; Смирнова, Альмухамедов¹⁴, 1967). Нельзя не учитывать и того, что, по данным В. А. Франк-Каменецкого (1964), медь в виде незначительной структурной примеси часто наблюдается в природном и искусственном кварце.

СВИНЕЦ, ЦИНК И МЕДЬ В ГРАНИТОИДАХ

а) Свинец в гранитоидах. Содержание свинца в локских гранитоидах испытывает значительные вариации как в различных, так и в однотипных породах. Некоторое исключение составляют кварцевые диориты, в которых наблюдается значительное однообразие в распределении свинца. Такое поведение свинца в кварцевых диоритах, возможно, обусловлено специфическими условиями их формирования, в частности, незначительным их изменением процессами альбитизации, окварцевания и калишпатизации. Следовательно, можно считать, что по содержанию свинца (цинка и меди) кварцевые диориты лучше других гранитоидов будут отражать первичную (магматическую) картину геохимической специализации.

В гранодиоритах и особенно в гранитах пределы вариации в содержании свинца значительные: для первых в пределах 3—30 г/т, а для вторых — 5—70 г/т. Именно в гранитах наблюдаются наиболее сильно выраженные процессы альбитизации, окварцевания и менее интенсивные процессы калишпатизации. Поэтому наиболее сильные вариации в содержании свинца выявляют порфировидные граниты («очковые»), которые являются наиболее интенсивно метасоматизированными породами массива. Однако степень метасоматического изменения локских гранитоидов, видимо, не является столь значительной, чтобы полностью нарушить картину первичного распределения свинца в последовательном ряду палеозойских гранитоидов. Для иллю-

¹⁴ Чувствительность определения меди в исследовании И. П. Смирновой, А. И. Альмухамедова (1967) равнялась 0,0001 вес. %.

страции этого положения рассмотрим вариации среднего содержания свинца в различных членах палеозойского комплекса гранитоидов (табл. 17). В наиболее общем виде последовательность формирования гранитоидов в течение герцинского цикла гранитообразования выражается схемой: кварцевые диориты и гранодиориты — граниты (видимо, представлены породами двух разновозрастных фаз и не менее трех фацальных разновидностей в пределах первой фазы) — гранит-аплиты (для более подробной градации данных нет). Как видим, среднее содержание свинца закономерно возрастает от кварцевых диоритов к гранит-аплитам и потом в альбититах резко падает до 5,5 г/т¹⁵. Такое поведение свинца хорошо согласуется с известной закономерностью повышения его концентрации от основных пород через средние к кислым. Этот пример еще раз подтверждает широко распространенное мнение о геохимической и кристаллохимической (гетеровалентное изоморфное замещение свинцом $Pb^{+2}=1,32\text{\AA}$, калия $K^{+1}=1,33\text{\AA}$) связи свинца с калием в магматических породах в виде некоторой их прямой коррелированности (Нокколдс, Митчелл, 1952; Goldschmidt, 1954; Таусон, 1961; Гаврилин, Злобин и др., 1966 и др.). Учитывая предполагаемую нами последовательность в формировании гранитоидов Локского массива, следует считать, что в продолжении герцинского цикла гранитообразования происходило некоторое все возрастающее накопление свинца в поздних порциях расплава, в связи с развитием процесса глубинной дифференциации. На это же указывает значительное обогащение свинцом кали-натровых полевых шпатов гранит-аплитов, завершающих процесс герцинского цикла гранитообразования. Следует указать, что Л. В. Таусон (1961) на основании изучения гранитоидов Сусамырского батолита и Киргизского хребта приходит к аналогичному выводу о накоплении свинца в кислых дифференциатах. Аналогичен вывод С. Р. Нокколдса и Р. Аллена (Nockolds, Allen, 1953, 1954) по гранитоидам Южно-Калифорнийского батолита и Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и др. (1966) по гранитоидам кали-натровой серии повышенной основности Северного Тянь-Шаня. Исключительно низкие концентрации свинца в альбититах (в пять раз более низкие, чем в материнских породах — аплитах) совершенно ясно указывают, что в процессе альбитизации последних происходил интенсивный вынос свинца. Разубоживание свинцом альбититов, по всей вероятности, связано с процессом замещения кали-натрового полевого шпата — главного минерала-концентратора и носителя свинца — альбитом. На это же указывают невысокие

¹⁵ Приведенные данные не могут быть полностью показательными ввиду неравномерности анализов по отдельным типам пород.

концентрации свинца в интенсивно пертитизированных калишпатах из альбитизированных гранитов. Кроме того, следует напомнить, что К. Х. Ведеполь (Wedepohl, 1953) показал, что альбиты из гранитов содержат минимальные концентрации свинца (0,7—1,0 г/т). Таким образом, можно считать, что при альбитизации происходит вынос свинца из породы, причем нужно ожидать, что с возрастанием степени альбитизации вынос свинца будет увеличиваться [к аналогичному выводу пришли Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966) на основании исследования апосиенитов массива Кызыл-Омпул].

Таблица 17

Среднее содержание свинца в палеозойских гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Кварцевые диориты	12,83	12
Гранодиориты	14,66	9
Граниты	~17,0	22
Гранит-аплиты (дайки)	26,0	5
Альбититы (дайки)	5,5	2

Таблица 18

Среднее содержание свинца в постпалеозойских (юрских?) гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Аплитовидные граниты (штоки)	9,4	5
Кварцевые порфиры (дайки)	4,5	6
Диорит-порфиры (штоки, дайки)	12,0	3

Сопоставляя наши данные с данными о среднем содержании свинца в аналогичных породах земной коры (табл. 20), можно заметить, что герцинские гранитоиды Локского массива незначительно беднее примесью свинца. Если сравнить данные по локским гранитоидам с данными по другим регионам (табл. 19 и 20), то, за некоторым исключением, выявится картина более значительного их обеднения. Поэтому в первом приближении можно считать, что локские герцинские гранитоиды не выявляют признаков положительной специализации по свинцу. Наряду с этим нельзя не обратить внимания на то, что локские гранитоиды оказались богаче гранитодных пород Аджарии. Однако аджарские гранитоиды — метасоматические, они возникли за счет гранитизации и сиенитизации первичных габбро-диоритовых и диоритовых пород; наблюдаемые в них кон-

Среднее содержание свинца в некоторых гранитоидных породах различных районов

Таблица 19

Интрузивы, район	Название породы	Содержание, g/m	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего	Литературный источник
Локский (Юго-Восточная Грузия)	Кварцевые диориты	12,83	12	Приводятся впервые
	Гранодиориты	14,66	9	
	Граниты	~17,0	22	
	Гранит-аплиты (дайки)	26,0	5	
Аджарские (западная часть Аджаро-Триалетской складчатой системы)	Диориты	8,5	9	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе и др. (1965, 1969)
	Гранодиориты	6	8	
	Граниты и граносениты	4,4	5	
	Гранит-порфиры, граносенит-порфиры, гранит-аплиты (дайки)	6	17	
	Гранодиориты и граниты главной интрузивной фазы	25	80	
Сусамырский батолит (Тянь-Шань)	Лейкокраповые граниты	34	22	Л. В. Таусон (1961)
	Граниты Боортека-Кавакского типа	23	13	
	Жильные гранит-аплиты	34	13	
	Гранодиориты и кварцевые диориты	36	10	
Майбулакский (Тянь-Шань)	Гранодиориты	28	3	Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966)
	Ал сикты	24	6	
	Алсикты	15	5	
	Граниты (четвертой фазы)	57	6	
Среднее содержание в изверженных породах земной коры	Основные	8	—	А. П. Виноградов (1962)
	Средние	15	—	
	Кислые	20	—	

центрации свинца не являются первично-кристаллизационными (Иваницкий, Гварамадзе, Мчедlishvili, 1966). Таким образом, рассматривая геохимические особенности гранитоидных пород, наряду с минералого-петрохимической их характеристикой, следует учитывать и их генетические признаки.

Среднее содержание свинца (g/m) в диоритах и гранитах разных районов мира (по Таусону, 1964)

Таблица 20

Район	Диориты	Гранодиориты и граниты	Литературный источник
С С С Р			
Восточное Забайкалье	19	32	А. В. Рабинович (1958) Л. В. Таусон (1964)
Центральный Тянь-Шань	12	26	
Восточное Забайкалье, палеозойские гранитоиды	14	22	"
Восточное Забайкалье, мезозойские гранитоиды	—	28	
Западное Забайкалье	8	20	"
Сев. Америка			
Разные районы	5	23	Д. И. Санделл, С. С. Голдич (Sandell, Goldich, 1943)
Южная Калифорния	10	17	С. Р. Нокколдс, Р. Аллен (Nockolds, Allan, 1953)
Онтарио	—	15	Г. Ф. Фейрберн и др. (Fairbairn, Ahrens, Gortinkle, 1953)
Стандарт G-1	—	26	"
Германия, разные районы	10	29	К. Х. Ведеполь (Wedepohl, 1956)
Англия, разные районы	—	22	Р. Хигази (Higazi, 1954)
Югославия	—	22	Г. Делеон, Л. Аренс (Deleon, Ahrens, 1957)
Япония	—	15	Л. В. Таусон (1961)

Постпалеозойские гранитоиды Локского плутона (табл. 18) по сравнению с палеозойскими значительно обеднены примесью свинца.

Несмотря на то, что данные о содержании свинца в постпалеозойских гранитах, кварц-порфирах и диорит-порфирах для окончательной характеристики недостаточны, можно все же

считать, что полученные данные не выявили картины аномально высоких содержаний свинца. Наоборот, эти данные говорят о том, что породы следует считать обедненными примесью свинца.

При рассмотрении вопроса корреляции между свинцом и калием, сходными в геохимическом отношении элементами (табл. 21, рис. 26) установлено, что гранитоидные породы Локского массива (возможно, за исключением гранит-аплитов) не

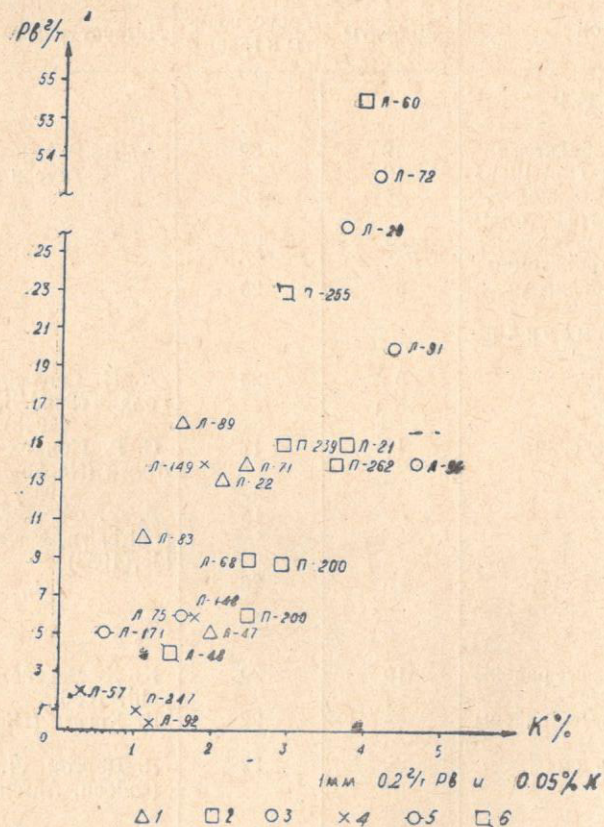


Рис. 26. Диаграмма отношения свинца к калию в гранитоидах. 1—кварцевые диориты; 2—граниты; 3—аплиты и пегматоиды; 4—кварцевые порфиры и альбитофиры; 5—альбититы; 6—гранитоиды измененные.

обогащены свинцом. Интересно, что одновременно они обеднены и калием. Так, отношение $K:Pb$ в средних и кислых породах земной коры, исходя из данных А. П. Виноградова (1962), соответственно, равняются 1530 и 1670, в то время, как в локских гранитоидах это отношение в большинстве случаев боль-

ше 1850 (1850—4130) и лишь в шести случаях ниже 1530. Аналогично этому, в основных породах Локского массива значение этого отношения выше, чем средняя величина для основных пород (1040). Таким образом, рассмотрение калий-свинцового отношения показывает, что в преобладающем большинстве случаев гранитоидные породы Локского плутона не обогащены свинцом — ни абсолютно и ни по отношению к калию. Ранее было показано, что суммарное содержание щелочей в локских гранитоидах указывает на некоторую их обогащенность этими элементами по сравнению со средними типами аналогичных пород земной коры по Р. Дэли (табл. 3) и что локские гранитоиды относятся к гранитоидам с превалированием натрия над калием (натровая серия). Поэтому можно предположить, что высокощелочные гранитоидные магмы с превалированием натрия над калием не являются специализированными на свинец. Наряду с этим нужно учитывать и возможность значительного обеднения пород свинцом в связи с процессами их альбитизации, тем более, что в литературе имеется указание на значительное увеличение $K:Pb$ отношения в альбитизированных гранитоидах по сравнению со свежими (Гаврилин, Злобин и др., 1966). Рассматривая рисунок 26 нельзя не отметить, что расположение фигуративных точек на нем указывает на некоторую тенденцию коррелированности свинца с калием. В заключение следует отметить, что выявленные закономерности требуют дальнейшего уточнения и проверки.

б) Цинк в гранитоидах. В гранитоидах Локского массива содержание цинка выше содержания свинца (на порядок, а иногда и на два порядка; табл. 22 и 23). Особенно высокие концентрации цинка наблюдаются в кварцевых диоритах, в которых среднее содержание цинка равняется 176 г/т, что в два с лишним раза выше содержания цинка в средних породах земной коры — 72 г/т (Виноградов, 1962). Высокое содержание цинка в кварцевых диоритах обусловлено, видимо, как цинковой специализацией гранитоидной магмы герцинского тектономагматического цикла, так и, в некоторой степени, процессами местного ассимиляционного вплавления древних габбро-амфиболитов и кристаллических сланцев, значительно обогащенных примесью цинка. Богатство цинком кварцевых диоритов, в какой-то мере может быть связано со слабым их метасоматическим изменением; однако, как выясняется, вынос цинка в связи с позднемагматическими метасоматическими процессами, менее интенсивен, чем свинца. На это указывают менее четкие вариации его содержания в фациальных разновидностях гранитоидов. Кроме того, оказывается, что вариации в содержании цинка намного менее существенны, чем свинца в разнофазных палеозойских гранитоидах. Так, например, если исключить неко-

торые «ураганные» содержания цинка, пределы его вариаций составляют 80—200 г/т в кварцевых диоритах, 50—160 г/т в гранодиоритах и 40—160 г/т в гранитах. Следовательно, в по-

Таблица 21
Содержание свинца и калия и их отношение в гранитоидах и некоторых других породах Локского массива

№ образца	Название породы	Pb, г/т	K, %	K/Pb
Л—21	Среднезернистый гранит	15	3,76	2506
Л—60	Порфиоровидный "	54	3,84	710
Л—68	Крупнозернистый "	9	2,47	2740
П—239	То же	15	2,78	1850
П—200	Аплитовидный гранит	9	2,77	3070
П—268	То же	14	3,59	2560
Л—175	Среднезернистый гранит	6	2,48	4130
Л—48	Пропилитизированный гранит	4	1,54	3850
Л—122	То же	нет	1,15	—
Л—22	Кварцевый диорит	13	2,15	1650
Л—47	То же	5	1,96	3920
Л—89	"	16	1,59	990
Л—71	"	14	2,37	1690
Л—20	Пегматоид	30	3,62	1200
Л—72	Гранит-аплит	50	4,16	832
Л—91	То же	20	4,35	2175
Л—93	"	14	4,77	3407
Л—24	Альбитит	420	1,27	—
Л—75	То же	6	1,69	2816
Л—171	"	5	0,67	1340
Л—149	Кварц-порфир	14	1,83	1307
П—209	То же (альбитизированный)	нет	1,25	—
П—253	Кварц-порфир	нет	1,61	—
Л—148	То же	6	1,74	2900
П—92	" (альбитизированный)	6	1,13	1880
Л—57	Альбитофир	2	0,37	1850
Л—90	Порфирит (пиритизированный)	22	0,64	290
Л—177	Порфирит	сл.	0,056	—
Л—70	Диабазо-порфирит	1	0,114	1140
Л—25	Габбро (с калишпатом)	4	0,96	2400
Л—74	Калишпатовое, альбитизированное габбро	сл.	1,31	—
Л—156	Калишпатовое габбро	10	1,53	1530

следовательном ряду гранитоидов кварцевый диорит — гранодиорит — гранит при закономерном уменьшении минимального и максимального предела содержания цинка, отношение между ними меняется незначительно. Таким образом, более равномер-

ное распределение цинка в гранитоидах Локского массива не вызывает сомнений.

Приведенные данные о средних содержаниях цинка в палеозойских гранитоидах (табл. 22) указывают на тенденцию к обеднению цинком пород в ряду кварцевые диориты — гранодиориты — граниты — аплиты. Такое поведение цинка в гранитоидных породах одного тектоно-магматического цинка хорошо согласуется с данными других исследователей (Санделл, Голдич, 1952; Таусон, 1961; Гаврилин, Злобин и др., 1966; Иваницкий, Гварамадзе и др., 1969).

В гранитоидных породах Локского массива наиболее низкие концентрации цинка (47,5 г/т) характерны для альбититов. Если сравнивать эти данные с данными о содержании свинца

Таблица 22
Среднее содержание цинка в палеозойских гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Кварцевые диориты	176,0	12
Гранодиориты	104,44	9
Граниты	80,0	13
Гранит-аплиты (дайки)	72,6	4
Альбититы (дайки)	47,5	2

в гранит-аплитах и альбититах, то можно заметить, что в процессе альбитизации гранит-аплитов (гранитоидов) происходил более интенсивный вынос свинца, а не цинка. К аналогичному выводу приходит Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966) на основании изучения кварц-альбитовых апосиенитов Кызыл-Омпульского интрузива.

Таблица 23
Среднее содержание цинка в постпалеозойских (юрских?) гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Аплитовидные граниты (штоки)	~100	3
Кварцевые порфиры (дайки)	168,2	5
Диорит-порфиры (штоки, дайки)	77,5	2

Рассматривая данные по постпалеозойским (юрским) гранитоидам, можно заметить, что они содержат цинк примерно в тех же концентрациях, что и палеозойские их аналоги. Наиболее обогащены цинком оказались дайки кварцевых порфиров (168,2 г/т), а наименее богатыми — штоки диорит-порфиров. Однако данные о постпалеозойских породах недостаточны.

Среднее содержание цинка в некоторых гранитоидах интрузивных районов		интрузивах различных районов		
Гранитоидные интрузивы, район	Название породы	Содержание, g/m	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего	Литературный источник
Локский (Юго-Восточная Грузия)	Кварцевые диориты	176,0	12	Приводится впервые
	Гранодиориты	104,44	9	
	Граниты	80,00	13	
	Гранит-аллиты (дайки)	72,6	4	
Аджарские (западная часть Аджаро-Триалетской складчатой системы)	Диориты	134	9	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамдзе и др. (1965, 1969)
	Гранодиориты	58	8	
	Граниты и граносениты	48	5	
	Гранит-порфиры, граносенит-порфиры, гранит-аллиты (дайки)	22,5	17	
Сусамырский батолит (Тянь-Шань)	Гранодиориты и граниты интрузивной фазы	56	76	Л. В. Таусон (1961)
	Лейкократовые граниты	30	22	
	Граниты Боортека-Кавакского типа	66	13	
	Жильные гранит-аллиты	12	13	
Майбулакский (Тянь-Шань), Кши-Тургень (Тянь-Шань), Кзыл-Омпул (Тянь-Шань), Шаматорский (Тянь-Шань)	Гранодиориты и кварцевые диориты	67	11	Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966)
	Гранодиориты	75	3	
	Аляскиты	23	6	
	Аляскиты	14	5	
Матча (Тянь-Шань)	Граниты (четвертая фаза)	89	6	"

Сравнение наших данных с данными о содержании цинка в гранитоидах других районов мира (табл. 24) ясно указывает на значительное обогащение цинком локских гранитоидов.

Определенный интерес представляет и сравнение наших данных с данными о содержании цинка в главных типах магматических пород по отдельным странам и районам (табл. 25). Выясняется, что во всех случаях породы Локского массива выявляют четкие признаки цинковой специализации (особенно четко видна в средних и кислых породах). Кроме того, в отличие от большинства примеров в нашем случае, цинк предпочтительно накапливается в средних породах, а не в основных. В этом отношении показательны данные по породам США, приводимые Е. Б. Санделом и С. С. Голдичем, а также по аджарским интрузиям, в которых наблюдается аналогичная картина. Таким образом, рассмотрение вопроса о содержании цинка в гранитоидах Локского массива выявляет картину их цинковой специализации.

Таблица 25
Содержание цинка (g/m) в главных типах магматических пород

Страны и районы	Породы			Литературный источник
	основные	средние	кислые	
Германия, Норвегия	100(15)*	87(15)	49(15)	К. Сугавара, И. Морита (Sugawara, Morita, 1951) К. Х. Ведепол (Wedepohl, 1953) Е. Б. Санделл и С. С. Голд ч (1952) И. Морита (Morita, 1965)
"	78(11)	—	19(20)	
США	92(7)	120(2)	64(15)	
Япония	100(4)	77(3)	44(12)	
Сусамыр (Тянь-Шань) Киргизский хребет (Тянь-Шань)	143(3)	73(11)	54(148)	Л. В. Таусон и Л. А. Певцова (1955)
Аджария	107(9)	134(9)	48(5)	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамдзе и др. (1965, 1969) Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин и др. (1966)
Тянь-Шань (г. Актан)	100(7)	—	—	
Юго-Восточная Грузия (Локский массив)	150,8 (15)	176 (12)	80(13)	Приводится впервые
Кларк по А. П. Виноградову	130	72	60	А. П. Виноградов (1962)

* В скобках дано число анализов.

Предпочтительная концентрация цинка в основных и средних породах и фемических минералах (амфибол, пироксен, биотит, магнетит), как уже отмечалось, дало основание В. М. Гольдшмидту предположить кристаллохимическую связь цинка с железом (Fe^{+2}) и магнием. Однако до настоящего времени не установлено, с каким из этих двух ведущих элементов пород цинк связан. Е. Б. Санделл и С. С. Голдич (1952) считают, что теснее всего он связан с железом, Л. В. Таусон (1961), на материале Сусамырского батолита, склонен связать цинк главным образом с магнием. То что часть цинка в породах в основном связана с железо-магнезиальными минералами, не вы-

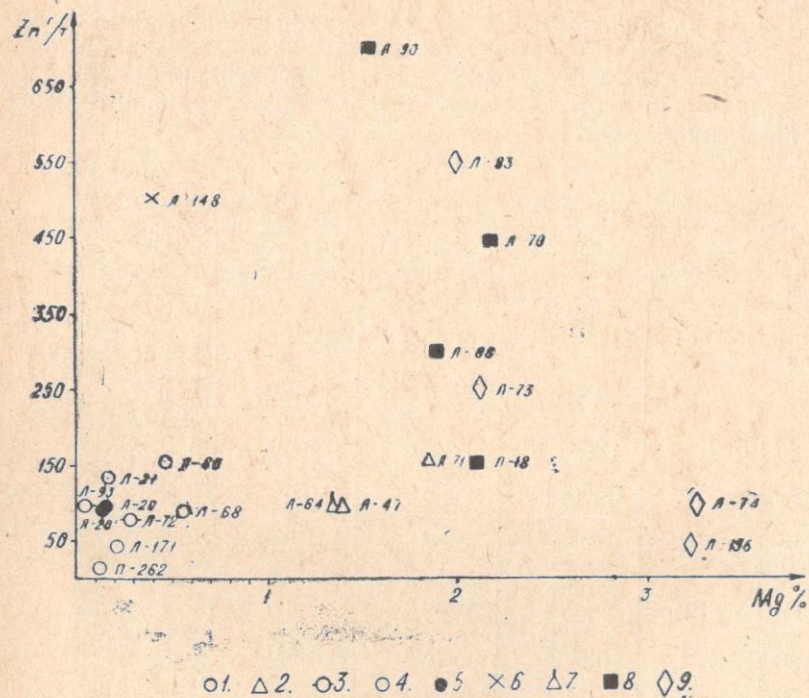


Рис. 27. Соотношение цинка и магния в некоторых породах Локского массива. 1—гранит; 2—кварцевый диорит; 3—гранит-аплит; 4—альбитит; 5—пегматит; 6—кварц-порфир; 7—диорит-порфир; 8—порфирит, диабазо-порфирит; 9—габбро. зывает сомнения, однако какая-то часть цинка (различная в каждом частном случае), видимо, неизоморфна и приурочивается (как это можно судить по гранитоидам Локского массива) к полевошпатовой фракции пород. Поэтому трудно ожидать во всех случаях прямую корреляцию между цинком и магнием и железом.

Из-за ограниченности аналитических данных по магнию и железу, мы не имели возможности получить полное представление о изменении соотношения между этими элементами и цинком в процессе магматической дифференциации. Нами лишь в наиболее общем виде проиллюстрирована зависимость содержания цинка от основности ($Mg + \Sigma Fe$) породы (рис. 27 и 28).

Судя по расположению фигуративных точек на диаграммах, можно предположить отсутствие коррелированности цинка с магнием и железом в локских гранитоидах. Следовательно, основность породы в наиболее общем виде предопределяет содержание в нем цинка, однако прямая коррелированность цинка с магнием и железом в породах отсутствует. Такая связь цинка с основностью пород отмечается многими исследователями и довольно ясно отражается в главных типах магматических пород земной коры.

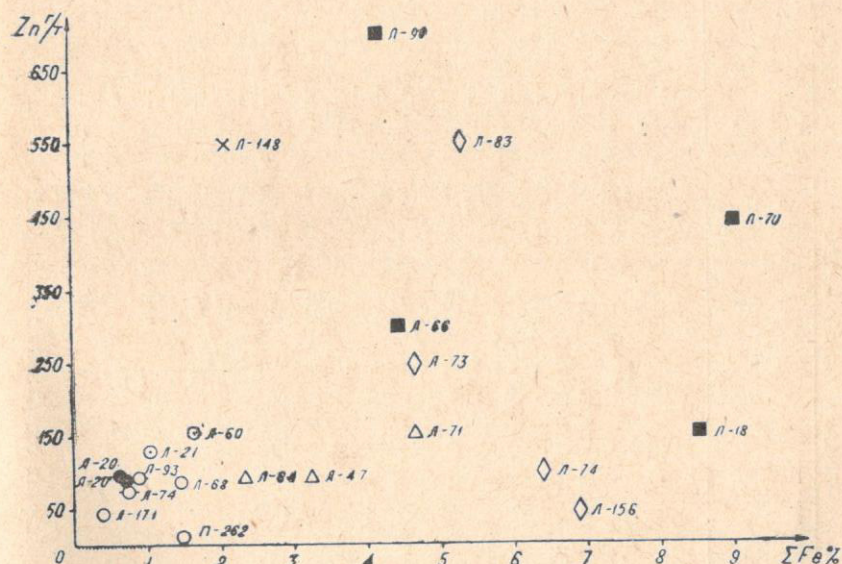


Рис. 28. Соотношение цинка и железа ($Fe^{+2} + Fe^{+3}$) в некоторых породах Локского массива (условные обозначения те же, что и на рис. 27).

Значения отношений Mg/Zn , Fe^{+2}/Zn и $\Sigma Fe/Zn^{16}$ как для гранитоидов, так и для других рассматриваемых пород Локского массива в большинстве случаев характеризуются низкими величинами.

¹⁶ Для 13 образцов таблицы 26 и 12 образцов таблицы 30 мы располагаем данными в отношении суммарного содержания железа ($Fe^{+2} + Fe^{+3}$) в породах. Поэтому сделанные на основании значения отношения $\Sigma Fe:Zn$ и $Fe:Si$ выводы являются приблизительными.

Содержание цинка, магния и железа в породах Локского массива

№ образца	Название породы	Содержание				Mg/Zn	Fe/Zn(Σ Fe/Zn)
		Zn, ϵ/m	Mg, %	Fe ⁺² , %	Fe ⁺² +Fe ⁺³ , %		
Л-21	Среднезернистый гранит	130	0,17	—	1,05	13	81
Л-60	Порфировидный гранит	155	0,45	1,35	—	30	87
Л-68	Крупнозернистый гранит	85	0,56	1,12	—	66	132
Л-262	Аплитовидный гранит	12	0,13	0,45	—	108	375
Л-44	Сильно пропилитизированный гранит	200	0,38	—	1,40	19	70
Л-122	Пропилитизированный и пиритизированный гранит	150	1,74	—	2,31	116	154
Л-255	Грейзенизированный в кварц-мусковитовую фацию гранит	54	0,08	0,52	—	15	96
Л-47	Кварцевый диорит	95	1,37	—	3,26	144	343
Л-71	То же	155	1,84	3,88	—	119	250
Л-72	Гранит-аплит	74	0,28	0,37	—	38	50
Л-93	То же	95	0,07	0,42	—	7	44
Л-20	Пегматит	95	0,16	—	0,64	17	67
Л-201	То же	91	0,16	—	0,69	18	76
Л-171	Альбитит	40	0,22	—	—	55	112
Л-148	Кварц-порфир	500	0,41	1,97	—	8	39
Л-26	Интенсивно пропилитизированный кварц-порфир	90	0,30	—	1,24	33	138
Л-64	Диорит-порфир	95	1,34	—	2,33	141	245
Л-18	Порфирит	150	2,10	—	8,55	140	276
Л-66	То же	300	1,90	—	4,43	63	127
Л-70	Диабзо-порфирит	440	2,17	—	9,02	50	129
Л-90	Порфирит	700	1,52	—	4,19	22	93
Л-74	Калишатовое альбитизированное габбро	100	3,26	6,11	—	326	611
Л-83	Габбро	550	1,99	—	5,28	36	96
Л-156	Калишатовое габбро	45	3,21	6,91	—	713	1535

Примечание. Суммарные содержания железа (Fe⁺²+Fe⁺³- Σ Fe) смотри на рис. 42.

нами. В гранитоидах отношение Mg/Zn варьирует в пределах 7—65, в это же время для кислых, средних и основных пород земной коры, исходя из данных А. П. Виноградова (1962), соответственно равняется 93, 300 и 350. Таким образом, в преобладающем большинстве случаев гранитоидные породы Локского массива обогащены цинком как абсолютно, так и по отношению к магнезию. Примерно аналогичная картина наблюдается и в отношениях Fe⁺² к Zn и Σ Fe к Zn. Исходя из данных А. П. Виноградова о кларке цинка в кислых, средних и основных породах земной коры, а также данных С. Р. Нокколдса (Nocolds, 1954) о кларке Fe⁺² в этих же породах, эти отношения, соответственно равняются 286, 560, 486, и 442, 812, 658. Следовательно, локские гранитоиды обогащены цинком и по отношению к железу (как абсолютно, так и относительно; обогащены цинком также и юрские дайки порфиритов и диабзов-порфиритов). Известно, что повышенные значения отношения Mg/Zn и Fe/Zn в средних составах магматических пород земной коры происходит от кислых к основным. Это указывает на более высокую степень концентрации цинка относительно магния и железа в кислых породах, чем в основных. Такая же, но контрастно выраженная картина наблюдается и в Локском массиве.

В гранитоидных породах Локского массива значение отношения Zn/Pb закономерно возрастает от гранит-аплитов к кварцевым диоритам (гранит-аплиты ~ 3, граниты ~ 5, гранодиориты ~ 8, кварцевые диориты ~ 14), в среднем (без аплитов) равняясь 8. Сравнивая эти данные со значением отношения в кислых (3,0) и средних (4,8) породах земной коры нетрудно заметить четко выраженную цинковую специализацию рассматриваемых гранитоидов.

Как видно из расположения фигуративных точек содержания свинца и цинка в различных породах Локского массива, здесь отсутствуют признаки корреляции между свинцом и цинком и четко вырисовывается цинковая специализация пород.

в) Медь в гранитоидах. В отличие от свинца и цинка закономерности распределения меди в гранитоидных породах и его поведение в процессе дифференциации и кристаллизации гранитоидной магмы исследованы слабо. Лучше изучено поведение меди в основных магмах и продуктах его кристаллизации.

Полученные данные по меди (табл. 27 и 28) показывают, что медь в отличие от цинка в локских гранитоидах присутствует в довольно низких, невыдержанных концентрациях, а известная закономерность уменьшения ее концентрации от основных разновидностей к кислым в значительной степени нарушена (табл. 28). В связи с этой особенностью напомним, что в поро-

дообразующих минералах рассматриваемых гранитоидов медь не выявляет склонности к накоплению в железо-магнезиальных,

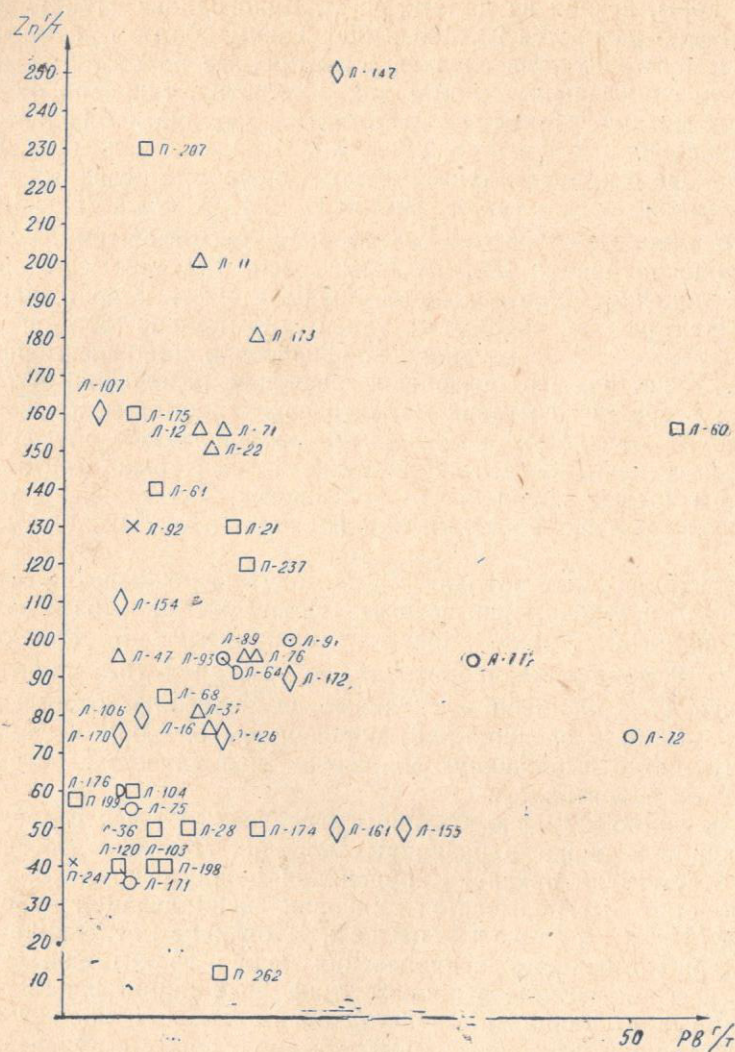


Рис. 29. Соотношение свинца и цинка в гранитоидах Локского массива.
1—гранит; 2—кварцевый диорит; 3—гранодиорит; 4—гранит-аплит;
5—альбитит; 6—кварц-порфир; 7—диорит-порфир.

и лейкократовая фракция пород является главным его носителем. Учитывая также, что свежие гранитоиды довольно часто

содержат тончайшие выделения пирита, пирротина и реже халькопирита, можно предположить, что относительное богатство примесью меди полевошпатовой части пород обусловлено присутствием в них меди в форме минералогической пыли сульфидов. На возможность нахождения меди в породах Локского массива в форме сульфидов указывают также высокая степень неравномерности его концентрации и довольно часто наблюдаемые «ураганные» содержания.

Сопоставление данных о содержании меди в гранитоидах (палеозойских) Локского массива с данными о среднем его содержании в главных типах магматических пород различных районов мира (табл. 29), указывает на значительную их бедность примесью меди. Оказывается, что концентрация меди в локских габбро и габбро-амфиболитах (нижнегерцинские) в пять раз, а в кварцевых диоритах и гранитах в два раза ниже, чем их кларк. Таким образом, можно считать, что палеозойские основные породы и гранитоиды Локского массива при четко выраженной цинковой специализации сильно обеднены медью. Аналогичная картина наблюдается и в постпалеозойских гранитоидах.

Таблица 27

Среднее содержание меди в палеозойских гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Кварцевые диориты	17,83	11
Гранодиориты	18,33	8
Граниты	9,13	21
Гранит-аплиты (дайки)	24,6	5
Альбититы	29,66	2
Пегматоиды (жилообразные тела)	36,5	2

Таблица 28

Среднее содержание меди в постпалеозойских (юрских?) гранитоидах

Название породы	Содержание, г/т	Количество анализов, участвующих в подсчете среднего содержания
Аплитовидные граниты (штоки)	9	5
Кварцевые порфиры (дайки)	9,83	6
Диорит-порфиры (штоки, дайки)	14,66	3

Значение отношения $Fe^{+2}:Cu$ (табл. 30) в свежих гранитах (3 случая), гранит-аплитах и пегматоидах ниже (в послед-

них четырех образцах намного ниже) величины этого отношения для кислых пород земной коры — 860. Обращает на себя внимание, что в одних случаях (обр. П-262, П-200, Л-72, и Л-93) при обогащении пород медью по отношению к Fe^{+2} абсолютное содержание меди в породах значительно ниже кларка кислых пород, а в других случаях (обр. Л-68, Л-20 и Л-20¹) породы характеризуются как абсолютным обогащением медью, так и обогащением по отношению к Fe^{+2} . В остальных образцах гранитоидов значение железо-медного отношения выше 860 и 1157 (значение этого отношения для средних пород земной коры). Следовательно, они обеднены медью как абсолютно, так и по отношению к Fe^{+2} и ΣFe . Аналогичная картина наблюдается и

Таблица 29
Содержание меди в главных типах магматических пород (г/т).

Страны и районы	Породы			Литературный источник
	основные	средние	кислые	
США	126	—	21	Е. Б. Санделл и С. С. Голдич (1952) А. И. Перельман, Е. Н. Борисенко (1962)
СССР	78	22	19	
Северный Казахстан	—	52(5)*	28(22)	В. И. Серых (1963)
Армянская ССР, Мегринский плутон	150(3)	—	53(8) (граносиениты)	Б. М. Меликсетян (1965)
СССР, Тянь-Шань	52,5	27,1	25,4	В. И. Рехарский (1965)
Грузинская ССР, Аджария	299(10)	256(5)	32(5) (граниты и граносиениты)	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе и др. (1965, 1969)
Юго-Восточная Грузия (Локский массив)	22,4(13)	17,83(11)	9,13(21)	Приводится впервые
Кларк по А. П. Виноградову	100	35	20	А. П. Виноградов (1962)

* В скобках дано число анализов.

в основных жильных породах (за исключением обр. Л-90) и габброидах. Однако следует указать, что количество исследованных образцов недостаточно для окончательного заключения. В измененных гранитоидах низкие значения железо-медного отношения (высокие концентрации меди) связано с процессом их сульфидизации.

Отношение Cu к ΣFe в различных породах Локского массива показано на рисунке 30. Судя по расположению фигуративных точек можно заключить, что коррелированность между медью и железом отсутствует как в генетически взаимосвязан-

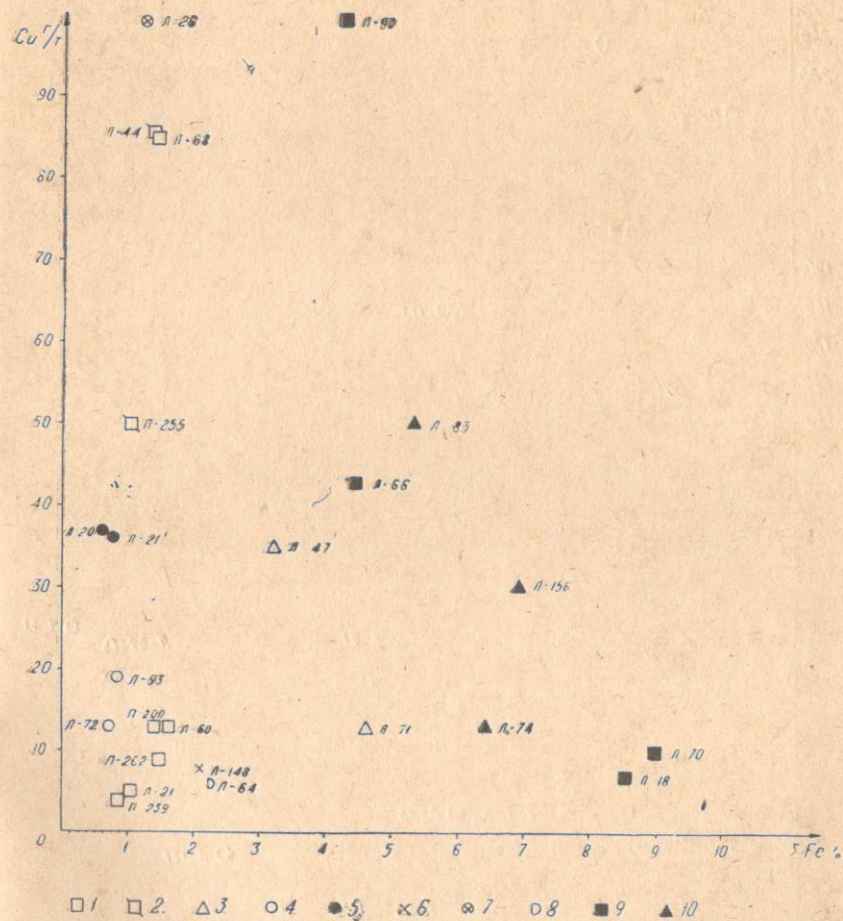


Рис. 30. Соотношение меди и железа в некоторых породах Локского массива. 1—гранит; 2—измененный гранит; 3—кварцевый диорит; 4—гранит-аплит; 5—пегматоид; 6—кварц-порфир; 7—пропилитизированный кварц-порфир; 8—диорит-порфир; 9—порфирит и диабазо-порфирит; 10—габбро.

ных герцинских гранитоидах (образцы с индексом «Л»), так и в постпалеозойских гранитоидных породах, в порфиритах и габбро. Следовательно, можно считать, что концентрация меди

в породах не зависит от содержания в них железа. Этот факт больше соответствует представлению о независимой сульфидной форме нахождения меди в исследованных породах.

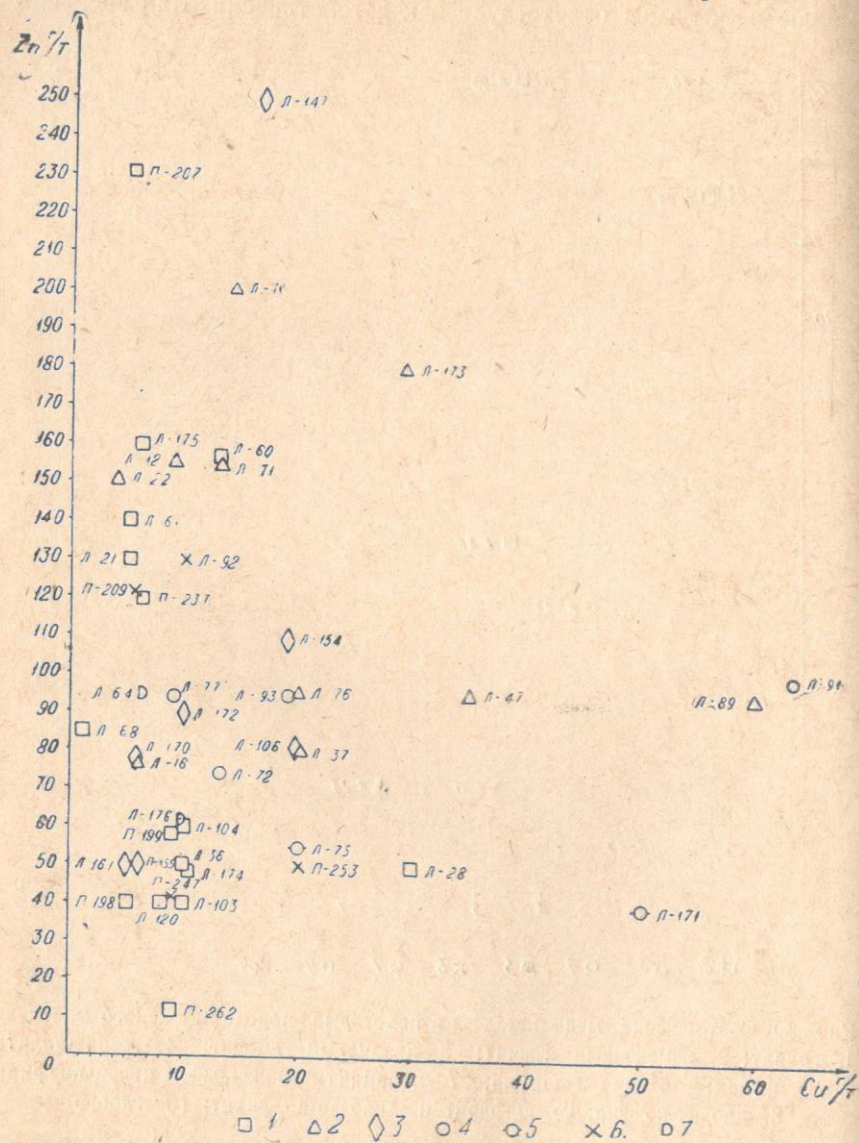


Рис. 31. Соотношение цинка и меди в гранитоидах Локоского массива. 1—гранит; 2—кварцевый, диорит; 3—гранодиорит; 4—гранит-аплит; 5—альбитит; 6—кварц-порфир; 7—диорит-порфир.

Таблица 30

Содержание меди и железа в породах Локоского массива

№ образца	Название породы	Cu, g/m	Fe ²⁺ , %	Fe ²⁺ +Fe ³⁺ , %	Fe/Cu(ΣFe/Cu)
Л-21	Среднезернистый гранит	5	—	1,05	2100
Л-60	Порфировидный гранит	13	1,35	—	1038
Л-68	Крупнозернистый гранит	85	1,12	—	132
П-239	То же	4	0,37	—	925
П-262	Аплитовидный гранит	9	0,45	—	500
П-200	То же	13	0,22	1,40	169
Л-44	Сильно пропилитизированный гранит	85	—	—	164
Л-1221	Пропилитизированный и пиритизированный гранит	300	—	2,31	77
П-255	Грейзенизированный в кварц-мусковитовую фацию гранитоид	50	0,52	—	104
Л-47	Кварцевый диорит	35	3,88	3,26	926
Л-71	То же	13	0,37	—	2984
Л-72	Гранит-аплит	19	0,42	—	284
Л-93	То же	37	—	0,64	221
Л-20	Пегматит	36	—	0,69	173
Л-201	То же	8	1,97	—	191
Л-148	Кварц-порфир	110	—	1,24	2462
Л-26	Интенсивно пропилитизированный кварц-порфир	6	—	2,33	113
Л-64	Дисрит-порфир	7	—	8,55	3883
Л-18	Порфирит	43	—	4,43	1221
Л-66	То же	10	—	9,02	1030
Л-70	Диабазо-порфирит	100	—	4,19	9020
Л-90	Порфирит	13	6,41	—	419
Л-74	Калишлатовое альбитизированное габбро	50	—	5,28	49,0
Л-83	Габбро	30	6,91	—	1056
Л-156	Калишлатовое габбро	30	—	—	2303

Значение отношения $Zn:Cu$ в гранитоидных породах Локского массива не выдержано, меняется в значительных пределах и в среднем равняется 5,3. Намечается некоторая тенденция к уменьшению значения этого отношения в герцинских гранитоидах от кварцевых диоритов к аллитам. Сравнивая эти данные со значением цинково-медного отношения в средних составах пород земной коры (основные породы — 1,3, средние — 2,06, кислые — 3), можно заметить, что значение этого отношения значительно увеличивается в локских гранитоидах, что также указывает на цинковую специализацию локских пород. Из расположения фигуративных точек (рис. 31) содержания меди и цинка в различных породах Локского массива видно, что в них отсутствуют признаки корреляции между медью и цинком и довольно ясно вырисовывается цинковая специализация пород.

СВИНЕЦ, ЦИНК И МЕДЬ В ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Содержание свинца, цинка и меди нами изучено в древних габбро и габбро-амфиболитах, юрских и палеогеновых порфиридах, диабазо-порфиридах и диабазах.

Данные по содержанию свинца в габбро и габбро-амфиболитах (14 анализов) указывают на неравномерное его распределение, на частое отсутствие его примеси и в общем на низкие концентрации со средним содержанием около 3,3 г/т. Между содержанием свинца и особенностями минерального состава пород (альбитизация, окварцевание) связь не улавливается. Сравнение данных по габбро и габбро-амфиболитам Локского массива с данными о среднем содержании свинца в основных породах земной коры — 8 г/т¹⁷ — показывает, что локские породы примерно в 2,4 раза беднее свинцом.

Юрские порфириды и диабазо-порфириды также характеризуются низкими концентрациями свинца. Среднее (из 19 анализов) содержание свинца в порфиридах и диабазо-порфиридах равняется 6 г/т и, следовательно, примерно в 2 раза превышает содержание свинца в габбро и габбро-амфиболитах.

Более высокие — близокларковые концентрации свинца (9,4 г/т) наблюдаются в порфиридах и диабазо-порфиридах палеогена (среднее из 7 анализов). В этих породах обращает на себя внимание также менее значительные вариации в содержании свинца. В этом случае у нас одна альтернатива: либо палеогеновые порфириды и диабазо-порфириды характеризуются более высокими первичными содержаниями свинца по сравнению со своими альбитизированными аналогами юрского возраста, либо некоторое разубоживание последних свинцом связано с их альбитизацией.

¹⁷ Здесь и в других случаях кларки даются по А. П. Виноградову (1962).

Данные о содержании цинка в габбро и габбро-амфиболитах совершенно ясно указывают на довольно высокие концентрации в них цинка, достигающие в ряде случаев 450 г/т. Среднее содержание (на основании 14 анализов) цинка в этих породах около 150 г/т, что незначительно превышает кларк цинка в основных породах. На цинковую специализацию рассматриваемых пород указывают и довольно высокие значения цинково-свинцового отношения, значение которого только в двух случаях ниже 16,0 (значение Zn/Pb отношения средних составов основных пород земной коры).

В юрских порфиридах и диабазо-порфиридах содержание цинка (на основании 19 анализов) довольно равномерное и еще более высокое (194 г/т и 260 г/т), чем в габбро-амфиболитах. Сравнивая эти данные с кларком цинка в основных породах, выясняется, что локские порфириды обогащены им в 1,5, а диабазо-порфириды в 2 раза. Высоки также значения цинково-свинцового отношения, указывающие на их цинковую специализацию. Вполне аналогично юрским жильным основным породам ведут себя палеогеновые порфириды и диабазо-порфириды, в которых концентрация цинка достигает максимума (251 г/т). Следовательно, цинковая специализация жильных основных пород Локского массива не вызывает сомнения.

Рассматривая данные о содержании меди в основных породах выясняем, что в габбро-амфиболитах концентрация ее намного ниже, чем в порфиридах и диабазо-порфиридах (как юрского, так и палеогенового возраста). По сравнению с кларком меди в основных породах, локские габбро и габбро-амфиболиты обеднены примерно в 5 раз, а по сравнению с аджарскими габброидами — примерно в 13 раз. В юрских и третичных дайках основных пород медь присутствует в довольно высоких концентрациях, часто приравниваясь к цинку. Особенно высокие концентрации характерны для юрских порфиридов, среднее содержание меди в которых достигает 174,73 г/т. Менее высокие содержания наблюдаются в диабазо-порфиридах — около 103,5 г/т. Несколько богаче последних порфириды и диабазо-порфириды палеогена (145,2 г/т). В связи с цинковой специализацией рассматриваемых пород (несмотря на некоторую их обогащенность медью) цинково-медное отношение в них в большинстве случаев намного выше значения этого отношения среднего состава основных пород земной коры (1,3).

Данные о содержании свинца, цинка и меди в основных породах Локского массива, показали, что в палеозойских габбро и габбро-амфиболитах, несмотря на то, что они, видимо, являются раннегерцинскими, соотношение свинца, цинка и меди то же, что и в более поздних гранитоидах. Следовательно, несмотря на разнотипность этих пород, они выявляют признаки провинциальной геохимической специализации. В постпалео-

зойских основных жильных породах не только сохраняется, но и усиливается цинковая специализация (провинциальная). Однако, наряду с последней, проявляются и признаки некоторой специализации в отношении меди. Поскольку медью палеозойские породы были резко обеднены, значительное возрастание концентрации меди в юрских и третичных основных породах можно рассматривать, как проявление возрастной их специализации.

СВИНЕЦ, ЦИНК И МЕДЬ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ

В связи с проблемой источника рудного вещества, нельзя не обратить внимания на потенциальные возможности магматических пород как источника металлов, при их выщелачивании постмагматическими растворами. Подсчеты показывают (Ляхович, 1964), что количество многих рудных элементов в гранитоидной породе настолько велики, что даже их частичный вынос из некоторого объема вполне достаточен для образования месторождений значительных масштабов. Можно предположить, что при разложении породообразующего минерала — «хозяина» — высвобождаются заметные количества рудных элементов, присутствующих в виде примесей. В настоящее время нет неоспоримых доказательств существования такого рода механизма гидротермального рудообразования, однако исследования В. Л. Барсукова (1957, 1961) по молибдену и бору, И. Я. Некрасова и Г. Н. Гамянина (1962) по кобальту, и Т. Ивановича, Н. Гварамадзе и Т. Мchedlishvili (1966) по свинцу дают основание заострить внимание исследователей на возможной роли этих процессов в рудообразовании. Поэтому исследование вопроса о распределении рудных и редких элементов в позднемагматически и постмагматически измененных породах, а в частности в гранитоидах рудных районов, является необходимой частью исследований металлогенической специализации магматических пород. Выяснение истинной картины распределения рудных элементов в измененных породах осложнено тем, что часто в пределах рудных районов, на постмагматически измененные породы бывает наложена рудная минерализация последующей стадии того же этапа минерализации. Поэтому в большинстве случаев не удается избежать рудного ореольного заражения измененных пород, что и проявилось в некоторых образцах локских пород.

В Локском массиве свинец, цинк и медь были изучены в альбитизированных гранитоидах — продуктах позднемагматической стадии натрового метасоматоза, в пропилитизированных гранитоидах и пропилитизированных дайках основных пород

и в различных гидротермальных метасоматитах, пространственно и генетически связанных с пропилитизированными породами постпалеозойского гидротермального процесса. На поведение свинца, цинка и меди в альбитизированных гранитах останавливаться не будем, так как эти вопросы по возможности были уже рассмотрены совместно с неизменными гранитоидами. Напомним лишь, что при альбитизации происходит вынос свинца из породы, причем вынос возрастает с увеличением степени альбитизации гранитоидов. Аналогичным образом, но менее контрастно ведет себя цинк. Что же касается меди, то данные по нему недостаточны для какого-нибудь вывода. В пропилитизированных гранитоидах наблюдаются значительные вариации в содержании свинца и меди и менее чувствительные для цинка. Особенно хорошо это видно для свинца, концентрация которого в преобладающих случаях ниже, чем в неизмененных гранитах. На это же указывает среднее его содержание (5,8 г/т) в пропилитизированных гранитоидах. Аналогичная картина исключительно сильных вариаций была установлена для пропилитизированных пород Аджарии, однако в них верхний предел содержания свинца, ввиду сильного ореольного загрязнения, достигал нескольких сотен г/т (Иваницкий, Гварамадзе и др., 1969).

Рассматривая содержание цинка выясняется, что пропилитизированные граниты по сравнению с неизмененными значительно беднее примесью цинка. Исключительно высокое содержание цинка в некоторых образцах (375 г/т, 300 г/т и т. д.) обусловлено наличием в них мельчайшей (видимых в рудном микроскопе) вкрапленности сфалерита, халькопирита и пирита, связанных с наложением сульфидной стадии минерализации («ураганные» содержания цинка, как и свинца и меди, при подсчете среднего не учитывались). Следовательно, как и для свинца, так и для цинка намечается значительный вынос из гранитоидов в процессе пропилитизации. Картина распределения меди в пропилитизированных гранитоидах мало чем отличается от картины распределения свинца и цинка. И для меди наблюдаются резкие изменения концентрации от образца к образцу и наличие единичных «ураганных» содержаний при общем значительном разубоживании по сравнению с неизмененными гранитоидами. Полученные данные являются ориентировочными, однако они в качественном отношении отображают общую тенденцию к разубоживанию свинцом, цинком и медью гранитоидов при их пропилитизации.

Данных для пропилитизированных даек порфиритов и диабазо-порфиритов меньше, чем для пропилитизированных гранитоидов. Сравнивая эти данные с данными о содержании свинца, цинка и меди в неизмененных их аналогах можно заметить,

что цинк и медь в последних присутствуют в заметно высоких концентрациях. По свинцу картина менее ясная.

Таким образом, можно заключить, что как при пропилитизации гранитоидов, так и при пропилитизации основных жильных пород, происходит некоторый вынос рудных элементов. Наконец, следует отметить, что в гидротермально измененных породах, нет смысла проводить анализ значений калий-свинцового, цинково-магниевого и других отношений, так как при наличии в системе сероводорода (на что указывает всегда присутствующий пирит) свинец, цинк и медь при высокой степени своего сродства с серой должны накапливаться в виде сульфидов, а не входить в решетку поствагматических алюмосиликатов.

В заключение нужно отметить, что на примере изучения гидротермально измененных пород Локского массива и Аджарии мы приходим к выводу, что для измененных пород характерны сильные вариации в содержании свинца, цинка и меди, что обусловлено, с одной стороны их выщелачиванием в продолжении ранней стадии гидротермального процесса, а с другой (высокие концентрации) — участковым ореольным заражением минерализацией сульфидной стадии.

СВИНЕЦ, ЦИНК И МЕДЬ В ПОРОДАХ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО МЕЛА

Данные о содержании свинца, цинка и меди в породах вулканогенной толщи верхнего мела указывают, что в них характерные для пород Локского массива (в особенности для палеозойских) соотношения между свинцом, цинком и медью нарушены в пользу меди. Среднее содержание меди в вулканогенной толще (по одному разрезу, 11 анализов) равняется 128 г/т, что примерно в 8—10 раз больше содержания меди в гранитоидах массива и приближается к содержанию меди в основных жильных породах юры (174,7 г/т, 103,5 г/т) и палеогена (145,2 г/т). С другой стороны, обращает на себя внимание низкое содержание цинка (22,7 г/т) и свинца (7,33 г/т) в вулканогенной толще (отсутствие цинковой и свинцовой специализации). В связи с этим можно предположить, что начиная со средней юры магматизм в рассматриваемом районе приобретает медную специализацию.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ПО ГЕОХИМИИ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ

На основании рассмотренных данных можно сделать следующие выводы.

1. Среди породообразующих минералов гранитоидов Локского массива в лейкократовых минералах наиболее высокие концентрации свинца наблюдаются в кали-натровых полевых шпатах (около 22 г/т). В плагиоклазах среднее содержание

свинца — порядка 8,5 г/т, а в кварце — около 1,3 г/т. Следовательно, калишпаты являются минералом-концентратором и минералом-носителем свинца, а плагиоклазы, совместно с калишпатом, — минералом-носителем. При процессах метасоматической пертитизации калишпатов происходит значительное их обеднение свинцом. Сравнивая данные о содержании свинца в калишпатах локских гранитоидов с литературными, выясняется, что свинец содержится в соизмеримых концентрациях. Однако значение отношения $Pb_{(or)}:Pb_{(pl)}$, которое для локских гранитоидов в большинстве случаев выше 1, указывает на обогащение калишпатов свинцом, что не характерно для других районов.

2. Породообразующие минералы гранитоидов исключительно богаты примесью цинка. Концентрация цинка происходит в основном в амфиболе и магнетите (668 г/т). Однако кали-натровые полевые шпаты (202 г/т) и плагиоклазы (175 г/т) также значительно обогащены цинком. Локские полевые шпаты в среднем в десять-пятнадцать раз богаче цинком, чем полевые шпаты Сусамырского батолита и гранитоидов Северного Тянь-Шаня. Если учесть, что в полевых шпатах, по К. Х. Ведеполлю, в среднем присутствует около 10 г/т цинка вполне очевидна цинковая специализация локских полевых шпатов. Картина распределения цинка между ассоциирующими лейкократовыми минералами указывает на большую обогащенность цинком калишпатов по сравнению с парагенетичным с ним плагиоклазом, кварц же почти всегда лишен примеси цинка. Наиболее низкие концентрации цинка характерны для пертитизированных калишпатов, что, очевидно, является результатом выноса цинка в стадии натрового метасоматоза.

3. Среди лейкократовых минералов наиболее высокие концентрации меди характерны для плагиоклазов (13,5 г/т), менее значительные — для кали-натрового полевого шпата (около 10 г/т) и наиболее низки — для кварца (около 8,5 г/т). Примесь меди в породообразующих минералах локских гранитоидов в значительной степени обусловлена наличием сингенетичных тонкодисперсных выделений сульфидов — халькопирита, пирротина и пирита.

4. Среди магматических пород Локского массива богаче всех свинцом герцинские крупнозернистые гранитоиды (в частности, гранодиориты) и особенно наиболее поздние дифференциаты — аплиты. Однако среднее содержание свинца в них в 1,4 раза ниже кларка свинца в кислых породах и значительно ниже, чем в гранитоидах Северного Тянь-Шаня и некоторых других районов мира. Следовательно, герцинские гранитоиды Локского массива не выявляют свинцовой специализации. Еще менее богаты свинцом постпалеозойские (юрские) аплитовидные граниты. Близкие к кларку (для основных пород) концент-

рации свинца наблюдаются в юрских и палеогеновых порфири-тах и диабазо-порфири-тах и в 2,4 раза более низкие в габбро-амфиболитах. Калий-свинцовое отношение локских гранитоидов показывает, что в них отсутствуют не только признаки абсолютного обогащения свинцом, но и признаки обогащения относительно к калию. Полученные данные позволяют предположить, что высокощелочные гранитоидные магмы с превалянием натрия над калием не являются специализированными по свинцу.

5. Породы Локского массива сильно обогащены цинком. Особенно высокие концентрации характерны для основных пород юры и палеогена; на цинковую специализацию этих пород указывают и довольно высокие значения цинково-свинцового отношения. Богаты цинком и гранитоиды — диориты и гранодиориты в 2 раза, а граниты в 1,3 раза богаче средних и кислых пород земной коры. Следовательно, цинковая специализация этих пород бесспорна.

Низкие значения магний-цинкового отношения в свою очередь указывают как на абсолютное обогащение гранитоидов цинком, так и на обогащение по отношению к магнию. Таким же образом гранитоиды оказываются обогащенными цинком и по отношению к железу (аналогичная картина и в основных дайках). Основность породы в наиболее общем виде предопределяет содержание в нем цинка, однако прямая коррелированность цинка с магнием и железом отсутствует. В герцинских гранитоидах ясно наблюдается тенденция к их обеднению цинком в ряду кварцевый диорит-гранодиорит-гранит-аплит. Такое поведение цинка в гранитоидных породах одного тектоно-магматического цикла хорошо согласуется с данными по другим плутонам. В свете приведенных данных исследуемую часть Юго-Восточной Грузии следует отнести к цинковой провинции.

6. Медь в магматических породах Локского массива присутствует в более низких чем цинк, но в более высоких, чем свинец концентрациях. Наиболее обогащенными медью породами являются порфириты и диабазо-порфириты палеогена и юры, в которых содержание меди превышает кларк меди в основных породах. В отличие от этого палеозойские габбро и габбро-амфиболиты по сравнению с кларком меди обеднены примерно в 5 раз. В герцинских гранитоидах медь распределена неравномерно и не подчиняется известной закономерности уменьшения концентрации от более основных к кислым. По сравнению с кларком меди в средних и кислых породах кварцевые диориты и граниты Локского массива содержат в 2 раза более низкие его концентрации. Значение отношения Fe/Cu в гранитоидах не выдержано и меняется в широких пределах, значительно отклоняясь в ту и другую сторону от величины этого отношения для кислых пород земной коры (860). Таким

же образом отсутствует всякая коррелированность между содержанием меди и железа (ΣFe) в породах.

7. Анализ полученных данных позволяет считать, что в магматическом и более позднем аутометасоматическом процессе поведение свинца и цинка и соответствующих их петрогенных аналогов K , Mg и Fe , несмотря на геохимическую и кристаллохимическую близость, могут существенным образом расколоться. Что же касается меди, то в силу сильно выраженных халькофильных свойств этого элемента он ведет себя вполне независимо от петрогенных элементов.

8. Особенности содержания и распределения свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива позволяют установить в них четкие признаки провинциальной геохимической специализации по цинку от нижнего палеозоя до палеогена включительно. Возрастная специализация наблюдается в отношении меди и выражена в наличии трех возрастных максимумов — в байосе, в верхнем мелу и в палеогене. Во всех трех случаях максимальная концентрация меди проявляется в связи с геосинклинальным (субгеосинклинальным) эффузивным магматизмом.

9. В процессе натриевого метасоматоза (автометасоматоз) происходит значительный вынос свинца и цинка из пород. Некоторый вынос этих элементов, видимо, связан и с процессом окварцевания пород (кремниевый метасоматоз). Медь к отмеченным процессам ведет себя, видимо, индифферентно.

10. Одинаковый характер специализации (в отношении всех трех рудных элементов) герцинских и юрских гранитоидов, возможно, указывает на одинаковый механизм образования гранитоидной магмы путем ее выплавления из субстрата. Однако в герцинском комплексе проявляются довольно четкие признаки дифференциационной специализации отдельных его членов, а также влияние на специализацию процессов местной ассимиляции (кварцевые диориты) и аутометасоматоза.

11. В процессе гидротермального метаморфизма гранитоидов и даек основных пород происходит резкое нарушение первичных концентраций этих металлов в породах, в основном в сторону их выноса.

ГЛАВА III

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В настоящее время теория эндогенного рудообразования постмагматического этапа развивается и совершенствуется довольно успешно. Примером может служить коллективный труд советских геологов «Генезис эндогенных рудных месторождений» (1968). В этой работе на основании детального анализа решены многие вопросы постмагматического рудообразования, о которых всего 15—20 лет назад существовали довольно смутные представления. Не менее успешно развивается и самостоятельный раздел геологии рудных месторождений — металлогения. Однако наши знания о источниках рудного вещества остаются на низком уровне и в большинстве случаев не выходят за пределы сферы общих соображений. Сложность заключается еще и в том, что в настоящее время по данному вопросу существуют диаметрально противоположные мнения. Большинство исследователей придерживается представления о генетической (парагенетической) связи постмагматических месторождений (плутоногенных гидротермальных, вулканогенных гидротермальных и т. п.) с различными магматическими породами. Они считают, что рудное вещество отторгнуто тем или иным способом от магмы в глубинном очаге, а возможно в участке ее внедрения или излияния. Другая, меньшая, часть исследователей придерживается взгляда о подкоровом происхождении рудоносных растворов (ряд геологов США и СССР). Существуют также взгляды на роль магматических процессов как стимуляторов мобилизации рудного вещества из вмещающих толщ и некоторые другие разновидности этой гипотезы.

Наряду с этим, не вызывает сомнения наличие закономерности связи различных рудных формаций с разными по основности магматическими породами. Именно эти закономерности

используются в регионально-металлогенических построениях для предположительной генетической увязки и прогнозирования. Однако такого рода построения вызывают справедливую критику многих геологов, так как нет критериев, которые позволили бы в гранитоидах отличить рудоносные от безрудных.

Несмотря на это, ясно, что существующие эмпирические закономерности не являются случайными. Поэтому знание петрологических закономерностей развития магматизма в конкретных геолого-структурных условиях и геохимических особенностей распределения рудных элементов в магматическом процессе необходимо для решения этого вопроса. Таким образом, в настоящее время не должно вызывать сомнения наличие металлогенически специализированной магмы. Однако, как отражалась металлогеническая специализация магмы в породах — в повышении или понижении концентрации рудных элементов по сравнению с кларковым их значением — это уже второй вопрос.

В связи с этим, мы считаем преждевременным вкладывать точно определенный смысл в термин «металлогеническая специализация пород» (интрузивов). Поэтому в дальнейшем при пользовании этим термином мы укажем условно принятое его определение.

Необходимость решения вопроса о зависимости между содержанием рудных элементов в магматических породах в связи с ассоциирующими с ними в пространстве и во времени рудными месторождениями ставился еще С. С. Смирновым свыше 20 лет тому назад (Смирнов, 1946).

За этот период в литературе накопился довольно обширный материал по Mo, U, Th, Be, Sn, Pb, Zn и некоторым другим рудным и редким элементам. Геохимический анализ этих данных существенным образом уточнил вопрос о поведении элементов примесей пород в магматических, автотетасоматических и постмагматических процессах. Можно считать, что в настоящее время выяснены основные черты геохимии многих рудных элементов и их соотношение со своими петрогенными аналогами в гранитоидных породах, что вплотную подвело науку к решению вопроса о металлогенической специализации гранитоидных интрузивов. Однако ряд вопросов все еще требует уточнения. К примеру: рассматривая распределение примесей в гранитоидных интрузивах, следует выяснить закономерности их поведения в сходных по химическому составу, однако различных по генезису породах. Таким же образом в регионах полицикличе-

ского геологического развития следует выяснить влияние процессов регенерации (омолаживания) на перераспределение примеси и их вторичную мобилизацию. Не менее важным является решение вопроса о взаимосвязи между провинциальными геохимическими признаками и уровнями содержания примесей рудных элементов в породах. Необходимо также выяснить роль автотерматических и постмагматических процессов в мобилизации рудных элементов, влияние формы нахождения рудных элементов в породах (минералах) на предполагаемую их рудоносность, установить изоморфные емкости породобразующих минералов в зависимости от их генезиса и ряд других не менее важных вопросов.

Таким образом, круг вопросов, окончательная разработка и уточнение которых продвинет вперед разработку критериев генетической связи оруденений с магматизмом, довольно обширен. Некоторые из них рассмотрены Л. В. Таусоном (1961, 1964), В. С. Коптев-Дворниковым и М. Г. Руб (1964), Ю. В. Казицыным (1965) и др.

Под геохимической специализацией пород (интрузива) в настоящей работе (как это было показано во второй главе) понимается положительная или отрицательная аномалия в содержании рудных элементов (Pb, Zn и Cu), отличающаяся от средних значений их содержаний. Следовательно, в работе применяется понятие положительной и отрицательной геохимической специализации пород. Следуя за Л. В. Таусоном (1964) и Р. Д. Гаврилиным, В. И. Злобиным и др. (1966) под металлогенетической специализацией интрузивов (пород) в работе понимается частный случай геохимически положительно специализированного интрузива, который по геологическим данным предположительно является рудоносным. Величина концентрации свинца, цинка и меди, которая должна определять геохимическую специализацию пород, судя по литературным данным, разными исследователями принимается по-разному, и пока не существует общепринятых норм. Условимся, что в настоящей работе отклонение от кларковых содержаний свинца, цинка и меди в 1,5—2 раза мы будем рассматривать как признак геохимической положительной или отрицательной специализации соответствующих пород.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЛОКСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Локский рудный узел в наиболее общем виде имеет двухэтажное строение с различными структурно-геологическими особенностями в пределах каждого этажа. Однако геологическая история развития узла характеризуется полициклическостью в

продолжении каледонской (?), герцинской и альпийской эпох складчатости (интенсивность проявления которых была неодинаковой). Оруденения этого узла в основном представлены полиметаллическими, часто золотоносными жильными, гидротермальными мелкими месторождениями и рудопроявлениями, приуроченными как к нижнему, так и верхнему этажу. Они залегают в гранитоидах палеозоя, в глинисто-песчанистой толще лейаса и в вулканогенно-осадочной толще байоса и среднего эоцена. Объединение этих оруденений в один узел диктуется их тесной пространственной связью, приуроченностью к одной и той же антиклинальной структуре и значительно сходными структурно-геологическими условиями в локализации оруденения.

На основании геологических данных полиметаллические оруденения рассматриваются как постпалеозойские, и в них выделяются четыре типа: 1) собственно полиметаллические; 2) медные, со значительным содержанием цинка и свинца; 3) баритовые с примесью меди, свинца и цинка и 4) скарново-гидротермальные.

Собственно полиметаллические оруденения, возраст которых одни считают юрским (Иваницкий, Везиришвили, 1953, Твалчрелидзе, 1958; Иваницкий, 1963 и др.), а другие (Бежанишвили, 1963) третичным, залегают в порфиритовой свите байоса (Дамблуд) в глинисто-песчанистых отложениях лейаса (Дамблуд, Горасцкали), в палеозойских гранитоидах (Джандар, Камышло) и в палеозойской метаморфической толще (некоторые мелкие рудопроявления). Все эти оруденения сопровождаются довольно мощными зонами гидротермального изменения и пиритизации. Локализация рудных тел наблюдается в связи с трещинной тектоникой второго порядка в пределах гидротермально измененных и пиритизированных зон, иногда в контактовых участках диабазо-порфиритов с кварцевыми диоритами. Минералогия руд сложная, однако в некоторой степени меняется от месторождения к месторождению. Руда в основном цинковая и сложена сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, тетраэдритом, аляскитом, бенжаминитом, петцитом, самородным золотом, тетрадимитом, виттихенитом, овихитом и некоторыми другими сульфидами и сульфосолями.

Медные со значительным содержанием цинка и свинца жильные оруденения залегают в вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена (Сакирское мелкое месторождение и ряд незначительных рудопроявлений Джараерской группы) и представлены маломощными жилами в пределах тектонически смятых и гидротермально измененных зон, с вкрапленно-прожилковатым оруденением, часто в близконтактных участках порфиритов и диабазо-порфиритов" (эти последние в отличие от ана-

логичных пород, с которыми пространственно ассоциируют оруденения первого типа не альбитизированы). Руда в основном медная и сложена халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, кварцем и карбонатом. Возраст рассматриваемых оруденений считается третичным (Багратишвили, 1953; Твалчрелидзе, 1958; Иваницкий, 1963).

Баритовые с примесью меди, свинца и цинка жильные оруденения в пределах мощных тектонических зон смятия представлены мелкими месторождениями и рудопроявлениями, залегающими в глинисто-песчаных отложениях лейаса, в порфиритовой свите байоса и в гранитоидах (палеозой? юра?). Во всех представителях этого типа в парагенезисе с баритом наблюдаются карбонат, кварц, пирит, галенит, халькопирит и сфалерит. Возраст рассматриваемого типа (Карадагское, Бежан-Назарское, Локское, Боскинское и др. рудопроявления), видимо, также является юрским (Багратишвили, 1960).

Четвертый тип рудной минерализации представлен скарново-гидротермальным полиметаллическим Мошеванским месторождением (данные приводятся по Бежанишвили, 1963), залегающим в вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена в виде согласных оруденелых скарнированных зон. Руда медно-цинково-свинцовая и сложена халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, гематитом, широлюзитом. По геологическим условиям залегания и характеру минерализации Мошеванское месторождение является аналогом Привольнинского месторождения в Армении. По данным В. Р. Надирадзе и Ю. И. Назарова (1965), месторождение парагенетически связано с дайками авлит-лабрадоровых порфиритов среднего эоцена.

Из изложенных данных следует, что в пределах Локского рудного узла предполагается наличие полиметаллической минерализации двух возрастов — юрского и третичного. Первая из них характеризуется цинковой специализацией, в то время как вторая — медной.

Следовательно, данные о содержании и распределении свинца, цинка и меди в магматических породах Локского рудного узла в некоторой степени коррелируются с данными о закономерности распределения полиметаллической минерализации узла.

Наконец, считаем нужным указать на возможность обнаружения в рудном узле полиметаллической минерализации палеозойского возраста. На это указывает высокая степень положительной цинковой геохимической специализации палеозойского комплекса гранитоидов. Кроме того, широкое развитие процессов грейзенизации палеозойских гранитоидов с признаками их молибденоносности также заслуживает внимания. Некоторый интерес представляет собой и широкое развитие процессов

кварц-альбитового метасоматоза (в палеозойском комплексе гранитоидов) с точки зрения их перспективности на некоторые редкие элементы.

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЛОКСКОГО МАССИВА

Приведенные данные в отношении содержания и распределения свинца, цинка и меди указывают на проявление признаков провинциальной геохимической специализации магматических пород Локского массива (табл. 31).

Обращает на себя внимание «сквозной» характер свинцово-цинковой специализации пород при полициклической истории геологического развития Локского массива. Именно этим и отличается геохимическая специализация Локского массива от геохимической неоднородности второго порядка (Козицын, 1965). Довольно ясно наблюдается положительная геохимическая специализация (табл. 31) всех разновозрастных магматических комплексов по цинку (за исключением верхнемелового доскладчатого вулканогенно-осадочного комплекса) и отрицательная по свинцу, (за исключением герцинских гранит-аплитов и третичных порфиритов и диабазо-порфиритов). По меди картина специализации менее равномерная; она положительная в доскладчатых вулканогенно-осадочных комплексах юры, верхнего мела и палеогена и отрицательная в габбро-амфиболитах и в гранитоидных комплексах герцинского и юрского возраста. Следовательно, для свинца и цинка характерна более выдержанная аномальность в содержании, чем для меди.

Ряд аналогичных примеров можно привести по другим регионам (Виноградов и др., 1959; Ициксон, 1960; Изох, 1962 и др.), что указывает на положительную специализацию разновозрастных магматических комплексов в пределах определенных регионов на тот или иной рудный элемент или группу элементов. Известно, что такого рода специализация в рудных месторождениях, выраженная в преобладающем развитии разновозрастных месторождений того или иного металла в пределах определенных крупных участков земной коры, обусловило необходимость выделений рудных провинций. Как показали исследования последних лет, в отношении Mo, Sn, W (частично Cu) и некоторых других элементов, наблюдается тенденция к прямой коррелированности между геохимической положительной специализацией магматических комплексов региона и развитием в регионе разновозрастных постмагматических месторождений этих металлов.

Из наших данных (табл. 31) следует, что при общей отрицательной геохимической специализации пород по свинцу и положительной по цинку, степень такого рода специализации

Геохимическая специализация по свинцу, цинку и меди различных комплексов пород Локского массива

Комплексы пород	Название породы	С в и н е ц			Ц и н к			М е д ь		
		Содержание, g/m	Кларк, g/m	Знак и степень геохимической специализации	Содержание, g/m	Кларк, g/m	Знак и степень геохимической специализации	Содержание, g/m	Кларк, g/m	Знак и степень геохимической специализации
Нижнегерцинский метаморфический комплекс	Различные кристаллические сланцы	9,5	—	—	109,0	—	—	25,66	—	—
		3,30	8	-2,4	150,83	130	+1,16	22,4	100	-4,5
Герцинский (нижнегерцинский) комплекс габбро-амфиболитов	Габбро и габбро-амфиболиты	12,83	15	-1,16	176,0	72	+2,4	17,83	35	-2
		14,66	—	—	104,44	72	+1,5	18,33	20	-1,9
Герцинский комплекс габбро-амфиболитов	Кварцевые диориты	17,0	20	-1,18	80,0	60	+1,33	9,13	20	-2,2
		26,0	20	+1,3	72,6	60	+1,21	24,6	100	+1,25
Юркий-байосский доскладчатый вулканогенный комплекс	Порфиры (дайки)	6,0	8	-1,33	194,0	130	+1,5	174,73	100	+1,75
		6,0	8	-1,33	260,0	130	+2,0	103,5	—	+1,03
Батский синекладчатый и постскладчатый гранитный комплекс	Аплитовидные граниты	9,4	20	-2,12	100,0	60	+1,66	9,0	20	-2,2
		4,5	20	-4,4	168,2	60	+2,8	9,83	35	-2,04
Верхнемеловой доскладчатый вулканогенно-осадочный комплекс	Кварц-порфиры (дайки)	12,0	15	-1,25	77,5	72	+1,08	14,66	35	-2,33
		7,33	15	-2,06	22,70	72	-3,17	128,0	35	+3,6
Третичный (эоценовый) доскладчатый вулканогенный комплекс	Порфиры и диабазо-порфиры (дайки)	9,4	8	+1,17	251,2	130	+1,93	145,2	100	+1,45
		9,4	8	+1,17	251,2	130	+1,93	145,2	100	+1,45

Примечание. Кларки свинца, цинка и меди для основных, средних и кислых пород по А. П. Виноградову (1962). Верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс по основным, средним и кислым породам.

отдельных членов комплекса различная. В отношении свинца наиболее высокая степень отрицательной специализации отмечается для герцинских габбро и габбро-амфиболитов, батских аплитовидных гранитов, кварц-порфиров и верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи. В отношении цинка наиболее высокая степень положительной специализации наблюдается для герцинских кварцевых диоритов, байосских диабазов и диабазо-порфиров и кварц-порфиров. Однако эти аномалии не являются настолько значительными, чтобы их рассматривать как качественно иное явление. Следовательно, на фоне некоторой аномальности в содержании свинца и цинка не наблюдаются местных (локальные, характерные для отдельных членов комплекса) резких увеличений или уменьшений содержаний (в десятки раз) этих элементов. Следует указать, что в литературе имеются указания как на местные резкие обогащения пород в пределах некоторых рудных районов, так и на отсутствие признаков положительной геохимической специализации.

Так, например, Г. М. Меликсетян (1964) указывает на двух- и трехкратное увеличение концентрации меди и молибдена в породах первой интрузивной фазы Мегринского рудоносного плутона.

По данным А. В. Рабиновича и др. (1958), кварцевые диориты Восточного Забайкалья, с которыми по геологическим данным генетически связывают полиметаллическую минерализацию Кличкинского района, содержат 14 г/т Рb, в то время как гранодиориты Шахтаны и граниты Малого Соктуя, с которыми связывают молибденовое и оловорудное месторождения, соответственно, содержат 20 и 28 г/т Рb. Таким же образом гранитоиды Сусамырского и Киргизского хребтов, с которыми генетически не связана полиметаллическая минерализация, содержат довольно высокие концентрации свинца — 20—31 г/т и цинка 30—96 г/т (Таусон, 1961). По данным В. Л. Барсукова (1964), граниты Чалбинского массива (Хабаровский край) содержат 18 г/т Рb и 30 г/т Zn. В гибридных гранитоидах Силинской группы по мере усиления гибридности в ряду гранодиорит-кварцевый диорит — моноцит — габбро-диорит содержание свинца уменьшается до 10 г/т, а цинка возрастает до 68 г/т. Одновременно с этим в лейкократовых пегматитовых гранитах, прорывающих чалбинские гранитоиды, содержание свинца возрастает до 28 г/т, а содержание цинка падает до 28 г/т. В то же время сульфидно-касситеритовую (богатую свинцом и цинком) минерализацию генетически связывают с гранитоидами Силинской группы. По данным Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и др. (1966) свинцовая положительная геохимическая специализация (1,5—2-кратная) гранитоидов (герцинского возраста) Северного Тянь-Шаня соответствует свинцовой метал-

логении региона. По представлению этих исследователей в этом и находит свое выражение свинцовая металлогеническая специализация герцинских интрузивов в региональном плане и указывает на свинцовую металлоносность глубинного магматического очага. Данные, полученные нами по аджарским интрузивным породам (Иваницкий, Гварамадзе и др., 1969), показали отсутствие признаков их положительной геохимической специализации по свинцу, при довольно высокой степени их цинковой (диориты в 1,8 раза обогащены цинком) и особенно медной специализации (медью габбро обогащены в 3 раза, диориты в 7 раз, а граниты и граносиениты в 1,6 раза). Такая картина в какой-то мере коррелируется с преобладающим развитием медно-цинковой жильной минерализацией в Аджарском рудном районе (Мерисский рудный узел и другие рудопроявления).

Анализ данных по металлогении и геохимической специализации пород Локского рудного узла позволяет считать, что в наиболее общем виде они в какой-то степени коррелируются между собой. В аспекте данных по цинку, можно предположить, что «сквозной» характер цинковой геохимической специализации пород и «сквозной» же облик цинковой металлогении обусловлены богатством субстрата и более глубоких частей (данного участка Юго-Восточной Грузии) этим рудным элементом. Видимо, в этом следует искать причину провинциальной специализации как гранодиоритов, так и основных жильных пород. В отношении меди, видна картина обогащения пород доскладчатых комплексов, с чем хорошо коррелируется наличие (за пределами рудного узла) в вулканогенно-осадочной толще верхнего мела медно-сульфидных месторождений колчеданного типа (Маднеули, Цителисопели, Квемо Болниси и др.). Наряду с этим, нельзя не отметить, что отрицательная специализация верхнемеловой вулканогенной толщи по цинку не соответствует высоким концентрациям цинка в медно-сульфидных колчеданных месторождениях, а также факту присутствия в этой толще Маднеульского барито-свинцово-цинкового крупного месторождения (следует заметить, что данные по специализации верхнемеловой толщи недостаточны).

Резюмируя литературные, а также наши данные (по двум рудным узлам Грузии) в отношении металлогенической специализации пород по свинцу, цинку и меди, нельзя прийти к однозначному выводу о ее использовании как критерия установления генетической связи оруденения с магматизмом. Специализация интрузивных пород проявляется как в положительном, так и в отрицательном виде и не является строго выдержанной. Это подчеркивает еще раз тот факт, что эти три рудных элемента, парагенетически теснейшим образом связанные в постмагматических месторождениях (в процессе), в магматическом

процессе выявляют значительную индивидуальность в своем поведении. По свинцовой специализации пород больше данных о том, что она чаще является отрицательной. Цинковая же специализация, видимо, чаще проявлена в положительном виде; такой же, по всей вероятности, является и специализация пород по меди. Положительная цинковая металлогеническая специализация магматических комплексов Локского массива является обнадеживающим признаком для возможности выявления в рудном узле новых полиметаллических богатых цинком оруденений не только альпийского, но и герцинского возраста.

В заключение нужно заметить, что ввиду большой сложности проблемы, произведенное исследование не дало определенного ответа на поставленную задачу. Однако можно рассчитывать, что накопление данных по другим рудным районам позволит в дальнейшем хотя бы частично разрешить эту интересную проблему.

ЛИТЕРАТУРА

- Багратишвили Т. Д. О полиметаллических оруденениях юго-западной периферии Локского массива. Минералогия полиметаллических месторождений Южной Грузии. Инст. геол. и минер. АН ГССР, Тбилиси, 1953.
- Багратишвили Т. Д. Минералогия баритовых месторождений Грузии. Геол. инст. АН ГССР, Тбилиси, 1960.
- Барканов И. В. Геология и рудные месторождения северной части Степанаванского района и соседних частей Аллавердского района ССР Армении и Башкичетского района ССР Грузии (реферат доклада). Проблемы советской геологии. № 11, 1936.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», № 1, 1957.
- Барсуков В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора. «Геохимия», № 7, 1961.
- Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузивов. В сб.: «Химия земной коры», т. II, М., 1964.
- Бежанишвили Г. Н. Геолого-структурные и генетические особенности полиметаллических рудопроявлений Дамблудского и Мошеванского рудных полей. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып. 18, Тбилиси, 1969.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В., Топоров Н. А. Физико-химические системы силикатной технологии. Промстройиздат, М., 1954.
- Беус А. А., Берилий, В. в кн.: «Геохимия, минералогия и генетические
9. Т. В. Иваницкий, Т. Н. Мгелиашвили

- типы месторождений редких элементов». Том I. Геохимия редких элементов, АН СССР, ИМГРЭ, М., 1964.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$. В сб.: «Полевые шпаты». ИЛ, 1952.
- Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузий Скаергаард, Гренландия. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ, М., 1952.
- Вершковская О. В. Галий. В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Том I, Геохимия редких элементов, АН СССР, ИМГРЭ, М., 1964.
- Виар Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температур и давления при образовании и превращении силикатов. В сб. «Химия земной коры», т. II, М., 1964.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
- Витовская И. В. Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчагыла и Кзыл-Эспе. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 49, 1960.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Певцова Л. А., Агафонникова Л. С., Классова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. АН СССР, ГЕОХИ, М., 1966.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», М., 1968.
- Генкин А. Д. Унаследование двойникового строения минералов при замещении ЗВМО, сер. 2, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Герасимовский В. И., Несмеянова Л. И. О распределении свинца и цинка в породах Ловозерского массива. «Геохимия», № 8, 1960.
- Гольдшмидт В. М. История металлов семейства железа в природе. В сб. «Основные идеи геохимии», вып. I, Госхимтехиздат, 1933.
- Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР (Мегринский, Кафанский и Ордубадский районы). Тр. Грузинского ГГУ, вып. II, Тбилиси, 1941.
- Джавахишвили Ш. И. О генезисе микропегматитов в гранитоидах Локского массива. Сообщ. АН СССР, т. XV, № 3, 1954.
- Джавахишвили Ш. И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз. языке). Тр. Геол. ин-та АН СССР, минералого-петрографич. серия, т. IV, Тбилиси, 1959.
- Джавахишвили Ш. И. Метаморфическая свита Локского массива. Тр. ГИН АН СССР, минер-петр. серия, т. VI, Тбилиси, 1961.
- Джавахишвили Ш. И. Некоторые результаты сравнительного изучения Локского и Храмского массивов. Сообщения АН СССР, т. XXIX, № 5, 1962.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процессов образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1955.
- Закариадзе Г. С. Вопросы петрологии сиенитовых интрузий Вакиджвари и Мериси в свете закономерностей распределения в них лития и рубидия. Кандидатская диссертация. ГЕОХИ АН СССР и ГИ АН СССР, 1964.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, М., 1953.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И., Дудаури О. З. Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр. ГИН АН СССР, новая серия, вып. 1, Тбилиси, 1965.
- Злобин Б. И., Певцова Л. А., Классова Н. С. Распределение свинца и цинка и металлогеническая специализация в варисских гранитоидах повышенной основности (центральная часть Северного Тянь-Шаня), «Геохимия», № 7, 1965.
- Иваницкий Т. В. К вопросу замещения сфалерита халькопиритом. Сообщ. АН СССР, т. XV, № 5, 1954.
- Иваницкий Т. В. К вопросу замещения минералов. Минералогический сборник Львовского геол. об-ва, № 9, 1955.
- Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Монографии, № 12, ГИН АН СССР, 1963.
- Иваницкий Т. В. К вопросу образования метасоматических пертитов (на примере интрузивных пород Аджари). Сообщения АН СССР, т. XVII, № 3, 1967.
- Иваницкий Т. В., Везиришвили Е. К. Строение и вещественный состав Дамблудского полиметаллического месторождения. Минералогия полиметаллических месторождений Южной Грузии. Инст. геологии и минералогии АН СССР, Тбилиси, 1953.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д. К вопросу распределения свинца, цинка и меди в метасоматически измененных магматических породах (на примере аджарских интрузий, Грузия) «Геохимия», № 12, 1966.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д., Шавишвили И. Д., Мачавариани М. Ш., Надарейшвили Д. Г. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджари. Тр. Геол. ин-та АН СССР, новая серия, вып. 20, Тбилиси, 1969.
- Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока). Геолог. и геофизика, № 8, 1962.
- Ициксон М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая спе-

- диализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
- Казахашвили Т. Г. Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива (западная часть). Гос. Груз. геол. управление, Тбилиси, 1941.
- Казахашвили Т. Г. Петрографическое изучение Лок-Джандарского кристаллического массива (западная часть). Груз. отд. ВИМСа, 1948.
- Казичын Ю. В. Гипотеза природы металлогенической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты. ЗВМО, вторая серия, ч. 94, вып. I, М.-Л., 1965.
- Кашкай М. А., Алиев В. И., Мамедов А. И., Махмудов С. А., Алиев А. А. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тухтун. АН АзССР, Инст. геологии, Баку, 1967.
- Кекелия М. А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива (Грузинская ССР). Кандидатская диссертация. Геологический институт АН ГССР, Тбилиси, 1966.
- Козлов В. Д., Петров Л. Л., Таусон Л. В. Особенности распределения бериллия в палеозойских гранитоидах Кукульбейского хребта. В сб. СО АН СССР: «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах», М., 1964.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., 1964.
- Краковский Ю. С. Некоторые особенности метасоматического пертигтообразования (на примере докембрийских гранитоидов Центрального Казахстана). Изв. вузов, Геология и разведка, № 12, 1962.
- Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковым признаке на руды в округе Восточной Тинтик. Юта. ИЛ, М., 1951.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.-Л., 1947.
- Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитов. Геология рудных месторождений, № 2, 1964.
- Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Арм. ССР). В сб.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., 1964.
- Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Условия формирования и закономерности размещения эндогенных месторождений Юго-Восточной Грузии. В кн. «Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии». Тр. ГИН АН ГССР, новая серия, вып. I, Тбилиси, 1965.
- Назаров Ю. И., Надирадзе В. Р. и др. Краткое описание эндогенных месторождений Юго-Восточной Грузии. В кн. «Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии». Тр. ГИН АН ГССР, новая серия, вып. I, Тбилиси, 1965.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты. В сб.: «Изменение окolorудные породы и их поисковое значение». М., 1954.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. ЗВМО, вторая серия, ч. 87, вып. 4, 1958.
- Некрасов И. Я., Гамянин Г. Н. О минеральных ассоциациях и условиях образования Со месторождений Северо-Восточной Якутии. Геология рудных месторождений, № 6, 1962.
- Нокколде С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследования связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ, 1952.
- Одикадзе Г. Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Докторская диссертация. Тбилиси, 1969.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 70, 1962.
- Рабинович А. В., Муравьева А. Н., Жданова М. В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 2, 1958.
- Рабинович А. В., Баскова З. А. Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 6, 1959.
- Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., I, 1965.
- Рубинштейн М. М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. ГИН АН ГССР, новая серия, вып. 11, Тбилиси, 1967.
- Санделл Э. В., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ, М., 1952.
- Серых В. И. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. «Геохимия», № 11, 1963.
- Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
- Смирнова Н. П., Альмухамедов А. И. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации траповой магмы. «Геохимия», № 12, 1967.
- Сретенская Н. Г. Распределение элементов-примесей в разных генерациях микроклина из пегматитов Восточного Казахстана. ДАН СССР, т. 154, в. 3, 1964.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. ГЕОХИ АН СССР, М., 1961.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. «Химия земной коры», т. II, М., 1964.
- Таусон Л. В., Певцова Л. А. О закономерности распределения свинца и цинка в породах Сусамырского каледонского гранитоидного комплекса (Центральный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 103, № 6, 1955.

- Твалчредидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. М., 1958.
- Твалчредидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии., М., 1961.
- Устиев Е. К. Интрузии палеозойских гранитоидов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 7—8, 1936.
- Ферсман А. Е. «Геохимия», т. IV, 1939.
- Deleon G., Ahrens L. H. The distribution of Li, Rb, Cs and Pb in some Yugoslaw granites. *Geochim. et Cosmochim. acta*, 12, №1, 1957.
- Fairbairn H. W., Ahrens L. H., Gorfinkle L. G. Minor elements content of ontario diabase. *Geochim. et Cosmochim. acta*, 3, №1, 1953.
- Goldschmidt V. M. *Geochemistry*. Oxford, 1954.
- Hevesy G. V., Hobbie R., Holmes A. Lead content of rocks. „Nature“, 128, 1931.
- Higazi R. The trace elements of the plutonic complex of Loch-Doon ((Southern Scotland) and thier petrogenetic significance. I. *Geol.* 62, №2, 1954.
- Morita I. Distribution of copper and Zinc in various phases of barth materials. I. *Enats Sci Nagoia Univ.*, v. 3, 1955.
- Neumann H. Notes on the mineralogy and geochemistry of zinc. *Min Mag.*, v. 28, №205, 1949.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65, 1954.
- Nockolds S. R. and Allen. R. Geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. et Cosmochim. acta*, v. 4, №3, 1953; v. 5, №6, 1954.
- Oftedal I. Regional distribution of lead in Norwegian granitic rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, v. 33, 1954.
- Ottoman I. Untersuchungen zur Verteilung von spurenelementen insbesondere rinn, in Tiefengesteinen und eirgen gesteinsbindenden Mineralien des Harzes-Z. für ang. Min. Bd. 3., H. 2, 1940.
- Sandell E. B., Goldich S. S. The rarer metallic constitution of some american igneous rocks. I. *Geol.*, v. 151, №2, 3, 1943.
- Sorrell C. A. Solid state formation of barium, strontium and lead feldspars in clay-sulfate mixtures. *Amer. Mineralogist*, 47, №3-4, 1962
- Sugawara K., Morita Y. On the revision of the clarke numbers of copper and Zinc. *Microhemie*, v. 36, 37, 1951.
- Taylor W. H. The structure of sanidine and other feldspats. *Zeitschr. Krist.*, Bd. 85, 1933.
- Tilton G. R. and oth. Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Pre-Cambrian granite. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 66, 1955.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion East Greenland. *Geochim. et Cosmochim. acta*, v. 1, №3, 1951.
- Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. *Geochim. et Cosmochim. acta*, v. 3, №2, 3, 1953.
- Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. *Geochim. et Cosmochim. acta*, v. 10, №1, 2, 1956.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Предмет исследования	6
К вопросу истории геологического исследования гранитоидов Локского массива	7
Основные черты геологии района Локского массива	9
Глава I. Краткая геолого-петрографическая характеристика магматических пород	12
Гранитоиды	13
Дайковые породы кислого и среднего состава	24
Основные породы	32
Рудные акцессорные минералы	35
Стадии позднемагматического (автометасоматического) этапа метасоматоза	37
Химический состав магматических пород	46
К петрологии и возрастному расчленению гранитоидов	52
Некоторые данные о радиологическом возрасте гранитоидов	56
Постмагматически измененные породы	62
Глава II. Геохимия свинца, цинка и меди в гранитоидах и других породах Локского массива	77
Общие замечания к вопросу	77
Свинец, цинк и медь в породообразующих минералах	78
Свинец, цинк и медь в гранитоидах	91
Свинец, цинк и медь в основных породах	112
Свинец, цинк и медь в гидротермально измененных породах	114
Свинец, цинк и медь в породах вулканогенной толщи верхнего мела	116
Некоторые выводы по геохимии свинца, цинка и меди	116
Глава III. К вопросу геохимической и металлогенической специализации магматических пород	120
Общие замечания	120
Основные черты полиметаллической минерализации Локского рудного узла	122
О геохимической и металлогенической специализации магматических пород Локского массива	125
Литература	129